



# **Microfísica de Nuvens** Microfísica de nuvem de fase mista

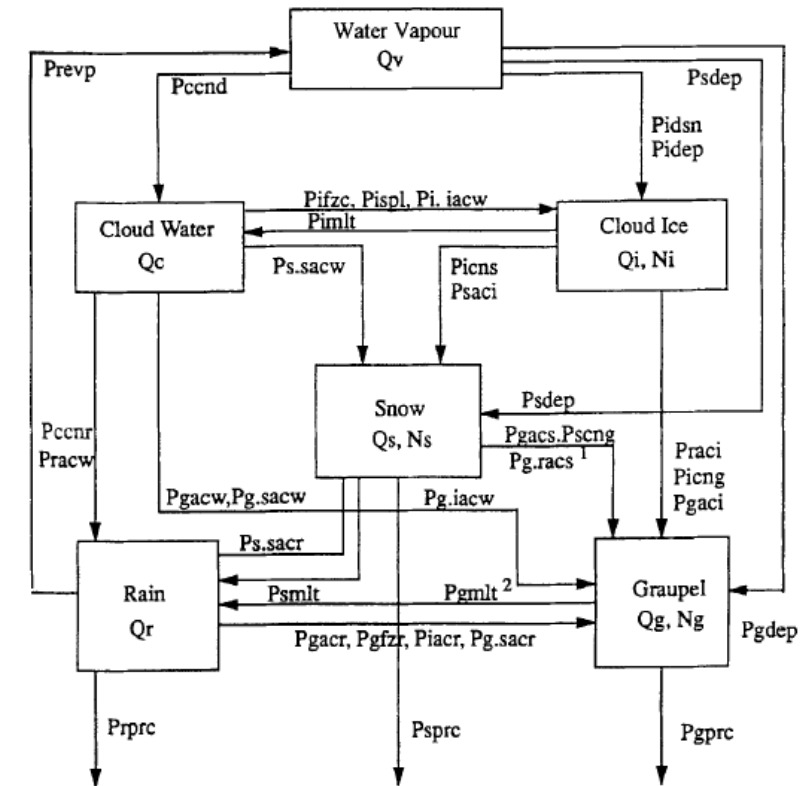
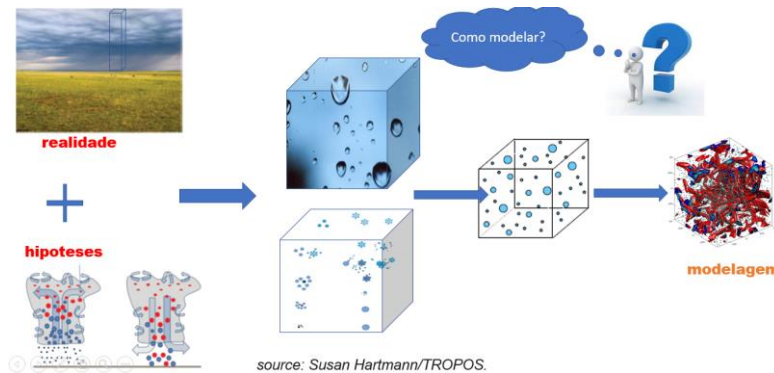
[Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - INPE](https://previsaonumerica.cptec.inpe.br/)

<https://previsaonumerica.cptec.inpe.br/>

Cachoeira Paulista, INPE



## Parametrização de Microfísica de Nuvens de Gregory Thompson



A parametrização de **Gregory Thompson** é **baseado** no esquema de parametrização microfísica bulk de fase mista descrita em **Reisner et al. (1998, RRB)** é rigorosamente testado e melhorado



# **Equações Governantes utilizada na Parametrização de Microfísica de Nuvens de Gregory Thompson**





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



**As 6 equações de prognóstico para as **razão de mistura**  $q_i, q_v, q_c, q_r, q_s, q_g$ ,**  
paralelismo

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = \underbrace{-ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v)}_{\text{paralelismo}} + D(q_v) + p^*(P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^*(-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^*(P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^*(P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^*(P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^*(P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



As 3 equações de prognóstico para as **concentrações numéricas** de gelo de nuvem  $N_i$ , neve  $N_s$  e graupel  $N_g$  são

paralelismo

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = \overbrace{-ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i)}^{\text{paralelismo}} + p^* \left( -N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_s}{\partial t} = -ADV(p^* N_s) + DIV(p^* N_s) - N_{sprc} + p^* \left( -N_{g.sacr} - N_{sag} - N_{gacs} - N_{scng} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{icns}) - \frac{N_s}{q_s} (P_{smlt} - P_{sdep}) \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_g}{\partial t} = -ADV(p^* N_g) + DIV(p^* N_g) - N_{gprc} + p^* \left( N_{icng} + \frac{N_i}{q_i} (P_{iacr} + P_{raci}) + N_{g.sacr} + N_{gacs} + N_{gfzr} - \frac{N_g}{q_g} (P_{gmlt} + P_{gdep}) \right)$$

Aqui  $p^*$  é a diferença entre a **pressão na superfície** e a **pressão no topo**,  $\sigma = (p - p_t)/p^*$

**A versão descrita no RRB como “opção 5”, que prevê adicionalmente concentrações numéricas de **graupel** e **neve**, não estava disponível até 2004-2005.**

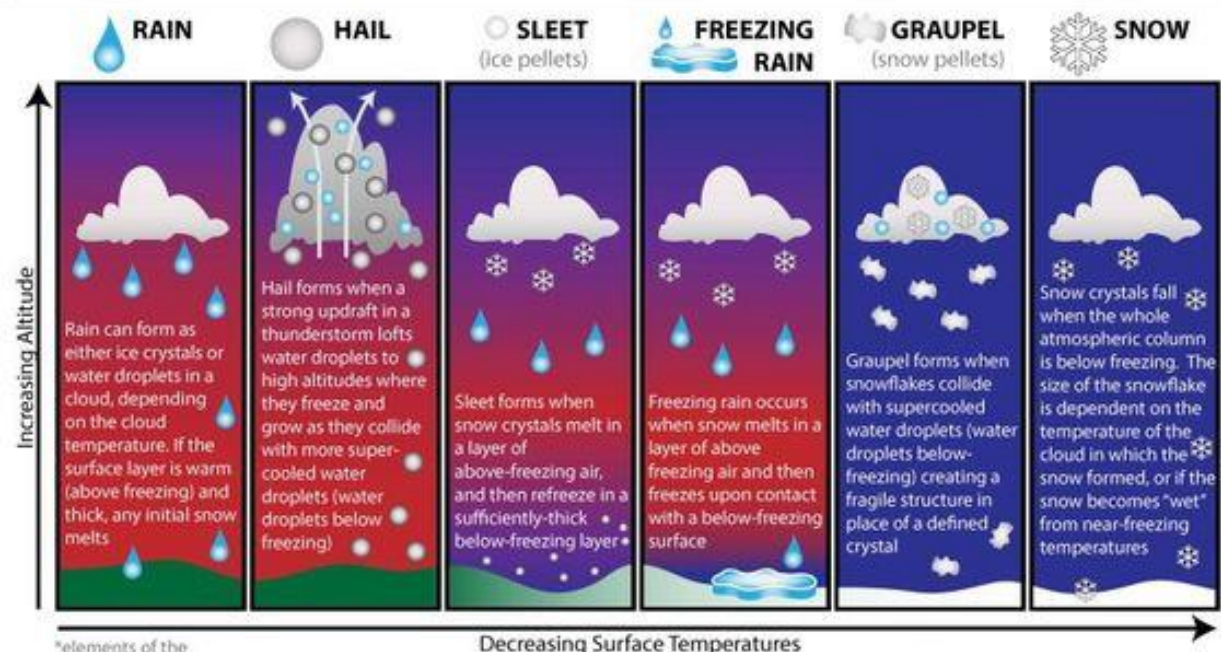




# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



## WINTRY PRECIPITATION IDENTIFICATION GUIDE



\*elements of the schematic are not drawn to scale

	 what do they look like?	 what do they sound like?	 what size are they?	<b>Atmospheric Temperature Legend:</b>  below freezing near freezing above freezing
 RAIN		pitter patter	0.5 to 10 mm	
 HAIL		falling rocks	5 to 150 mm	
 SLEET		high-pitched loud tap	0.5 to 5 mm	
 FREEZING RAIN		same as rain	0.5 to 5 mm	
 GRAUPEL		high-pitched soft tap	2 to 5 mm	
 SNOW		soft and barely detectable	0.1 to 100 mm	

Ilissa Ocko  
&  
Greg Seroka

## Parametrização de Sedimentação



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Nesta **parametrização em massa**, a função de **distribuição de tamanho** é expressa por uma relação exponencial inversa

$$N_x = \frac{N_{0x}}{\lambda_x}$$

Onde  $\lambda_x = \left( \frac{\pi \rho_x N_x}{\rho q_x} \right)^{1/3}$  e  $N_{0x} = N_x \left( \frac{\pi \rho_x N_x}{\rho q_x} \right)^{1/3}$  com  $\rho_x$  a densidade de um hidrometeoro particular e  $\rho$  a densidade do ar. A **mudança na concentração do hidrometeoro precipitável  $x$  devido a precipitação** é dado por:

$$\frac{\partial p^* N_s}{\partial t} = -ADV(p^* N_s) + DIV(p^* N_s) - N_{sprc} + p^* \left( -N_{g.sacr} - N_{sag} - N_{gacs} - N_{scng} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{icns}) - \frac{N_s}{q_s} (P_{smlt} - P_{sdep}) \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_g}{\partial t} = -ADV(p^* N_g) + DIV(p^* N_g) - N_{gprc} + p^* \left( N_{icng} + \frac{N_i}{q_i} (P_{iacr} + P_{raci}) + N_{g.sacr} + N_{gacs} + N_{gfzr} - \frac{N_g}{q_g} (P_{gmlt} + P_{gdep}) \right)$$

$$N_{xprc} = \frac{\partial \bar{U}_{nx} \rho g N_x}{\partial \sigma} \quad x = s \quad \text{ou} \quad x = g$$

onde a  $\bar{U}_{nx}$  **velocidade terminal ponderada por número** é definida como:

$$\bar{U}_{nx} = \frac{a_x \Gamma(1 + b_x)}{\lambda_x^{b_x}}$$

onde  $g = 9,8 \text{ m/s}^2$  é a aceleração gravitacional,  $a_x$  e  $b_x$ , sendo constantes usadas na fórmula da velocidade de queda. **Paulo Yoshio Kubota**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

## “Microfísica”



$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$

Mudança na razão de mistura do hidrômetro precipitável  $x$  devido à precipitação é dada como

$$P_{xprc} = \frac{\partial \bar{U}_x \rho g q_x}{\partial \sigma} \quad x = r; \quad x = s \quad \text{ou} \quad x = g$$

Onde a velocidade terminal média ponderada pela massa é definida como

$$\bar{U}_x = \frac{a_x \Gamma(4 + b_x)}{6 \lambda_x^{b_x}}$$

Os **termos de queda** Eq A13 e A15 são calculados sobre um **split do passo de tempo  $\Delta t'$** , em uma subroutine de umidade explícita. Isto **assegura**  $\frac{\bar{U}_x \Delta t'}{\Delta z} < 1$  **que é necessário para estabilidade numérica**. O tamanho de  $\Delta t'$  é determinado independentemente em cada coluna do modelo baseado sobre **o valor máximo de  $\frac{\bar{U}_x \Delta t}{\Delta z}$  na coluna**, onde  **$\Delta t$  é o passo de tempo do modelo**.





# **Termos de produção para gelo de nuvens**



A **pressão de vapor saturado sobre a água** (em mb) é considerada

$$e_{sw} = 6.112e^{\left(17.67\left(\frac{T-T_0}{T-29.65}\right)\right)}$$

A **pressão de vapor saturado sobre a gelo** (em mb) é considerada

$$e_{si} = 6.11e^{\left(22.514 - \left(\frac{6150}{T}\right)\right)}$$

Onde  $T_0 = 237.15K$  é a temperatura no ponto de congelamento.

A **razão de mistura do vapor de agua saturado com respeito a agua** é dado por:

$$q_{vsw} = \frac{0.622e_{sw}}{p - e_{sw}}$$

A **razão de mistura do vapor de agua saturado com respeito ao gelo** é dado por:

$$q_{vsi} = \frac{0.622e_{si}}{p - e_{si}}$$



# **A nucleação de nuvens de gelo**



## a. Iniciação da nuvem de gelo

**A nucleação de nuvens de gelo devido à deposição e congelamento por condensação usava uma relação descrita em Fletcher (1962)**

$$N_{i,Fletcher} = 10^{-5} \exp[0.6(T_0 - T)] \quad (1)$$

onde  $T_0 = 273.15K$ ,  $T$  é a temperatura ambiente (K) e  $N_{i,Fletcher}$  é o número de cristais de gelo iniciados ( $L^{-1}$ )

**Conforme mencionado no RRB, esta relação produz grandes erros nas concentrações de partículas de gelo  $N_i$  em temperaturas muito baixas; assim, a concentração do número de gelo  $N_{i,Fletcher}$  foi limitada no valor alcançado quando  $T = 246 K$ .**



A curva de Fletcher (1962) é **substituída** por uma relação similar determinada por Cooper (1986) baseada em medições diretas de cristais de gelo

$$N_{i,Cooper} = 0.005 \exp[0.304(T_0 - T)] \quad (2)$$

Semelhante ao limitador de baixa temperatura adotado por Fletcher, 1962, o número de cristais de gelo iniciados é impedido de exceder o valor alcançado quando  $T = 233$  K.

A metodologia alternativa para nucleação de gelo descrita em Meyers et al. (1992) e dado por

$$N_{i,Mayers} = \exp[-0.639 + 0.1296S_i] \quad (3)$$

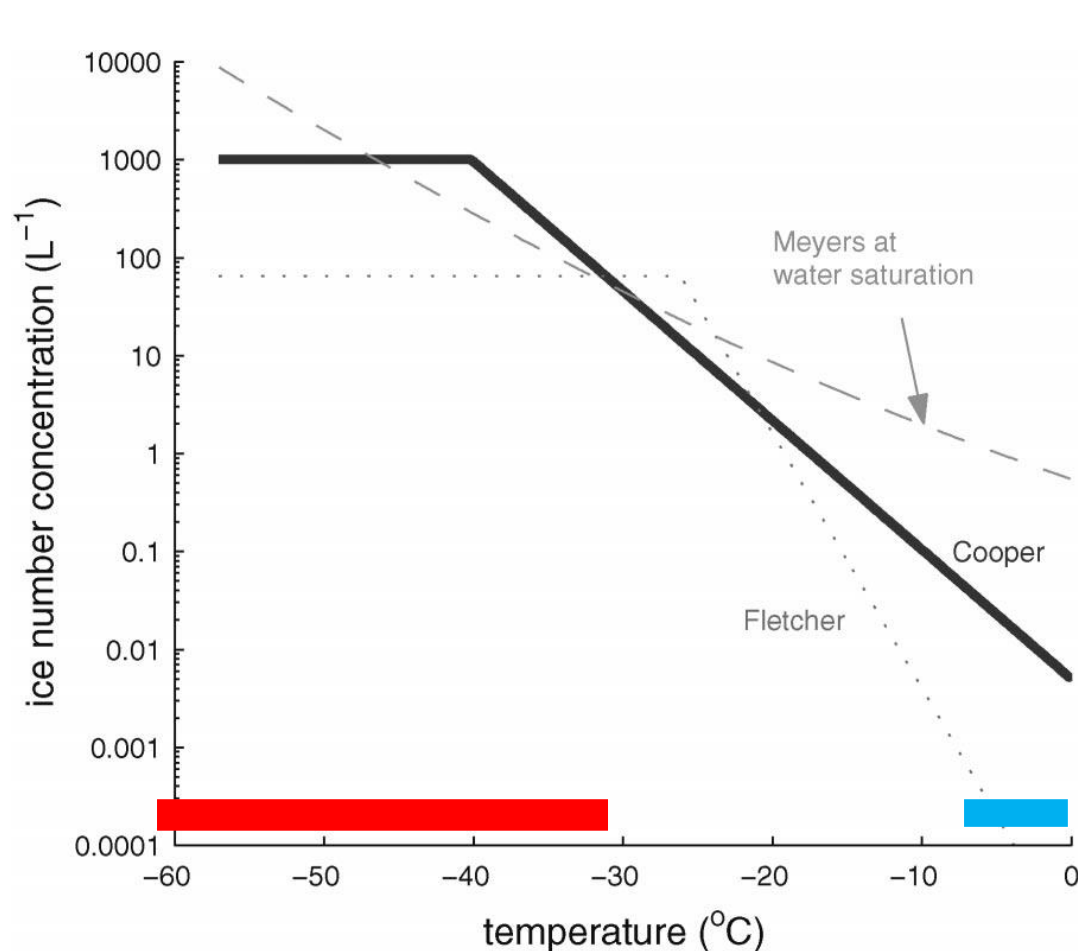
onde  $S_i$  é a supersaturação (porcentagem) em relação ao gelo.





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## a. Iniciação da nuvem de gelo



A iniciação ocorre no modelo quando  $P_{idns} > 0$

$$P_{idns} = \frac{m_{io}}{\rho} \frac{N_{i,Fletcher} - N_i}{2\Delta t}$$

$$N_{i,Mayers} = \exp[-0.639 + 0.1296S_i]$$

$$N_{i,Cooper} = 0.005 \exp[0.304(T_0 - T)]$$

$$N_{i,Fletcher} = 10^{-5} \exp[0.6(T_0 - T)]$$

FIGO. 1. Nucleação de gelo por deposição e congelamento por condensação em função da temperatura dada por Fletcher (1962), Cooper (1986), nd Meyers et al. (1992) na saturação de água.

Observe que a variabilidade excede uma ordem de grandeza em temperaturas relativamente altas



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **nucleação de gelo**. Se  $q_v \geq q_{vsi}$  então a curva de Fletcher (1962) é usada para iniciação de gelo e é dada pela seguinte fórmula:

*número de concentração ou concentração numérica de IN (nucleos de gelo)*

$$n_i = 10^{-2} e^{(0.6(T_0 - T))}$$

Como a curva de Fletcher (1962) produzirá concentrações erroneamente altas de partículas de gelo em temperaturas muito frias.

**Limita-se o valor de  $T$**  em 246 K para temperaturas abaixo de 246 K. A iniciação de IN (nucleos de gelo)

ocorre no modelo quando

$$P_{idsn} = \frac{m_{io}}{\rho} \frac{n_i - N_i}{2\Delta t}$$

onde  $m_{io}$  é a massa da menor partícula de gelo.

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$



**Congelamento de  
gotículas de nuvem.**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



ii) Congelamento de gotículas de nuvem. O congelamento heterogêneo da água da nuvem  $q_c$  para formar o gelo da nuvem  $q_i$  é baseado no trabalho de Bigg (1953) e é parametrizado da seguinte forma

$$P_{ifzc} = B' [e^{A'(T_0 - T)} - 1] \frac{\rho q_c^2}{\rho_w N_c}$$

**água da nuvem  $\Rightarrow$  gelo da nuvem**

onde  $A' = 0.66 K^{-1}$ ,  $B' = 100 m^{-3} s^{-1}$  e  $\rho_w = 1000 kg m^{-3}$  é a densidade da água e  $N_c = 1 \times 10^8 m^{-3}$  é a **numero de concentração de gotículas de nuvem**.  $T_0$  é temperaturas de 246 K

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$



# **Congelamento homogêneo de gotículas de nuvens.**





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



iii) **Congelamento homogêneo de gotículas de nuvens.** Quando  $T \leq 233.15K$ , qualquer **nuvem de água**  $q_c$  **presente congela imediatamente** para formar nuvens de gelo  $q_i$  como segue

$$\text{se } T \leq 233.15K \quad \left\{ \begin{array}{l} P_{ifzc} = \frac{q_c}{2\Delta t} \\ N_{ifzc} = \frac{N_c}{2\Delta t} \end{array} \right.$$

nuvem de água => nuvens de gelo

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = -ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i) + p^* \left( -N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$



# **Processo de multiplicação do gelo.**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(iv) **Processo de multiplicação do gelo**. A multiplicação de gelo é baseada no trabalho de Hallet e Mossop (1974) e é parametrizada da seguinte forma:

$$P_{g.sacw} = \alpha 2 \Delta t \frac{3 \rho_0 \pi N_{o,s} (\rho q_c)^2 E_{cs}^2 a_s^2 \Gamma(2b_s + 2)}{8 \rho (\rho_g - \rho_s) \lambda_s^{2b_s+2}}$$

$$P_{sacw} = \frac{\pi a_s q_c E_{cs} N_{o,s} \Gamma(b_s + 3)}{4 \lambda_s^{b_s+3}}$$

$$N_{ispl} = \rho \times 3.5 \times 10^8 f(T_c) (P_{s.sacw} + P_{g.sacw})$$

$$P_{s.sacw} = P_{sacw} - P_{g.sacw}$$

onde  $f(T_c) = 0$  para  $T < 265 \text{ K}$  e  $T > 270 \text{ K}$ , e  $f(T_c) = 1$  para  $T = 268 \text{ K}$ , e aumenta linearmente entre esses dois extremos para  $T \geq 265 \text{ K}$  e  $T \leq 270 \text{ K}$ .

O **aumento da massa de gelo da nuvem** associado ao processo de Hallet e Mossop (1974) é dado como

$$P_{ispl} = \frac{N_{ispl} \times m_{io}}{\rho}$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = -ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i) + p^* \left( -N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$



# Crescimento por deposição de gelo de nuven.



(v) **Crescimento por deposição de gelo de nuvem.** é dado pela expressão

$$P_{idep} = \frac{q_v - q_{vsi}}{q_{vsw} - q_{vsi}} a_1 (m_i)^{a_2} \frac{N_i}{\rho}$$

onde  $a_1$  e  $a_2$  são parâmetros dependentes da temperatura de Koenig (1971),  
e  $m_i = \frac{\rho q_i}{N_i}$  é a massa de um cristal de gelo puro (pristine).

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

Observe que as taxas de crescimento por deposição de gelo de nuvem, neve e graupel junto com  $P_{idsn}$  são restritas para evitar o excesso na subsaturação de gelo em um passo de tempo.





# Crescimento de gelo de nuvens (Riming ).



## (vi) Crescimento de gelo de nuvens (Riming ).

$$P_{iacw} = N_i \frac{\pi}{4} (D_i + D_c)^2 E_{ic} |U_{di} - U_{dc}| q_c$$

Onde  $D_i = \left( \frac{6\rho q_i}{\pi\rho_i N_i} \right)^{1/3}$  é o diâmetro das partículas de gelo da nuvem:

$D_c = \left( \frac{6\rho q_c}{\pi\rho_w N_c} \right)^{1/3}$  ao diâmetro médio das gotas de água da nuvem;

$$U_{di} = 7 \times 10^2 D_i ; U_{dc} = 3 \times 10^7 D_c^2 \text{ e } E_{ic} = 0.572 \times \log_{10}(\psi - 0.25) + 0.967 \quad \text{com} \quad \psi = D_c \left( \frac{\rho_w U_{di}}{\phi D_i} \right)^{1/2} \text{ e } \phi = 3.24 \times 10^{-4}.$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* N_g}{\partial t} = -ADV(p^* N_g) + DIV(p^* N_g) - N_{gprc} + p^* \left( N_{icng} + \frac{N_i}{q_i} (P_{iacr} + P_{raci}) + N_{g.sacr} + N_{gacs} + N_{gfzr} - \frac{N_g}{q_g} (P_{gmlt} + P_{gdep}) \right)$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



$$U_{di} = 7 \times 10^2 D_i ; U_{dc} = 3 \times 10^7 D_c^2 \text{ e } E_{ic} = 0.572 \times \log_{10}(\psi - 0.25) + 0.967 \text{ com } \psi = D_c \left( \frac{\rho_w U_{di}}{\phi D_i} \right)^{1/2} \text{ e } \phi = 3.24 \times 10^{-4}.$$

Se  $\psi < 0.25$  , então  $E_{ic} = 0$

A porção de riming que vai para a produção de gelo de nuvens é:

$$P_{i.iacw} = \min(P_{iacw}, P_{idep})$$

Com a quantidade  $P_{iacw} > P_{idep}$  vai formar graupel ( $P_{g.iacw}$ )

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$



# **Termos de produção para neve**



# Conversão de gelo de nuvens em neve.





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **Conversão de gelo de nuvens em neve**. O tempo necessário para um cristal de gelo crescer de  $m_i$  para  $m_{so}$  em  $\Delta\tau$  via crescimento por deposição e riming (IS, Eqs. (27)-(29)) é:

$$\Delta\tau = \frac{N_i(m_{so} - m_i)}{P_{idep} - P_{i.iacw}}; \quad m_{so} = \left(\frac{4\pi}{3}\right) \rho_s r_{so}^3$$

Onde  $r_{so} = 0.75 \times 10^{-4}m$  é o raio da menor partícula de neve

Assim, a **quantidade de gelo de nuvem convertida em neve** na unidade de tempo é definida como ( $m_i < 0.5m_{so}$ )

$$CN_{is}^{dep+ac} = \frac{1}{\Delta\tau} \rho q_i = \frac{m_i}{m_{so} - m_i} (P_{idep} + P_{i.iacw})$$

E para ( $m_i > 0.5m_{so}$ )

$$CN_{is}^{dep+ac} = (P_{idep} + P_{i.iacw}) + \left(1 - \frac{0.5m_{so}}{m_i}\right) \frac{q_i}{2\Delta t}$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **Conversão de gelo de nuvens em neve.** O tempo necessário para um cristal de gelo crescer de  $m_i$  para  $m_{so}$  em  $\Delta\tau$  via crescimento por deposição e riming (IS, Eqs. (27)-(29)) é:

A agregação segue a parametrização desenvolvida por Murakanii (1990, Eqs. (40)-(41)) com a taxa de conversão de gelo de nuvem  $q_i$  para neve  $q_s$  sendo dada por,

$$N_{iag} \equiv CN_{is}^{Ag} = \frac{q_i}{\Delta\tau_i}$$

Onde

$$\Delta\tau_i = \frac{2}{C_i} \log \left( \frac{r_i}{r_{so}} \right)^3$$

Com  $(r_i = \left( \frac{3\rho q_i}{4\pi\rho_i N_i} \right)^{1/3})$  é o raio do cristal de gelo  $C_i = \frac{\rho q_i a_i E_{ii} X}{\rho_i}$

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = -ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i) + p^* \left( -N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **Conversão de gelo de nuvens em neve**. O tempo necessário para um cristal de gelo crescer de  $m_i$  para  $m_{so}$  em  $\Delta\tau$  via crescimento por deposição e riming (IS, Eqs. (27)-(29)) é:

$$N_{iag} \equiv CN_{is}^{Ag} = \frac{q_i}{\Delta\tau_i} \quad \xrightarrow{\text{Onde}} \quad \Delta\tau_i = \frac{2}{C_i} \log \left( \frac{r_i}{r_{so}} \right)^3$$

$$\text{Com } (r_i = \left( \frac{3\rho q_i}{4\pi\rho_i N_i} \right)^{1/3}) \text{ é o raio do cristal de gelo } C_i = \frac{\rho q_i a_i E_{ii} X}{\rho_i}$$

Com  $E_{ii} = 0.1$  é a eficiência de coleta entre partículas de gelo e  $X = 0.25$  é a dispersão da velocidade de queda do gelo de nuvens. Portanto, a conversão total de gelo de nuvem em neve é

$$P_{icns} = CN_{is}^{dep+ac} + CN_{is}^{Ag}$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$



# Agregação entre $N_s$

- ***A diminuição de  $N_s$ , devido à agregação*** (Passarelli 1978)



(ii) **Agregação entre  $N_s$ . A diminuição de  $N_s$ , devido à agregação (Passarelli 1978) é parametrizada da seguinte forma:**

$$N_{sag} = \frac{-I(b_s)a_sE_{ss}}{4 \times 720} \pi^{\frac{1-b_s}{3}} \rho^{\frac{2+b_s}{3}} \rho_s^{\frac{-2-b_s}{3}} q_s^{\frac{2+b_s}{3}} N_s^{\frac{4+b_s}{3}}$$

Onde  $E_{ss} = 0.1$  é a eficiência de coleta entre as partícula de neve e  $I(b_s) = 2566, 1610$ , e  $1108$  para  $b_s = 0.6, 0.5$ , e  $0.4$  respectivamente

$$\frac{\partial p^* N_s}{\partial t} = -ADV(p^* N_s) + DIV(p^* N_s) - N_{sprc} + p^* \left( -N_{g.sacr} - N_{sag} - N_{gacs} - N_{scng} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{icns}) - \frac{N_s}{q_s} (P_{smlt} - P_{sdep}) \right)$$



# **Crescimento por deposição**

**O crescimento por deposição da neve**



**(iii) Crescimento por deposição. O crescimento por deposição da neve (RH, Eq. (A.26)) é dado como**

$$P_{sdep} = \frac{4N_{o,s}(S_i - 1)}{A' + B'} \left\{ \frac{0.65}{\lambda_s^2} + 0.44 \left( \frac{a_s \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma \left( \frac{b_s}{2} + \frac{5}{2} \right)}{\lambda_s^{\left( \frac{b_s}{2} + \frac{5}{2} \right)}} \right\}$$

Onde  $S_i$  é a taxa de saturação sobre o gelo;  $A' = \frac{L_s^2}{K_a R_w T^2}$  com  $L_s$  é o calor latente de sublimação,  $K_a$  é a condutividade térmica do ar,  $R_w$  é a constante do gás para vapor de água; e  $B' = \frac{1}{\chi q_{vsi}}$  com  $\chi$  a difusividade do vapor de água no ar.

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$



# **Crescimento por derretimento de neve**

**O crescimento por deposição da neve**





**(iii) Crescimento por derretimento de neve. O crescimento por deposição da neve (RH, Eq. (A.26)) é dado como**

O derretimento da neve (RH, Eq. (A.25)) é dado de forma semelhante,

$$P_{smlt} = -\frac{2\pi N_{o,s}}{L_f} K_a (T - T_0) \left\{ \frac{0.65}{\lambda_s^2} + 0.44 \left( \frac{a_s \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\frac{b_s}{2} + \frac{5}{2}\right)}{\lambda_s^{\left(\frac{b_s}{2} + \frac{5}{2}\right)}} \right\}$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$

Onde  $L_f$  é o calor latente de fusão



# **Coleta de gelo de nuvem pela neve**



(iv) **Coleta de gelo de nuvem pela neve.** A coleta de gelo de nuvem pela neve (RH, Eq. (A.21)) é parametrizada da seguinte forma:

$$P_{saci} = \frac{\pi a_s q_i E_{is} N_{o,s}}{4} \frac{\Gamma(b_s + 3)}{\lambda_s^{(b_s+3)}}$$

Onde  $E_{is}$  é o eficiência de coleta da neve coletando gelo de nuvens

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$



# **Termos de produção para graupel**



No RRB, a distribuição de tamanho do graupel assumiu uma forma exponencial

$$N(D) = N_{o,g} e^{-\lambda_g D}$$

com um parâmetro de interceptação constante  $N_{o,g} = 4 \times 10^6 m^{-4}$

### **Duas alterações**

Primeiro, a distribuição assume a forma gama generalizada

$$N(D) = N_{o,g} D^{(v-1)} e^{-\lambda_g D}$$

$$\lambda_g = 1.32 \left( \frac{\pi \rho_g N_{o,g}}{\rho q_g} \right)^{0.2}$$

$$N_{o,g} = 2.38 \left( \frac{\pi \rho_g}{\rho q_g} \right)^{0.92}$$

$$\text{Onde } \lambda_x = \left( \frac{\pi \rho_x N_x}{\rho q_x} \right)^{1/3} \text{ e } N_{0x} = N_x \left( \frac{\pi \rho_x N_x}{\rho q_x} \right)^{1/3}$$

com  $\rho_x$  a densidade de um hidrometeoro particular e  $\rho$  a densidade do ar. A mudança na concentração do hidrometeoro precipitável  $x$  devido a precipitação é dado por:

Observe que, como  $N_{o,g} \rightarrow \infty$  quando  $q_g \rightarrow 0$ , limitamos a magnitude de  $N_{o,g}$  de modo que não exceda um valor máximo fixo ( $5 \times 10^7 m^{-4}$ ) enquanto também impomos um limite inferior de  $1 \times 10^4 m^{-4}$

Os parâmetros de inclinação e interceptação da distribuição exponencial,  $v = 2$ , e  $\rho_g = 400 kg m^{-3}$  é a densidade de graupel. Em segundo lugar,  $N_{o,g}$  depende de  $q_g$  semelhante à abordagem RRB para determinar  $N_{o,s}$  como uma função de  $q_s$ .



# **Conversão de gelo de nuvem para graupel**

**A quantidade de gelo de nuvem convertida em graupel**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



**( i ) Conversão de gelo de nuvem para graupel. A quantidade de gelo de nuvem convertida em graupel (IS, Eqs. (35)-(37)) é dada como**

$$P_{icng} = \frac{\rho q_i}{\Delta m_{gi}} \max \left( \frac{P_{iacw} - P_{idep}}{N_i}, 0 \right)$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$

Onde  $\Delta m_{gi} = m_{go} - m_i$  com  $m_{go} = 1.6 \times 10^{-10} kg$  a massa de pequena partícula de graupel. O numero de cristais de gelo será convertido em graupel é dado por:

$$N_{icng} = \rho \left( \frac{P_{icng} + P_{g.iacw}}{m_{go}} \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = -ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i) + p^* \left( -N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_g}{\partial t} = -ADV(p^* N_g) + DIV(p^* N_g) - N_{gprc} + p^* \left( N_{icng} + \frac{N_i}{q_i} (P_{iacr} + P_{raci}) + N_{g.sacr} + N_{gacs} + N_{gfzr} - \frac{N_g}{q_g} (P_{gmlt} + P_{gdep}) \right)$$



# Geração de graupel devido a colisões de água da chuva e gelo de nuvem.





(ii) **Geração de graupel devido a colisões de água da chuva e gelo de nuvem. A coleta de gelo de nuvem pela água da chuva** (RHI, Eq. (AS)),

$$P_{raci} = \frac{\pi}{4} q_i E_{ir} N_{o,r} \times \left( \frac{-0.267 \Gamma(3)}{\lambda_r^3} + \frac{5.15 \times 10^3 \Gamma(4)}{\lambda_r^4} - \frac{1.0225 \times 10^6 \Gamma(5)}{\lambda_r^5} + \frac{7.55 \times 10^7 \Gamma(6)}{\lambda_r^6} \right)$$

Onde  $E_{ir} = 1$  é a eficiência de coleta para agua de chuva coletando gelo de nuvem

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



A taxa por intervalo de tempo  $P_{iacr}$  em que o gelo de nuvem colide com a água da chuva (RH1, Eq. (A.7)) pode ser expressa como

$$P_{iacr} = N_i E_{ir} \frac{\pi^2 \rho_i}{24 \rho} N_{o,r} \times \left( \frac{-0.267 \Gamma(6)}{\lambda_r^6} + \frac{5.15 \times 10^3 \Gamma(7)}{\lambda_r^7} - \frac{1.0225 \times 10^6 \Gamma(8)}{\lambda_r^8} + \frac{7.55 \times 10^7 \Gamma(9)}{\lambda_r^9} \right)$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfrz} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfrz} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# Conversão de neve para graupel.

A quantidade de (rime gelo) sobre as partículas de neve convertidas em graupel



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(iii) **Conversão de neve para graupel.** A quantidade de (rime gelo) sobre as partículas de neve convertidas em graupel (IS, Eq. (46)) é dada como,

$$P_{g.sacw} = \alpha 2 \Delta t \frac{3\rho_0 \pi N_{o,s} (\rho q_c)^2 E_{cs}^2 a_s^2 \Gamma(2b_s + 2)}{8\rho (\rho_g - \rho_s) \lambda_s^{2b_s+2}}$$

Onde  $\alpha = 1$  é um parâmetro de tuning,  $\rho_0 = 1 \text{kgm}^{-3}$  é a densidade do estado básico,  $E_{cs} = 1$  é a eficiência de coleta da neve coletando água de nuvem

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{g.sacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## c. tratamento de graupel



Além da modificação na forma da distribuição do graupel, a conversão da neve rimada (coberta com partículas de gelo) em graupel é alterada no estudo RRB.

Em RRB, Eq. (A.43) contém o passo de tempo do modelo,  $\Delta t$ , potencialmente requerendo ajuste quando o passo de tempo é ajustado.

$$P_{g.sacw} = \alpha 2 \Delta t \frac{3 \rho_0 \pi N_{o,s} (\rho q_c)^2 E_{cs}^2 a_s^2 \Gamma(2b_s + 2)}{8 \rho (\rho_g - \rho_s) \lambda_s^{2b_s+2}}$$

No presente estudo, seguimos o tratamento encontrado em Murakami (1990) e avaliamos o maior de dois termos:

- crescimento por deposição ( $P_{sdep}$ )
- crescimento da borda de neve ( $P_{sacw}$ )



Modificação na forma da distribuição do graupel, seguimos o tratamento encontrado em Murakami (1990)

Calculado como em Rutledge e Hobbs (1983)

$$P_{sdep} = \frac{4(S_i - 1)N_{o,s}}{A + B} \times \left[ \frac{0.65}{\lambda_s^2} + 0.44S_c^{1/3} \left( \frac{a_s \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\frac{b_s}{2} + \frac{5}{2}\right)}{\lambda_s^{\frac{b_s}{2} + \frac{5}{2}}} \right]$$

Se o crescimento de riming ( $P_{sacw}$ ) exceder o crescimento por deposição ( $P_{sdep}$ ), **então o graupel  $P_{g.sacw}$  aumenta na taxa dada por  $P_{sacw}$** , caso contrário, a neve aumenta nessa taxa ( $P_{sdep}$ ) .

$$P_{sacw} = \frac{\rho \pi a_s q_c E_{sc} N_{o,s}}{4} \frac{\Gamma(b_s + 3)}{\lambda_s^{b_s + 3}}$$

Onde:

$A$  e  $B$  são termos termodinâmicos dados em Pruppacher e Klett (1978),

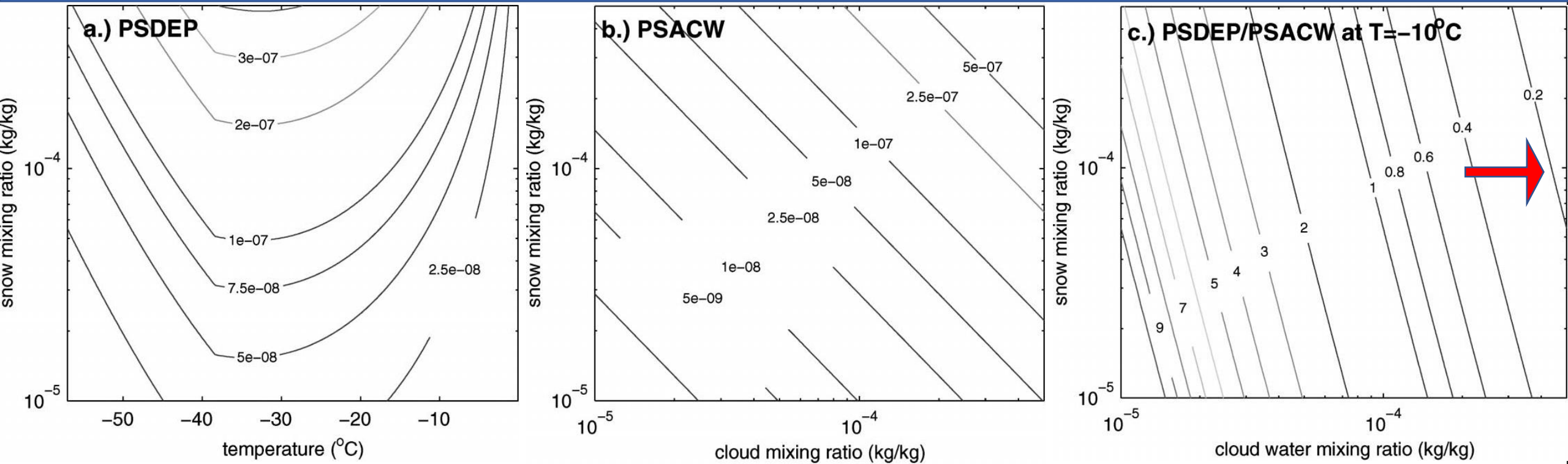
$S_c = 0.6$  é o número de Schmidt, como  $a_s = 11.72 m^{(1-b_s)} s^{-1}$

$b_s = 0.41$  são constantes na relação de velocidade de queda de neve,

$E_{sc}$  é a eficiência de coleta entre a neve e a água da nuvem,

$\lambda_s$  é a inclinação da distribuição do tamanho da neve ( $m^{-1}$ )

$\mu$  é a viscosidade dinâmica do ar ( $kg m^{-1} s^{-1}$ ).



Em geral, o crescimento por riming não excede o crescimento por deposição até que a água líquida da nuvem exceda  $0,1\text{gkg}^{-1}$ .

Esses limiares correspondem aproximadamente à curva  $\text{PSDEP/PSACW} = 0.2$  mostrada na Fig. 2c, implicando que o crescimento por riming deve exceder o crescimento por deposição por um fator de 5 antes da transição da neve com riming para a categoria graupel.



# Conversão de neve para graupel

- A quantidade de neve convertida em graupel como embrião (menor partícula de graupel)





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(iii) **Conversão de neve para graupel.** A quantidade de neve convertida em graupel como embrião (menor partícula de graupel) (M, Eq. (43)) é dada como,,

$$P_{scng} = \max \left( \frac{\rho_s}{\rho_g - \rho_s} P_{g.sacw}, 0 \right)$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{g.sacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$

A **quantidade de (riming) consumida para o crescimento da própria neve** é

$$P_{s.sacw} = P_{sacw} - P_{g.sacw}$$

$$P_{sacw} = \frac{\pi a_s q_c E_{cs} N_{o,s}}{4} \frac{\Gamma(b_s + 3)}{\lambda_s^{b_s+3}}$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$



# Colisões entre a água da chuva e a neve

Coleta de água da chuva pela neve



(iv) **Colisões entre a água da chuva e a neve.** Coleta de água da chuva pela neve (IS, Eq. (57)),

$$P_{sacr} = \pi^2 E_{rs} \sqrt{(\alpha \bar{U}_r - \beta \bar{U}_s)^2 + \gamma \bar{U}_r \bar{U}_s} \frac{\rho_w}{\rho} N_{o,r} N_{o,s} \left( \frac{5}{\lambda_r^6 \lambda_s} + \frac{2}{\lambda_r^5 \lambda_s^2} + \frac{0.5}{\lambda_r^4 \lambda_s^3} \right)$$

Onde  $\alpha = 1.2$ ,  $\beta = 0.95$ ,  $\gamma = 0.08$ , e  $E_{rs} = 1$  é a eficiência de coleta entre a neve e água de chuva

A coleta de neve pela água da chuva (IS, Eq. (58)) é dada como,

$$P_{racs} = \pi^2 E_{rs} \sqrt{(\alpha \bar{U}_r - \beta \bar{U}_s)^2 + \gamma \bar{U}_r \bar{U}_s} \frac{\rho_s}{\rho} N_{o,r} N_{o,s} \left( \frac{5}{\lambda_s^6 \lambda_r} + \frac{2}{\lambda_s^5 \lambda_r^2} + \frac{0.5}{\lambda_s^4 \lambda_r^3} \right)$$

O número de colisões entre a neve e a água da chuva (IS, Eq. (60))

$$N_{sacr} = N_{racs} = \frac{\pi}{2} E_{rs} \sqrt{(\alpha \bar{U}_{nr} - \beta \bar{U}_{ns})^2 + \beta \bar{U}_{nr} \bar{U}_{ns}} N_{o,r} N_{o,s} \left( \frac{1}{\lambda_r^3 \lambda_s} + \frac{1}{\lambda_r^2 \lambda_s^2} + \frac{1}{\lambda_r \lambda_s^3} \right)$$

Onde  $\alpha = 1.7$  e  $\beta = 0.3$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



A fração da coletada da água da chuva pela neve utilizada para a produção de graupel (IS, Eq. (63)) em massa é:

$$P_{g.racs} = (1 - \alpha_{rs})P_{racs}$$

onde

$$\alpha_{rs} = \frac{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6}{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6 + \rho_w^2 \left(\frac{4}{\lambda_r}\right)^6}$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^*(P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



A fração da coletada da água da chuva pela neve utilizada para a produção de graupel (IS, Eq. (63)) em massa é:

$$\alpha_{rs} = \frac{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6}{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6 + \rho_w^2 \left(\frac{4}{\lambda_r}\right)^6}$$

A fração da água da chuva coletada pela neve consumida para a produção de neve (IS, Eq. (64)) é

$$P_{s.sacr} = \alpha_{rs} P_{sacr}$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$



## WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



A fração da coletada da água da chuva pela neve utilizada para a produção de graupel (IS, Eq. (63)) em massa é:

$$\alpha_{rs} = \frac{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6}{\rho_s^2 \left(\frac{4}{\lambda_s}\right)^6 + \rho_w^2 \left(\frac{4}{\lambda_r}\right)^6}$$

$N_g$  gerado por colisões de neve e água da chuva (IS, Eq. (65)) é expresso como

$$N_{g.racs} = (1 - \alpha_{rs})N_{racs} = N_{g.sacr}$$

Observe que aproximações são semelhantes as usadas para derivar as taxas envolvendo colisões entre graupel e chuva ( $P_{gacr}$ ).



# Geração de graupel via congelamento da água da chuva

- [Congelamento da água da chuva para produzir graupel é baseado em Bigg's \(1953\)](#)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(v) **Geração de graupel via congelamento da agua da chuva.** Congelamento da agua da chuva para produzir graupel é baseado em Bigg's (1953)

$$N_{gfzr} = B'' \pi N_{o,r} \lambda_r^{-4}$$

Onde  $B'' = B' [e^{\{A'(T_0 - T)\}} - 1]$ ,  $B' = 100 m^{-3} s^{-1}$  e  $A' = 0.66 (K^{-1})$ . O aumento na massa é dado por:

$$P_{gfzr} = 20 \pi^2 B' N_{o,r} \frac{\rho_w}{\rho} [e^{\{A'(T_0 - T)\}} - 1] \lambda_r^{-7}$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$





# Crescimento por deposição e fusão (derretimento) de graupel.

[O crescimento por deposição de graupel](#)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(vi) **Crescimento por deposição e fusão (derretimento) de graupel.** [O crescimento por deposição de graupel](#) (RH1, Eq.A17) é dado como:

$$P_{gdep} = \frac{2\pi N_{o,g}(S_i - 1)}{A' + B'} \left\{ \frac{0.78}{\lambda_g^2} + 0.31 \left( \frac{a_g \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\frac{b_g}{2} + \frac{5}{2}\right)}{\lambda_g^{\frac{b_g}{2} + \frac{5}{2}}} \right\}$$

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# Crescimento por deposição e fusão(derretimento) de graupel

O (derretimento) fusão do graupel



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(vi) **Crescimento por deposição e fusão (derretimento) de graupel.** O (derretimento) fusão do graupel (RH1, Eq. (A.18)) é formulada como

$$P_{gmlt} = \frac{-2\pi}{L_f} K_a (T - T_0) N_{o,g} \left\{ \frac{0.78}{\lambda_g^2} + 0.31 \left( \frac{a_g \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma \left( \frac{b_g}{2} + \frac{5}{2} \right)}{\lambda_g^{\frac{b_g}{2} + \frac{5}{2}}} \right\}$$

O aumento da (derretimento) fusão do graupel devido à coleta de água da nuvem pelo graupel e água da chuva pelo graupel está incluído no  $P_{gmlt}$ .

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# Produção de graupel por coleta de água de nuvem por graupel

- [A produção de Graupel](#)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(vii) **Produção de graupel por coleta de água de nuvem por graupel.** A produção de Graupel (RH1, Eq. (A.12)) é dada como

$$P_{gacw} = \frac{\pi a_g q_c E_{cg} N_{o,g}}{4} \frac{\Gamma(b_g + 3)}{\lambda_g^{b_g+3}}$$

Onde  $E_{cg} = 1$  é a eficiência de coleta para graupel coletando água de nuvens

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{gacr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



# **Condições de produção de água de chuva**



# Conversão de água de nuvem em água de chuva

. A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva  
foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler :





(i) **Conversão de água de nuvem em água de chuva.** A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler da seguinte forma:

A colisão e coalescência de **gotas de nuvens** para formar **gotas de chuva** é parametrizada por **autoconversão** entre as razões de mistura das duas espécies de hidrometeoros,  $q_c$  e  $q_r$ ,

Esquem de **Autoconversão de** Kessler (1969)

$$\frac{dq_r}{dt} = aH(q_c - q_{c0})$$

Onde  $a = 1 \times 10^{-2} s^{-1}$  é uma constante de tempo,  $H$  é uma função de Heaviside e  $q_{c0} = 0.35 \times 10^{-3}$  é um valor limite.



(i) **Conversão de água de nuvem em água de chuva.** A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler da seguinte forma:

A colisão e coalescência de **gotas de nuvens** para formar **gotas de chuva** é parametrizada por **autoconversão** entre as razões de mistura das duas espécies de hidrometeoros,  $q_c$  e  $q_r$ ,

Esquem de **Autoconversão de** Berry (1968)

$$\frac{dq_r}{dt} = \frac{q_c^2}{2 + \left(\frac{0.0266}{D_b}\right) \left(\frac{N_b}{q_c}\right)}$$

onde  $q_r$  é o teor de água da chuva ( $g\ m^{-3}$ ),  $D_b = 0.3$  é o fator de dispersão,  $N_b$  é a concentração de gotas de nuvem ( $cm^{-3}$ ) e  $q_c$  é o teor de água na nuvem ( $g\ m^{-3}$ ).



(i) **Conversão de água de nuvem em água de chuva.** A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler da seguinte forma:

Esquem de **Autoconversão de** Walko (1995) adaptado de Berry and Reinhardt (1974)

$$\frac{dq_r}{dt} = \frac{2.7 \times 10^{-2} q_c \left[ \frac{1}{16} \times 10^{20} D_{mean}^4 (1 + v)^{-0.5} - 0.4 \right]}{\frac{3.7}{\rho_a q_c} [0.5 \times 10^6 D_{mean} (1 + v)^{-1/6} - 0.7]^{-1}}$$

onde  $v$  representa um parâmetro de forma de distribuição gama,  $\rho_a$  e  $\rho_w$  são a densidade do ar e da água ( $kg\ m^{-3}$ ), respectivamente, e  $D_{mean}$  é o diâmetro médio (m) das gotículas da nuvem calculado a partir da razão de mistura de água da nuvem ( $q_c$ ) e concentração ( $N_c$ ) usando

$$D_{mean} = \left( \frac{6\rho_a q_c}{\pi\rho_w N_c} \right)^{1/3}$$



(i) **Conversão de água de nuvem em água de chuva.** A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler da seguinte forma:

Esquem de **Autoconversão de** Walko (1995) adaptado de Berry and Reinhardt (1974)

$$\frac{dq_r}{dt} = \frac{2.7 \times 10^{-2} q_c \left[ \frac{1}{16} \times 10^{20} D_{mean}^4 (1 + v)^{-0.5} - 0.4 \right]}{\frac{3.7}{\rho_a q_c} [0.5 \times 10^6 D_{mean} (1 + v)^{-1/6} - 0.7]^{-1}}$$

$v$  é definido como 3 e tanto o numerador quanto o denominador devem ser positivos. Substituindo várias concentrações de gotículas de 50, 100, 200 e 500  $cm^{-3}$  nas Eqs., calculamos as proporções mínimas de razão de mistura de água da nuvem de 0,171, 0,343, 0,686 e 1,71 ( $g\ kg^{-1}$ ), respectivamente, antes que a água da nuvem se converta em chuva.

Eq. De Walko (1995) pode ser simplificada semelhante ao esquema de autoconversão de Kessler com  $N_c$  constante, mas as taxas de conversão de chuva tendem a ser menores



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **Conversão de água de nuvem em água de chuva.** A colisão e coalescência de gotículas de nuvens para formar gotas de chuva foi parametrizada pelo uso da parametrização de Kessler da seguinte forma:

$$P_{ccnr} = aH(q_c - q_{co})$$

$$P_{ccnr} \cong \frac{dq_r}{dt} = \frac{2.7 \times 10^{-2} q_c \left[ \frac{1}{16} \times 10^{20} D_{mean}^4 (1 + v)^{-0.5} - 0.4 \right]}{\frac{3.7}{\rho_a q_c} [0.5 \times 10^6 D_{mean} (1 + v)^{-1/6} - 0.7]^{-1}}$$

Onde  $a = 1 \times 10^{-3} s^{-1}$  é uma constante de tempo,  $H$  é a função Heaviside e  $q_{co} = 0.5 \times 10^{-3}$  é um valor de cut-off

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$



# Coleta de água da nuvem pela água da chuva

- . [Coleta de água da nuvem pela água da chuva](#)



(ii) **Coleta de água da nuvem pela água da chuva.** Coleta de água da nuvem pela água da chuva (GDS, Eq. (5.3.1.1.8))

$$P_{racw} = \frac{\pi}{4} a_r \rho q_c E_{cr} N_{o,r} \frac{\Gamma(3 + b_r)}{\lambda^{3+b_r}}$$

Onde  $E_{cr} = 1$  é a eficiência de coleta entre água de nuvens e água de chuva

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$



# Sublimação/evaporação da água da chuva.

A evaporação da água da chuva





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(iii) Sublimação/evaporação da água da chuva. A evaporação da água da chuva é parametrizada (RH, Eq. 12) por

$$P_{revp} = \frac{2\pi N_{o,r}(S_w - 1)}{A' + B'} \left\{ \frac{0.78}{\lambda_r^2} + 0.31 \left( \frac{a_r \rho}{\mu} \right)^{1/2} \frac{\Gamma\left(\frac{b_r}{2} + \frac{5}{2}\right)}{\lambda_r^{\frac{b_r}{2} + \frac{5}{2}}} \right\}$$

Onde  $L_v$  é substituído por  $L_s$  na equação

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{rprc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{gacr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$



# **Termos de produção para água de nuvem**



# Conversão de vapor de água em água de nuvem

[a condensação](#)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(i) **Conversão de vapor de água em água de nuvem.**  $P_{ccnd}$ , a condensação, é determinada da seguinte forma. A temperatura, a taxa de mistura de vapor de água e a água da nuvem são previstas primeiro: esses valores preliminares de previsão são designados por  $T^*$ ,  $q_v^*$  : e  $q_c^*$  Nós definimos

$$\delta M = q_v^* - q_{vsw}^*$$

Onde  $q_{vsw}^*$  é a razão de mistura saturado em uma temperatura  $T^*$

Se  $\delta M > 0$  supersaturação

$$P_{ccnd} = \frac{r_1 \delta M}{\Delta t}$$

Onde

$$r_1 = \frac{1}{1 + \frac{L_v^2 q_{vsw}^*}{R_v c_p T^{*2}}}$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(2) Se  $\delta M < 0$  e  $q_c > 0$  evaporação

$$P_{ccnd} = -\min\left(-\frac{r_1 \delta M}{\Delta t}, \frac{q_c}{\Delta t}\right)$$

(3) Se  $\delta M < 0$  e  $q_c = 0$

$$P_{ccnd} = 0$$

O termo  $P_{ccnd}$  é calculado de forma diagnóstica, portanto, nenhuma iteração é necessária.

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v) + D(q_v) + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$



# Fusão do gelo da nuvem para formar água da nuvem.

Se o gelo da nuvem estiver presente a  $T > 273 \text{ K}$ , ele derrete instantaneamente para formar a água da nuvem,



(ii) **Fusão do gelo da nuvem para formar água da nuvem.** Se o gelo da nuvem estiver presente a  $T > 273$  K, ele derrete instantaneamente para formar a água da nuvem,

$$P_{imlt} = \frac{q_i}{2\Delta t}$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{gacw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$



Aquecimento e resfriamento devido aos processos microfísicos

$$\frac{d\theta}{dt} = \dot{\theta} = f(\text{processos microfísicos})$$





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Assim, o aquecimento latente devido apenas à umidade explícita :

$$\dot{\theta} = -L_v(P_{revp} - P_{ccnd}) + L_s(P_{idep} + P_{idsn} + P_{sdep} + P_{gdep}) + L_f(P_{i.iacw} + P_{g.iacw} + P_{s.sacw} + P_{g.sacw} + P_{gacw} + P_{iacr} + P_{ifzc} + P_{gfzr} + P_{sacr} + P_{gacr} \pm -P_{smlt} - P_{gmlt})$$



## **Modificação no Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da neve**



O RRB determinou que um **parâmetro fixo de interceptação**  $N_o$  de neve leva ao **esgotamento de água da nuvem**.

$$N(D) = N_{o,g} e^{-\lambda_g D}$$

Swann (1998) utilizou **parâmetros de interceptação de neve e graupel**  $N_{o,s}(q_s)$ ,  $N_{o,g}(q_g)$  que **dependiam da razão de mistura** em um **esquema de microfísica de momento único**;  
,Especulo-se que **uma dependência de temperatura**  $N_o(T)$  **ou altura**  $N_o(z)$  pode melhorar o esquema para igualar os resultados de um **esquema de momento duplo**.

Ao analisar **37 espectros de tamanho de partícula** de vôos de aeronaves através de nuvens frontais em praticamente todas as temperaturas no ar, Houze et al. (1979) descobriram que o diâmetro médio das partículas aumentou com o aumento da temperatura e, mais importante,  $N_o$  e  $\lambda$  diminuíram com o aumento da temperatura como **resultado do crescimento por agregação**.



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## d. Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da neve



Pode-se implementar uma  $N_{o,s}$  dependente explicitamente da temperatura no esquema usando uma curva para o conteúdo total de água de precipitação  $0.03 \leq M \leq 0.3$ .

$$N_{o,s} = \min\{2 \times 10^8, 2 \times 10^6 \times \exp[-0.12 \min(-0.001, T - T_0)]\}$$

onde  $T_0 = 273.15\text{K}$ , e  $T$  é a temperatura ambiente (K).

$$N(D) = N_{o,s} D^{(v-1)} e^{-\lambda_s D}$$

$$N(D) = N_{o,s} e^{-\lambda_s D}$$

Considerando que esta *versão do código microfísico carece de uma espécie de agregado de neve*, talvez um  $N_{o,s}$  dependente da temperatura seja a maneira mais simples de parametrizar esse efeito.



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## d. Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da neve

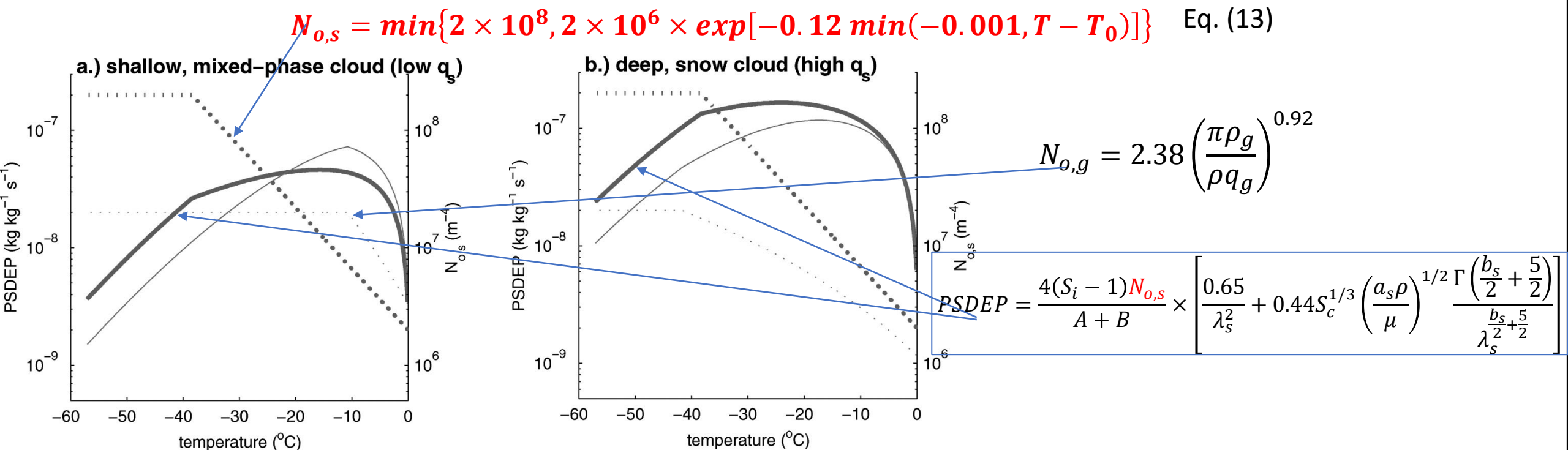


FIG. 3. PSDEP (sólido) e parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da neve ( $N_{o,s}$  pontilhado) vs temperatura usando o novo  $N_{o,s}$  dependente da temperatura (**linhas/pontos grossos**) dado pela Eq. (13) e a relação  $N_{o,s}$  dependente de massa original (**linhas finas/pontos**) fornecida por Reisner et al. (1998). Em (a), a razão de mistura de neve varia entre 0,002 e 0,2  $\text{g kg}^{-1}$  como em uma típica nuvem rasa de fase mista, e o **crescimento por deposição é menor em temperaturas relativamente altas** usando o novo esquema em vez do esquema antigo. Em (b), a razão de mistura de neve varia entre 0,05 e 0,5  $\text{g kg}^{-1}$  como em uma típica, profunda, nuvem de neve precipitando e o **crescimento por deposição é sempre maior usando o novo esquema** em vez do antigo.



# **Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da chuva**



Estudos anteriores indicam que uma distribuição de tamanho de chuva não dependente da temperatura

É bastante razoável supor que as gotas de água passam por uma transição gradual de tamanhos de gotas de nuvem (diâmetro inferior a aproximadamente 50 mm) para gotas de garoa (diâmetro de aproximadamente 50 a 500 mm) em seu caminho para se tornarem gotas de chuva.

$$N(D) = N_{o,s} e^{-\lambda_s D}$$

Quase todos os esquemas de microfísica bulk de momento único simplesmente fazem uma transição abrupta da água da nuvem para a chuva com a distribuição de tamanho de Marshall-Palmer associada e o parâmetro de interceptação  $N_{o,r} = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4} = cte$ .



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## e. Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da chuva



As **gotas de chuva caem** até atingir a superfície como precipitação e **raramente permanecem suspensas** em suaves correntes ascendentes estratiformes.

Com essas **considerações**, altera-se a distribuição do tamanho da gota chuva por meio do parâmetro de interceptação  $N_{o,r}$  para **replicar uma transição para garoa**. Onde a distribuição do tamanho da gota de chuva consiste principalmente em gotas de tamanho pequeno em função da razão de mistura de chuva muito baixas.

**Quando a razão de mistura da chuva aumenta, o parâmetro de interceptação diminui, ampliando assim a distribuição da chuva e replicando a formulação original.**

A **função linear** a seguir encapsula a **transição do parâmetro de interceptação de garoa para chuva**:

$$N_{o,r} = \left( \frac{N_{1,r} - N_{2,r}}{2} \right) \tanh \left[ \frac{4(q_{ro} - q_r)}{q_{ro}} \right] + \frac{N_{1,r} + N_{2,r}}{2}$$





A função a seguir encapsula a transição do parâmetro de interceptação de garoa para chuva:

$$N_{o,r} = \left( \frac{N_{1,r} - N_{2,r}}{2} \right) \tanh \left[ \frac{4(q_{ro} - q_r)}{q_{ro}} \right] + \frac{N_{1,r} + N_{2,r}}{2}$$

onde  $N_{1,r} = 1 \times 10^{10} \text{ m}^{-4}$  é um limite de interceptação superior,

$N_{2,r} = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$  é um limite de interceptação inferior e

$q_{ro} = 1 \times 10^{-4}$  é essencialmente o valor de transição entre os dois limites.

O gráfico mostra que o resultado principal de uma variação de  $N_{o,r}$  é que para pequenos  $q_r$  (teoricamente mais comuns de garoa do que para chuva) produzem uma velocidade terminal entre 0,2 a 2  $\text{m s}^{-1}$ , enquanto grandes  $q_r$  produzem velocidades terminais entre 2 a 8  $\text{m s}^{-1}$ .



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## e. Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da chuva

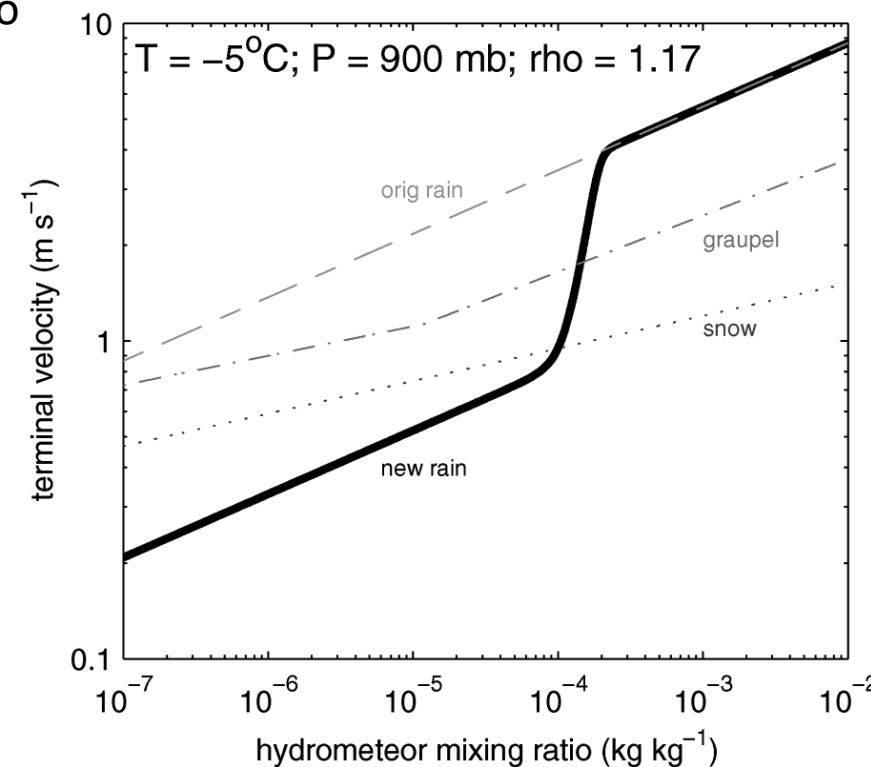


$$N_{o,r} = \left( \frac{N_{1,r} - N_{2,r}}{2} \right) \tanh \left[ \frac{4(q_{ro} - q_r)}{q_{ro}} \right] + \frac{N_{1,r} + N_{2,r}}{2}$$

onde  $N_{1,r} = 1 \times 10^{10} m^{-4}$  é um limite de interceptação superior,  $N_{2,r} = 8 \times 10^6 m^{-4}$  é um limite de interceptação inferior e  $q_{ro} = 1 \times 10^{-4}$  é essencialmente o valor de transição entre os dois limites.

O gráfico mostra que o resultado principal de :

- Uma variação de  $N_{o,r}$  é que para  $q_r$  pequenos (teoricamente mais comuns de garoa do que de chuva) produzem uma velocidade terminal entre 0,2 a 2  $m s^{-1}$ ,
- enquanto  $q_r$  grandes produzem velocidades terminais entre 2 a 8  $m s^{-1}$ .



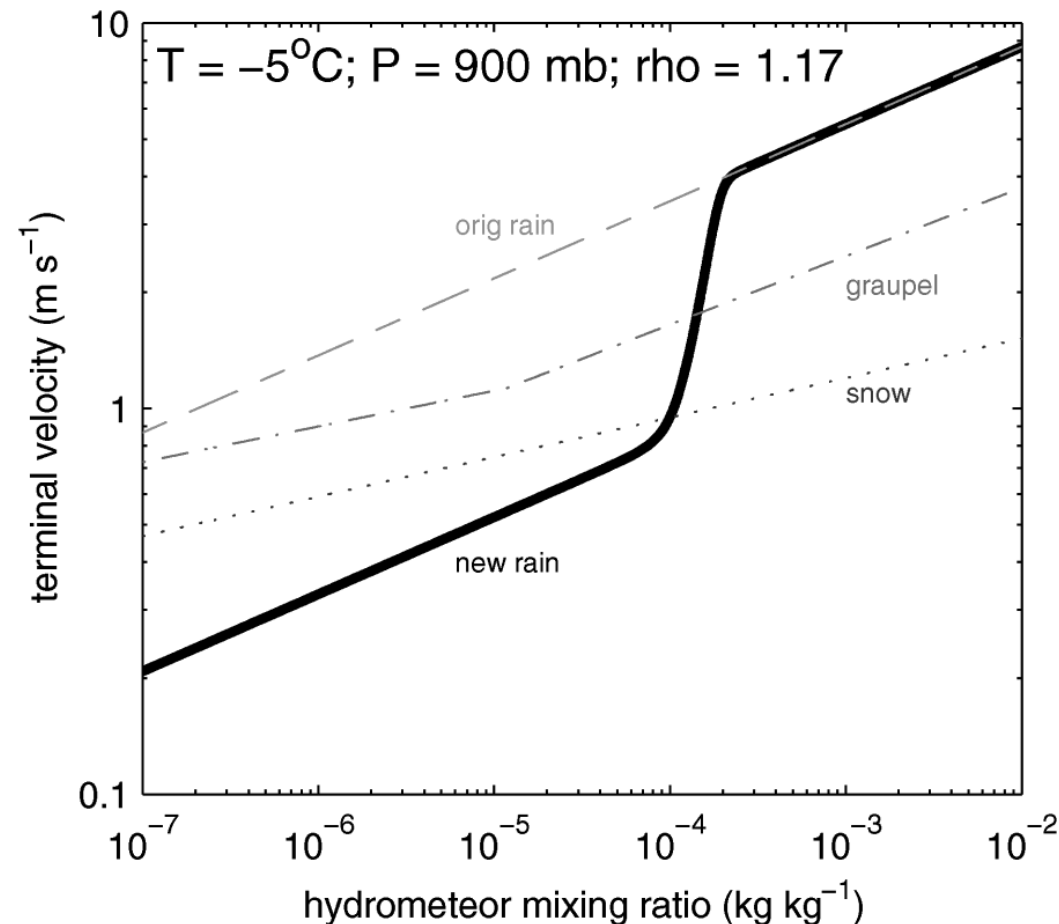


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## e. Parâmetro de interceptação da distribuição do tamanho da chuva



O gráfico mostra que o resultado principal de uma variação de  $N_{o,r}$  é que para pequenos  $q_r$  (teoricamente mais comuns de garoa do que de chuva) produzem uma velocidade terminal entre 0,2 a 2  $m s^{-1}$ , enquanto grandes  $q_r$  produzem velocidades terminais entre 2 a 8  $m s^{-1}$ .





Novos recursos específicos para a versão do esquema em massa em comparação com o descrito em Thompson et al. (2004)

- uma forma de **distribuição gama generalizada** para cada espécie de hidrômetro;
- uma **interceptação de chuva** que **depende da razão de mistura de chuva** e se uma fonte aparente é gelo derretido;
- uma **interceptação do graupel** que depende da **razão de mistura do graupel**;
- um esquema de **ajuste de saturação mais preciso**;
- um **parâmetro de formato de distribuição gama variável para gotículas de água** em nuvem com base em observações;
- uma **tabela de consulta para congelamento de gotas de água**;
- uma **tabela de pesquisa para transferir gelo de nuvem para a categoria de neve**;
- melhor **deposição de vapor, sublimação e evaporação**;
- **eficiência de coleta variável** para **chuva**, **neve** e **gotículas de nuvens** que **coletam graupel**;
- melhoria na **coleta de neve e graupel**.



# **Descrição da Parametrização Microfísica em Massa**



### a. Espécies de água e gelo

Cada espécie de hidrometeoro (**exceto neve**) está em conformidade com uma **distribuição gama generalizada** (Walko et al. 1995; Verlinde et al. 1990) no lugar da distribuição exponencial.

$$N(D) = \frac{N_t}{\Gamma(\mu + 1)} \lambda^{\mu+1} D^\mu e^{-\lambda D}$$

$N_t$  é o número total de partículas na distribuição,  $D$  é o diâmetro da partícula,  $\lambda$  é a inclinação da distribuição e  $\mu$  é o parâmetro de forma. Quando  $\mu = 0$ , a distribuição se torna a distribuição exponencial clássica (ou Marshall-Palmer).

**Todas as espécies de água e gelo** usam a forma relativamente padrão da lei de potência para descrever sua massa e velocidade terminal em função do diâmetro.

$$m(D) = aD^b$$

$$v(D) = \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \alpha D^\beta e^{-fD}$$



a. Espécies de água e gelo

$$N(D) = \frac{N_t}{\Gamma(\mu + 1)} \lambda^{\mu+1} D^\mu e^{-\lambda D}$$

$$m(D) = aD^b$$

$$v(D) = \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2} \alpha D^\beta e^{-fD}$$

TABLE A1. Mass and terminal velocity constants for each liquid/ice species.

Hydrometeor	Coefs in Eq. (2)		Reference	Coefs in Eq. (3)			Reference
	<i>a</i>	<i>b</i>		$\alpha$	$\beta$	<i>f</i>	
Cloud water	$\pi\rho_w/6$	3	—	—	—	—	—
Rain	$\pi\rho_w/6$	3	—	4854	1	195	Ferrier (1994)
Cloud ice	$\pi\rho_i/6$	3	—	1847.5	1	0	See text
Snow	0.069	2	Cox (1988)	40	0.55	125	See text
Graupel	$\pi\rho_g/6$	3	Reisner et al. (1998)	442	0.89	0	Heymsfield and Kajikawa (1987)



### 1) ÁGUA de NUVEM

No futuro, a concentração de gotículas será prevista pela ativação explícita de aerossóis, mas atualmente é definida como uma constante no início da execução do modelo.

Para simplificar, o código atual usa  $N_{0,c} = 100 \text{ cm}^{-3}$ , que representa um ar bastante “limpo” frequentemente encontrado acima da camada limite planetária e/ou próximo às regiões oceânicas.

É fortemente ***aconselhados a definir  $N_{0,c}$  de acordo com os dados conhecidos*** por causa das ***dependências diretas entre o número de gotículas, o tamanho médio e a conversão resultante em chuva***.

Primeiramente assume-se uma ***população monodispersa de gotículas de nuvem***. Com a nova distribuição gama para água de nuvem, um valor para o parâmetro de forma  $\mu_c$  ***deve ser definido ou calculado***.

Em estudos de campo, Martin et al. (1994) encontraram  $\mu_c$  ***a dispersão relativa de gotículas de 0,25*** em massas de ar marítimas limpas e ***0,45 em massas de ar continentais mais poluídas***.

A relação empírica entre a concentração numérica  $N_{0,c}$  e  $\mu_c$  usada para corresponder às observações de dispersão relativa:

$$\mu_c = \min \left( 15, \frac{10^9}{N_c} + 2 \right)$$





## 2) NUVEM DE GELO

Tal como acontece com a água da nuvem, *o gelo da nuvem também assume a gama generalizada*

O número de concentração  $N_{0,i}$  é prevista, e seu parâmetro de forma  $\mu_i$  é o único parâmetro livre que precisa ser predefinido. Recomenda-se configurá-lo entre **0 e 2 inclusive**.

Como uma **espécie de duplo momento**, o gelo de nuvens tem **sedimentação diferencial** na qual a **razão de mistura e a concentração numérica usam suas respectivas velocidades terminais** ponderadas pela massa e **ponderadas em número da concentração**.



### 3) RAIN

Exclusivo para este esquema de microfísica, **a distribuição do tamanho da chuva muda significativamente**, dependendo se **a chuva origina-se do gelo derretido** ou da **chuva produzida pelo processo de colisão-coalescência** (**chuva quente**).

**Distribuição gama de tamanho**  $N(D) = N_{o,r} D^\mu e^{-\lambda D}$ . onde  $N_{o,r}$  é o “parâmetro de interceptação” da distribuição. Quando  $\mu = 0$ ,  $N_{o,r}$  é a interceptação física de uma distribuição exponencial; porém, quando  $\mu > 0$ , este parâmetro não tem interpretação física.

Considerando que a **maioria dos BMPs** assume que a **chuva segue uma distribuição exponencial** com uma constante  $N_{o,r} = 8 \times 10^6 m^{-4}$ .

$$N_{o,r} = \left( \frac{N_1 - N_2}{2} \right) \tanh \left[ \frac{(q_{r0} - q_r)}{4q_{r0}} \right] + \frac{N_1 + N_2}{2}$$

onde  $N_1 = 9 \times 10^9 m^{-4}$  é um limite superior de interceptação,  $N_2 = 2 \times 10^6 m^{-4}$  é um limite inferior de interceptação e  $q_{r0} = 1 \times 10^4 kg kg^{-1}$  é **essencialmente o valor de transição entre os dois limites**. Para aplicar esta equação, começamos com a razão de mistura de chuva  $q_r$  prevista pelo modelo



### 3) RAIN

Alternativamente, em um cenário não clássico de formação de precipitação de chuva quente,

Uma **produção muito baixa de garoa** é resultado da **colisão-coalescência de gotículas de nuvem** e o **parâmetro de interceptação  $N_0$  será muito grande** [pela Eq. (A6)] indicando assim a **predominância de gotas pequenas na distribuição** (e **baixa velocidade terminal**).

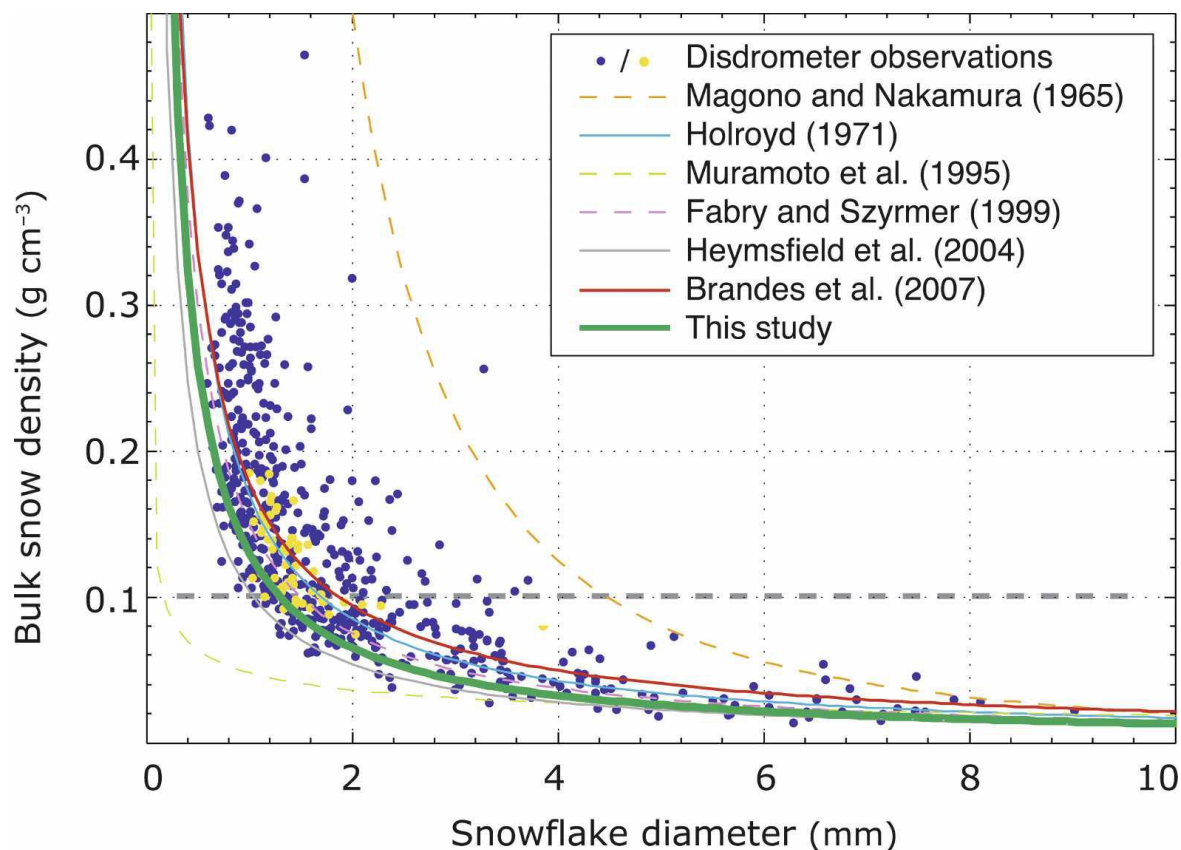
Mas, à medida que essas **gotas de garoa caem e acumulam mais água de nuvem**, a razão de mistura de chuva aumentará e o **parâmetro  $N_0$  diminuirá**, **deslocando assim a distribuição  $N_0$  para tamanhos de gotas maiores**.

$$N_{o,r} = \left( \frac{N_1 - N_2}{2} \right) \tanh \left[ \frac{(q_{r0} - q_r)}{4q_{r0}} \right] + \frac{N_1 + N_2}{2}$$



### 4) SNOW

A maioria dos BMPs assume a **neve esférica com constante densidade bulk**.  
numerosos **estudos observacionais** ao longo de décadas demonstram claramente que **varia inversamente com o tamanho**



FIGO. 1. Gráfico de densidade de partículas de neve bulk vs diâmetro mostrando observações do Disdromômetro de Brandes et al. (2007).

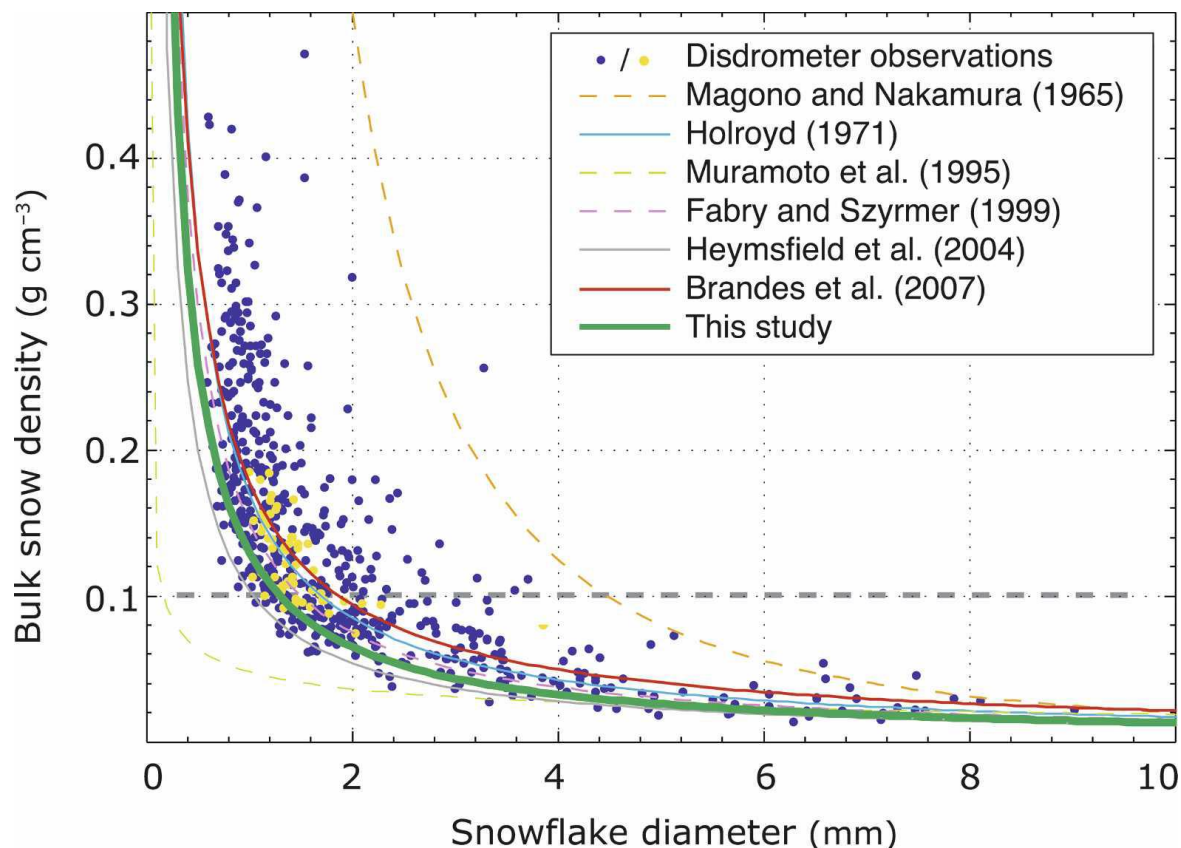
**O valor típico usado na maioria dos modelos é uma constante ( $0.1 \text{ g cm}^{-3}$ ).**



### 4) SNOW

Na prática, a **suposição de neve esférica e densidade constante** é aplicada em modelos através da **relação massa-diâmetro**.

A lei de poder:



$$m(D) = \left(\frac{\pi}{6}\right) \rho_s D^3$$

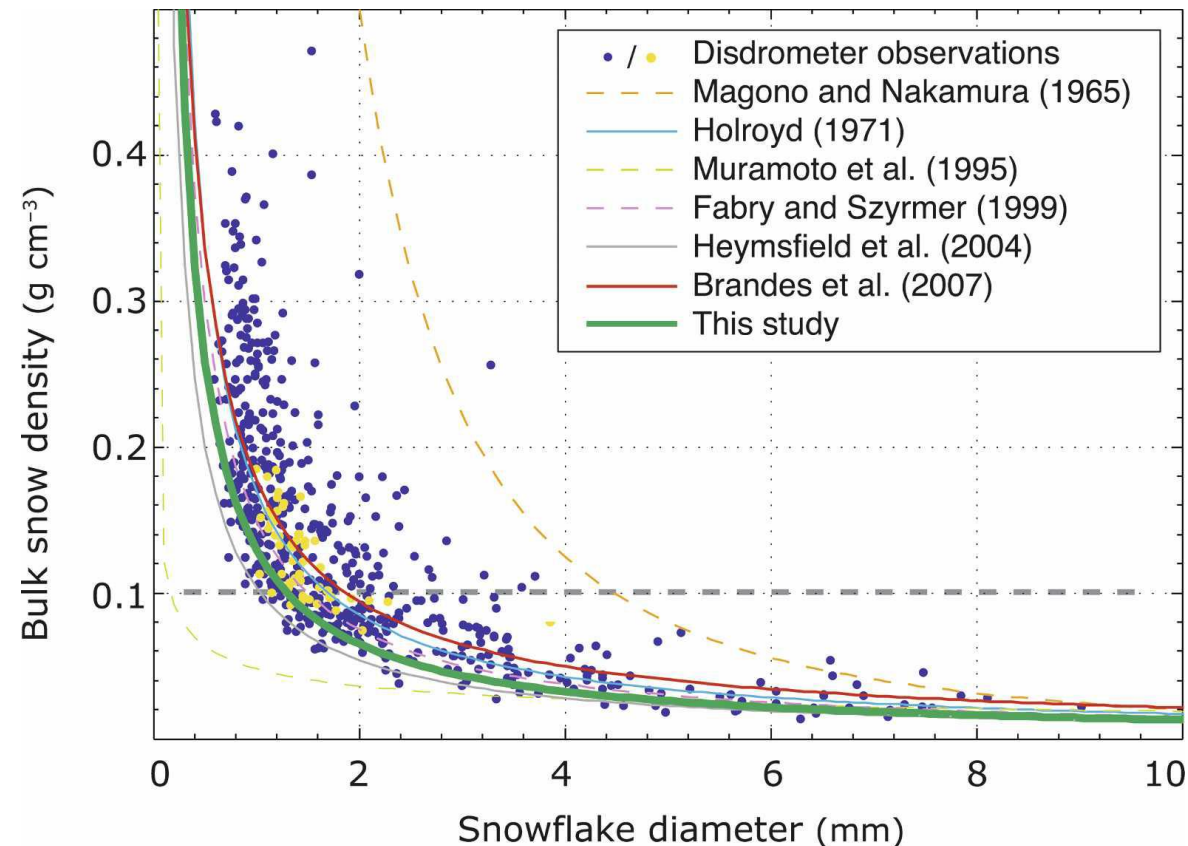
onde  $\rho_s$  é a Densidade bulk da neve e  $D$  é diâmetro de partícula.

Estudos observacionais de neve na superfície e no alto raramente apoiam essa suposição, indicam que expoente está mais próximo de 2 do que 3



### 4) SNOW

Um dos primeiros estudos de modelagem que deixa de considerar a neve esférica é a de Cox (1988),



$$m(D) = 0.069D^2$$

relação utilizada no novo esquema em massa.





### 4) SNOW

Outra suposição de modelo quase universal é o uso de uma **forma exponencial para a distribuição do tamanho** da neve

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}$$

onde  $N_0$  é o parâmetro de interceptação  $\lambda$  e é a inclinação da distribuição.

Mesmo os modelos codificados para representar a distribuição em uma **forma gama generalizada**.

$$N(D) = \frac{N_t}{\Gamma(\mu + 1)} \lambda^{\mu+1} D^\mu e^{-\lambda D}$$

são normalmente aplicados com o **parâmetro de forma definido como  $\mu = 0$** , revertendo para a forma exponencial.

$$N(D) = \frac{N_t}{\Gamma(1)} \lambda e^{-\lambda D}$$

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}$$

A escolha de  $N_0$  permanece problemática para qualquer BMP, seja constante, como na formulação original de Lin et al. (1983), ou variável, como em Reisner et al. (1998).



### 4) SNOW

Field et al. (2005) analisaram **9000 médias de dez segundos de dados de espectros de gelo** e aplicaram uma técnica de redimensionamento para **derivar a seguinte função de densidade numérica** para a neve

$$N(D) = \frac{M_2^4}{M_3^3} \left[ k_0 e^{-\frac{M_2}{M_3} \Lambda_0 D} + k_1 \left( \frac{M_2}{M_3} D \right)^{\mu_s} e^{-\frac{M_2}{M_3} \Lambda_1 D} \right] \quad \text{Eq. (1)}$$

que foi adotada no **novο esquema de microfísica bulk**:

onde  $k_0$ ,  $k_1$ ,  $\Lambda_0$ ,  $\Lambda_1$  e  $\mu_s$  são constantes tabeladas B e  $M_n$  é o enésimo momento da distribuição

$$M_n = \int D^n N(D) dB$$

O primeiro termo entre **colchetes** na Eq. (1) **representa uma forma exponencial**, enquanto o **segundo termo** representa uma **distribuição gama**. A **soma dessas duas distribuições é responsável pelo número "superexponencial"** frequentemente observado de pequenas partículas, bem como a inclinação geral das grandes partículas.



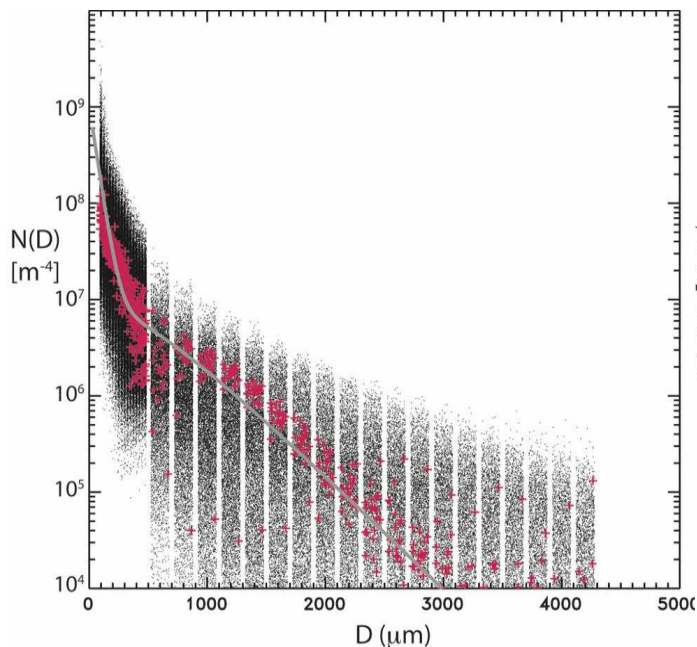


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

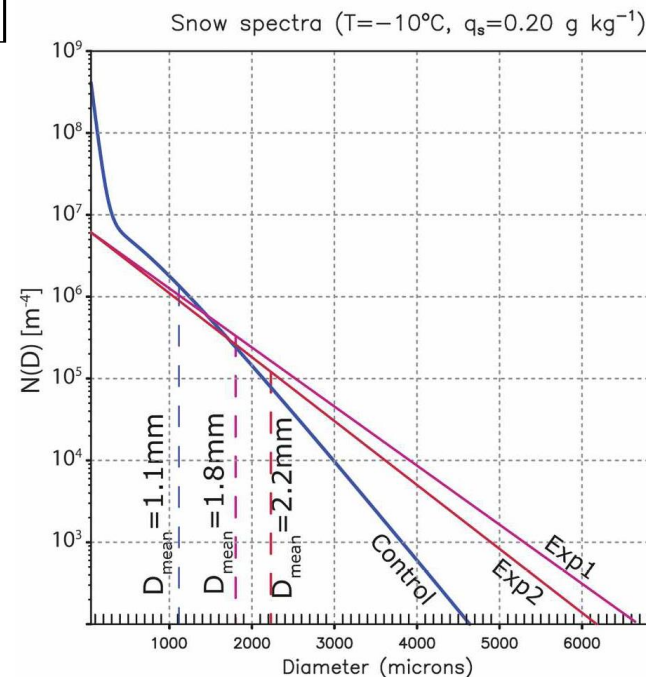
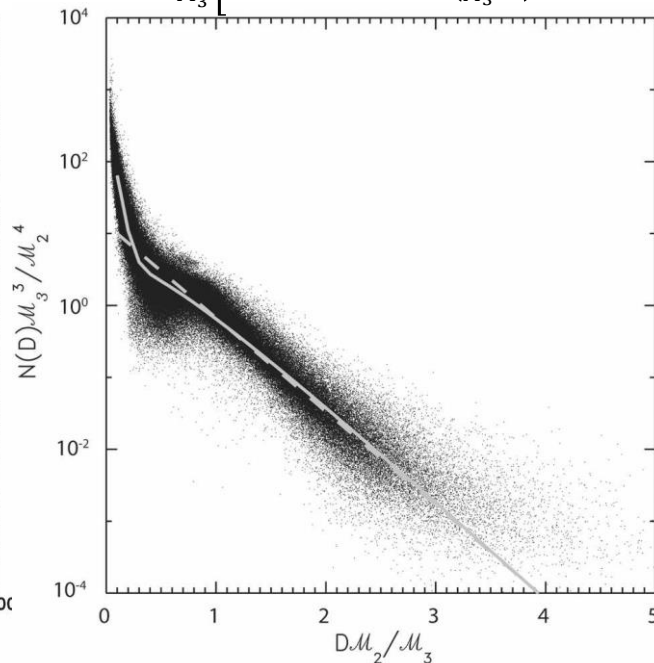
## Descrição da Parametrização Microfísica em Massa



### 4) SNOW $N(D) = N_0 e^{-\lambda D}$



$$N(D) = \frac{M_2^4}{M_3^3} \left[ k_0 e^{-\frac{M_2}{M_3} \Lambda_0 D} + k_1 \left( \frac{M_2}{M_3} D \right)^{\mu_s} e^{-\frac{M_2}{M_3} \Lambda_1 D} \right]$$



Observe na Fig. 2 que uma **suposição de distribuição exponencial subestimar (superestimar) o número de pequenas (grandes) partículas de gelo**. Através do uso da Eq. (1), o parâmetro efetivo da interceptação no eixo Y depende da proporção de mistura de neve e da temperatura, em certo sentido, combinando os conceitos propostos em Reisner et al. (1998)



### 5) GRAUPEL

O esquema, diagnostica o parâmetro de interceptação  $N_{o,g}$  a partir da razão de mistura graupel.

Conceitualmente, acredita-se que **fortes correntes ascendentes** capazes de produzir grandes quantidades de água de nuvem, chuva e neve que resultam em mais  $N_{o,g}$  graupel do que aquelas produzidas por **correntes ascendentes fracas**.

o novo BMP usa uma relação entre a proporção de mistura,  $q_g$ , e  $N_{o,g}$  dada por

$$N_{o,g} = \max \left[ 10^4, \min \left( \frac{200}{q_g}, 5 \times 10^6 \right) \right]$$

Ao **reduzir significativamente o parâmetro  $N_{o,g}$** , o **espectro graupel muda para tamanhos maiores** e sua **velocidade de queda média ponderada em massa aumenta mais rapidamente do que pode ser feito com um  $N_{o,g}$  constante e uma razão de mistura aumentada.**



### 1) CONDENSATION–EVAPORATION



### 2) AUTOCONVERSION

os esquemas bulk dependem de parametrizações para determinar **quando as gotas de água da nuvem crescem o suficiente para adquirir velocidades de queda apreciáveis e se tornar “chuva”**. (autoconversão)

**diâmetros característicos** devem ser calculados adequadamente a partir **das suposições completas da distribuição** (assume-se que o espectro de gotículas **segue a distribuição gama**).

o importante é calcular os diâmetros característicos adequados da distribuição. **A quantidade de água da nuvem que se converte em chuva por unidade de tempo** é dada por

$$\frac{dr_r}{dt} = \frac{0.027 \rho q_c \left( \frac{1}{16} \times 10^{20} D_b^3 D_f - 0.4 \right)}{\frac{3.72}{\rho q_c} \left( \frac{1}{2} \times 10^6 D_b - 7.5 \right)^{-1}}$$
$$D_f = \left( \frac{6 \rho q_c}{\pi \rho_w N_c} \right)^{1/3}$$
$$D_b = (D_f^3 D_g^3 - D_f^6)^{1/6}$$
$$D_g = \frac{\left( \frac{\Gamma(\mu_c + 7)}{\Gamma(\mu_c + 4)} \right)^{1/3}}{\lambda_c}$$



### 3) ICE NUCLEATION

O gelo primário nucleia , seguindo a curva de Cooper (1986) que determina o número de cristais nucleados. Uma pequena alteração foi introduzida de modo que o gelo não inicia até que a razão de mistura de vapor de água exceda 25% de supersaturação em relação ao gelo ou água saturada e  $T < 260$  K.

O congelamento heterogêneo de gotas de água segue diretamente Bigg (1953), onde a probabilidade de certo volume gotas congelando em temperaturas especificadas é pré-calculada quando o modelo é iniciado e, em seguida, armazenada em uma tabela de consulta para uso.

$$P = 1 - \exp\{-120 \times vol \times 5.2 \times 10^{-4} \times [\exp(T - T_0) - 1]\}$$

onde  $P$  é a probabilidade de congelamento para gotas de água com volume ( $vol$ ),  $T$  é a temperatura do ar e  $T_0$  é a temperatura de fusão (273,15 K).



### 3) ICE NUCLEATION

As gotas de chuva maiores congelam em graupel, enquanto as gotas de nuvem menores congelam em gelo de nuvem.

O congelamento homogêneo da água da nuvem quando  $T < -38^{\circ}\text{C}$  é tratado implicitamente por esta técnica, eliminando assim a necessidade de qualquer código explícito para congelar a água em temperaturas mais baixas.

Partículas de gelo secundárias são geradas através do estilhaço de geada ou processo Hallett-Mossop da mesma forma que foram detalhadas em Reisner et al. (1998)



### 4) GROWTH OF CLOUD ICE–CONVERSION TO SNOW

Partículas de gelo de nuvens são nucleadas com uma massa inicial arbitrária de  $10^{-12}kg$  ( $D \approx 4\mu m$ ) e **crescem por deposição de vapor** apenas seguindo Srivastava e Coen (1992).

Embora o gelo da nuvem siga a distribuição gama completa (com diâmetros de zero a  $\infty$ ), a fração da massa de gelo com diâmetros de partícula maiores que  $200\mu m$  é imediatamente transferida para a categoria de neve a cada passo de tempo.

No lugar de alternativas bastante complexas como Harrington et al. (1995), uma tabela de consulta é pré-computada a partir da razão de mistura, concentração numérica e  $\mu_i$ , para determinar a quantidade de gelo com diâmetros superiores a  $200\mu m$  que será convertido em neve.

Despresa-se o processo de formação de riming para o gelo de nuvem porque Pruppacher e Klett (1997) indicam que os cristais de gelo menores não agregam muita água da nuvem.



### 5) DEPOSITION-SUBLIMATION OF ICE-SNOW-GRAUPEL

O processo de **deposição de vapor na neve e graupel** (e o processo inverso, sublimação) é tratado quase da mesma forma que a evaporação da chuva seguindo Srivastava e Coen (1992), exceto pela substituição adequada de gelo versus água.

No novo esquema calcula adequadamente a sublimação da neve e do graupel quando as temperaturas excedem 0°C. Anteriormente, isso era negligenciado apenas por causa das práticas de codificação.





### 6) HYDROMETEOR COLLISION–COLLECTION

Para coleta de hidrometeoros (onde a espécie y coleta a espécie x).

Uma forma integral da equação de coleta é usada seguindo Verlinde et al. (1990):

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} \iint E_{x,y} m(D_x) (D_x + D_y)^2 \times [v(D_x) - v(D_y)] N(D_x) N(D_y) dD_x dD_y$$

Ao contrário de muitos outros BMPs, a eficiência de coleta  $E_{x,y}$  varia em função do diâmetro do volume médio ( MVD) das espécies coletadas pelo coletor e não é considerada constante.



### 6) HYDROMETEOR COLLISION-COLLECTION

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} \iint E_{x,y} m(D_x) (D_x + D_y)^2 \times [v(D_x) - v(D_y)] N(D_x) N(D_y) dD_x dD_y$$

Para alguns processos, como chuva, neve e graupel coletando água da nuvem, a Eq. (A13) é simplificado para

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} E_{x,y} q_x \rho \int D_y^2 v(D_y) N(D_y) dD_y$$

Aplicando o método de Wisner et al. (1972) **aproximação pela qual  $D_y \gg D_x$  e  $v(D_y) \gg v(D_x)$** . Após a substituição, isso pode ser reescrito como

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} E_{x,y} q_x \rho \int D_y^2 \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \alpha D_y^\beta e^{-fD} N_{0,y} D^\mu e^{-\lambda D_y} dD_y$$

**então integrado**

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} E_{x,y} r_x \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \alpha_y N_{0,y} \frac{\Gamma(\mu_y + \beta_y + 3)}{(\lambda + f_y)^{\mu_y + \beta_y + 3}}$$



### 6) HYDROMETEOR COLLISION–COLLECTION

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} E_{x,y} r_x \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \alpha_y N_{0,y} \frac{\Gamma(\mu_y + \beta_y + 3)}{(\lambda + f_y)^{\mu_y + \beta_y + 3}}$$

Quando as duas espécies que **interagem têm velocidades de queda semelhantes**, a integral dupla completa é necessária, mas **raramente aplicada em BMPs** atuais

Por exemplo, quando a chuva acumula graupel ou neve, muitos **BMPs continuam a usar o método de Wisner et al. (1972)**,

Mizuno (1990) propôs uma **relação substituta para o termo de diferença de velocidade**

Verlinde et al. (1990) **ofereceram uma solução matemática inteiramente nova**, ambas integradas para todos os diâmetros de zero a  $\infty$ .



### 6) HYDROMETEOR COLLISION-COLLECTION

$$\frac{dr_y}{dt} = \frac{\pi}{4} E_{x,y} r_x \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \alpha_y N_{0,y} \frac{\Gamma(\mu_y + \beta_y + 3)}{(\lambda + f_y)^{\mu_y + \beta_y + 3}}$$

Argumentamos que o limite superior da integral interna deve parar quando o diâmetro das espécies coletadas produz uma velocidade terminal que é igual à velocidade terminal das espécies coletoras. Em vez de fazer quaisquer suposições simplificadoras, o novo esquema usa a integral dupla completa com os limites internos de integração de zero ao diâmetro mencionado anteriormente.

Por fim, como o novo esquema utiliza uma tabela de consulta gerada a partir de 100 bins de tamanho de chuva e neve, implementamos outra inovação em um modelo em massa que imita o que os modelos de bins explícitos mais fazem.

No caso da **chuva acumulando neve (e seu inverso)**, **cruza** seus bins de tamanho de gotas e se a massa da gota de água exceder a massa da partícula de neve, assume-se que as duas partículas se juntam como uma, congelando assim em uma gota de graupel ( granizo na realidade) e retirando a massa de cada partícula de suas respectivas espécies.



### 7) CONVERSION OF RIMED SNOW TO GRAUPEL

Uma das **maiores incertezas em esquemas microfísicos** está relacionada ao **tratamento de graupel produzido a partir de neve** com riming de gelo (riming).

Murakami (1990) usou uma proporção de 1:1 de riming para crescimento por deposição como um limiar de iniciação

No novo esquema, **também calculamos essa razão**. À medida **que aumenta de 5:1 para 30:1, aumentamos linearmente a taxa de produção de graupel de 5% para 75% da taxa de riming**. O **restante da taxa de riming (de 95% a 25%) simplesmente se torna uma taxa de produção de neve** devido à coleta de água da nuvem.



### 8) MELTING ICE, SNOW, AND GRAUPEL

- Como a **nuvem de gelo é tão pequena**, **supõe-se** que ela derreta instantaneamente no primeiro nível, onde  **$T \geq 0^\circ\text{C}$** .
- Neve e graupel derretem gradualmente em equilíbrio termodinâmico com o ar circundante.
- O processo de fusão é inalterado de Reisner et al. (1998), exceto que a forma de distribuição assumida de cada espécie está devidamente integrada.



### 9) SEDIMENTATION

A **velocidade terminal média ponderada pela massa de cada espécie é calculada seguindo suas respectivas suposições de distribuição.**

Uma vez que a nuvem de gelo é uma espécie de momento duplo, seu número de concentração sedimenta adequadamente e sua velocidade terminal média é ponderada por número de concentração.

Existem dois casos especiais de sedimentação que requerem mais detalhes.

**Primeiro, calcula-se o graupel produzido a partir de neve riming**, armazenamos o tempo para a taxa de crescimento por deposição. Essa taxa é ainda usada para determinar um “fator de reforço” da velocidade terminal da neve e aplicada a neve riming pesadas.

O **outro caso especial para sedimentação trata do derretimento da neve e do graupel**. Em BMPs clássicos de momento único, as razões de mistura de neve e graupel diminuem significativamente abaixo do nível de fusão, fazendo com que suas velocidades terminais ponderadas em massa diminuam também.



# **Ultimas implementações no código de Thompson**





O esquema agora foi **atualizado para incorporar a ativação de aerossóis como condensação em nuvem (CCN) e núcleos de gelo (IN)** e, portanto, **prevê explicitamente a concentração do número de gotículas da água das nuvens, bem como as concentrações numéricas das duas novas variáveis de aerossol, um para CCN e (IN).** Em vez de determinar a priori, os tipos específicos de aerossol e a composição química de várias categorias de aerossol, o que pode levar a alta carga computacional e complexidade significativa, **simplesmente nos referimos ao aerossol higroscópico como um aerossol " amigável à água "(NWFA) e ao não-higroscópico** O aerossol de nucleação com gelo como **" amigável ao gelo " (NIFA)**, embora o último seja considerado principalmente poeira.

Consistente em **todas as formas de espécies de água** (vapor, líquido ou sólido), cada proporção de mistura de massa de espécies ou concentração numérica **segue a mesma equação de conservação** que governa:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla \cdot (\rho U \Phi) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho V_{\Phi} \Phi)}{\partial z} + \delta \Phi + S_{\Phi}$$

Onde  $\Phi$  é uma razão de mistura em massa ou concentração numérica de qualquer espécie de água,  $t$  é o tempo,  $\rho$  é a densidade do ar,  $U$  é o vetor de vento 3D,  $z$  é altura,  $V_{\Phi}$  é a velocidade de queda apropriada de  $\Phi$ ,  $\delta \Phi$  aproveita o operador de mistura em escala de sub-grade e  $S_{\Phi}$  representa os vários termos da taxa de processo microfísico.



Os termos para variáveis recém -previstas da **concentração de número de gotículas de nuvem NC** e **o número de cada espécie de aerossol NWFA** e **NIFA** são fornecidas nas Eqs. (2) - (4) abaixo.

$$\frac{dN_c}{dt} = - \left( \begin{array}{c} \text{rain, snow, graupel} \\ \text{collecting droplets} \end{array} \right) - \left( \begin{array}{c} \text{freezing into} \\ \text{cloud ice} \end{array} \right) - \left( \begin{array}{c} \text{collide/coalesce} \\ \text{into rain} \end{array} \right) - (\text{evaporation}) + \left( \begin{array}{c} \text{CCN} \\ \text{activation} \end{array} \right) + \left( \begin{array}{c} \text{cloud ice} \\ \text{melting} \end{array} \right).$$

$$\frac{dN_{wfa}}{dt} = - \left( \begin{array}{c} \text{rain, snow, graupel} \\ \text{collecting aerosols} \end{array} \right) - \left( \begin{array}{c} \text{homogeneous nucleated} \\ \text{deliquesced aerosols} \end{array} \right) - (\text{CCN activation}) + \left( \begin{array}{c} \text{cloud and rain} \\ \text{evaporation} \end{array} \right) + \left( \begin{array}{c} \text{surface} \\ \text{emissions} \end{array} \right),$$

$$\frac{dN_{ifa}}{dt} = - \left( \begin{array}{c} \text{rain, snow, graupel} \\ \text{collecting aerosols} \end{array} \right) - (\text{IN activation}) + \left( \begin{array}{c} \text{cloud ice} \\ \text{sublimation} \end{array} \right) + \left( \begin{array}{c} \text{surface} \\ \text{emissions} \end{array} \right).$$

Em comparação com o anterior Thompson et al. (2008) O esquema com oito espécies de microfísicas para advectar e prognosticar, o novo esquema com suas três variáveis adicionais aumenta o custo computacional em aproximadamente 16%.



As gotículas da nuvem **nucleiam a partir da concentração explícita do número do aerossol** ( $N_{wfa}$ ).

Usando uma tabela de pesquisa da **fração de aerossóis ativada para a nucleação** determinada pela:

Cinco (5) variáveis

**temperatura prevista do modelo**, **velocidade vertical**, **número de aerossóis disponíveis** e **valores predeterminados do parâmetro de higroscopicidade (0,4 em experimentos realizados nesta pesquisa)** e **raio médio do aerossol (0,04 mm)**.



### fração de aerossóis ativada para a nucleação

A tabela de consulta foi criada pelo **tratamento explícito da teoria de ativação de Köhler** usando essas cinco variáveis dentro de um modelo de parcela por Feingold e Heymsfield (1992) com alterações adicionais por Eidhammer et al. (2009) para usar o parâmetro de higroscopicidade (Petters e Kreidenweis 2007).

O **crescimento por difusão de gotas para gotas**, em cada bin de tamanho  $k$ , é calculado seguindo as equações (13.28) de Pruppacher e Klett [1997]:

$$\frac{dD_k}{dt} \approx \frac{4}{D_k} \frac{S_{w,v} - S(D_k)}{\frac{\rho_w T R^*}{D_v^*(D_k) M_w e_{sat,w}(T)} + \left( \frac{L_e \rho_w}{T k_a^*(D_k)} \left( \frac{L_e M_w}{T R T} - 1 \right) \right)}$$

$D$  → é o diâmetro das gotículas,

$S_{w,v}$  → a taxa de saturação ambiental,

$S(D_k)$  → a taxa de saturação sobre uma gota de solução aquosa

$\rho_w$  → a densidade da água.

$R^*$  → a constante universal dos gases é representada,

$M_w$  → é o peso molecular da água, e

$D_v^*$  e  $k_a^*$  → são a difusividade modificada e a condutividade térmica, (Pruppacher e Klett [1997]).

$L_e$  → é o calor latente de evaporação.



O tratamento revisado da **atividade da água e solução de gota** segue Petters e Kreidenweis [2007], que sugeriram que **a higroscopicidade das partículas pode ser descrita usando um único parâmetro  $\kappa$** , e que a **atividade da água**,  $a_w$ , pode ser calculada a partir de:

$$a_w^{-1} = 1 + \kappa \frac{V_s}{V_w}$$

$V_s$  → é o volume da partícula seca

$V_w$  → é o volume de água associado.

As partículas insolúveis e não higroscópicas são representadas por  $\kappa = 0$ ,

As soluções aquosas de sulfato de amônio podem ser representadas por  $\kappa = 0,6$  (Petters e Kreidenweis [2007] ).



O  $\kappa$  de *partículas complexas internamente misturadas* é calculado a partir da soma dos parâmetros de higroscopicidade dos componentes individuais ponderados pelo volume, assumindo que a relação de Zdanovskii, Stokes e Robinson [Stokes e Robinson, 1966].

Assim, o uso de  $\kappa$  **permite uma implementação direta no modelo de aerossóis misturados interna ou externamente.**

Assim, a taxa de saturação de uma gota de solução é expressa como

$$S(D_k) = a_w \exp\left(\frac{2M_w \sigma_{s/a}}{R^* T \rho_w D_k}\right)$$

$$a_w^{-1} = 1 + \kappa \frac{V_s}{V_w}$$

$$S(D_k) = \frac{D_k^3 - D_{k,dry}^3}{D_k^3 - D_{k,dry}^3 (1 - \kappa)} \exp\left(\frac{2M_w \sigma_{s/a}}{R^* T \rho_w D_k}\right)$$

onde  $\sigma_{s/a} \rightarrow$  é a tensão superficial entre a gota da solução e o ar.

$D_{k,dry} \rightarrow$  é o diâmetro seco da partícula do aerossol.



A taxa de saturação de uma gota de solução

$$S(D_k) = \frac{D_k^3 - D_{k,dry}^3}{D_k^3 - D_{k,dry}^3(1 - \kappa)} \exp\left(\frac{2M_w\sigma_{s/a}}{R^*T\rho_w D_k}\right)$$

O termo antes do exponencial representa a atividade da água, enquanto o exponencial representa o efeito da curvatura (“Kelvin”) na pressão de vapor sobre uma gota da solução.

Em nossas simulações, assume-se que os valores de  $\kappa$  são baseados em medições ou cálculos na temperatura  $T = 298,15 \text{ K}$  e  $\sigma_{s/a} = 0.072 \text{ J m}^{-2}$



Para o **crescimento por deposição de cristais de gelo em cada bin** de tamanho  $j$ , (Pruppacher e Klett [1997]):

$$\frac{dm_j}{dt} = \frac{4\pi\rho_i C_j (S_{i,v} - 1)}{\frac{T_\infty R^*}{D_v^*(D_j) M_w e_{sat,i}(T_\infty)} + \left( \frac{L_s}{T_\infty k_a^*(D_j)} \left( \frac{L_s M_w}{T_\infty R^*} - 1 \right) \right)}$$

onde  $m_j$  é a massa dos cristais de gelo,  $S_{i,v}$  é a razão de saturação sobre o gelo,  $L_s$  é o calor específico latente de sublimação,  $\rho_i$  a densidade do gelo e  $C_j$  é a capacitância dos cristais.

Assume-se que os cristais são esféricos, portanto  $C_j = \frac{D_j}{2}$  e a mudança no diâmetro do cristal de gelo é

$$\frac{dD_j}{dt} = \frac{2}{\pi\rho_i D_j^2} \frac{dm_j}{dt} = \frac{2}{\pi\rho_i D_j^2} \frac{4\pi\rho_i C_j (S_{i,v} - 1)}{\frac{T_\infty R^*}{D_v^*(D_j) M_w e_{sat,i}(T_\infty)} + \left( \frac{L_s}{T_\infty k_a^*(D_j)} \left( \frac{L_s M_w}{T_\infty R^*} - 1 \right) \right)}$$





A **mudança total no conteúdo de água líquida ou gelo** (aqui ambos são descritos por WC) na parcela é dada pela **soma da mudança de massa de água em todos os bins de tamanho de líquido (k) e gelo (j):**

$$\frac{dWC}{dt} = \frac{d}{dt} \sum_{j/k} m_w n(m_w) = \sum_{j/k} \left[ n(m_w) \frac{dm_w}{dt} + m_w \frac{dn(m_w)}{dt} \right]$$

$m_w$  **é a massa de água**  $n(m_w)$  **é o número de concentração de partículas de líquido ou gelo em  $cm^{-3}$**  com massa de água  $m_w$ .

$$n(m_w) \frac{dm_w}{dt} = n(m_w) \pi \rho_{w/i} \frac{D^2}{2} \frac{dD}{dt}$$

$\rho_{w/i}$  é a densidade da água (w) ou do gelo (i)

$$m_w \frac{dn(m_w)}{dt} = n^*(m_w) \frac{d\rho_a}{dt} \frac{1}{6} \pi \rho_{w/i} (D^3 - D_{dry}^3)$$

$n^*(m_w)$  **é a concentração de partículas por grama de ar** e  $\rho_a$  é a **densidade do ar à temperatura e pressão ambiente.**



O diferencial de densidade do ar na equação (A8) depende **das mudanças de temperatura e pressão** e é dado como

$$P = \rho R_d T \Rightarrow \rho = \frac{P T^{-1}}{R_d}$$

$$m_w \frac{dn(m_w)}{dt} = n^*(m_w) \frac{d\rho_a}{dt} \frac{1}{6} \pi \rho_{w/i} (D^3 - D_{dry}^3)$$

$$\frac{d\rho_a}{dt} = \frac{1}{R_d T^2} \left( T \frac{dP}{dt} - P \frac{dT}{dt} \right) \quad R_d \text{ é a constante do gás para o ar seco.}$$

Assume-se que o **ambiente está em equilíbrio estático**

$$P = -\rho_a g z$$

$$\frac{dP}{dt} = -\rho_a g \frac{dz}{dt}$$

$$\frac{dP}{dt} = -\rho_a g w$$

onde  $g$  é a **aceleração gravitacional**  
 $w$  é a **velocidade dos updrafts** (corrente ascendente).

$$-\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \left( L_e \left( \frac{dw_{v,d}}{dt} + \frac{dw_{v,i}}{dt} \right) + gw \right)$$

Aqui  $c_p$  é o calor específico da água a pressão constante.  
 $\frac{dw_{v,d}}{dt}$  e  $\frac{dw_{v,i}}{dt}$  são **as taxas de mudança na razão de mistura de vapor devido ao crescimento de gotículas de líquido (subscrito d) e crescimento de gelo (subscrito i),**.



O diferencial de densidade do ar na equação (A8) depende das mudanças de temperatura e pressão

$\frac{dw_v}{dt}$  (a equação é válida para mudanças no conteúdo de gotículas de líquido e gelo)

$$\frac{dw_{v,d}}{dt} = -\frac{d}{dt} \left( \frac{WC}{\rho_a} \right) = \frac{1}{\rho_a} \frac{dWC}{dt} - \frac{WC}{\rho_a^2} \frac{d\rho_a}{dt}$$

$$S_{w,v} = \frac{e(T)}{e_{sat,w}(T)}$$

$$e = \frac{w_v P}{\frac{R_d}{R_v} + w_v}$$

$$w_v = w_{v,0} - \frac{LWC}{\rho_a} - \frac{IWC}{\rho}$$

$S_{w,v}$  taxa de saturação

$e_{sat,w}(T)$  é a pressão de vapor de saturação sobre a superfície de água

$e(T)$  é a pressão de vapor

$R_v$  é a constante de gás para vapor de água

$w_v$  é a razão de mistura de vapor

$w_{v,0}$  é a razão total de mistura na parcela

$LWC$  e  $IWC$  são o conteúdo de água líquida e gelo,



A parametrização DW04 assume a **taxa de congelamento ( $dN_f/dt$ ) de gotas de água pura contendo espécies insolúveis para o modo de imersão**.

$$-\frac{dN_f}{dt} = \frac{dN_u}{dt} = N_u a B_{h,i} V_d \exp(-1(273.15 - T)) \frac{dT}{dt}$$

Aqui  $N_u$  é o número de gotas descongeladas,

$V_d$  é o volume da gota e

$a = 1$  C é uma constante.

$B_{h,i}$  **é o parâmetro de eficiência de nucleação do gelo no modo de imersão** e é único para os diferentes tipos de partículas insolúveis que servem como IN



O número de IN (em unidades de número de IN por kg de ar) capaz de formar cristais de gelo ( $n_{IN,X}$ ) em função da **temperatura** e **taxa de saturação de gelo** nos modos de imersão, **condensação e deposição** pode ser expressa empiricamente como

Distribuição de cristais de gelo ( $n_{IN,X}$ )

$$n_{IN,X} = \int_{\log[0.1\mu m]}^{\infty} (1 - \exp[-\mu_X(D_X, S_i, T)]) \frac{dn_x}{d\log(D_x)} d\log(D_X)$$

onde  $\mu_X$ , é a média do IN ativado por aerossol de tamanho  $D_X$ , é definido como

$$\mu_X(D_X, S_i, T) = \alpha_X H_X(S_{i,v}, T) \xi(T) \left( \frac{n_{IN,1,*}(T, S_{i,v})}{\Omega_{X,1,*}} \right) \frac{d\Omega_X}{dn_X}$$

O **número de cristais de gelo nucleados** para uma **determinada temperatura** e **taxa de saturação de gelo** é **dimensionado para uma área de superfície de partícula de referência  $\Omega_{X,1,*}$**

O valor da área superficial é calculado para partículas com diâmetro entre 0,1 e 1 mm a partir de medições



O termo  $\Omega_X$  é a área de superfície para todas as partículas  $>0,1$  mm da distribuição de tamanho de entrada nas simulações e  $\frac{d\Omega_X}{dn_X} \approx \pi D_X^2$ . A área de superfície da partícula de referência ( $\Omega_{X,1,*}$ ) garante que se  $\Omega_X > \Omega_{X,1,*}$ , mais IN estão ativos do que medidos durante a INSPEÇÃO I, e vice-versa  $\Omega_X < \Omega_{X,1,*}$ .

O termo  $n_{IN,1,*}(T, S_{i,v})$  é o número de IN menor que 1 mm, em função da temperatura e da razão de saturação do gelo

O pré-fator  $\xi(T)$  garante que nenhuma gota congele acima de -2 C. Acima de -2 C,  $\xi(T) = 0$ , enquanto entre -2 e -5 C,  $\xi(T)$  vai de 0 a 1 com uma interpolação cúbica.

O fator  $H_X(S_{i,v}, T)$  garante que apenas uma fração do IN disponível pode ser ativado em condições de subsaturação de água (com base em observações de laboratório), dependendo da temperatura e da supersaturação do gelo, enquanto  $H_X(S_{i,v}, T) = 1$  na saturação de água

$\alpha_X$  é a contribuição fracionária do grupo de aerossol  $X$  para a concentração de IN medida.



baseado na teoria clássica de nucleação heterogênea, mas com permissão para o congelamento de CCN deliquescente. A taxa de formação de partículas germinativas, por unidade de tempo, segue Pruppacher e Klett [1997]

$$J_{sf}(T, r_N) \approx \frac{kT}{h} c_{l,s} 4\pi r_N^2 \exp \left[ -\frac{\Delta F_{act}}{kT} - \frac{\Delta F_{cr}}{kT} \right].$$

Aqui  $\Delta F_{act}$  é a energia de ativação na interface solução-gelo,  $\Delta F_{cr}$  a formação crítica de germes,  $k$  é a constante de Boltzmann,  $h$  é a constante de Planck,  $r_c$  o raio da partícula insolúvel e  $c_{l,s}$  é a concentração de moléculas de água adsorvidas na  $1 \text{ cm}^{-2}$  de uma superfície.

$$\Delta F_{cr} = \frac{4}{3} \pi \sigma_{i/s} r_{cr}^2 f(m_{i/s}, r_{IN}, r_{cr}) - 4\pi r_N^2 (1 - m_{is}) \sigma_{i/s}.$$

$$r_{cr} = \frac{2\sigma_{i/s}}{\rho_i L_m^{ef}(T) \ln\left(\frac{T_0}{T}\right) + \frac{RT\rho_i}{M_w} H_{cs} - C_\varepsilon \varepsilon^2 - \frac{2\sigma_{s/a}}{r_d}},$$

$$H_{cs} = \ln(S) = \ln \left( \frac{D^3 - D_{dry}^3}{D^3 - D_{dry}^3 (1 - \kappa)} \exp \left( \frac{4\sigma_{s/a} M_w}{RT \rho_w D} \right) \right).$$

Aqui  $\sigma_{i/s}$  é a tensão superficial da interface entre a solução e o gelo. A função  $f(m_{is}, x)$  representa um fator geométrico que leva em conta a geometria de uma calota esférica sobre uma partícula esférica, onde  $m_{is} = \cos(\theta)$ .

$L_m^{ef}$  é o calor latente médio efetivo de fusão,  $\varepsilon$  é a deformação elástica,  $C_\varepsilon$  é uma constante associada à deformação elástica e  $r_d$  é o raio da gota.

O termo  $H_{cs}$  é o logaritmo da razão de saturação sobre uma solução aquosa e é dado pela teoria de Köhler.



**O congelamento das gotículas de água existentes continua a seguir a parametrização de volume e temperatura de Bigg (1953), conforme usado anteriormente em Thompson et al. (2008)**





**O número de partículas de poeira que nucleam em cristais de gelo é determinado seguindo a parametrização de DeMott et al. (2010)**

**Quando se está acima da saturação da água para contabilizar a condensação e congelamento por imersão**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

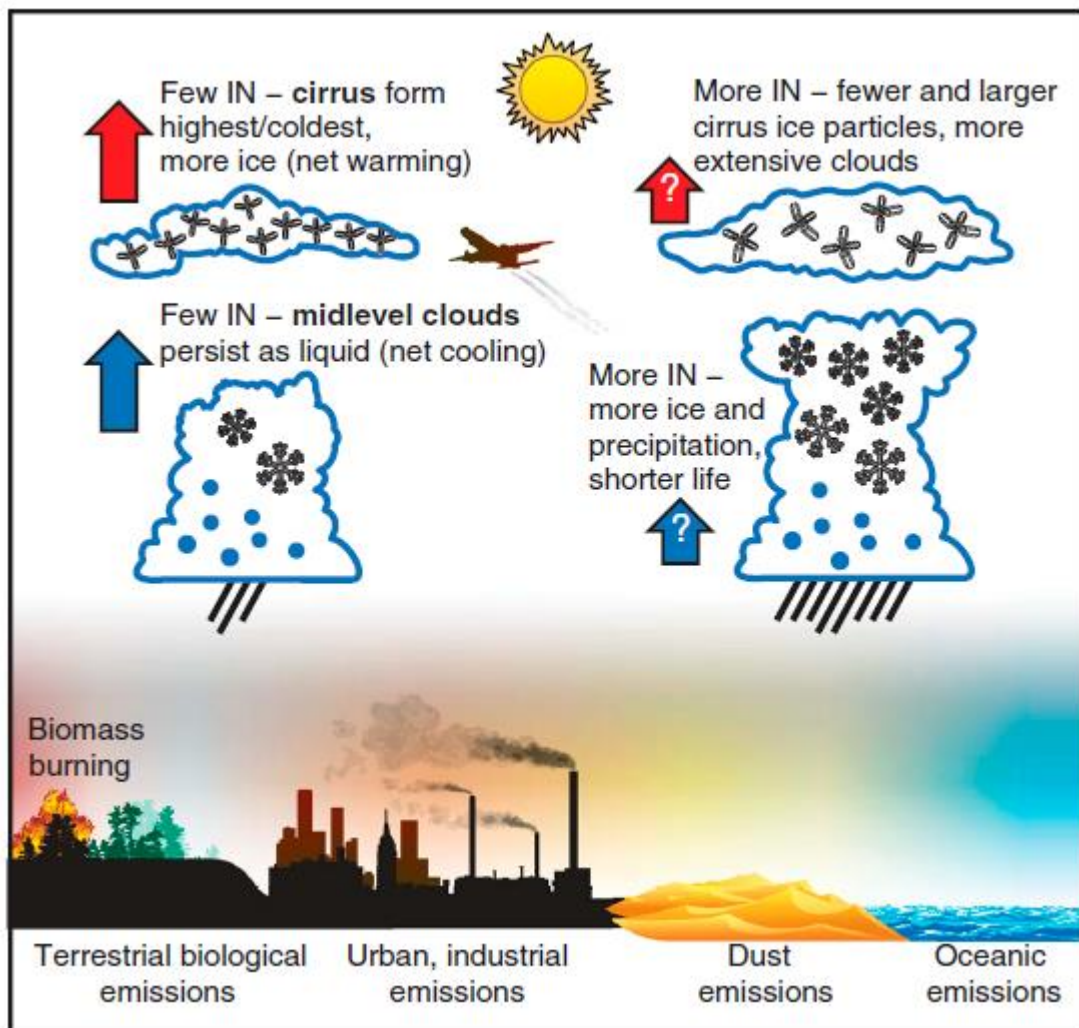
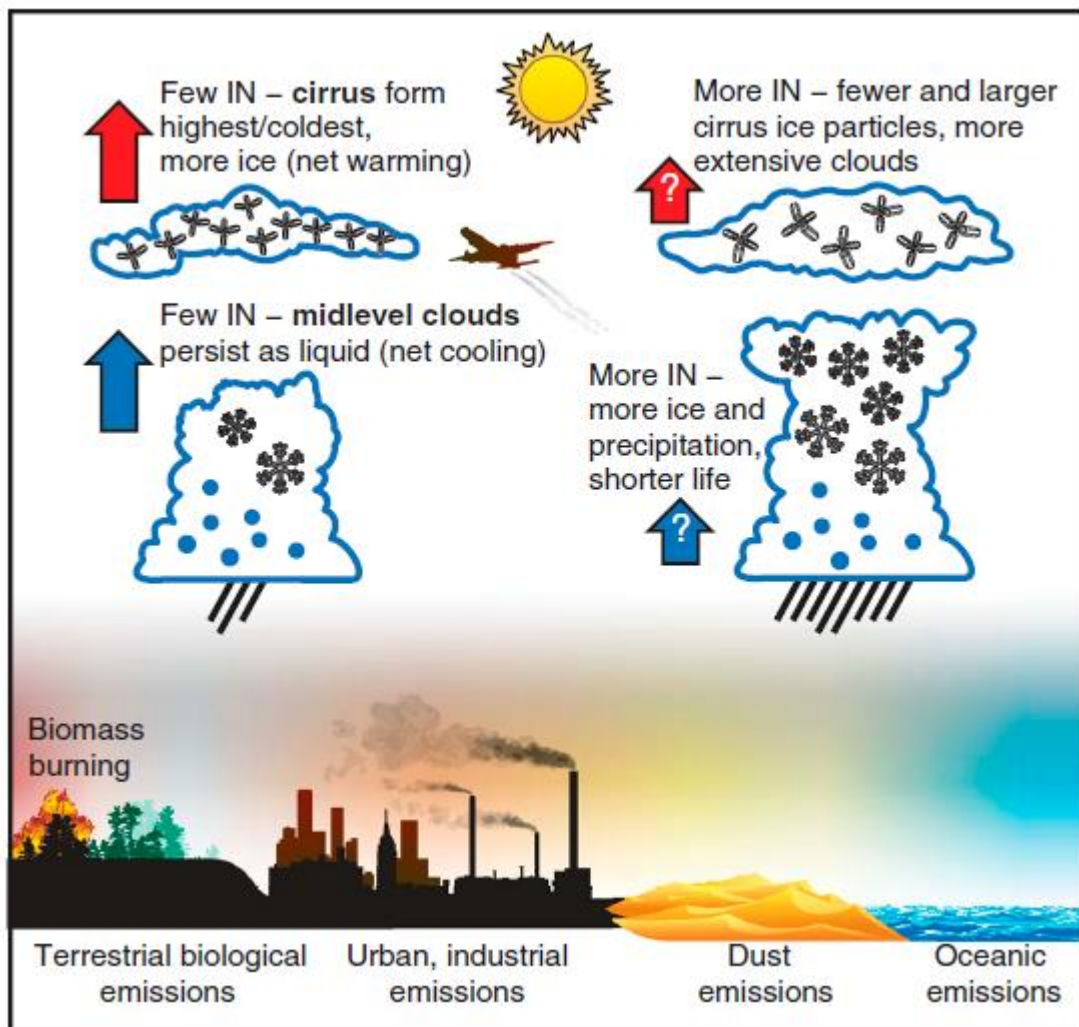


Fig. 1. Diagrama esquemático do efeito de núcleos de gelo de várias fontes possíveis de aerossóis em nuvens de precipitação de nível médio e nuvens de gelo cirrus.

A mudança provável, mas incerta, na magnitude do impacto de resfriamento geral (setas azuis) de nuvens de nível médio e impacto de aquecimento (setas vermelhas) de nuvens cirrus altas em resposta a aumentos nas concentrações de números relativos de IN é indicada (consulte o texto para uma descrição mais detalhada ).



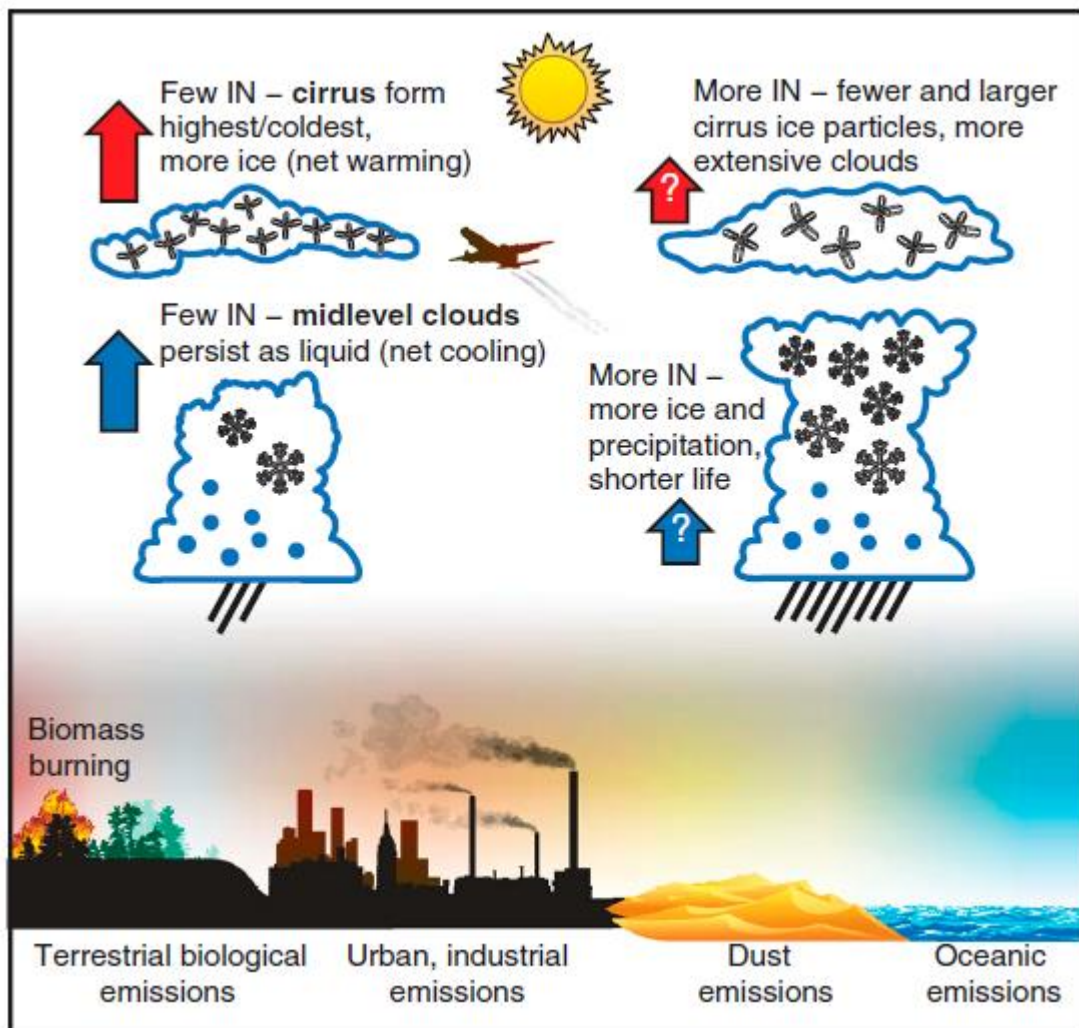
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Agregamos nosso conjunto de dados de vários estudos em intervalos de temperatura de 3 °C para ajustar a relação entre  $N_{IN,T}$  e  $N_{aer,0.5}$ .

Os coeficientes de correlação de Pearson para ajustes de lei de potência foram >0,6 (a 0,8) (Fig. S1 e discussão no SI Text).

As correlações para projetos individuais em faixas de temperatura semelhantes às vezes eram muito maiores, refletindo o papel secundário da composição das partículas.



Os coeficientes da lei de potência foram então usados para determinar o tamanho geral e as dependências de temperatura de IN ativo sob condições de nuvem de fase mista, representadas a seguir

$$n_{IN,T_k} = a(273.16 - T_k)^b (n_{aer,0.5})^{(c(273.15 - T_k) + d)}$$

onde  $a = 0,0000594$ ,

$b = 3,33$ ,

$c = 0,0264$ ,

$d = 0,0033$ ,

$T_k$  é a temperatura da nuvem em graus Kelvin,

$n_{aer,0.5}$  é o numero de concentração  $cm^{-3}$  de partícula de aerossol com diâmetro maior do que  $0.5 \mu m$

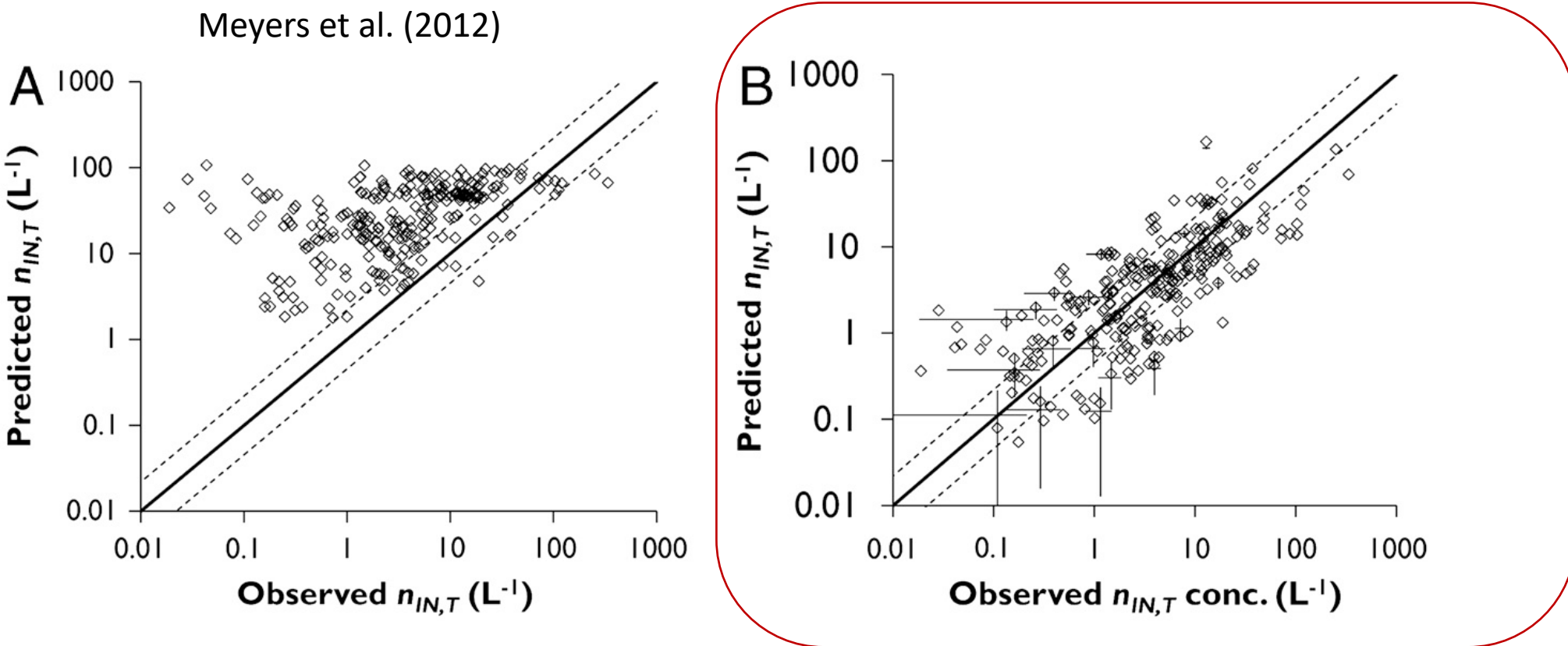
$n_{IN,T_k}$  é a concentração do número de núcleos de gelo (std L-1) em  $T_k$





Fig. 3. Comparação das concentrações de IN previstas vs. observadas.

$$n_{IN,T_k} = a(273.16 - T_k)^b (n_{aer,0.5})^{(c(273.15-T_k)+d)}$$



A, os pontos correspondem a Meyers et al. (12) relação calculada na saturação de água

B, as previsões são baseadas na parametrização apresentada neste artigo que depende de  $n_{aer,0.5}$  e T.

Incertezas (1 desvio padrão) são mostradas em pontos de dados selecionados em B.

Linhas pontilhadas delineiam uma faixa de um fator de 2 sobre a linha 1:1 (linha sólida) em ambos os painéis.



**Parametrização de Phillips et al. (2008) quando menor do que saturação da água para contabilizar a nucleação de deposição.**



Esta expressão, que é extrapolada para  $-35^{\circ}\text{C}$  e para temperaturas ( $T$ ) inferiores a  $-70^{\circ}\text{C}$  (o modo de deposição depende principalmente do  $S_i$ ; ver seção 1):

$$N_{IN,1,*}^C(T, S_i) = \frac{c_1 \{ \exp[12.96(S_i - 1.1)] \}^{0.3}}{\rho_C} \quad T \leq -35^{\circ}\text{C} \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^{hom}$$

$S_i(T, Q_v)$  é a taxa de saturação do vapor de água em relação ao gelo,

$Q_v$  é a razão de mistura de vapor e  $S_i^{hom}$  é o valor de  $S_i(T, Q_v)$  no início do congelamento homogêneo do aerossol.

Onde,  $c_1 = 1000 \text{ m}^{-3}$  e  $\rho_C = 0.76 \text{ kg m}^{-3}$  é a densidade do ar dentro do CFDC (para uma pressão operacional de 500 mb).

Esta fórmula empírica inclui nucleação por deposição e por condensação e congelamento por imersão, semelhante ao apresentado por DeMott et al. (2004)



$$N_{IN,1,*}^C(T, S_i) = \frac{c_1 \{ \exp[12.96(S_i - 1.1)] \}^{0.3}}{\rho_C} \quad T \leq -35C \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^{hom}$$

Em altas umidades que se aproximam da saturação da água, a contribuição total da condensação e do congelamento por imersão é difícil de medir devido ao início do congelamento homogêneo. A equação (1) é extrapolada para o valor de  $S_i$  na saturação de água,  $S_{wi}(T)$ .

Um fator de  $\gamma \approx 2$  produz o espectro de atividade de referência, descrevendo a nucleação heterogênea no cenário de fundo da troposfera na saturação da água:

$$N_{IN,1,*}(T, S_i) = N_{IN,1,*}^C(T, S_i) \gamma \quad T \leq -35C \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^w$$





$$N_{IN,1,*}^C(T, S_i) = \frac{c_1 \{ \exp[12.96(S_i - 1.1)] \}^{0.3}}{\rho_C}$$

$$T \leq -35C \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^{hom}$$

O espectro de referência acima é então extrapolado para temperaturas superiores a 25° redimensionando a fórmula de Meyers et al. (1992) com um fator de normalização  $\Psi$

$$N_{IN,1,*}(T, S_i) = \Psi c_1 \exp[12.96(S_i - 1) - 0.639]$$

$$T \geq -25C \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^w$$

$\Psi$  é selecionado para ser  $0.058707 \frac{\gamma}{\rho_C} m^3 kg^{-1}$ , de modo a combiná-lo com  $N_{IN,1,*}(T, S_i)$  na Eq. (2) a -30°C (com extrapolação de ambas as equações) e saturação de água (no caso dos modos de condensação e imersão).

O fator  $\Psi$  é muito menor que uma unidade ( $\Psi \ll 1$ ), provavelmente devido a uma diferença na carga de massa do aerossol devido à altura e outros fatores



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Para  $T$  entre  $35^\circ$  e  $25^\circ\text{C}$ ,  $N_{IN,1,*}(T, S_i)$  é interpolado entre os valores  $\tilde{N}_{IN,1,*}(T, S_i)$  e  $\hat{N}_{IN,1,*}(T, S_i)$  (apêndice A) obtidos da extrapolação para  $T$  das Eqs. (2) e (3), respectivamente::

$$N_{IN,1,*}(T, S_i) = N_{IN,1,*}^C(T, S_i) \gamma \quad T \leq -35^\circ\text{C} \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^w$$

$$N_{IN,1,*}(T, S_i) = \Psi c_1 \exp[12.96(S_i - 1) - 0.639] \quad T \geq -25^\circ\text{C} \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^w$$

Para Eqs. (2)–(7), o valor de entrada de  $S_i$  é impedido artificialmente de exceder a saturação de água.

$$n_{IN,1,*}(T, S_i) = \min[\bar{n}_{IN,1,*}(T, S_i), n_{\max}(T)] \quad \text{for } -35 < T < -25^\circ\text{C} \text{ and } 1 < S_i \leq S_i^w, \quad (4)$$

$$\bar{n}_{IN,1,*}(T, S_i) = \hat{n}_{IN,1,*}(T, S_i) \left[ \frac{\tilde{n}_{IN,1,*}(T, S_i)}{\hat{n}_{IN,1,*}(T, S_i)} \right]^{\delta_1^0(T, -35, -25)} \quad \text{for } -35 < T < -25^\circ\text{C}; 1 < S_i \leq S_i^w, \quad (5)$$

$$n_{\max}(T) = c_1 \{ \exp[12.96(S_i^w(T) - 1.1)] \}^{0.3} \gamma / \rho_C \quad \text{for } -35 < T \leq -30^\circ\text{C}, \text{ and} \quad (6)$$

$$n_{\max}(T) = \Psi c_1 \exp[12.96(S_i^w(T) - 1) - 0.639] \quad \text{for } -30 < T < -25^\circ\text{C}. \quad (7)$$



$$n_{\text{IN},X} = \int_{\log[0.1 \mu\text{m}]}^{\infty} \{1 - \exp[-\mu_X(D_X, S_i, T)]\} \times \frac{dn_X}{d \log D_X} d \log D_X,$$

$$T < 0^\circ\text{C} \quad \text{and} \quad 1 < S_i \leq S_i^w.$$

$$\mu_X = H_X(S_i, T) \xi(T) \left( \frac{\alpha_X n_{\text{IN},1,*}}{\Omega_{X,1,*}} \right) \times \frac{d\Omega_X}{dn_X}$$

$$H_X(S_i, T) = \min\{f_C + (1 - f_C)\delta_0^1[S_w(S_i, T), S_{w,0}, 1], 1\},$$

$$f_C = \delta_1^{h^X}(T, T_0^X, T_0^X + \Delta T) \delta_0^1(S_i, S_{i,0}^X, S_{i,0}^X + \Delta S_i) / \gamma.$$



**Além disso, o congelamento de aerossóis deliquescentes usando a concentração de aerossol higroscópico é parametrizado de acordo com Koop et al. (2000), mostrado como o segundo termo na Eq. (3).**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



**Table 1 Parameterization of the water-activity criterion for the homogeneous ice nucleation rate coefficient  $J$**

Equation	Validity range	References
1 $a_w^i(T, p) = \exp\{[\mu_w^i(T, p) - \mu_w^0(T, p)]/RT\}$		
2 $\mu_w^i(T, 0) - \mu_w^0(T, 0) = 210368 + 131.438T - 3.32373 \times 10^6 T^{-1} - 41729.1 \ln(T)$	$150 < T < 273 \text{ K}$	12
3 $\int [v_w(c, T, p) - v^i(T, p)] dp \approx +v_w^0(T, 0)[p - 1/2\kappa_T^0(T, p)p^2 - 1/6[\partial\kappa_T^0(T, p)/\partial p]p^3] - v^i(T, 0)[p - 1/2\kappa_T^i(T, p)p^2 - 1/6[\partial\kappa_T^i(T, p)/\partial p]p^3]$	$0 < p < p_{\max}(T)$	13, 14*
4 $v_w^0(T, 0) = -230.76 - 0.1478T + 4099.2T^{-1} + 48.8341 \ln(T)$	$170 < T < 240 \text{ K}$	15, 16
5 $v^i(T, 0) = 19.43 - 2.2 \times 10^{-3}T + 1.08 \times 10^{-5}T^2$	$150 < T < 273 \text{ K}$	2
6 $\Delta a_w(c, T, p) = a_w(c^{\text{eff}}, T, 0) - a_w^i(T, 0) = a_w(c, T, 0) \exp\{\int [v_w(c, T, p) - v^i(T, p)] dp / RT\} - a_w^i(T, 0)$	$170 < T < 240 \text{ K},$ $p < p_{\max}(T)$	
7 $\log(J) = -906.7 + 8502\Delta a_w - 26924(\Delta a_w)^2 + 29180(\Delta a_w)^3$	$0.26 < \Delta a_w < 0.34$	2

$a_w^i(T, p)$  is the activity of water in a solution in equilibrium with ice,  $T$  is temperature in K,  $p$  is the total mechanical pressure in GPa, and  $R$  is the ideal gas constant.  $\mu_w^i(T, p)$  and  $\mu_w^0(T, p) = \mu_w(0, T, p)$  are the temperature and pressure dependent chemical potentials of water in pure ice and pure liquid water, respectively, in  $\text{J mol}^{-1}$ . The parameterization in equation (2) represents the thermodynamically consistent function at ambient pressure ( $p = 0$ ) presented as curve 3 in Fig. 6 of ref. 12. This is in agreement with the experimentally determined value at 150 K (ref. 17). The water activity of a solution under pressure,  $a_w(c, T, p)$ , can be expressed through the chemical potential of water in the same solution at zero pressure,  $\mu_w(c, T, 0)$ , by  $RT \ln(a_w(c, T, p)) = \mu_w(c, T, p) - (\mu_w^0(T, p) = \mu_w(c, T, 0) + \int v_w(c, T, p) dp - \mu_w^0(T, 0) - \int v_w^0(T, p) dp$ . Here,  $v_w(c, T, p)$  is the partial molar volume of water in the solution in  $\text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$ ,  $v_w^0(T, p) = v_w(0, T, p)$  is the molar volume of pure liquid water and  $v_w^0(T, 0)$  its value at ambient pressure, which we smoothly interpolated between measured water molar volumes ( $\geq 235 \text{ K}$ , ref. 15) and the molar volume of low density amorphous ice (77 K, ref. 16) in accordance with the approach used in ref. 1 for the construction of a thermodynamically plausible equation of state for liquid water.  $\kappa_T^0(T, 0) = 1.6 \text{ GPa}^{-1}$  is the isothermal compressibility of pure water at ambient pressure and  $\partial\kappa_T^0(T, p)/\partial p = -8.8 \text{ GPa}^{-2}$  is its pressure dependence. Both values have been determined from fitting the  $T_f$  points of pure water as a function of pressure (Fig. 1c) to give the same  $a_w$  values as the solid line representing the solution data at ambient pressure (Fig. 1b) using equation (6).  $v^i(T, 0)$  is the molar volume of hexagonal ice at ambient pressure,  $\kappa_T^i(T, 0) = 0.22 \text{ GPa}^{-1}$  is the isothermal compressibility of hexagonal ice at ambient pressure, and  $\partial\kappa_T^i(T, p)/\partial p = -0.17 \text{ GPa}^{-2}$  is its pressure dependence<sup>13,14</sup>.  $J$  is the homogeneous ice nucleation rate coefficient in  $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ .  $p_{\max}(T)$  is temperature dependent with  $p_{\max}(T) \approx -0.93 + 1.37 \times 10^{-2}T - 4.12 \times 10^{-5}T^2$  in GPa.

\* Equation (3) contains the approximation that  $\kappa_T^0(T, p)$  and  $\kappa_T^i(T, 0)$  are temperature-independent<sup>14</sup> and that  $v_w(c, T, p) \approx v_w^0(T, p)$ .