



# **Microfísica de Nuvens**

# **Microfísica de nuvem de fase mista**

[Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - INPE](#)

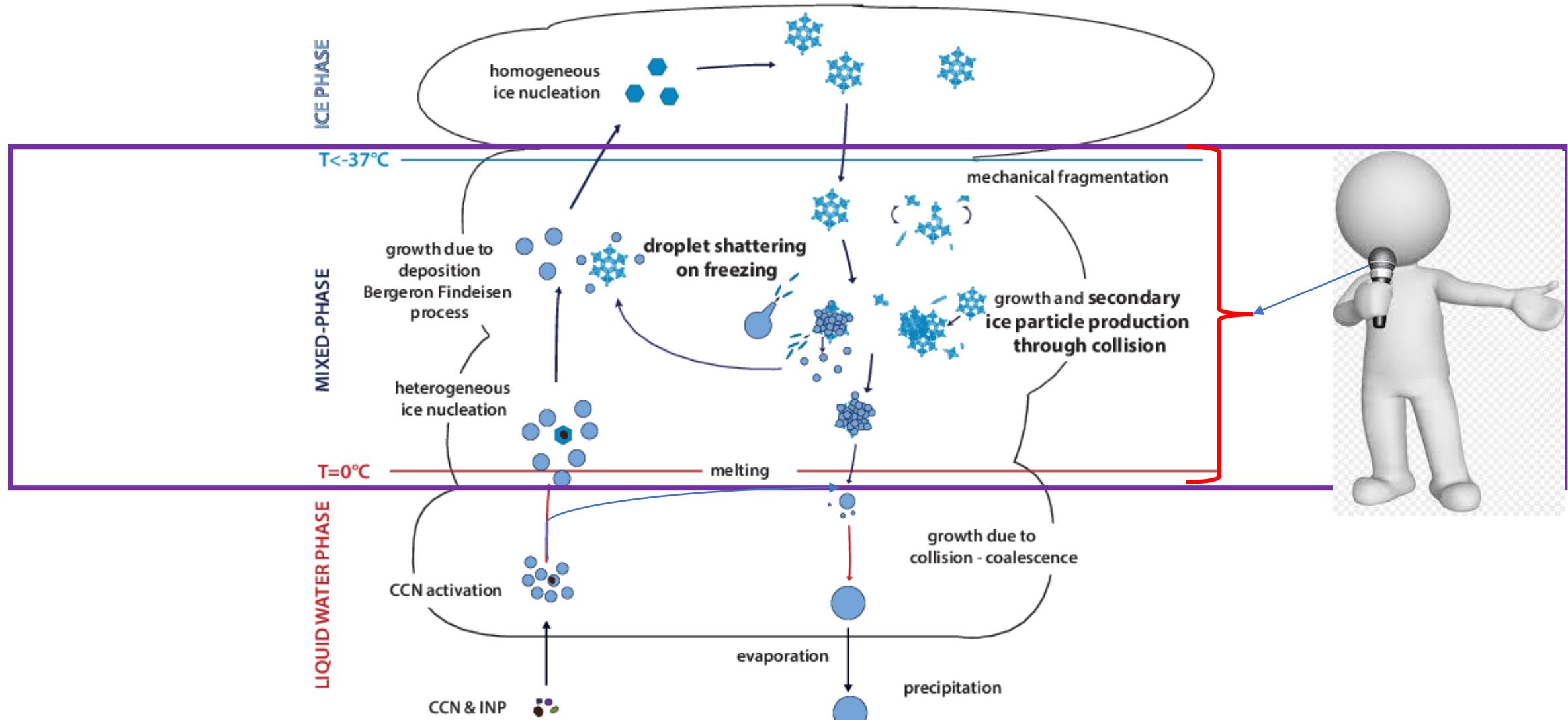
<https://previsaonumerica.cptec.inpe.br/>

Cachoeira Paulista, INPE  
14/03/2023



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.

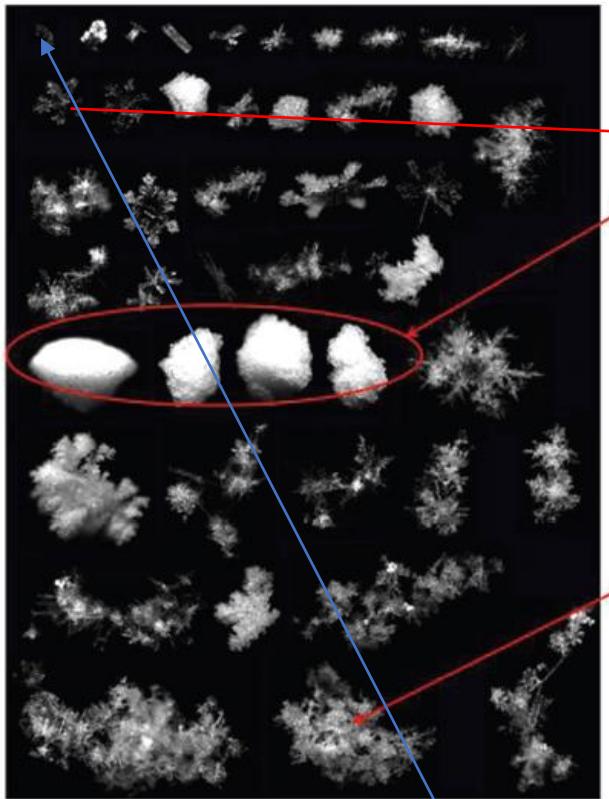


Schematic representation of microphysical processes in a mixed-phase cloud with regard to secondary ice particle production, source: Susan Hartmann/TROPOS

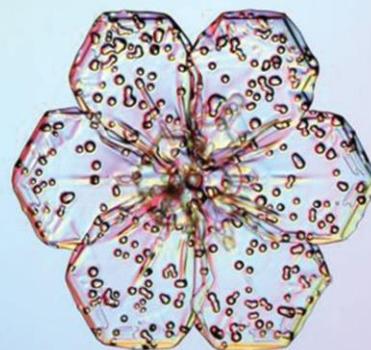


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



Cristal de gelo



Cristal de gelo



pedra de granizo grande



Neve (aglomerado)



corte transversal de  
granizo



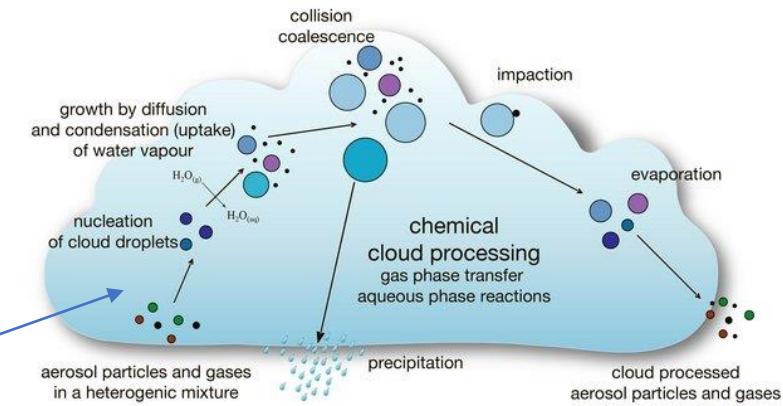
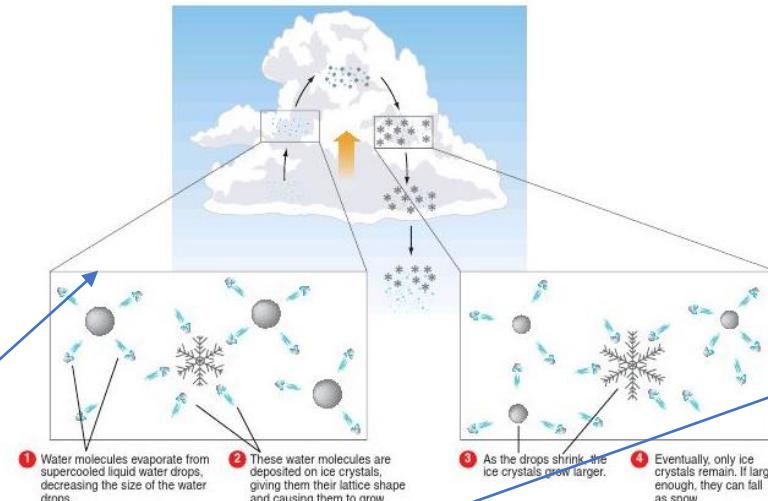
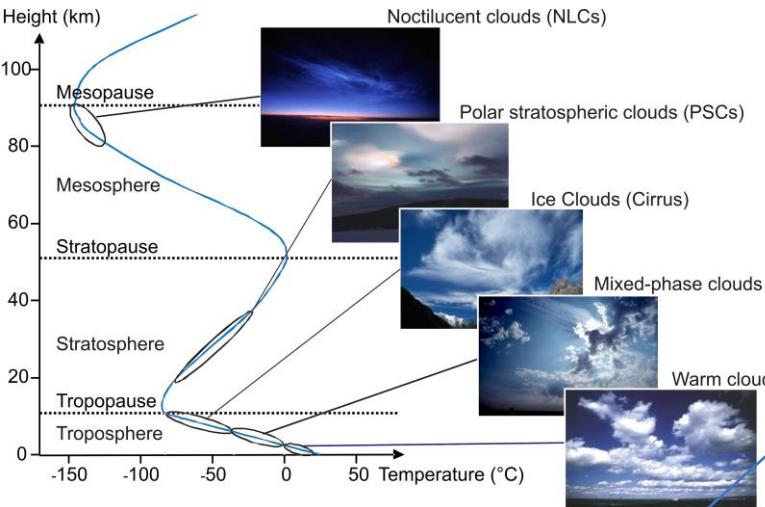
Schematic representation of microphysical processes in a mixed-phase cloud with regard to secondary ice particle production, source: Susan Hartmann/TROPOS



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

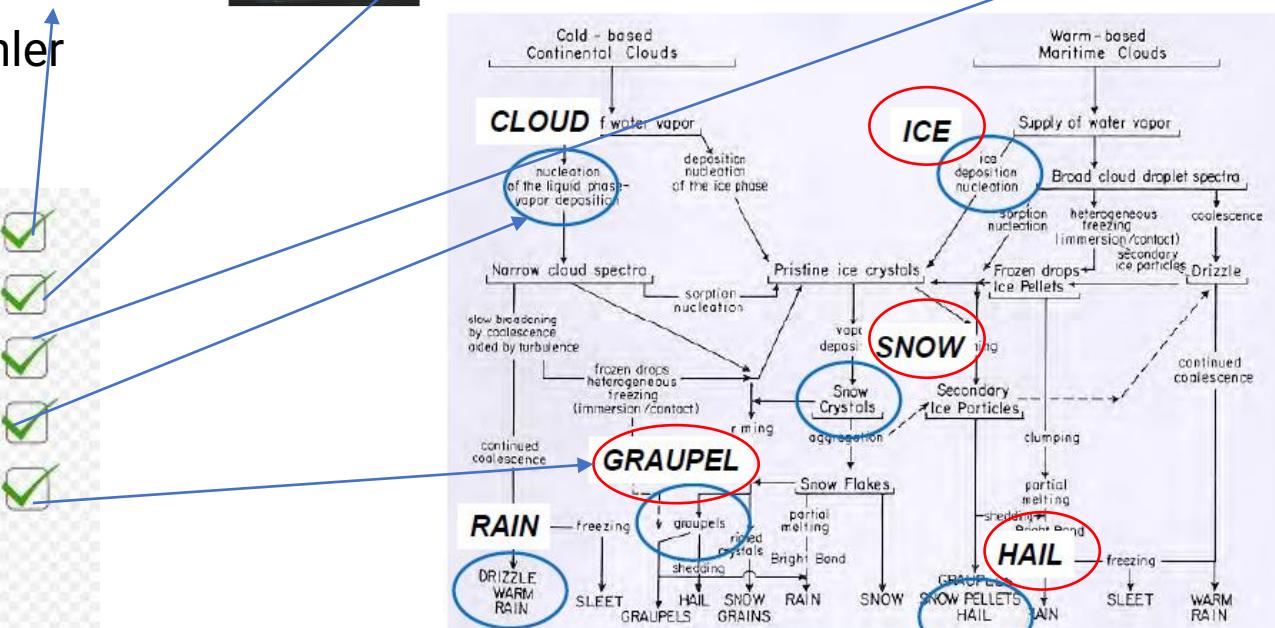


# Microfísica de nuvem de fase mista



*Schematic depiction of the microphysical and multiphase chemical processes of warm clouds considered in SPACCIIM. Source: Ralf Wolke/TROPOS*

Dr. Ottmar Möhler





# **Principais Tópicos relacionados com a microfísico de fase mista.**



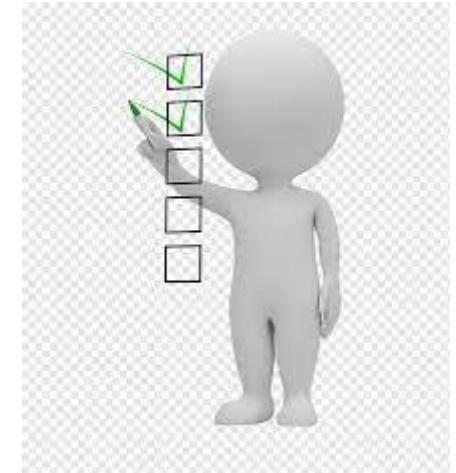
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



### 1 Main Ice-Related Processes and Ice Particles Description

- Overview of Ice-Related Processes
- Dependences of the Thermodynamic Parameters on Temperature
- Mean Empiric Dependencies Characterizing Ice Particles
- Description of Ice Particles in Cloud Models



### 2 Nucleation of Ice Particles

- The Concept of Homogeneous Nucleation
- Parameterization of Homogeneous Nucleation of Ice in Cloud Models
- The Concept of Heterogeneous Nucleation
- Ice Nucleation by Haze Immersion Freezing and by Deposition
- Parameterization of Freezing Nucleation and Deposition Nucleation in Numerical Models
- Thermodynamic Constraints on Heterogeneous Ice Nucleation Schemes
- Diagnostic Formulas in Numerical Models
- Nucleation by Drop Immersion Freezing
- Contact Nucleation



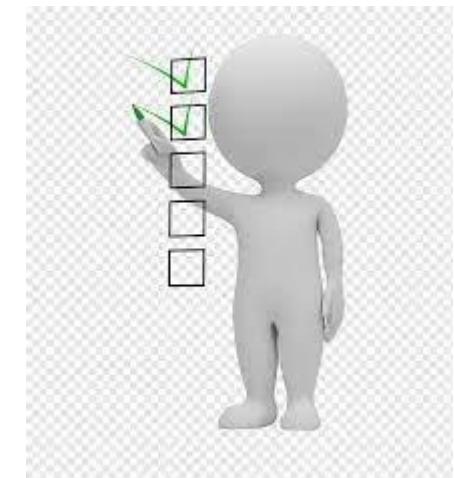
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



### 3 Phase Transformations in Mixed-Phase Clouds due to Diffusion Growth and Deposition

- Supersaturation and Water Balance in Mixed-Phase and Ice Clouds
- Equation for Deposition/Sublimation of Ice Particles
- Phase Relaxation Time and Quasi-Steady Supersaturation
- Phase Transitions in Ascending Adiabatic Parcels
- Phase Transitions in Oscillating Adiabatic Parcels
- Calculation of Supersaturation and Diffusional Growth in Mixed-Phase Clouds



### 4 Motion of Ice Particles

- The Complexity of Ice Particle Motion
- Terminal Fall Velocity of Ice Particles
- Approximating the Terminal Velocity Relationships
- Fall Velocity of Particles Containing a Liquid–Water Fraction
- The Ventilation Effect
- Numerical Treatment of Particle Sedimentation in Cloud Models
- Orientation of Ice Particles



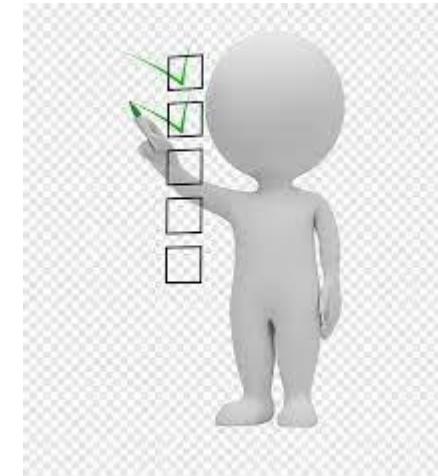
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



### 5 Collisions and Coalescence in Mixed-Phase Clouds and Ice Clouds

- Specific Features of Particle Collisions and Coalescence in Mixed-Phase and Ice Clouds
- Conversion of Particles Due to Collision Coalescence in Mixed-Phase Cloud Models
- Stochastic Collection Equations in SBM Models
- Collection Kernels for Different Hydrometeors: Theory and Representation in SBM Models
- Coalescence Efficiencies between Ice Particles
- Conversion of Aggregates into Graupel by Gradual Riming in SBM Models
- Description of Collision and Collection in Bulk Microphysics Models



### 6 Melting and Freezing

- Melting
- Description of Melting and Shedding in Cloud Models
- Freezing
- Representation of Drop Freezing in Cloud Models with Spectral Bin Microphysics



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



### 7 Dry and Wet Growth of Graupel and Hail

- Regimes of Graupel and Hail Growth
- Theories of Wet Growth Onset
- Theories of Wet Growth
- Representation of the Dry and the Wet Growth of Hail and Graupel in Cloud Models

### 8 Ice Multiplication and Its Representation in Cloud Models

- Splintering During Liquid Drop-Ice Collisions
- Secondary Ice Production by Collisional Breakup of Ice
- Production of Ice Crystals by Drop Freezing





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



## **Conceito Geral.**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.

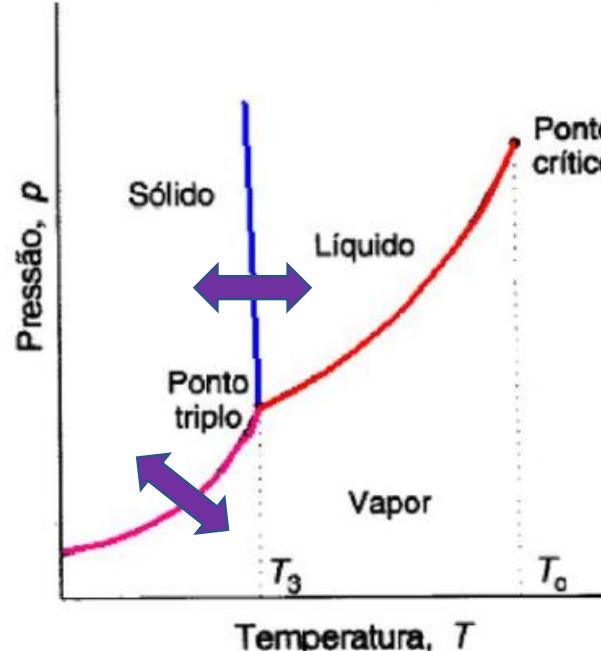


### Equação de Clausius-Clapeyron

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T(\alpha_2 - \alpha_1)} > 0$$

$$\frac{de_{si}}{dT} = \frac{L_s}{T(\alpha_2 - \alpha_3)} > 0$$

$$\frac{de_{sf}}{dT} = \frac{L_f}{T(\alpha_1 - \alpha_3)} < 0$$



$$\frac{de_{si}}{dT} = \frac{L_s}{T(\alpha_2 - \alpha_3)}$$

$$e_{si} = e_{si,0} \exp \left\{ \frac{L_s}{R_v} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right\}$$

$$S_{si} = \frac{e}{e_s} - 1$$

*Integrando a equação temos a Pressão Vapo de Saturação para a transição vapor/liquido:*

$$E_{s0} = 6,11 \text{ mb}$$
$$T_0 = 273,15 \text{ K}$$

$$e_s = e_{s0} \exp \left\{ \frac{L_v}{R_v} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right\}$$





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



Table 3.1.2 Expressions for  $e_w(T)$ .

$$e_w = \sum_{k=0}^6 a_k T_C^k$$

$$a_0 = 6.1117675 \times 10^2, a_1 = 4.43986062 \times 10^1, a_2 = 1.43053301, a_3 = 2.65027242 \times 10^{-2}, a_4 = 3.02246994 \times 10^{-4}, \\ a_5 = 2.03886313 \times 10^{-6}, a_6 = 6.38780966 \times 10^{-9}$$

Temperature range:

$$-50^\circ\text{C} \leq T_C \leq 50^\circ\text{C} \text{ (Flatau et al., 1992)}$$

$$e_w = a \exp \left( -\frac{b}{T_C + 273.15} \right)$$

$$a = 2.53 \times 10^{11}, b = 5.42 \times 10^3$$

Temperature range:

$$-30^\circ\text{C} \leq T_C \leq 30^\circ\text{C} \text{ (Rogers and Yau, 1996)}$$

$$e_w = 10^2(a_0 + T_C(a_1 + T_C(a_2 + T_C(a_3 + T_C(a_4 + T_C(a_5 + a_6 T_C))))))$$

$$a_0 = 6.107799961, a_1 = 4.436518521 \times 10^{-1}, a_2 = 1.428945805 \times 10^{-2}, a_3 = 2.650648471 \times 10^{-4}, a_4 = 3.031240396 \times 10^{-6}, \\ a_5 = 2.034080948 \times 10^{-8}, a_6 = 6.136820929 \times 10^{-11}$$

Temperature range:

$$-50^\circ\text{C} \leq T_C \leq 50^\circ\text{C} \text{ (Pruppacher and Klett, 1997)}$$





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



$$e_w = \frac{6.1078 \times 10^2}{(a_0 + T_C(a_1 + T_C(a_2 + T_C(a_3 + T_C(a_4 + T_C(a_5 + T_C(a_6 + T_C(a_7 + T_C(a_8 + a_9 T_C))))))))}^8$$

$$a_0 = 0.99999683, a_1 = -0.90826951 \times 10^{-2}, a_2 = 0.78736169 \times 10^{-4}, \\ a_3 = -0.61117958 \times 10^{-6}, a_4 = 0.43884187 \times 10^{-8}, a_5 = -0.29883885 \times 10^{-10}, \\ a_6 = 0.21874425 \times 10^{-12}, a_7 = -0.17892321 \times 10^{-14}, a_8 = 0.111112018 \times 10^{-16}, \\ a_9 = -0.30994571 \times 10^{-19}$$

Temperature range:

$-50^\circ\text{C} \leq T_C \leq 100^\circ\text{C}$  (Wobus approximation)



$$e_w = \exp \left[ a_0 - \frac{a_1}{T} - a_2 \ln(T) + a_3 T + \tanh(a_4(T - a_5)) \times \left( a_6 - \frac{a_7}{T} - a_8 \ln(T) + a_9 T \right) \right]$$

$$a_0 = 5.4842763 \times 10^1, a_1 = 6.76322 \times 10^3, a_2 = 4.21, a_3 = 3.67 \times 10^{-4}, a_4 = 4.15 \times 10^{-2}, \\ a_5 = 2.188 \times 10^2, a_6 = 5.3878 \times 10^1, a_7 = 1.33122 \times 10^3, a_8 = 9.44523, a_9 = 1.4025 \times 10^{-2}$$

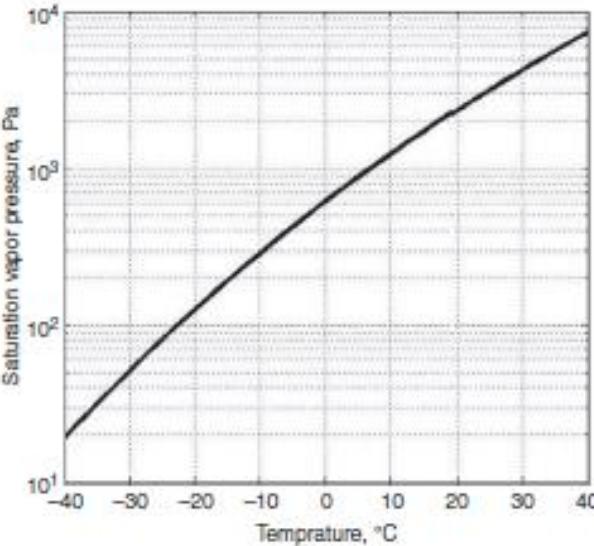
Temperature range:

$123 \text{ K} \leq T \leq 332 \text{ K}$  (Murphy and Koop, 2005)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



$$S_w = \frac{e}{e_s} - 1$$

$$\frac{de_{s,i}}{dT} = \frac{L_s}{T(\alpha_2 - \alpha_3)}$$
$$e_{s,i} = e_{s,i,0} \exp \left\{ \frac{L_s}{R_v} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right\}$$

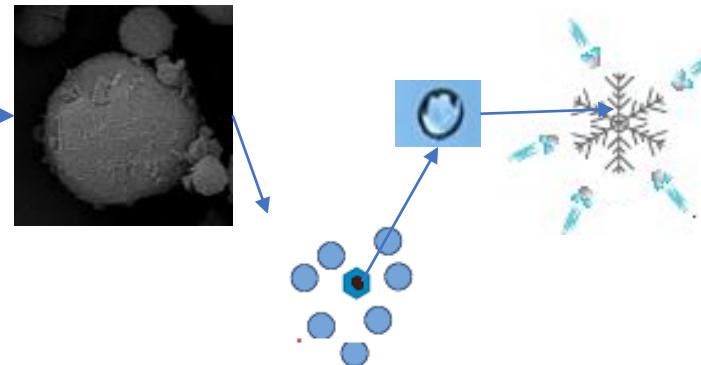


Figure 3.1.1 Dependence of saturation vapor pressure on temperature  $e_s(T_C)$ , calculated according to Flatau et al. (1992).



$$e_s = \sum_{k=0}^6 a_k T_C^k$$

$$a_0 = 6.1117675 \times 10^2, a_1 = 4.43986062 \times 10^1, a_2 = 1.43053301, a_3 = 2.65027242 \times 10^{-2}, a_4 = 3.02246994 \times 10^{-4}, \\ a_5 = 2.03886313 \times 10^{-6}, a_6 = 6.38780966 \times 10^{-9}$$

Temperature range:

$-50^\circ\text{C} \leq T_C \leq 50^\circ\text{C}$  (Flatau et al., 1992)

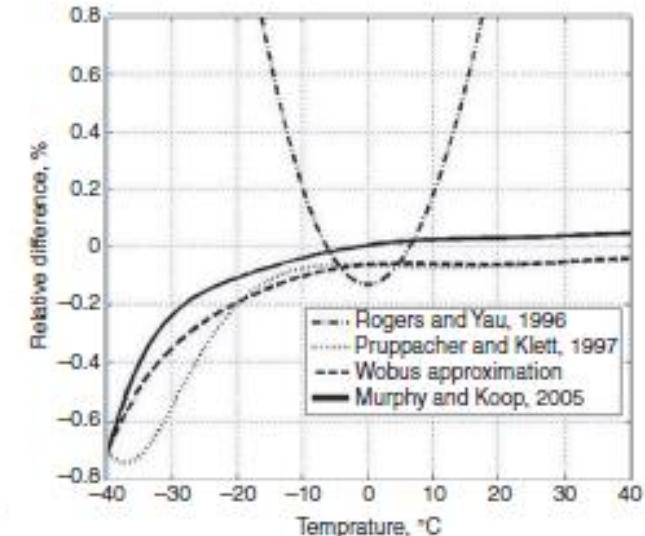


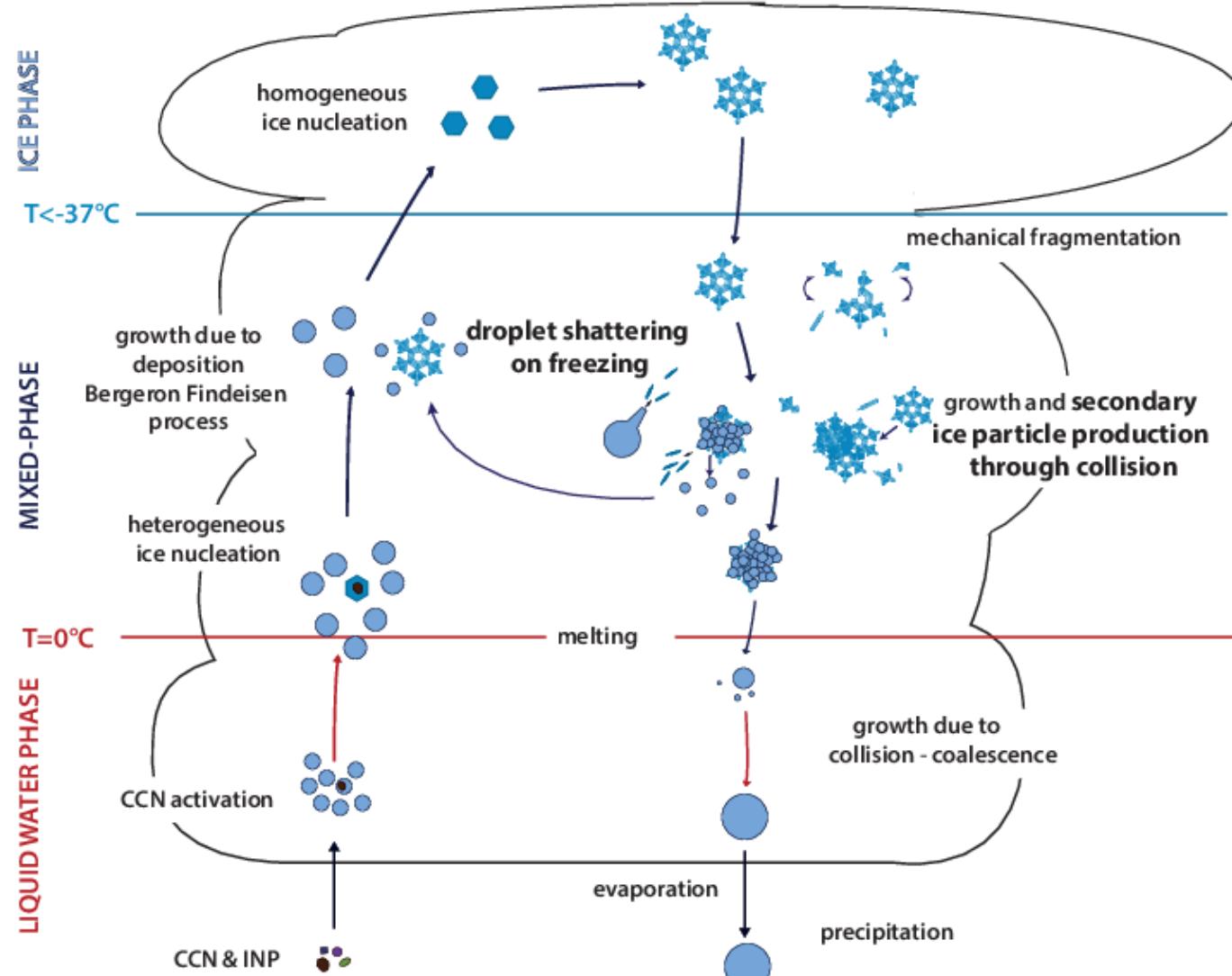
Figure 3.1.2 Relative difference (in percent) between the values of saturation vapor pressure  $e_s(T)$  with respect to values calculated by the formula suggested by Flatau et al. (1992) (see also <http://cires.colorado.edu/~voemel/vp.html>).

Caso a supersaturação seja negativa ( $S_w < 1$ ), também é utilizada uma grandeza denominada déficit de saturação, sendo igual a  $-S_w = (100 - RH)\%$ .



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



Schematic representation of microphysical processes in a mixed-phase cloud with regard to secondary ice particle production, source: Susan Hartmann/TROPOS



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Principais processos microfísicos relacionados com o gelo.



Processes	Short Description
Primary ice formation, homogeneous nucleation, inhomogeneous nucleation, freezing of haze	Formation of ice crystals by condensation of water molecules on ice nuclei or formation of ice crystals on insoluble particles (ice nuclei (IN)) within haze particles.
Secondary ice formation	Formation of new ice crystals (ice fragments) by collisions between ice particles or between ice particles and water drops. Formation of ice fragments during drop freezing.
Deposition/sublimation	Condensation/evaporation growth of ice particles
Sedimentation	Falling of ice particles
Spontaneous breakup, collision breakup	Breakup of ice particles due to random fluctuations of internal stresses or due to collisions with other particles
Collisions and coalescence	Collisions and coalescence between ice particles
Accretion, riming, 	Formation of rimed particles via collection of liquid droplets by ice particles. If the collector are snowflakes of low density, riming leads to an increase in bulk density. If the collector is of high density, riming may decrease the ice density forming particles of higher porosity. Riming determines transformation of one type of particles into another, for instance, transformation of aggregates into graupel.
Freezing/Melting	Phase transition of liquid drops to ice/ phase transition of ice to liquid drops
Shedding	Shedding of the water film (or fraction of the film) from the surface of hail particles leading to formation of several liquid drops
Conservative and nonconservative mixing	Mixing of cloud volumes or cloud and environment volumes that is accompanied by phase transitions related to ice



## **Nuvem microfísica: fase fria/mista**

**I. Tipos de gelo.**

**II. Núcleos de gelo, nucleação de gelo.**

**III. Crescimento de partículas: por deposição e por colisão (gelo/gelo, gelo/líquido).**

**IV. Multiplicação de gelo.**

**V. Precipitação, sedimentação**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



## Tipos de gelo.



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



## Tipos de gelo



➤ Dependendo do tipo de nucleação, hábito de crescimento, histórico, condições de nuvem.

➤ **Monocristais, conglomerados de cristais, partículas sólidas.**

➤ Possibilidade de **nucleação predominantemente heterogênea**

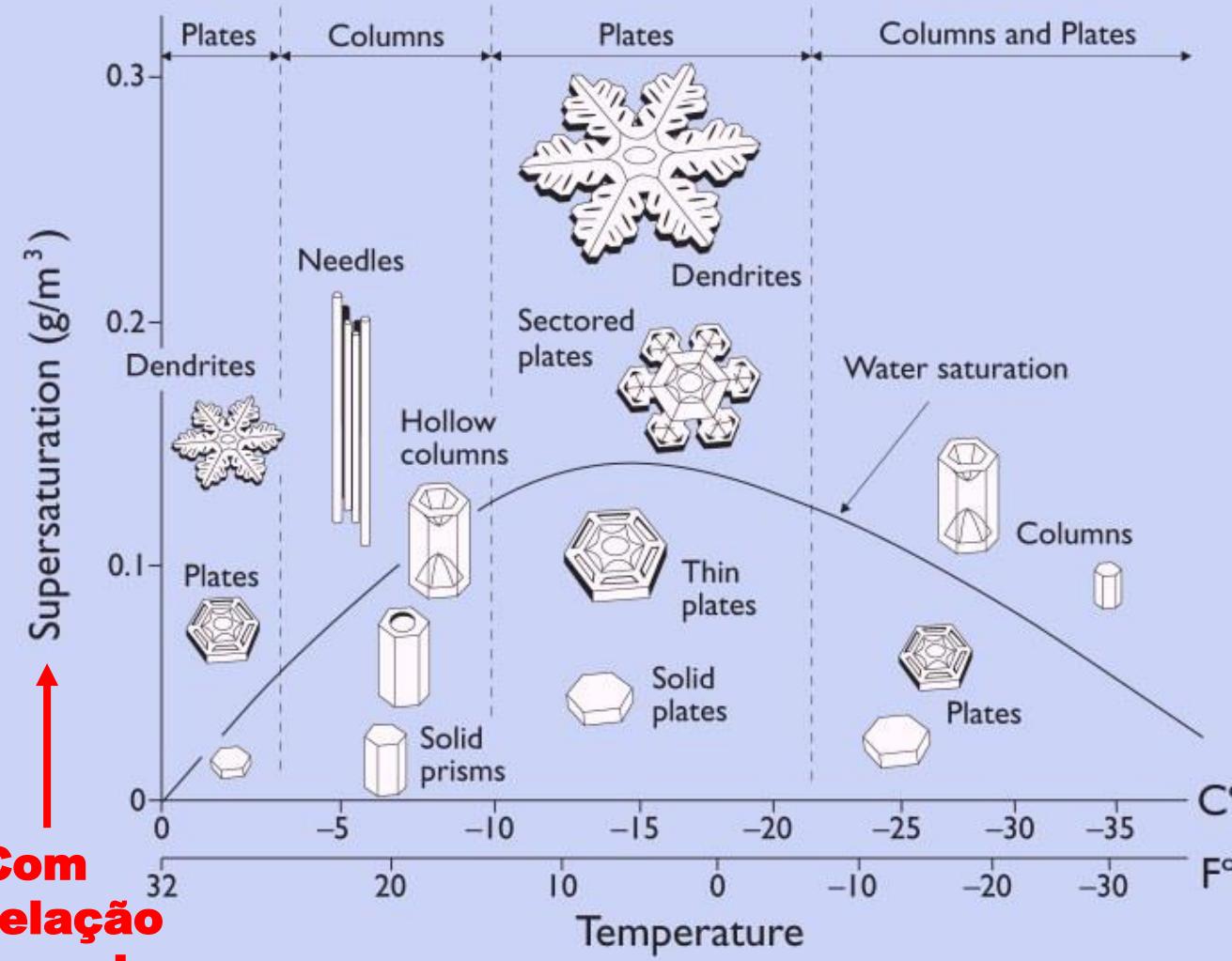
➤ Presente em **nuvens de gelo** (por exemplo, **cirrus**) e **nuvens convectivas profundas** de fase mista (**cumulonimbus**).

**Quais tipos de cristais de gelo existem?**



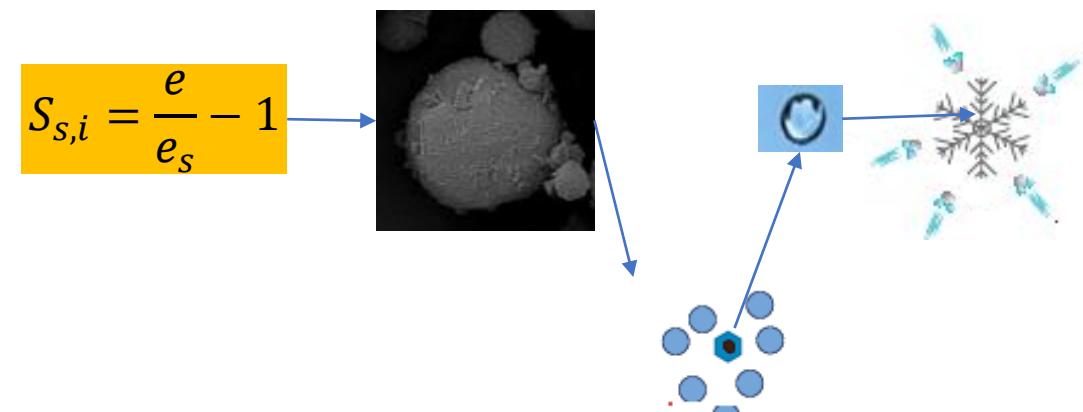
## Tipos de gelo

### Hábitos de crescimento de cristais



**Quais tipos de cristais de gelo existem?**  
**Depende:**  
**Temperatura, Saturação, Aerossol**

$$S_{s,i} = \frac{e}{e_s} - 1$$



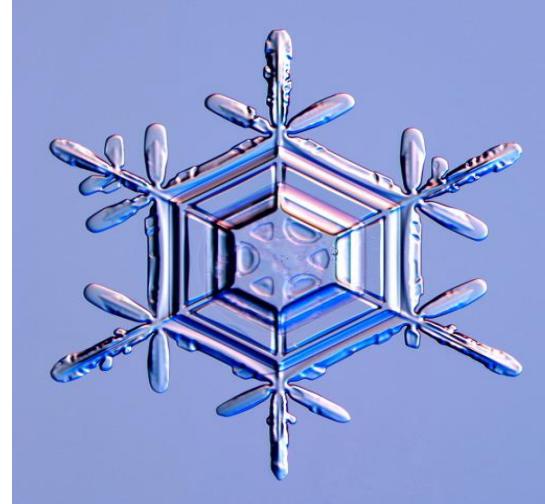
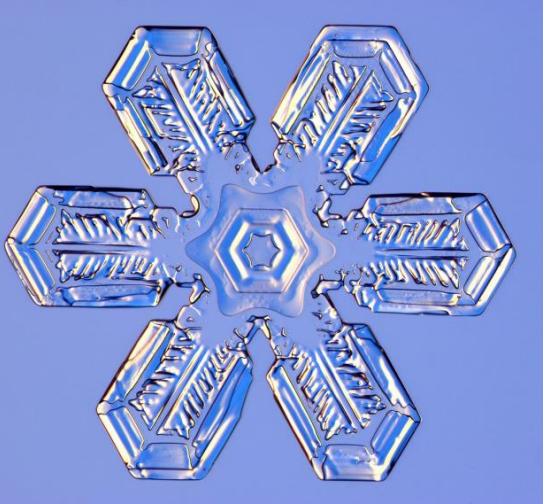


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Hábitos de crescimento de cristais

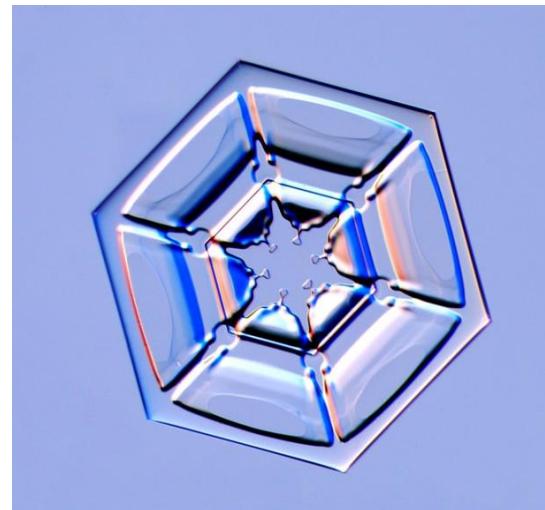


### Quais tipos de cristais de gelo existem?



Snow crystals

Depende do composição química da molécula de agua e dos aerossóis e da temperatura



Estas fotos e muito mais sobre cristais de gelo  
de:<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/>

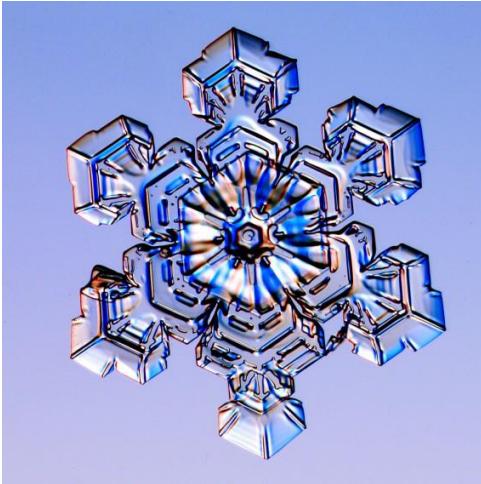


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

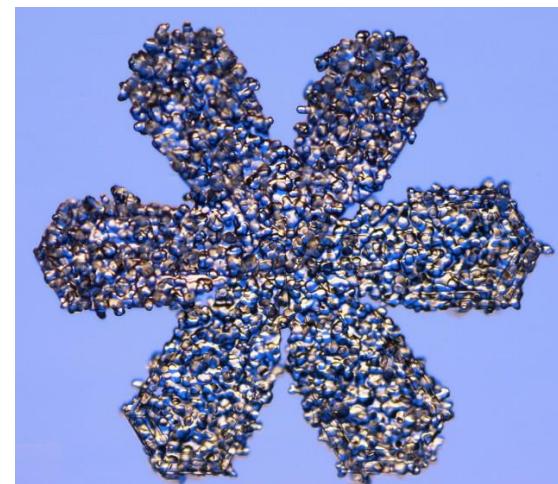
## Hábitos de crescimento de cristais



### Quais tipos de cristais de gelo existem?



Snow crystals



Depende do composição química da molécula de agua e dos aerossóis e da temperatura

Estas fotos e muito mais sobre cristais de gelo  
de:<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/>



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



**Núcleo de gelo.  
 $(\text{H}_2\text{O}) + \text{aerossol}$  )**



- (INs) Partículas geralmente insolúveis
- (INs) Raios maiores que cerca de  $0.05\mu\text{m}$
- (INs) Força das **Ligações químicas** e **polaridade semelhantes**, **estrutura cristalina** ( $\text{h}_2\text{O} + \text{a erossol} \Rightarrow$ semelhante) suportam a nucleação do gelo
- Sítio ativos (INs) necessários
- Fonte principal: **desertos**, **regiões áridas**, mas também **orgânicos**, **como bactérias**
- (INs) Concentrações típicas: **1 por litro**, ou proporção **IN/partículas de aerossol**:  $10^{-6}$  ( $10^{-1}$  para CCN!)
- (INs) Diferentes modos de nucleação



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Núcleos de gelo (INs)



Representação esquemática dos modos de nucleação de gelo (formação primária de gelo) em nuvens atmosféricas (de Vali, 1999, com alterações; cortesia de G. Vali).

Congelamento Homogêneo

modos de nucleação de gelo

Nucleação por deposição

modos de nucleação de gelo

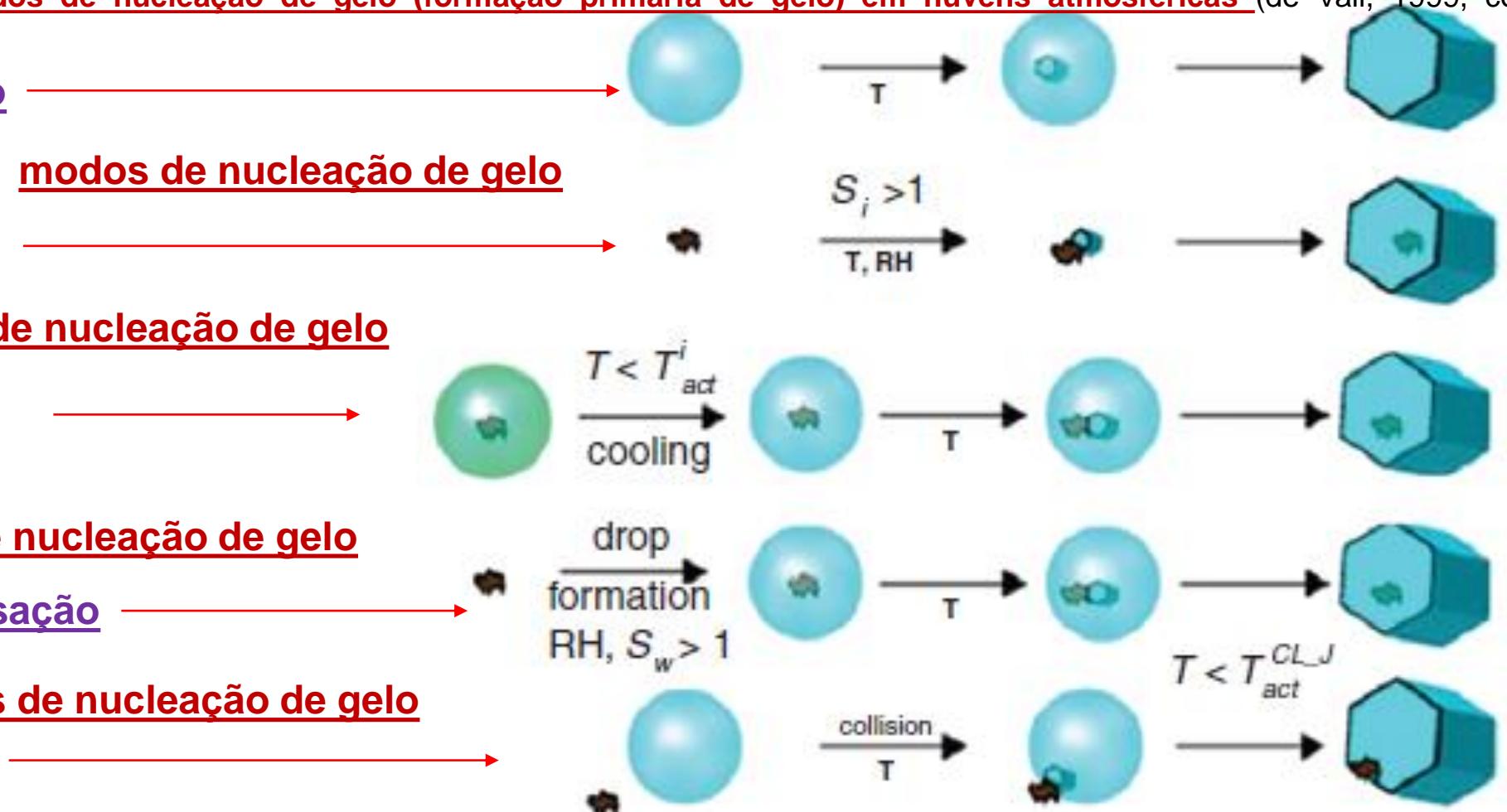
Congelamento por imersão

modos de nucleação de gelo

Congelamento por condensação

modos de nucleação de gelo

Congelamento por contato



núcleo de gelo heterogêneo (por exemplo, poeira mineral)

■ = heterogeneous ice nucleus (e.g. mineral dust)



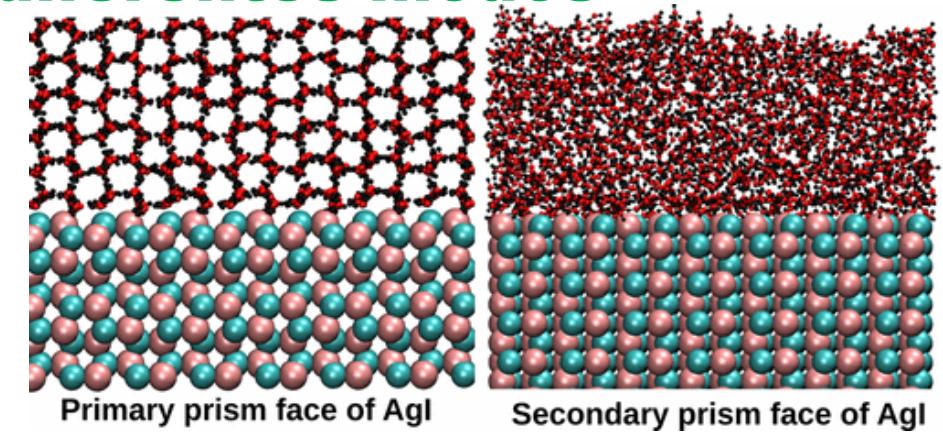
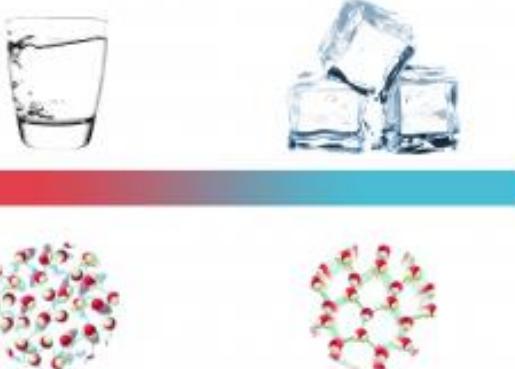
➤ Temos que lidar com duas formas de nucleação aqui:

**1 Saindo da fase gasosa:**

- nucleação homogênea → (muito improvável)
- nucleação heterogênea

**2 Saindo da fase líquida**

- nucleação homogênea em T muito baixo ( $< -40^{\circ}\text{C}$ )
- congelamento heterogêneo com diferentes modos





# Nucleação homogênea saindo da fase líquida



- **Processo estocástico** Homogeneous freezing



- **Em temperaturas abaixo -40°C (gotas super-resfriadas)**
- **Gotas grandes congelam mais facilmente (e é mais provável a formação de embrião de gelo)**
- **Solutos em gota diminuem ainda mais o limite temperatura (como o efeito do sal)**
- **Número de gotas líquida  $N_u$  segue a lei exponencial:**

$N_0$  Número de concentração em um tempo inicial  $t$

$V_d$  Volume da gota,  $t$  é o tempo

$J(T)$  Taxa de Nucleação na temperatura  $T$

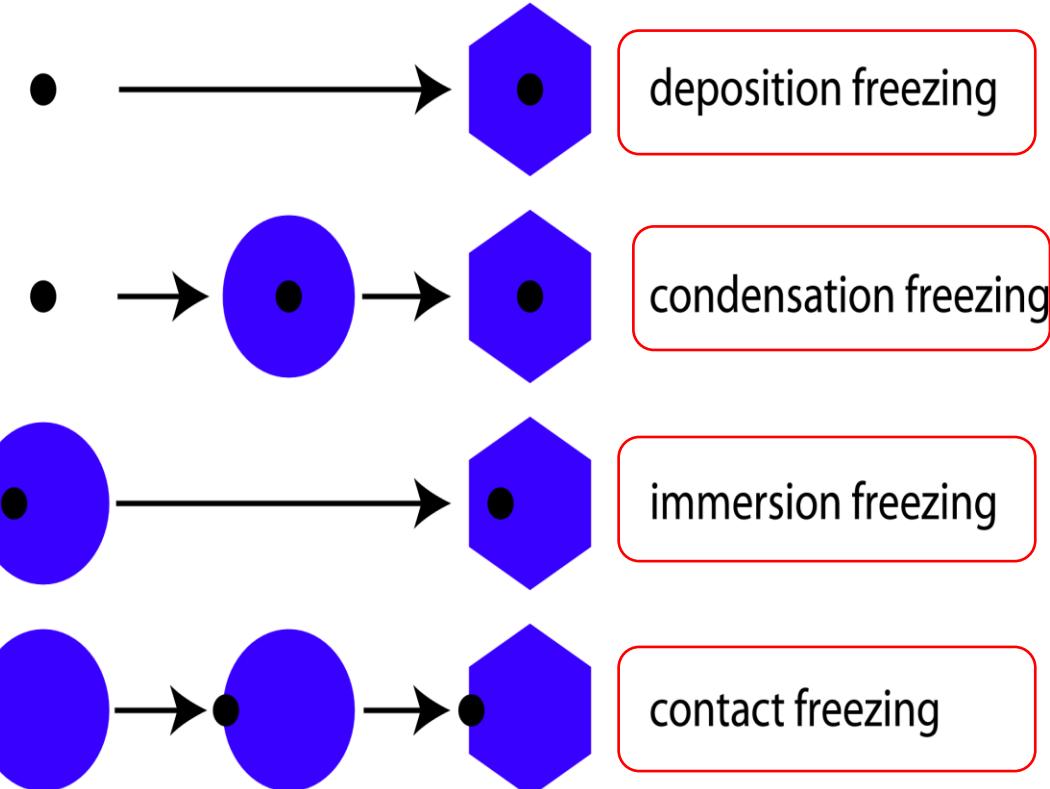
$$N_u = N_0 e^{(-V_d J(T)t)}$$



# Nucleação heterogênea - Soluto

➤ Diferentes mecanismos:

- **Congelamento de Deposição**
- **Congelamento de condensação**
- **Congelamento por imersão**
- **Congelamento de contato**
- **(congelamento por evaporação)**

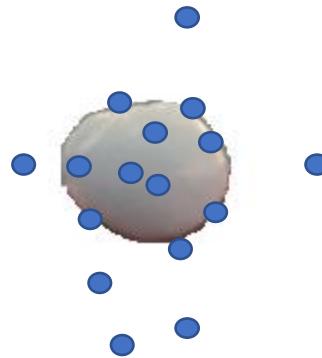


➤ Eficiente em temperaturas muito mais quentes do que o congelamento homogêneo  
(dependendo dos núcleos 0(1)°C abaixo de zero)

➤ Nota importante: ➤ Descrição teórica precisa ainda não disponível  
A liberação de calor latente da formação de gelo realimenta/melhora a dinâmica das nuvens



## **Congelamento por Deposição**





## □ Congelamento por Deposição

O crescimento da partícula de gelo de massa  $m_i$  sob **supersaturação sobre o gelo  $S_i > 0$**  é descrito pela equação de **crescimento por deposição** (Pruppacher e Klett, 1997):



$$\frac{dm_i}{dt} = F_v \frac{4\pi \rho_i C_i S_i}{F_i},$$

onde o coeficiente  $F_i$ , ligeiramente dependente da temperatura,

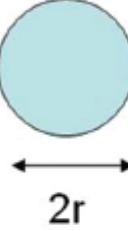
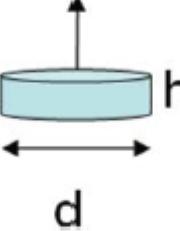
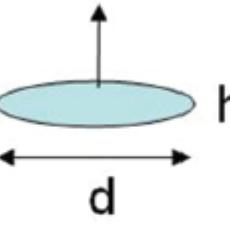
$$F_i = \frac{\rho_i R_v T}{e_i D} + \frac{\rho_i L_i^2}{R_v T^2 k_a} \quad (6.3.10)$$

e  $C_i$  é a capacidade elétrica de uma partícula de gelo;  $F_v$  é o coeficiente de ventilação



## □ Congelamento por Deposição

Table 6.3.1 Expressions for capacitance of ice crystals of several simplified particle shapes and the normalized capacitance (from Pinsky et al., 2014; © American Meteorological Society; used with permission).

Shape	Sphere	Thin Circular Disk	Oblate Spheroid	Prolate Spheroid
				
Capacitance $C_i(d, h)$	$r$	$\frac{d}{\pi} \left( 1 + \frac{\pi - 2}{2} \sqrt{\frac{h}{d}} \right)$	$\frac{d \sqrt{1 - \frac{h^2}{d^2}}}{2a \sin \sqrt{1 - \frac{h^2}{d^2}}}$	$\frac{h \sqrt{1 - \frac{d^2}{h^2}}}{1 + \sqrt{1 - \frac{d^2}{h^2}}}$
$\frac{C_i}{r_v} = f(\gamma_i)$	1	$\frac{(1 + \frac{\pi - 2}{2} \sqrt{\gamma_i})}{\pi (\frac{3}{16} \gamma_i)^{1/3}}$	$\frac{\sqrt{1 - \gamma_i^2}}{\gamma_i^{1/3} a \sin \sqrt{1 - \gamma_i^2}}$	$\frac{2 \sqrt{\gamma_i^2 - 1}}{\gamma_i^{1/3} \ln \frac{\gamma_i + \sqrt{\gamma_i^2 - 1}}{\gamma_i - \sqrt{\gamma_i^2 - 1}}}$



## □ Congelamento por Deposição

Caso a **esfera efetiva tenha o mesmo volume de um cristal de gelo**, ou seja,  $r_i = r_v$ , a equação para crescimento por deposição é escrita na forma semelhante àquela para crescimento de gota por deposição :

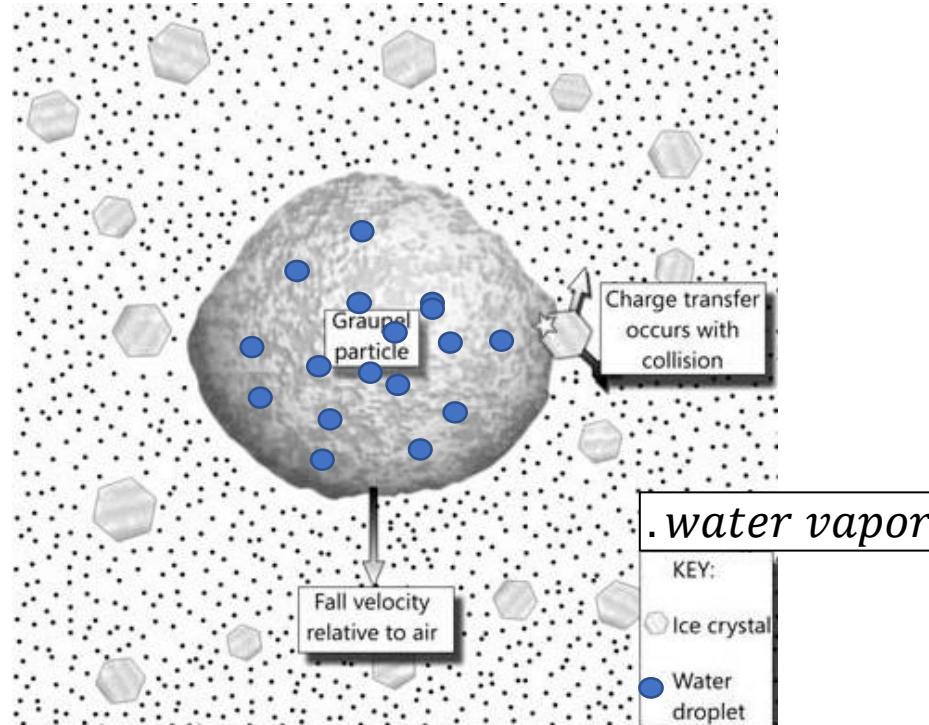
$$\frac{dm_i}{dt} = F_v \frac{4\pi \rho_i C_i S_i}{F_i}, \quad F_i = \frac{\rho_i R_v T}{e_i D} + \frac{\rho_i L_i^2}{R_v T^2 k_a} \quad (6.3.10)$$

$$r_i \frac{dr_i}{dt} = f(\gamma_i) \frac{S_i}{F_i} \quad (6.3.11)$$

$$f(\gamma_i) = \frac{C_i}{r_v}$$



## □ Congelamento por condensação





- Equivalente ao crescimento por condensação de gotas
- Moléculas não podem entrar ao acaso, mas precisam ser incorporadas à rede
- capacidade  $C$  introduzida na equação de crescimento (induz para reduzir a equação de crescimento quando  $C = r_d$ )

$$\frac{dm_i}{dt} = \frac{4\pi CS_{w,i}}{\left[ \left( \frac{L_S}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_S}{K_a T} + \frac{R_v T}{De_{sat,i}(T)} \right]}$$

$$\frac{dm_i}{dt} = F_v \frac{4\pi \rho_i C_i S_i}{F_i},$$



## ➤ Equação de crescimento por deposição

$$\frac{dm_i}{dt} = \frac{4\pi C S_{w,i}}{\left[ \left( \frac{L_S}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_S}{K_a T} + \frac{R_v T}{De_{sat,i}(T)} \right]}$$

$$F_{k,i} = \left( \frac{L_S}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_S}{K_a T}$$

$$F_{d,i} = \frac{R_v T}{De_{sat,i}(T)}$$

$$\frac{dm_i}{dt} = \frac{4\pi C S_{w,i}}{[F_{k,i} + F_{d,i}]}$$

$L_S \rightarrow$  liberação de calor latente de sublimação de gelo

$e_{sat,i}(T) \rightarrow$  saturação pressão de vapor sobre o gelo

$C \rightarrow$  Capacidade, escala de comprimento para deposição

$m_i \rightarrow$  massa da partículas de gelo



➤ **Difusão:**

- **Processo de Wegener-Bergeron-Findeisen em regiões:**
  - **subsaturadas em relação à água líquida,**
  - **supersaturação em relação ao gelo ( $e_{sat,i} \ll e_{sat,l}$ )**

➤ **Colisão:**

- **Riming (coleta de gotículas super-resfriadas por cristais de gelo)**
- **Acreção (coleta de gotículas super-resfriadas por precipitação congelada)**
- **Agregação (conglomeração de cristais de gelo → flocos de neve, regime de crescimento úmido, regime seco)**

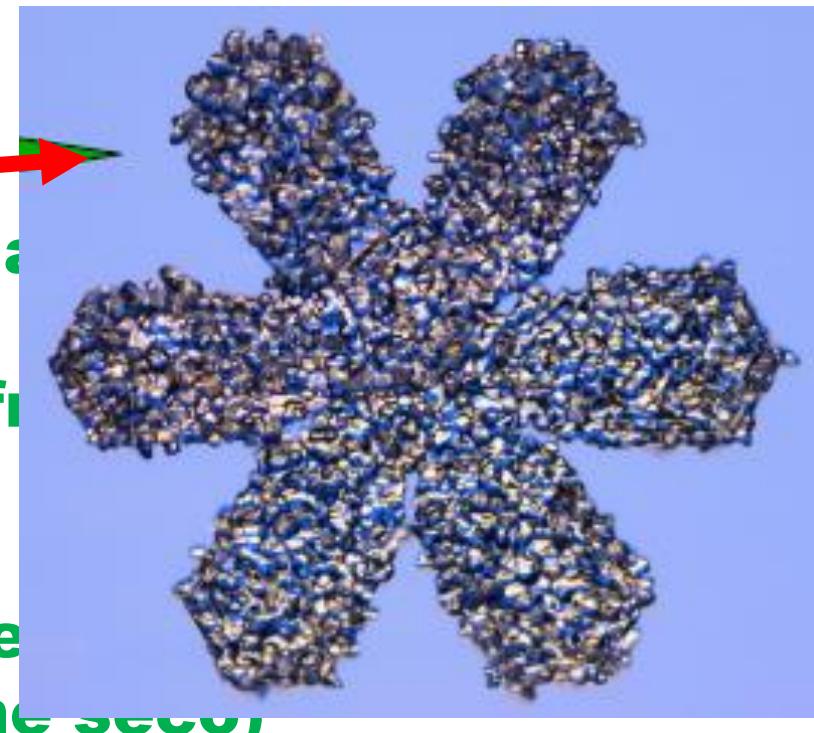


➤ **Difusão:**

- **Processo de Wegener-Bergeron-Findeisen em regiões:  
subsaturadas em relação à água líquida,  
supersaturação em relação ao gelo ( $e_{sat,i} \ll e_{sat,l}$ )**

➤ **Colisão:**

- **Riming (coleção de gotículas super-resfriadas que se congelam na superfície do cristal de gelo)**
- **Acreção (coleção de gotículas super-resfriadas que se congelam na superfície do cristal de gelo, resultando em precipitação congelada)**
- **Agregação (conglomeração de cristais de gelo que se fundem para formar um grande cristal de gelo, regime de crescimento úmido, regime seco, regime húmido)**





# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



# multiplicação de gelo



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



**O processo de geração de gelo que não está diretamente relacionado à ativação do IN é conhecido como multiplicação de gelo ou produção secundária de gelo.**



- Concentração do número de partículas de gelo muito maior do que a concentração do numero de núcleos de gelo ( $10^4$ -  $10^5$  (!) vezes no topo da nuvem  $T=-5^{\circ}\text{C}$ , mas abaixo de  $10^0$  em  $T=-20^{\circ}\text{C}$ )
- Outros mecanismos devem estar presentes para aumentar a concentração numérica de cristais
- Várias teorias, mas nenhuma descrição/compreensão teórica abrangente



## **Multiplicação de gelo e sua representação em modelos de nuvem**

**a) Fragmentação durante colisões cristal de gelo - gota líquida**

**b) Produção de Gelo Secundário por Quebra de Gelo por Colisão**

**c) Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota**

Enquanto os **cristais de gelo puros** que crescem por crescimento **por difusão** em condições de laboratório têm forma regular,

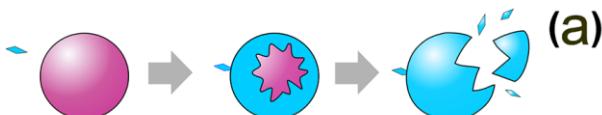
Uma fração significativa dos cristais de gelo nas nuvens e, às vezes, a **maioria dos cristais de gelo**, têm formas irregulares.

?????

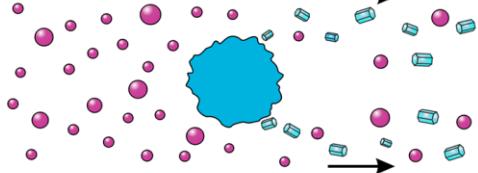


# multiplicação de gelo

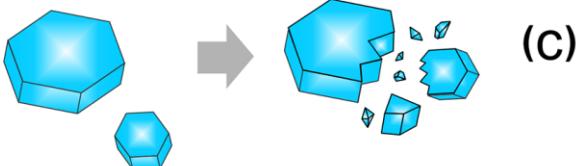
Droplet fragmentation during freezing



Splintering during riming  
(Hallett-Mossop process)



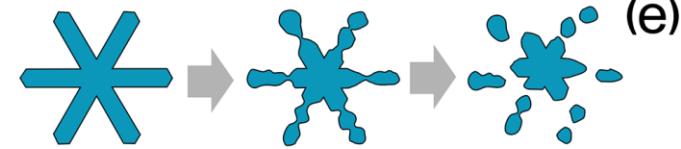
Fragmentation during ice-ice collision



Ice fragmentation during thermal shock



Fragmentation during sublimation



Activation of INPs in transient supersaturation

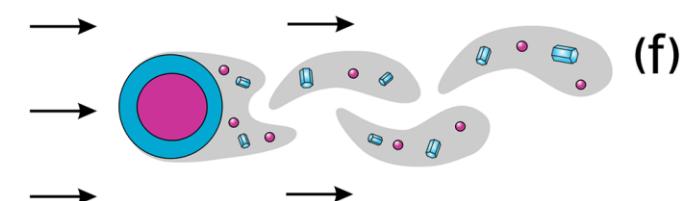


Figura 16. Um diagrama conceitual resumindo seis mecanismos SIP:

- (a) gotículas de fragmentação durante o congelamento;
- (b) estilhaçamento do gelo (processo Hallett-Mossop);
- (c) fragmentação de partículas de gelo durante a colisão gelo-gelo;
- (d) fragmentação de partículas de gelo durante o choque térmico causado por uma gota congelada aderida às suas superfícies;
- (e) fragmentação de partículas de gelo durante sua sublimação;
- (f) ativação de INP sensível à supersaturação na supersaturação transiente formado em torno de gotas congeladas ou graupel/granizo úmidos.

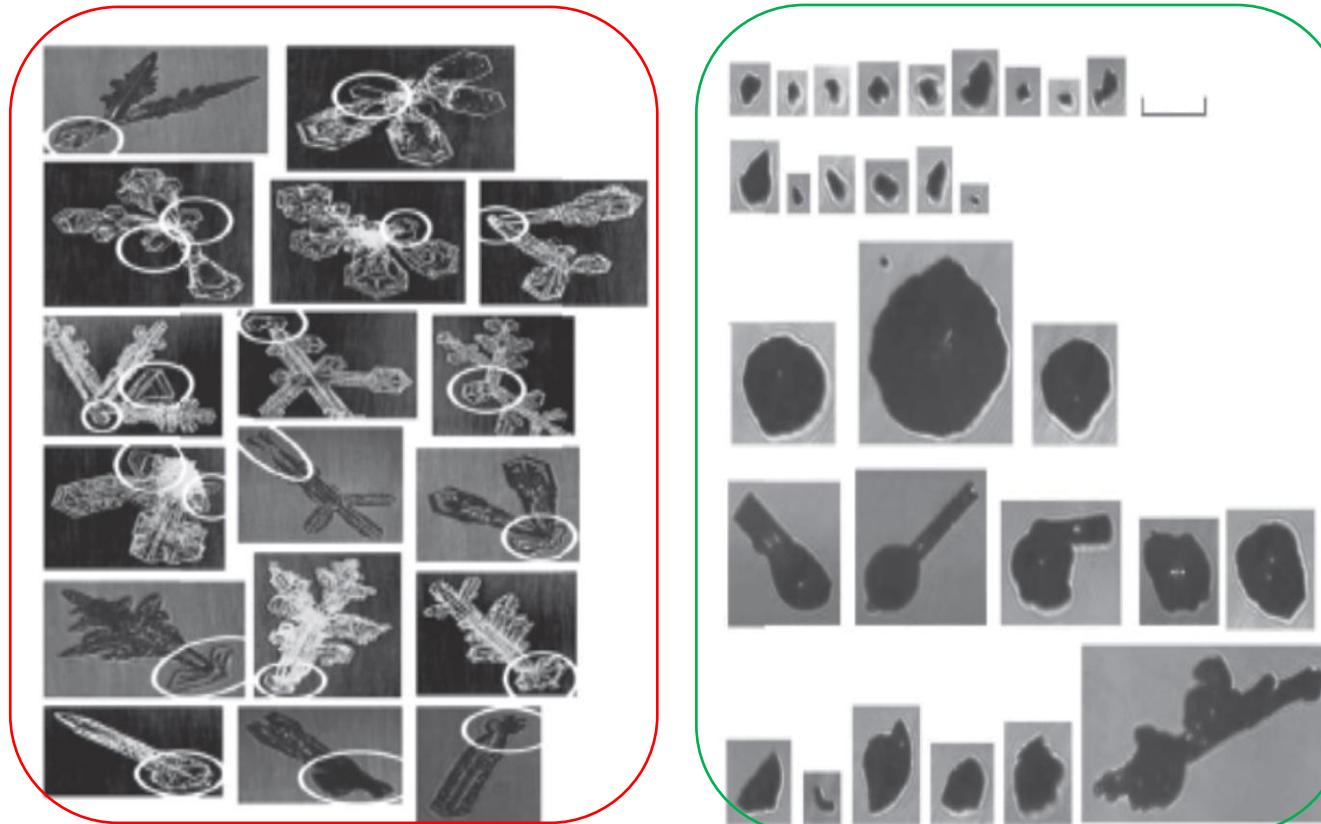


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



**Esquerda:** Cristais de gelo **fragmentados** com menos de 6 ramos originais observados nas nuvens do Ártico (de Schwarzenboeck et al., 2009; com permissão da Elsevier).



**Direita:** fragmentos de cristais de gelo com elementos arredondados formados devido à **fragmentação durante o congelamento de gotas** de chuva observados em nuvens estratiformes (de Rangno, 2008; © American Meteorological Society; usado com permissão).



➤ **Processos de multiplicação do gelo:**

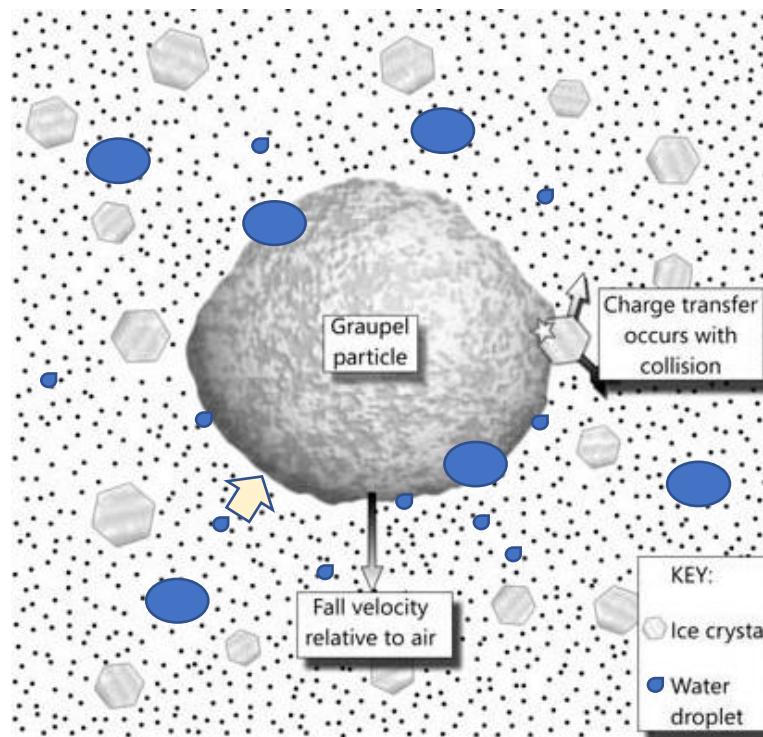
- **Fratura/fragmentação mecânica de monocristais (aumento “significativo”)**
- **Interrupção da gota líquida durante o congelamento (fator de aumento <10)**

**Observação:** Ambas, medições de INs (nem todos os modos são capturados) e partículas de gelo que (quebram em várias partes no início) são desafiadores!

**Os números podem ser enganosos.**



# Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Líquido





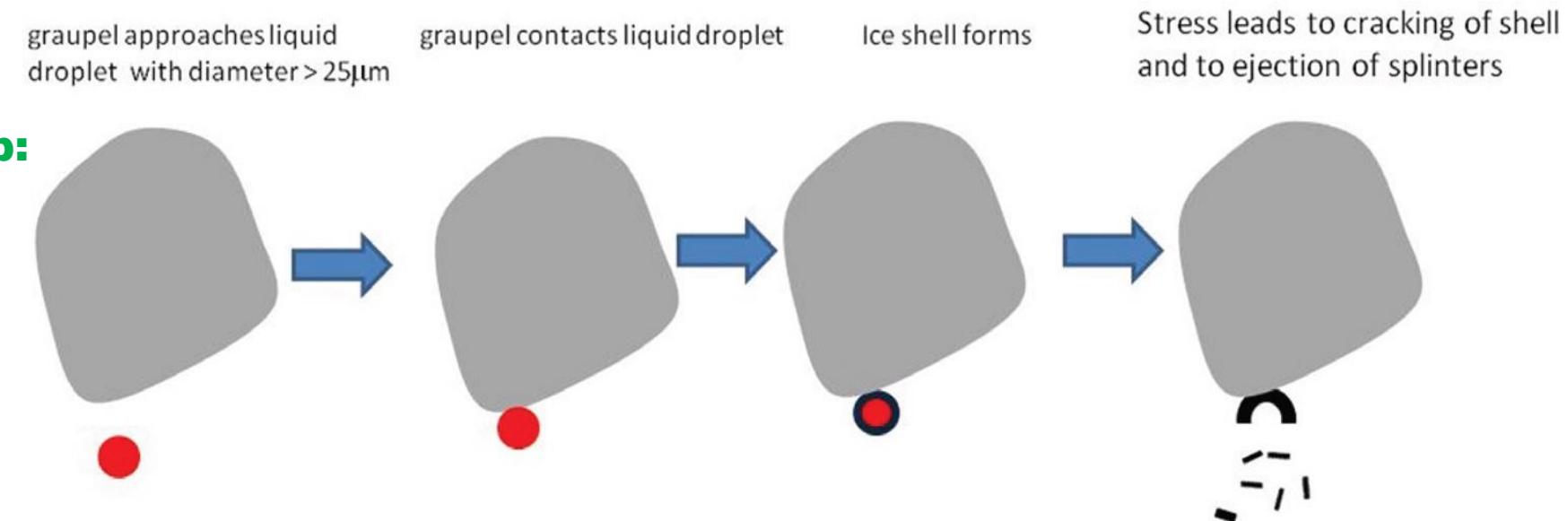
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



### Fragmentação durante colisões de gelo - líquido

Há uma **multiplicação de gelo causada por riming e subsequentes estilhaços de fragmentos de gotas**. Ou seja, uma grande partícula de gelo coleta gotas de água que podem ejetar estilhaços durante o congelamento (**Hallett-Mossop (H-M) mechanism**).



**Mecanismo Hallet-Mossop:**  
**(mais eficaz ~ -3 a -8°C)**

Figura 6.8.2 O **processo de estilhaçamento causado pelo riming**. As partículas de Graupel (ou granizo) são marcadas em cinza, as gotas são marcadas em vermelho. O diâmetro das gotas em colisão que produzem estilhaços por congelamento deve exceder 24 µm.

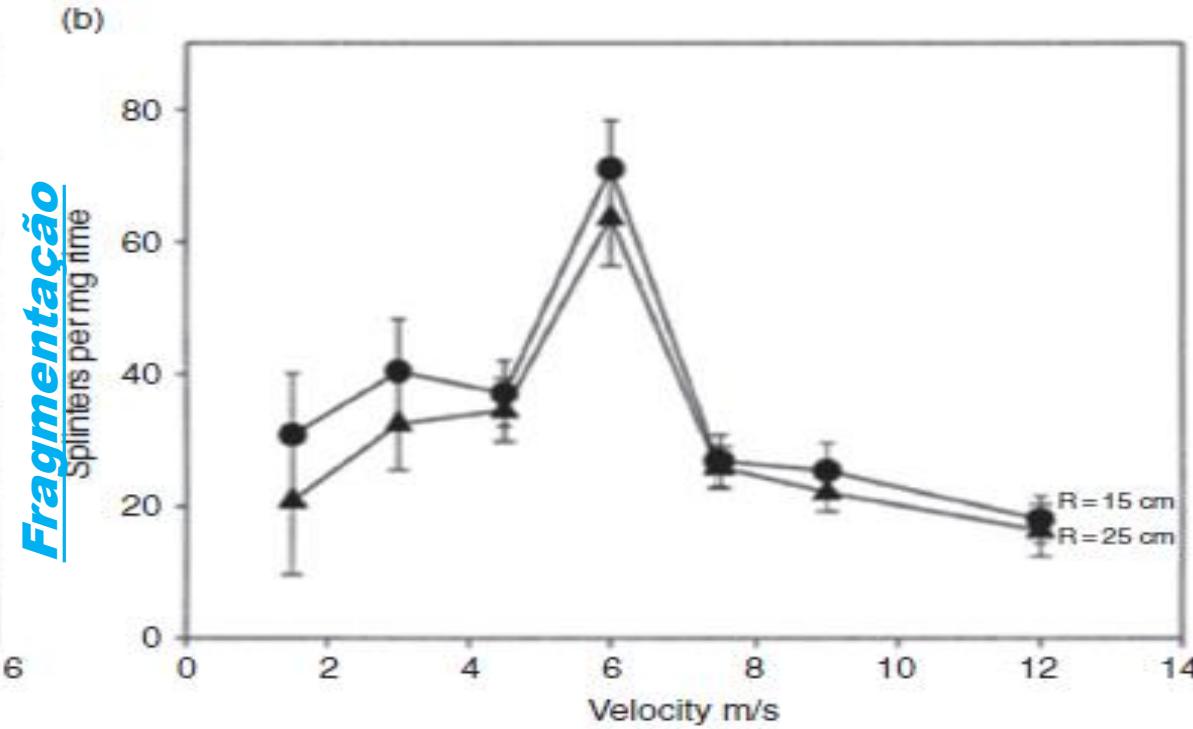
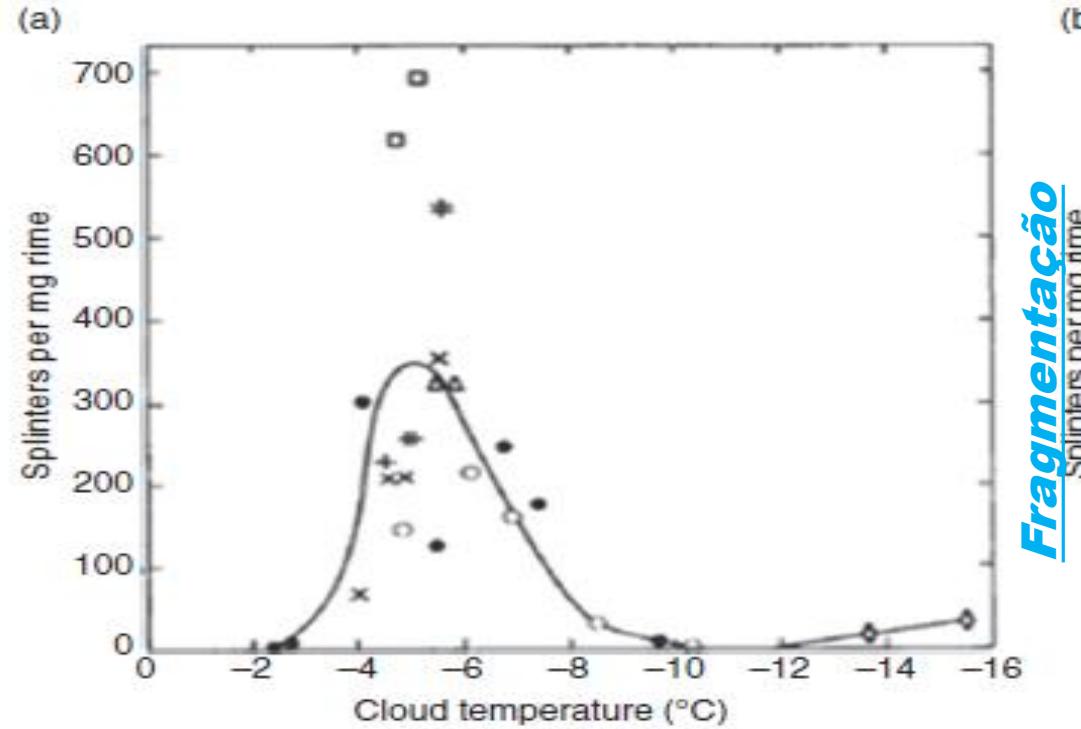


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



### Fragmentação durante colisões de gelo - líquido



Fragmentação

a) **Dependências de temperatura** do número de fragmentos por mg de rime, obtidos experimentalmente por Hallet e Mossop (1974) (reimpresso com permissão de Macmillan Publishers Ltd.).

b) **Dependências do número de estilhaços** por mg de rimer sobre a velocidade das gotas, obtidas experimentalmente por Saunders e Hosseini (2001), na temperatura do temporizador variando de -4C a -5C. Duas hastes com comprimentos de 15 cm e 20 cm foram usadas como rimmers ( cortesia de Willey and Sons. Ltd.).



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



### Fragmentação durante colisões de gelo - líquido

Para parametrizar o mecanismo H-M em esquemas de bulk, a **concentração de estilhaços é expressa por meio da massa acumulada de gotas de líquida**, ou seja, por meio da massa de gelo.

Segundo Hallett e Mossop (1974), aproximadamente **350** fragmentos são produzidas a cada 1 mg de rime acretada em partículas de graupel a -5C.

Cotton et al. (1986) parametrizam **a taxa de produção de cristais  $P_{HM}$  devido ao mecanismo H-M** como o número de cristais por 1 g de água acumulada pela equação:

$$P_{HM} = \frac{\partial N_i}{\partial t} = 3.5 \times 10^5 \left( \frac{\partial m_g}{\partial t} \right)_{g+l \rightarrow g} F_{HM}(T) \quad [g^{-1}]$$

Onde  $\left( \frac{\partial m_g}{\partial t} \right)_{g+l \rightarrow g}$  é a **taxa de riming de um cristal de gelo ou partícula de gelo**.  $F_{HM}(T)$

$$F_{HM}(T) = \begin{cases} 0, & 270.16K < T \\ \frac{T - 268.16}{2}, & 270.16 \geq T > 268.16K \\ \frac{T - 268.16}{3}, & 268.16 \geq T > 265.16K \\ 0, & T \leq 265.16K \end{cases}$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



### Fragmentação durante colisões de gelo - líquido

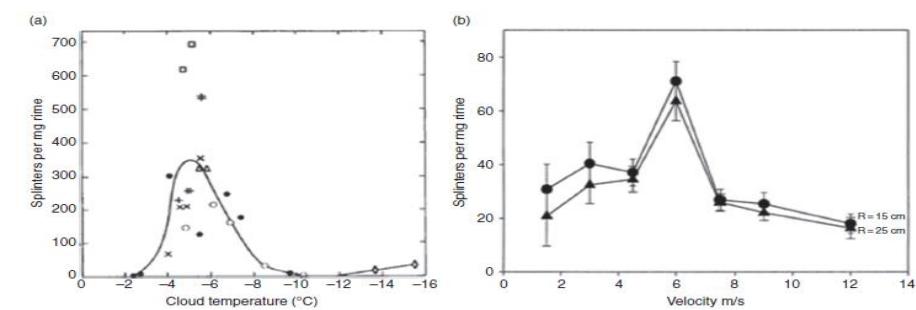
Reisner et al. (1998) parametrizam a **produção de massa de cristais de gelo pelo mecanismo H-M** como:

$$\left( \frac{\partial q_i}{\partial t} \right)_{HM} = 3.5 \times 10^8 F_{HM1}(T) \left\{ \left( \frac{\partial q_i}{\partial t} \right)_{s+l \rightarrow s} + \left( \frac{\partial q_g}{\partial t} \right)_{g+l-g} \right\} m_{i0} \quad [kg/s]$$

Onde  $m_{i0}$  é a massa de um fragmento de gelo e  $F_{HM1}(T)$  descreve a dependência da taxa de multiplicação de gelo e a temperatura

Outra parametrizações Meyers et al., 1997

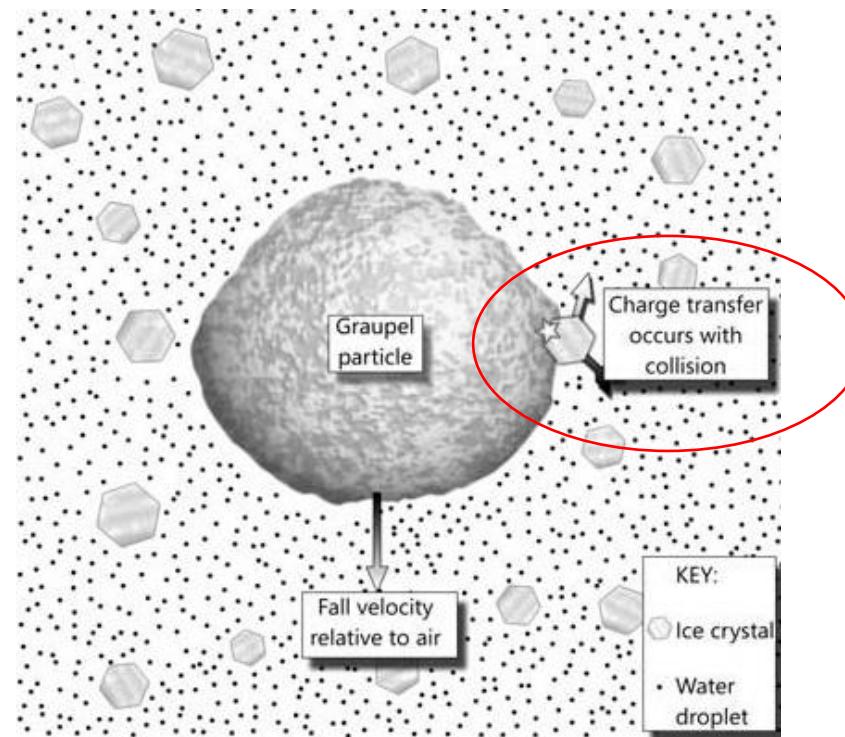
$$P_{HM} = \frac{\partial N_i}{\partial t} = 3.5 \times 10^5 c1 \left( \frac{\partial q_i}{\partial t} \right)_{HM} F_{HM}(T) \quad [g^{-1}]$$



O papel do mecanismo H-M na microfísica de nuvens de fase mista é diferente para: diferentes tipos de nuvens e depende da presença de graupel, granizo e gotas comparativamente grandes dentro da faixa de temperatura de -3C a -8C.



# Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo





## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

Estudos recentes mostram que a **formação de fragmentos de gelo** durante **colisões gelo-gelo** é provavelmente o **principal mecanismo de produção secundária de gelo**.

Uma **teoria da produção secundária de gelo por colisões gelo-gelo** foi proposta por Phillips et al. (2017a). Essa **teoria é baseada na ideia de conservação de energia**, que fornece uma restrição universalmente aplicável do número total de fragmentos.

O balanço de energia é escrito como na Equação (6.5.10)  $K_0 = 0.5 \times \frac{m_{small}m_{big}}{m_{small}+m_{big}} (V_{big} - V_{small})^2$ ,

Suponha que  $K_1$  seja a **energia cinética de colisão entre essas duas partículas de gelo** após a colisão. Vamos definir a **energia convertida em calor** e o **ruído causado pela deformação inelástica da partícula** como  $K_{loss}$ , e **o trabalho a ser feito para separar as partículas após o impacto** como  $\Delta S$ . De acordo com a lei de conservação de energia

$$K_0 = K_1 + K_{loss} + \Delta S$$



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

onde  $K_0$  é a **energia cinética inicial de colisão** dada pela Equação (6.5.13)

$$K_0 = -\frac{\alpha \times \ln(E_{coal})}{\beta(T, RH_i, \dots)}$$

$$E_{coal} = e^{-\left(\frac{\beta(T, RH_i, \dots) K_0}{\alpha}\right)}$$

$$\beta(T, RH_i, \dots) = \chi(RH_i) d \frac{\left[c - \frac{b}{b + (T - T_1)^2}\right]}{\xi V_{imp}^k}$$

onde  $RH_i$  é a **umidade relativa em relação ao gelo**. e  $V_{imp}^k$  é a **velocidade de impacto da partícula menor na superfície da maior**.

$K_{loss}$  é a **perda de energia por fluxo de calor**, ruído e deformação inelástica.

$K_{loss}$  **converte em outros tipos de energia** e **determina quanta energia resta** para a formação de fragmentos.

Supõe-se que uma **fração  $c_2$  dessa energia esteja disponível para quebrar os ramos**:

$$\Delta K_{loss} = c_2 K_{loss} \approx c_2 K_0 (1 - q^2)$$

onde  $q$  é o **coeficiente de restituição** que é a razão das velocidades relativas entre as partículas antes e depois da quebra.



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

O número  $N_f$  dos fragmentos de gelo resultantes de uma colisão é definido como o produto do número de ramos quebráveis  $N_{cont}$  na região de contato e a probabilidade de qualquer um desses ramos ser quebrado devido ao impacto  $P\left(\frac{\Delta K_{loss}}{N_{cont}} \geq G_{crit}\right)$ :

$$N_f = N_{cont} P\left(\frac{\Delta K_{loss}}{N_{cont}} \geq G_{crit}\right)$$

onde  $G_{crit}$  é o trabalho necessário para quebrar um ramo da partícula.  $N_{cont}$  é assumido como sendo proporcional à área da partícula pequena  $S_{small}$  (que sofre ruptura) e à densidade numérica de ramificações  $n_{branch}$ :

$$N_{cont} = c_1 S_{small} \times n_{branch}$$

onde  $c_1$  é uma constante.

Philips et al.. (2016) assumem que a energia necessária para quebrar um ramo é proporcional à sua área de seção transversal.



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

Assume-se que **a área da seção transversal é proporcional ao quadrado da largura do ramo**,  $w_{branch}$ , assim obtem a largura característica do ramo  $w_{branch} \sim c_3 G_{crit}^\gamma$ , onde  $\gamma = \frac{1}{2}$  e  $c_3$  é uma constante.

Segundo Polycarpou e Etsion (1999), **a distribuição das larguras dos ramos**  $p(w_{branch})$  **obedece à lei exponencial**:

$$p(w_{branch}) = \frac{1}{\langle w_{branch} \rangle} e^{\left( -\frac{w_{branch}}{\langle w_{branch} \rangle} \right)}$$
$$\lambda = \langle w_{branch} \rangle^{-1}$$

$$p(w_{branch}) = \lambda e^{(-\lambda w_{branch})}$$

Como  **$w_{branch}$  é uma medida de  $G_{crit}$** , a probabilidade de que uma partícula não seja quebrada é igual à probabilidade de que a largura do ramo esteja abaixo de um valor crítico  $w_{branch\_cr}$ , ou seja,

$$w_{branch\_cr} = c_3 \left( \frac{\Delta K_{loss}}{N_{cont}} \right)^\gamma = c_3 \left( \frac{c_2 K_0 (1 - q^2)}{N_{cont}} \right)^\gamma = \Omega \left( \frac{K_0}{S_{small}} \right)^\gamma$$

$$\Omega = c_3 \left( \frac{c_2 K_0 (1 - q^2)}{c_1 n_{branch}} \right)^\gamma$$

$$N_{cont} = c_1 S_{small} \times n_{branch}$$



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

$$\Omega = c_3 \left( \frac{c_2 K_0 (1 - q^2)}{c_1 n_{branch}} \right)^\gamma$$

$$N_f = N_{cont} P \left( \frac{\Delta K_{loss}}{N_{cont}} \geq G_{crit} \right)$$

é uma função da temperatura e das propriedades das partículas de gelo, incluindo a fração de massa rimada  $F_{rime}$ .

$$N_{cont} = c_1 S_{small} \times n_{branch}$$

probabilidade de rompimento por colisão de um ramo:

$$P \left( w_{crit} \leq \frac{\Delta K_{loss}}{N_{cont}} \right)^\gamma = P(w_{branch} < n_{branch\_cr}) = \lambda \int_0^{w_{branch\_cr}} e^{-\lambda w_{branch}} dw_{branch} = 1 - e^{\left( -\Omega \lambda \left[ \frac{K_0}{S_{small}} \right]^\gamma \right)}$$

a expressão final para o número mais provável de fragmentos quebrados por uma colisão:

$$N_f = S_{small} A(T, F_{rime}, D_{ice}) \left( 1 - \exp \left[ - \left( \frac{C K_0}{S_{small} A(T, F_{rime}, D_{ice})} \right)^\gamma \right] \right) \quad (6.8.9)$$



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

A expressão final para o **número mais provável de fragmentos quebrados por uma colisão**:

$$N_f = S_{small} A(T, F_{rime}, D_{ice}) \left( 1 - \exp \left[ - \left( \frac{C K_0}{S_{small} A(T, F_{rime}, D_{ice})} \right)^r \right] \right) \quad (6.8.9)$$

Onde  $A(T, F_{rime}, D_{ice}) = c_1 n_{branch}$  caracteriza a **densidade numérica de ramos de cristal de gelo** por unidade de área.

$C = \frac{c_1 (1-q^2) \Gamma(1+\gamma^{-1}) c_3^{-\frac{1}{\gamma}}}{G_{crit}}$  é uma constante que pode ser chamada de “coeficiente de fragilidade de ramo”, e

$D_{ice}$  é o **tamanho máximo da menor partícula de gelo** em uma colisão.



## Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo

Table 6.8.1 Parameters of Equation (6.8.9) in the ice breakup scheme (from Phillips et al., 2017a, with changes).

Participants of Collisions	Graupel of Diameters $0.5 < D_{ice} < 5\text{mm}$ and Large Graupel	Hail and Hail	Rimed Crystal/Snow (Rimed Fraction $F_{rime} < 0.5$ ) and Larger Graupel/Hail	
	Dendrites $-12 > T_C > -17^\circ\text{C}$	Spatial Planar $-40 > T_c > -17^\circ\text{C}$ $-9 > T_C > -12^\circ\text{C}$		
$A [\text{m}^{-2}]$	$\frac{a_0}{3} + \max\left(\frac{2a_0}{3} - \frac{a_0}{9} T_C - T_0 , 0\right) > -17^\circ\text{C}$ $a_0 = 3.78 \cdot 10^4 \left(1 + \frac{0.0079}{D_{ice}^{1.5}}\right) [\text{J}]$	$a_0 = 4.35 \cdot 10^5 [\text{J}]$	$1.41 \cdot 10^6 (1 + 10^2 F_{rime}^2)$ $\times \left(1 + \frac{3.98 \cdot 10^{-5}}{D_{ice}^{1.5}}\right)$	$1.58 \cdot 10^7 (1 + 10^2 F_{rime}^2)$ $\times \left(1 + \frac{1.33 \cdot 10^{-4}}{D_{ice}^{1.5}}\right)$
$C [\text{J}]$	$2.21 \times 10^4$	$3.31 \times 10^5$	$1.08 \times 10^4$	$2.48 \times 10^4$
$\gamma$	0.3	0.54	$0.5 - 0.25F_{rime}$	$0.5 - 0.25F_{rime}$
$T_c^\circ\text{C}$	-15	-	-	-

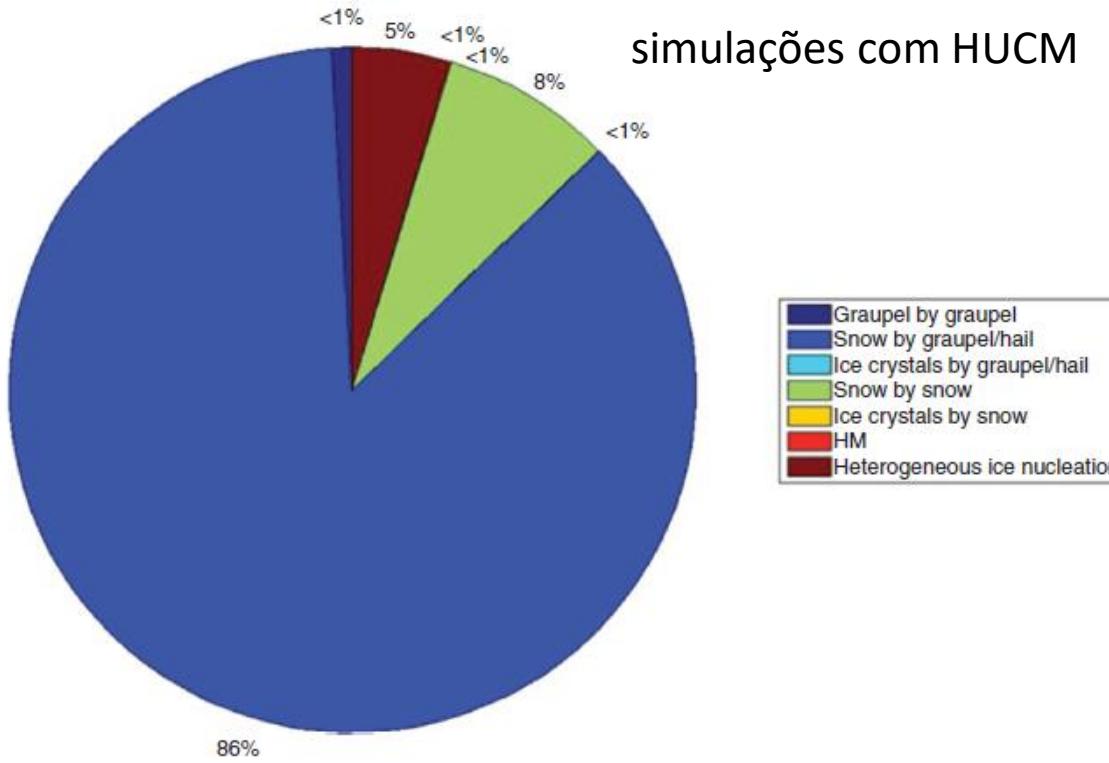


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## multiplicação de gelo



### Produção de Gelo Secundário por Colisão de Gelo-Gelo



a nucleação primária do gelo é responsável por cerca de 5% dos cristais de gelo.

processo mais eficiente de produção de gelo secundário é a quebra de neve por colisões com graupel e granizo (8%)

Fragmentos de gelo produzidos como resultado de colisões neve-neve são cerca de 8% do total de fragmentos de gelo.

O mecanismo Hallet-Mossop produz menos de 1% de concentração de gelo secundário.

Figura 6.8.5 Contribuição comparativa de diferentes processos na produção de gelo para os núcleos de nuvens convectivas profundas maduras. Segmentos de diferentes cores mostram contribuições comparativas de colisões graupel e graupel, quebra de neve por colisões com graupel e granizo, quebra de cristais de gelo por colisões com graupel e granizo; por colisões neve-neve, por colisões cristais de gelo-neve, devido ao mecanismo HM; e por nucleação de gelo heterogêneo. Os cristais de gelo gerados na bigorna da nuvem por congelamento homogêneo não estão incluídos no diagrama. A média é realizada ao longo de 150 min de evolução da tempestade.



# **Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota**



## 6.8.3 Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota

A **fragmentação do gelo pode ocorrer durante o congelamento da gota**. As formas das gotas congeladas observadas após o congelamento são mostradas na Figura 6.8.6.

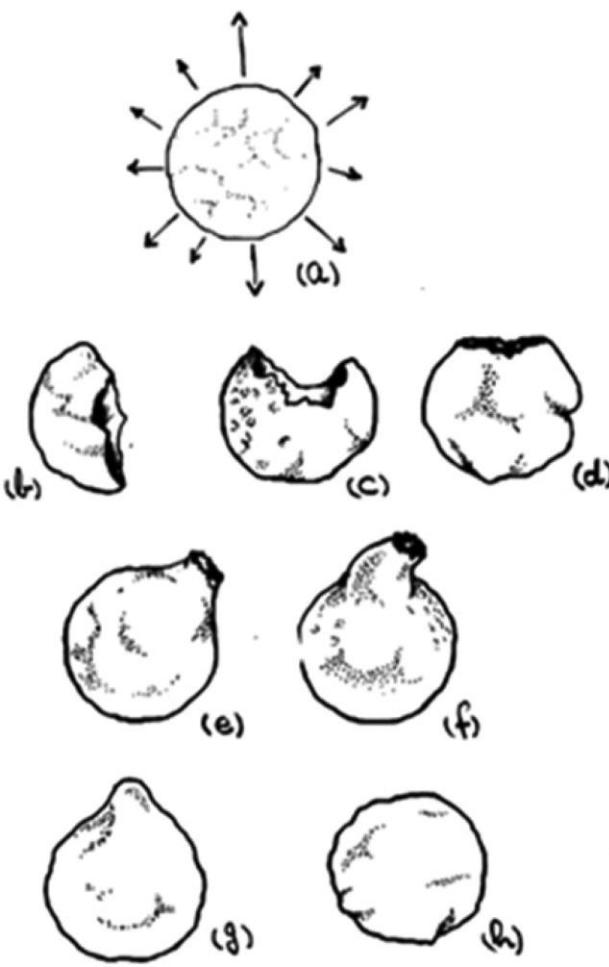


Figura 6.8.6 Modos de ruptura de congelamento de gotas de água super-resfriadas livremente suspensas em uma corrente de ar de túnel de vento.

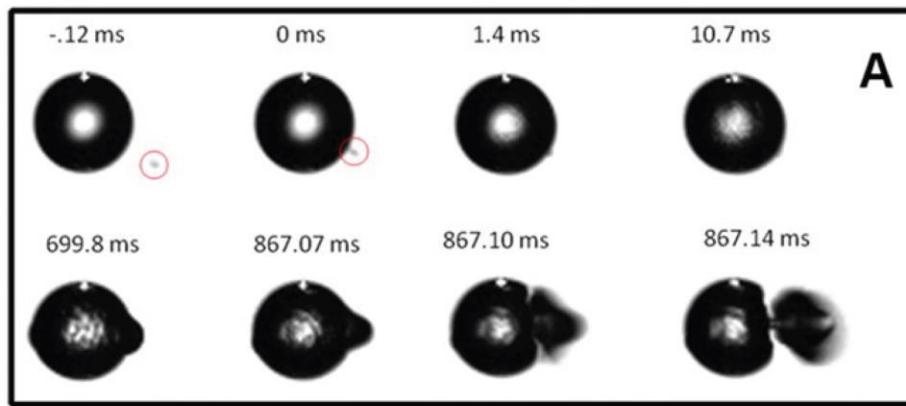
- (a) Gota em **congelamento** totalmente rompida por **explosão do tipo bolha de sabão**;
- (b) Gota em **congelamento** quebrada em duas metades quase iguais;
- (c) (d) Gota em **congelamento** rompida em um fragmento pequeno e um grande ;
- (e) (f) Gota em **congelamento** congelada com ponta quebrada;
- (g) Gota em **congelamento** com um botão ;
- (h) Gota em **congelamento** de formato irregular

(de Pruppacher e Schlamp, 1975; cortesia de © John Wiley & Sons, Inc.).

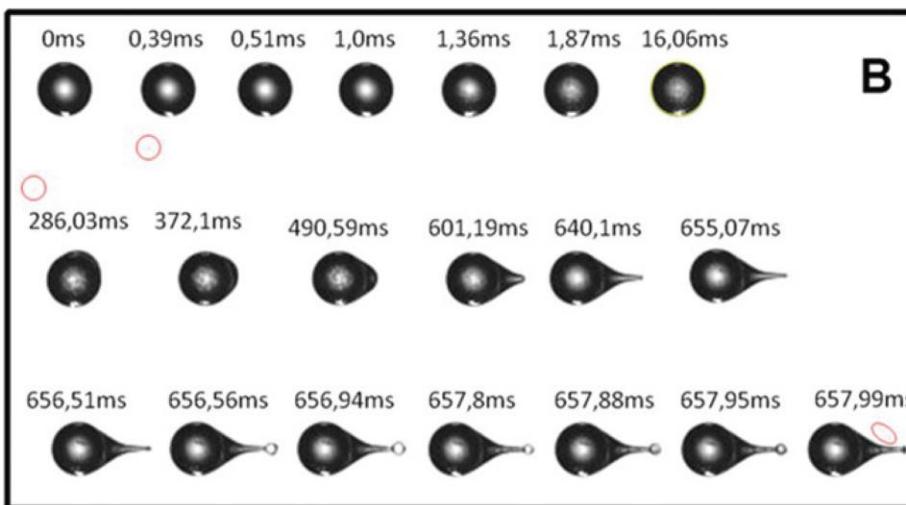


## 6.8.3 Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota

A fragmentação do gelo pode ocorrer durante o congelamento da gota. As formas das gotas congeladas observadas após o congelamento são mostradas na Figura 6.8.6.



(A) **Fotografia** de alta velocidade (200.000 quadros por segundo) da **quebra de uma gota suspensa eletrostaticamente com 8µm de diâmetro**. Os círculos vermelhos definem um núcleo formador de gelo entrando na gota e levando ao seu congelamento.



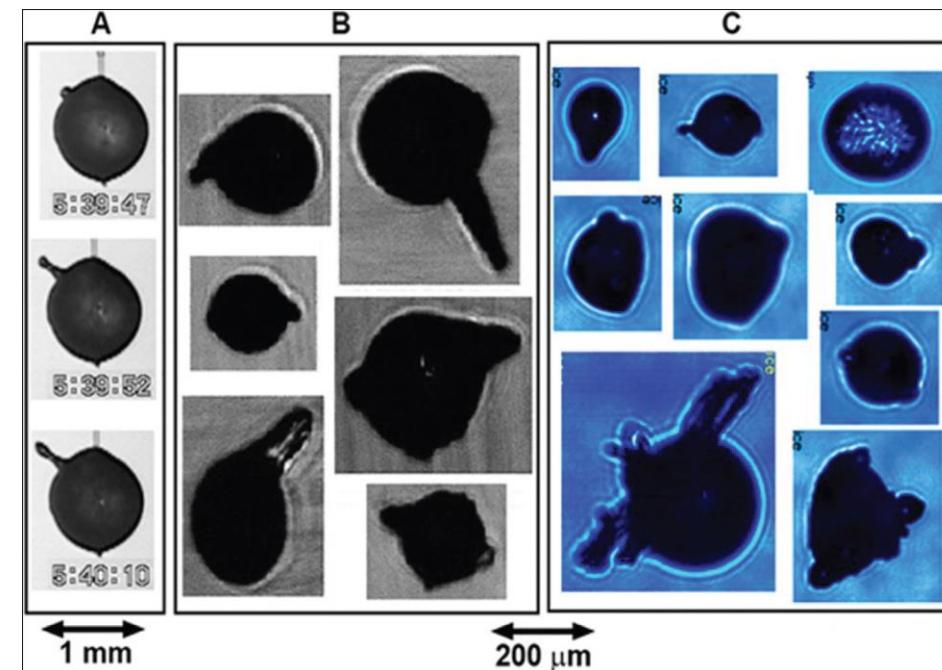
(B) Uma **espícula emitindo bolhas de uma gota suspensa de 80 µm de diâmetro a -10C**. A elipse vermelha em (B) em 657,99 ms indica fragmentos de uma bolha estourada

(de Lawson et al., 2015; adaptado com permissão de T. Leisner).



## 6.8.3 Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota

A *fragmentação do gelo pode ocorrer durante o congelamento da gota*. As formas das gotas congeladas observadas após o congelamento são mostradas na Figura 6.8.6.



(A) Exemplo de **espícula sendo emitida de uma gota de diâmetro milimétrico suspensa por um fio e congelando a -10C;**

(B) Imagens CPI de gotas com saliências em garoa em congelamento (Korolev et al., 2007a)

(C) Imagens CPI de gotas com saliências em nuvens ICE-T (Lawson et al., 2015;



### 6.8.3 Produção de Cristais de Gelo por Congelamento por Gota

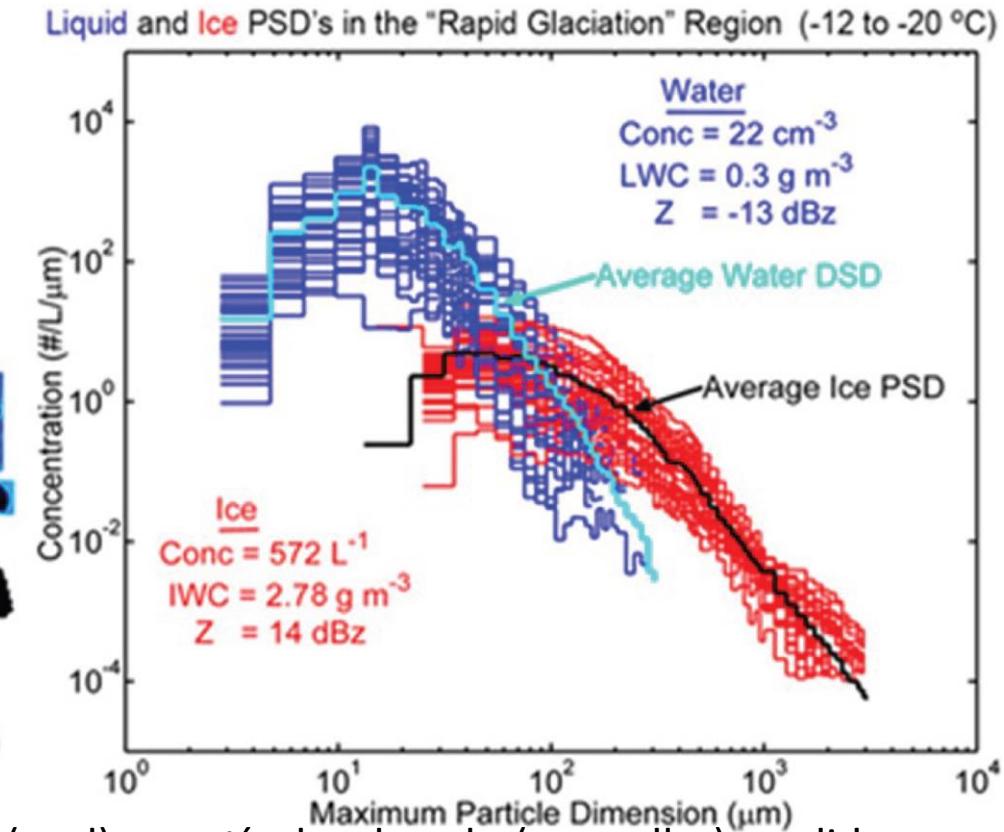
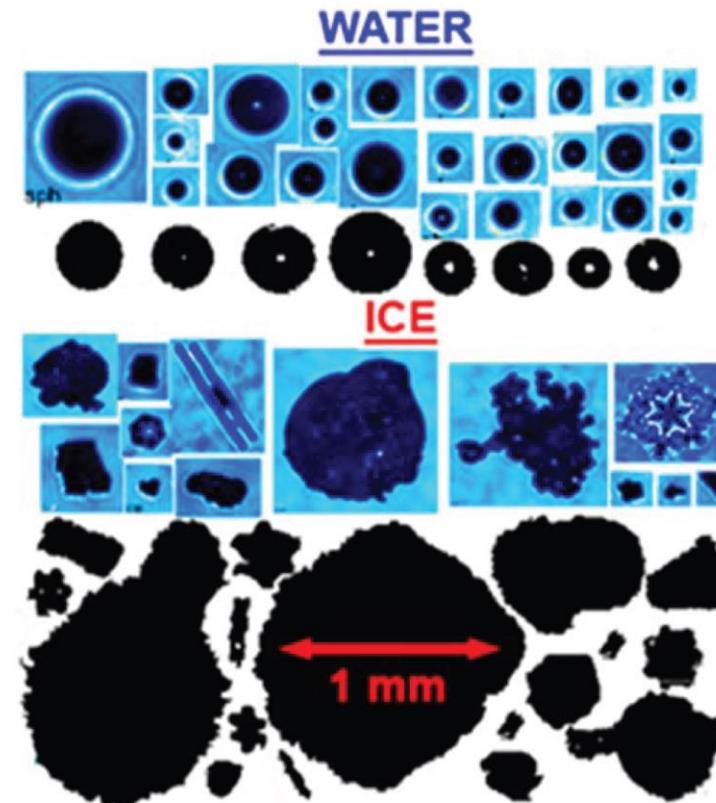
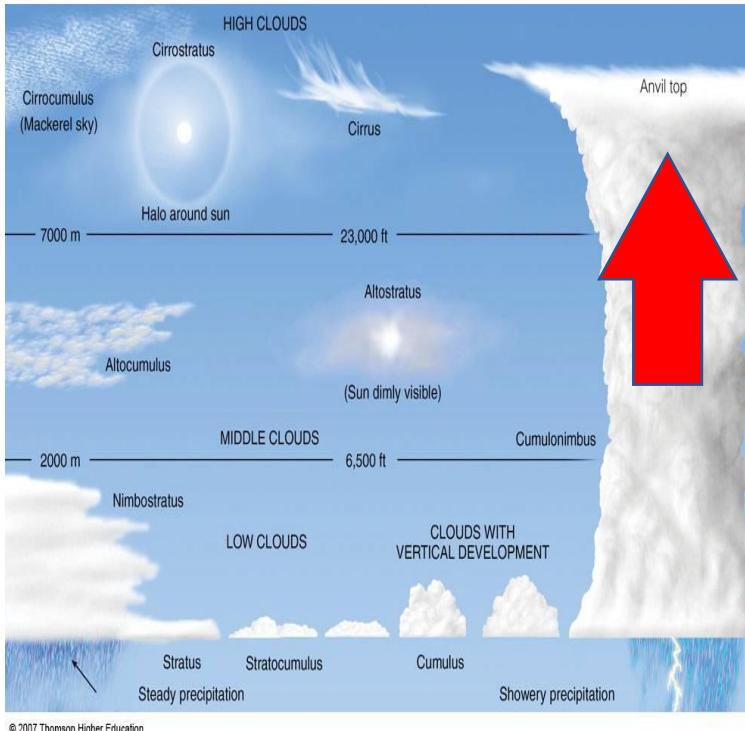


Figura 6.8.9 Esquerda: exemplos de imagens CPI e 2D-S. Direita: PSD de gotas (azul) e partículas de gelo (vermelho) medido no experimento ICE-T durante penetrações de aeronaves nas correntes ascendentes de nuvens convectivas profundas em desenvolvimento nos níveis da rápido congelamento da nuvem (de Lawson et al., 2015; © American Meteorological Society; usado com permissão).



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Velocidade terminal



# Velocidade terminal



## **Velocidade terminal**

- Toda a diversidade dos **movimentos das partículas de gelo é muito vasta** para ser completamente levada em consideração nos modelos de nuvens.
- Apenas as características médias do movimento das partículas de gelo são usadas para simular sedimentação, colisões de gelo e outros processos relacionados ao movimento das partículas de gelo.
- A característica mais importante é a velocidade de queda terminal (VT) e sua dependência da massa da partícula e características geométricas.

➤ **Muito difícil a impossível de conseguir obter a VT.**

➤ **VT aproximada é obtida basicamente encontrando o número de Reynolds correto.**

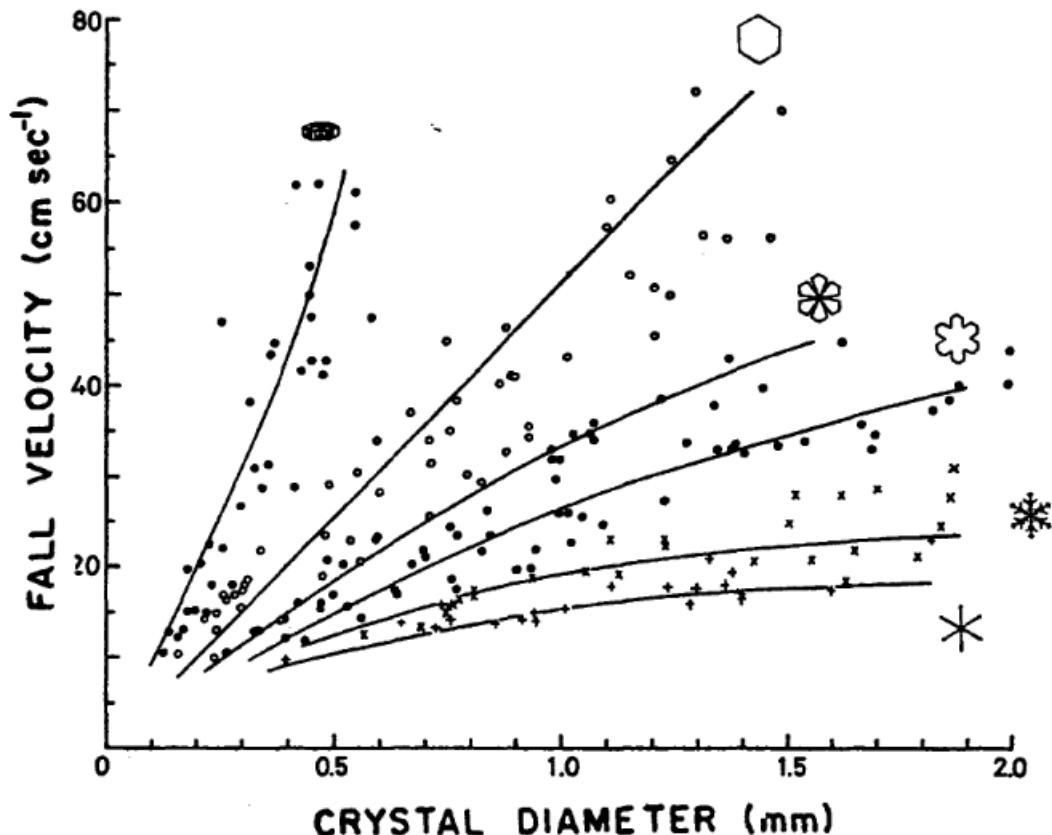


A **velocidade terminal** é uma das **principais características** de uma partícula de gelo.

1. Ela determina o tempo de residência das partículas dentro das nuvens e afeta suas taxas de deposição/sublimação.
2. Na maioria dos modelos de nuvens, a velocidade de queda terminal é um parâmetro básico para o cálculo das taxas de colisões entre partículas de gelo, bem como entre partículas de gelo e gotas de água, quebra de colisões, formação secundária de gelo e outros processos.
3. A velocidade terminal afeta a produção de partículas precipitantes e, portanto, a taxa e a quantidade de precipitação de gelo.
4. A precipitação líquida também depende do fluxo de gelo porque nas nuvens de fase mista a precipitação líquida é resultado do derretimento das partículas de gelo que caem.



**Basicamente encontrando o número de Reynolds correto.**  
**Algumas observações:**



As placas caem duas vezes mais rápido que os cristais estelares.

A velocidade de queda terminal dos *cristais de gelo* é tipicamente menor do que a das gotas de água do mesmo tamanho

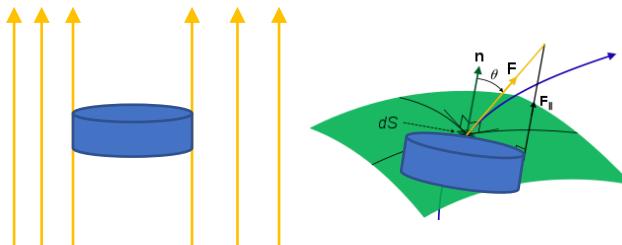
Figura 6.4.5 Variação sobre tamanhos de partícula em **velocidades de queda terminal observadas** (símbolos) e velocidades calculadas a partir dos dados de arrasto (linhas) para cristais de gelo de várias formas em  $T = -10^{\circ}\text{C}$  e  $P = 1000 \text{ mb}$  (de Kajikawa, 1972; cortesia de JMS).



Muitas vezes, assume-se que a **força de arrasto é proporcional ao quadrado da velocidade de queda de uma partícula:**

$$F_d = \frac{1}{2} \rho V_g^2 S C_d$$

onde  $C_d$  é o coeficiente de arrasto e  $S$  é a projeção da área da partícula normal ao fluxo (aqui, projeção no plano horizontal).



Conhecendo a **dependência** do **coeficiente de arrasto com o número de Reynolds**

$$C_d(R_e) = C_d \left( \frac{r \rho}{\mu} V_g \right)$$

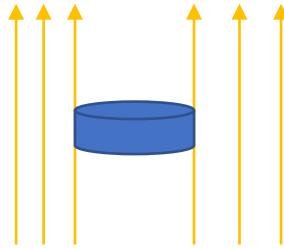


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Velocidade terminal



**a velocidade terminal pode ser avaliada a partir da equação transcendental**



$$C_d(R_e) = C_d \left( \frac{r\rho}{\mu} V_g \right)$$



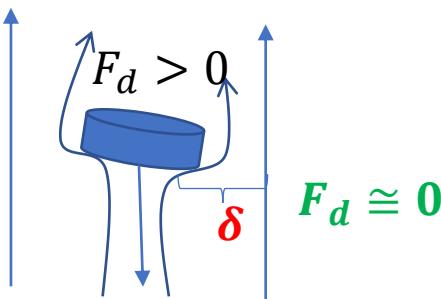
$$F_d = mg = \frac{1}{2} \rho V_g^2 S C_d$$

$$V_g = \left[ \frac{2mg}{\rho S C_d(R_e)} \right]^{\frac{1}{2}}$$

onde  $\rho$  e  $\mu$  são a densidade e a viscosidade do ar, respectivamente,  $r$  é o tamanho característico linear (o raio equivalente) da partícula no plano horizontal, e  $m$  é a massa da partícula.



**Para calcular a velocidade de queda usando a Equação, é necessário avaliar a área de projeção  $S$  da partícula, bem como a relação  $C_d(R_e)$ .**



uma partícula se move dentro de um fluido viscoso, o fluido cria um BL de profundidade  $\delta$  ao redor da partícula. **Fora do BL, a força de atrito  $F_d$  é desprezível.**

A profundidade  **$\delta$  determina uma linha divisória entre o fluxo potencial** sem atrito fora do BL e o fluxo rotacional dentro do BL.

**A área projetada da partícula efetiva  $S_{eff}$  é definida como**

$$S_{eff} = \pi(r + \delta)^2 = \pi r^2 \left(1 + \frac{\delta}{r}\right)^2$$

$$F_d = mg = \frac{1}{2} \rho V_g^2 S C_d$$

onde  $r$  é o raio de uma esfera com a mesma área de projeção que a partícula em consideração.

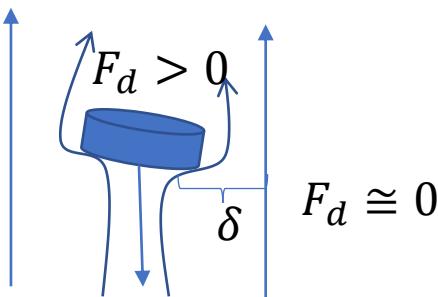
A **força de arrasto  $F_d$**  agora pode ser escrita como

$$F_d = mg = \frac{1}{2} \rho V_g^2 S_{eff} C_0$$

onde  **$C_0$**  é o valor limite do coeficiente de arrasto apropriado para descrever a força de arrasto que afeta a partícula com área de projeção  $S_{eff}$



**Para calcular a velocidade de queda usando a Equação, é necessário avaliar a área de projeção  $S$  da partícula, bem como a relação  $C_d(R_e)$ .**



onde  $C_0$  é o valor limite do coeficiente de arrasto apropriado para descrever a **força de arrasto que afeta a partícula com área** de projeção  $S_{eff}$

De acordo com a teoria BL, a **razão entre a profundidade BL  $\delta$  e o raio característico  $r$  da partícula é proporcional a  $R_e^{-1/2}$**  (Tomotika, 1935; Batchelor, 1967; Abraham, 1970).

$$\frac{\delta}{r} = \delta_0 R_e^{-1/2}$$

**Relação entre o coeficiente de arrasto e o número Reynolds :**

$$C_d = C_0 \left(1 + \frac{\delta}{r}\right)^2 = C_0 \left(1 + \frac{\delta}{\sqrt{R_e}}\right)^2$$

Para esferas rígidas lisas com  $R_e < 10^4$ ,  $C_0 = 0.292$  e  $\delta_0 = 9.09$  (Abraham, 1970). A relação  $C_d - R_e$  (6.4.7) é adequada para partículas de diferentes formas (Mitchell, 1996).



**As relações  $C_d - R_e$  são frequentemente calculadas usando o número de Best (ou o número de Davis), definido como**

$$X = R_e^2 C_d(R_e) = \frac{8mg\rho}{\pi\mu^2}$$

A vantagem de usar o número de Best  $X$  é que para partículas esféricas ele depende apenas da massa da partícula e dos parâmetros do ar ambiente e, portanto, pode ser facilmente calculado se a massa da partícula for conhecida.

$$R_e = \frac{\delta_0^2}{4} \left[ \left( 1 + \frac{4\sqrt{X}}{\delta_0^2 \sqrt{C_0}} \right)^{1/2} - 1 \right]^2$$

Re relação X na forma proposta por Böhm (1989, 1992a):

excelente concordância com resultados experimentais para esferas rígidas



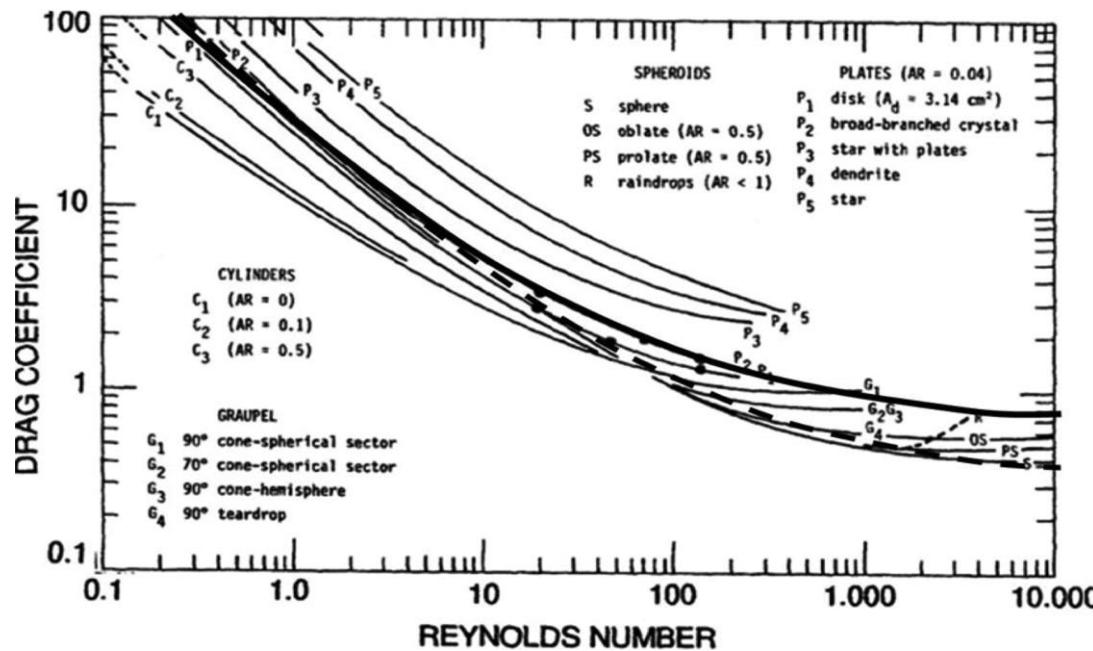
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Velocidade terminal



$S_e = \frac{4S}{\pi D^2}$  é a razão entre a área projetada da partícula  $S$  e a área de um círculo circunscrito com diâmetro  $D$ , que é a dimensão máxima da projeção da partícula normal à direção de queda.

Pode-se ver que a dispersão das dependências  $X \times R_e$  para diferentes partículas de gelo é muito menor do que a dispersão das relações  $C_d(Re) \times Re$



(Figura 6.4.4).

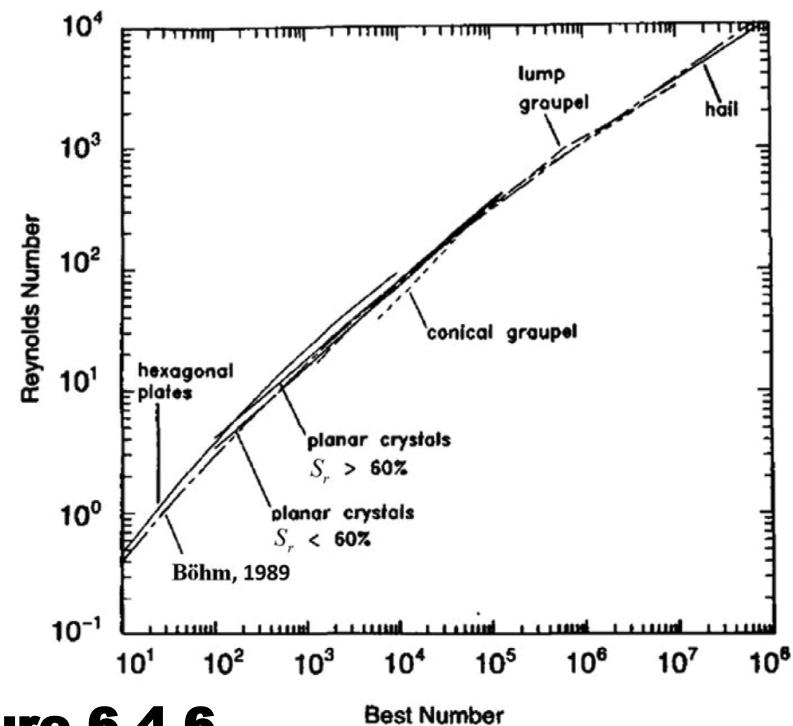


Figure 6.4.6,

Best Number



A relação  $R_e - X$  **corresponde a um coeficiente de arrasto variável dependente de  $Re$**  e  $C_d(Re)$ . Com base em **vários estudos observacionais mostrando uma relação linear de  $R_e - X$**  no espaço log-log, Mitchell (1996) representou a **relação  $R_e - X$  na forma de lei de potência:**

$$R_e = aX^b$$

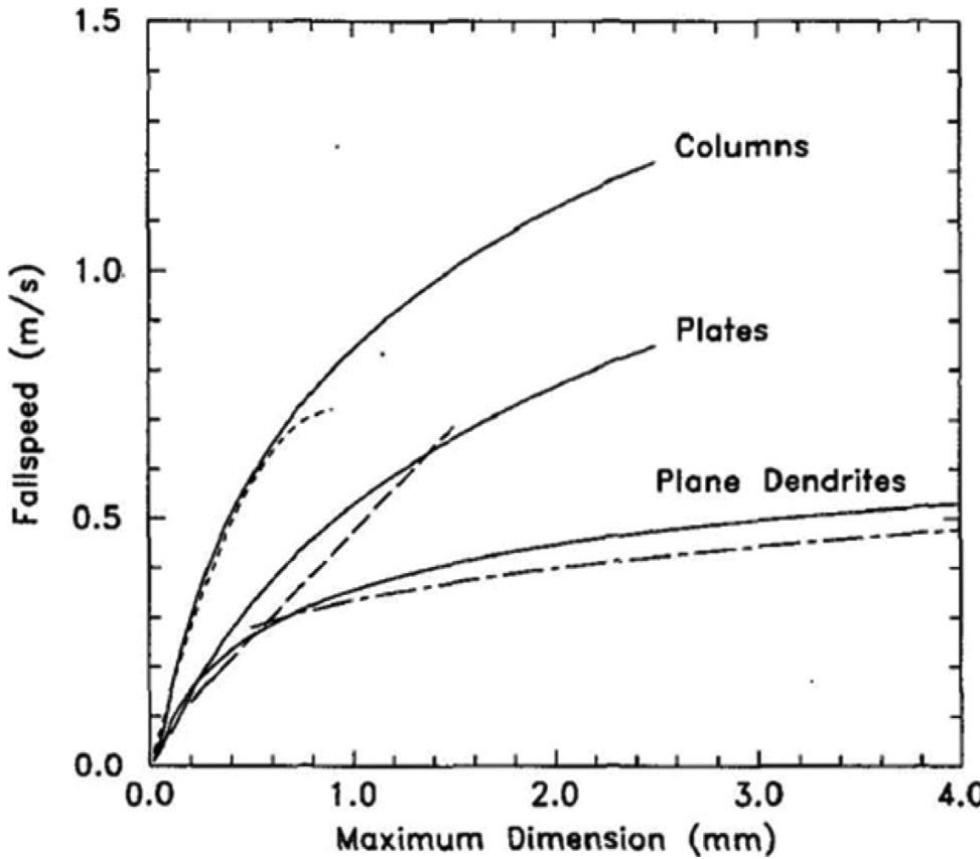
A equação (6.4.10) nos permite expressar a **velocidade de queda terminal como (Mitchell, 1996)**

$$V_g = \left[ \frac{2mg}{\rho S C_d(R_e)} \right]^{\frac{1}{2}} \longrightarrow V_g = a \frac{v}{D} \left[ \frac{2mgD^2}{\rho v^2 S} \right]^b$$

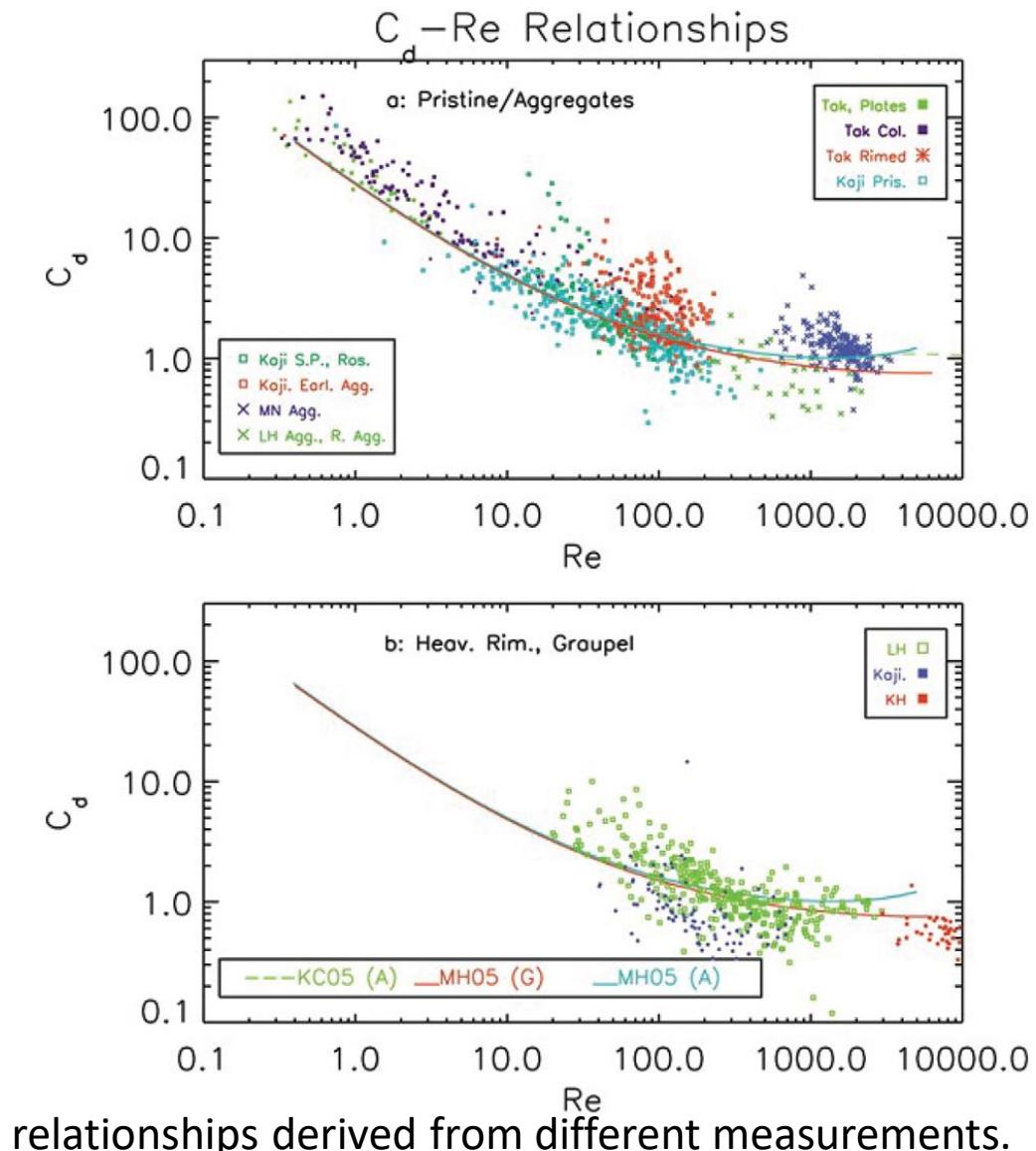


# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Velocidade terminal



Dependencies of the fall velocity of ice crystals of different types on crystal's maximum dimensions, derived from observations (dashed lines) and calculated using Equation (6.4.9)



The  $C_d$   $Re$  relationships derived from different measurements.



### **6.4.3 Aproximando as Relações de Velocidade Terminal**

A vantagem das aproximações da lei de potência é que as fórmulas correspondentes para  $V_g$  podem ser facilmente usadas em esquemas de parametrização bulk onde as distribuições de tamanho de partícula são consideradas exponenciais ou as distribuições Gama.

$$V_g = Ad^B$$

$$V_g = \alpha m^\beta$$

d é geralmente assumido como sendo o diâmetro médio de uma partícula de gelo. Os coeficientes A, B, α e β são considerados diferentes para diferentes tipos de hidrometeoros.



### **6.4.3 Aproximando as Relações de Velocidade Terminal**

esquemas de parametrização (Ferrier, 1994; Ferrier et al., 1995; Milbrandt e Yau, 2005a, 2005b),

$$V_{gi}(d) = \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \alpha_i d^{b_i} e^{(-f_i d)}$$

Morrison and Grabowski (2008), Morrison and Milbrandt (2015), and Morrison et al. (2015)

$$V_g(D) = av \left(\frac{2\alpha g}{\rho\gamma v^2}\right)^{0.5} D^{b(\beta+2-\sigma)-1}$$

### **6.4.4 Velocidade de queda de partículas gelo contendo uma fração líquido-água**

A velocidade de queda da neve derretida geralmente é calculada usando algum tipo de interpolação entre a velocidade de queda da neve seca  $V_{gs,dry}$  e a das gotas de chuva da mesma massa  $V_{g_nd}$ (por exemplo, Phillips et al., 2007):

$$V_{gs} = V_{gs,dry} + (V_{g_nd} - V_{gs,dry})Y(f_w)$$

onde  $Y$  é uma função empírica da fração líquido-água  $f_w$  determinada nos experimentos de laboratório em um túnel de vento (Mitra et al., 1990).



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Velocidade terminal



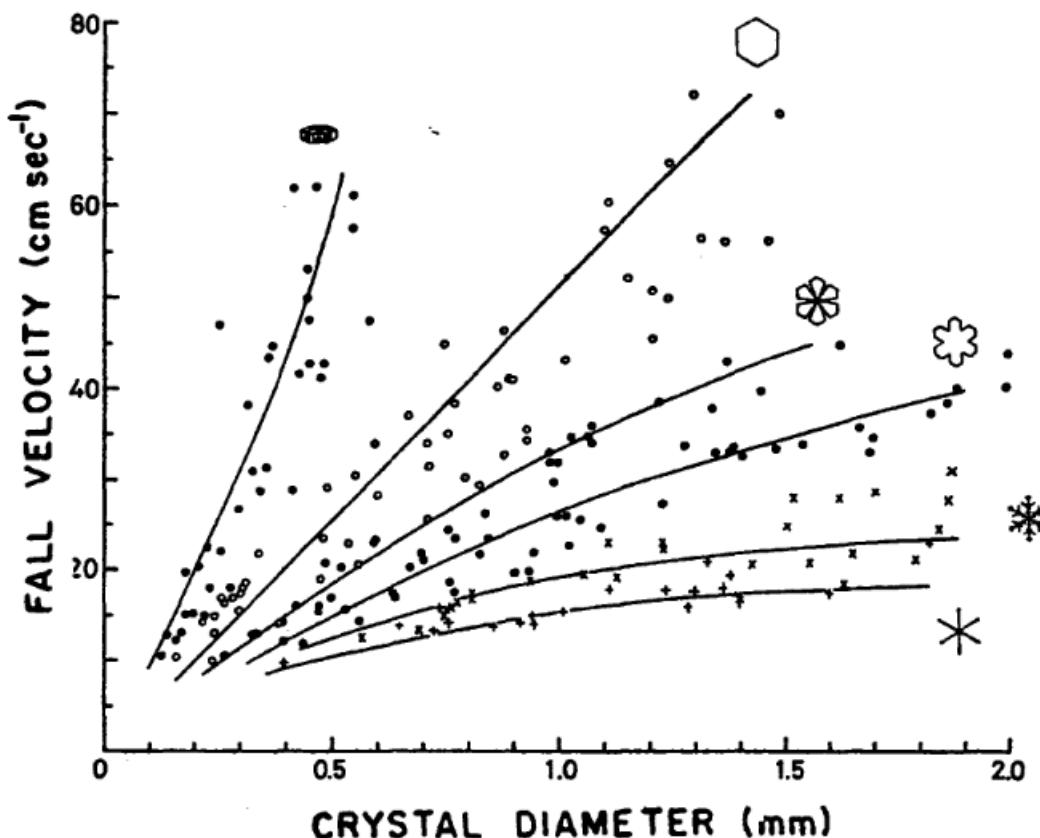
### 6.4.3 Aproximando as Relações de Velocidade Terminal

$$V_{g,fully\_soak}(d) = V_{g,just\_soak} \frac{m_w - m_{w\_soak}}{m_{w\_cr}} (V_{g,eq} - V_{g,just\_soak})$$

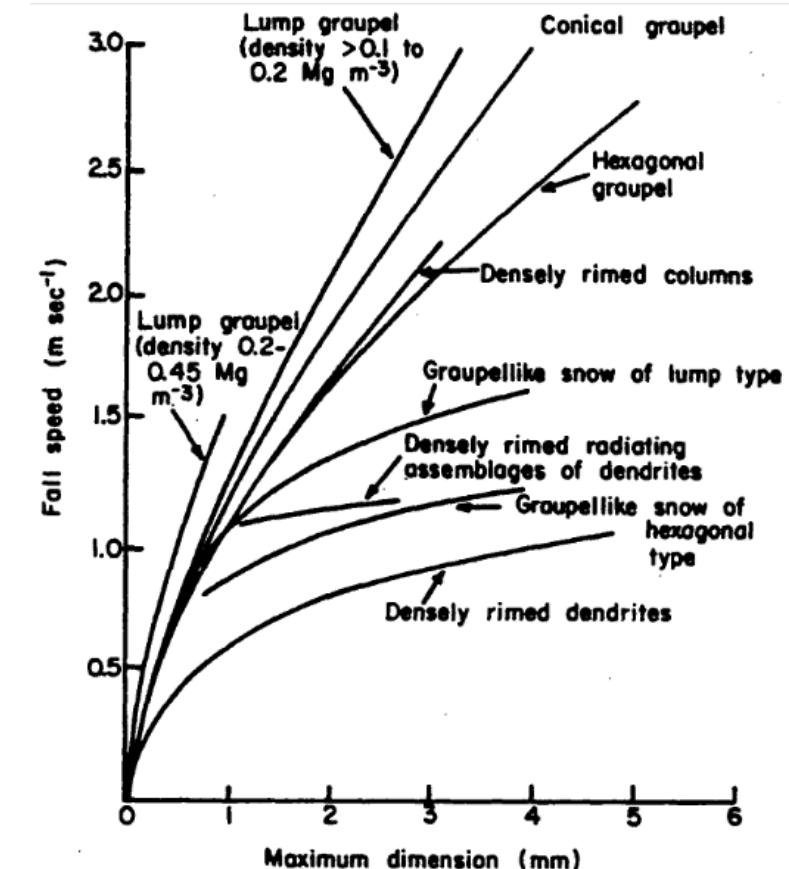
onde a massa da água derretida varia dentro do intervalo de  $m_{w\_cr} \geq m_w \geq m_{w\_soak}$ . A  $m_{w\_soak}$  é a massa de água embebida dentro do graupel



➤ Muito difícil a impossível de conseguir.  
Basicamente encontrando o número de Reynolds correto.  
Algumas observações:



Crystal velocities, -10°C, 1000mb (Kajikawa, 1972; from Pruppacher and Klett, 1997)



Graupel velocities (Locatelli and Hobbs, 1974; from Pruppacher and Klett, 1997)



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Efeito da Ventilação

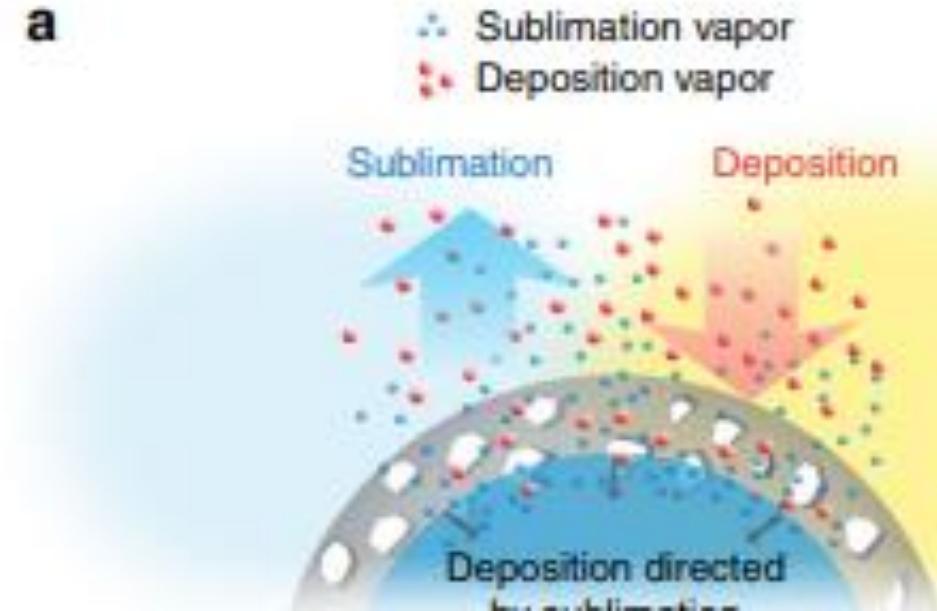
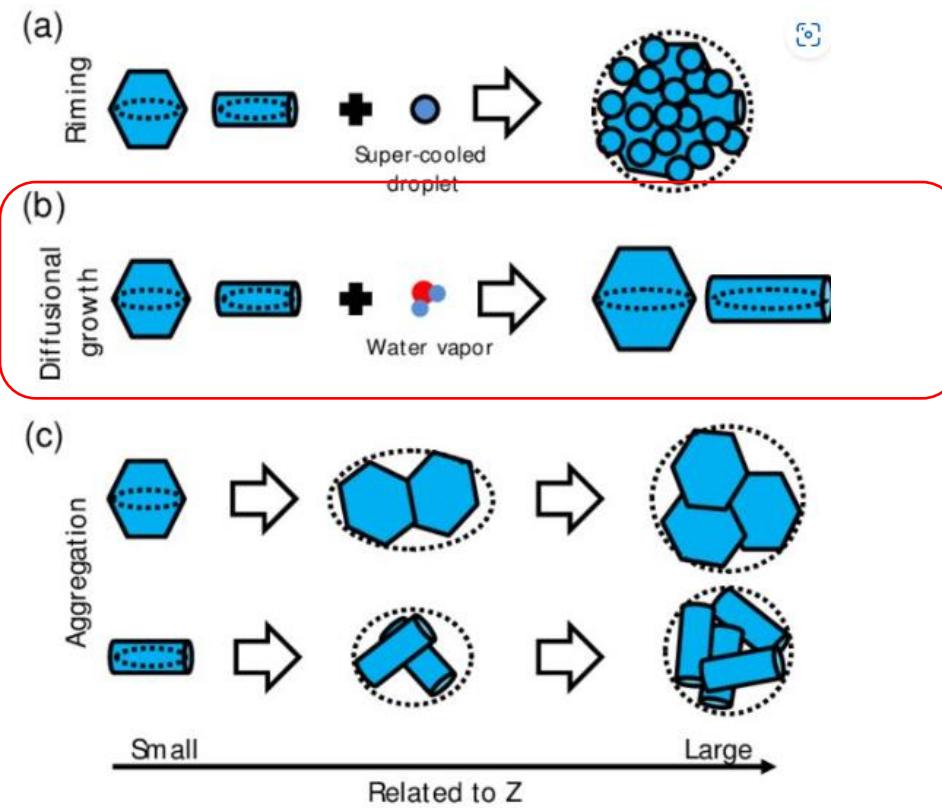


# Efeito da Ventilação



## Efeito da Ventilação

Como no caso do crescimento de gotas por difusão, a taxa de deposição/sublimação de partículas de gelo depende de sua velocidade em relação ao ar.





## Efeito da Ventilação

Como no caso do **crescimento de gotas por difusão**, a taxa de deposição/sublimação de partículas de gelo depende de sua velocidade em relação ao ar.

O aumento na taxa de deposição/sublimação em toda a superfície de gelo é descrito pelo coeficiente de ventilação  **$F_v > 1$** , que é a razão entre a taxa de crescimento de massa de uma partícula de gelo em queda e a de uma partícula de gelo imóvel:

$$F_v = \frac{\frac{dm}{dt}}{\left(\frac{dm}{dt}\right)_{|V-u|=0}}$$

O coeficiente de ventilação é usado na cinética equação de difusão deposição/sublimação.

Mostrando o aumento nas taxas de sublimação ou deposição de partículas em queda em comparação com as partículas imóveis.



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Efeito da Ventilação



O **coeficiente de ventilação** é usado não apenas para o cálculo das **taxas de deposição/sublimação**, mas também para **estimar o tempo de congelamento/derretimento**, bem como para analisar o **processo de (scavenging) limpeza** e para descrever o **derramamento de água líquida de graupel e granizo em queda**.

o **coeficiente de ventilação** é parametrizado usando uma combinação de **dois números**,

o **número de Reynolds**  $R_e$  e o **número de Schmidt**  $S_c$  ( $S_c = \frac{\nu}{D}$ , onde  $\nu$  e  $D$  são a viscosidade cinemática e a difusividade do vapor de água, respectivamente).  $F_v$  é representado mais precisamente como uma função  $Z = S_c^{1/3} \times R_e^{1/2}$ .



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Efeito da Ventilação



O **coeficiente de ventilação** para graupel e granizo, incluindo partículas cobertas com a película de água, é calculado conforme sugerido por Phillips et al. (2007):

$$F_v = \begin{cases} 2(1.00 + 0.108Z^2) & Z < 1.4 \\ 2(0.78 + 0.308Z) & Z \geq 1.4 \end{cases} \quad \text{for } Re < 250$$

$$F_v = \begin{cases} 1.00 + 0.108Z^2 & Z < 1.4 \\ 0.78 + 0.308Z & Z \geq 1.4 \end{cases} \quad \text{for } 250 < Re < 6,000$$

$$F_v = 0.76Z/2 \quad \text{for } 6,000 < Re < 20,000$$

$$F_v = (0.57 + 9 \cdot 10^{-6} Re)Z/2 \quad \text{for } Re > 20,000$$

Fórmulas de **parametrização do coeficiente de ventilação para cristais de gelo** de diferentes tipos.

Any crystal shape (Hall and Pruppacher, 1976)

$$F_v = \begin{cases} 1.00 + 0.14Z^2 & Z < 1.0 \\ 0.86 + 0.28Z & Z \geq 1.0 \end{cases}$$

$$Sc = 0.63; Z < 10$$

Columnar ice crystal (Wang, 2002)

$$F_v = 1 + \sum_{k=1}^4 A_k \left(\frac{Z}{4}\right)^k$$

$$A_1 = -0.00668; A_2 = 2.39402; A_3 = 0.73409; A_4 = -0.73911 \\ 0.2 \leq Re \leq 20, Sc = 0.63$$

Hexagonal plates (Wang, 2002)

$$F_v = 1 + \sum_{k=1}^4 A_k \left(\frac{Z}{10}\right)^k$$

$$A_1 = -0.06042; A_2 = 2.79820; A_3 = -0.31933; A_4 = -0.06247 \\ 1.0 \leq Re \leq 120, Sc = 0.63$$

Broad-branch crystals (Wang, 2002)

$$F_v = 1 + \sum_{k=1}^2 A_k \left(\frac{Z}{10}\right)^k$$

$$A_1 = 0.35463; A_2 = 3.55338 \\ 1.0 \leq Re \leq 120, Sc = 0.63$$

Oblate ice spheroid (Pitter et al., 1974)

$$F_v = \begin{cases} 1 + 0.142Z^2 + 0.054Z^4 \ln(0.893Z^2), & Z < 0.71 \\ 0.937 + 0.178Z, & Z \geq 0.71 \end{cases}$$

$$1.0 \leq Re \leq 20, Sc = 0.71$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Efeito da Ventilação

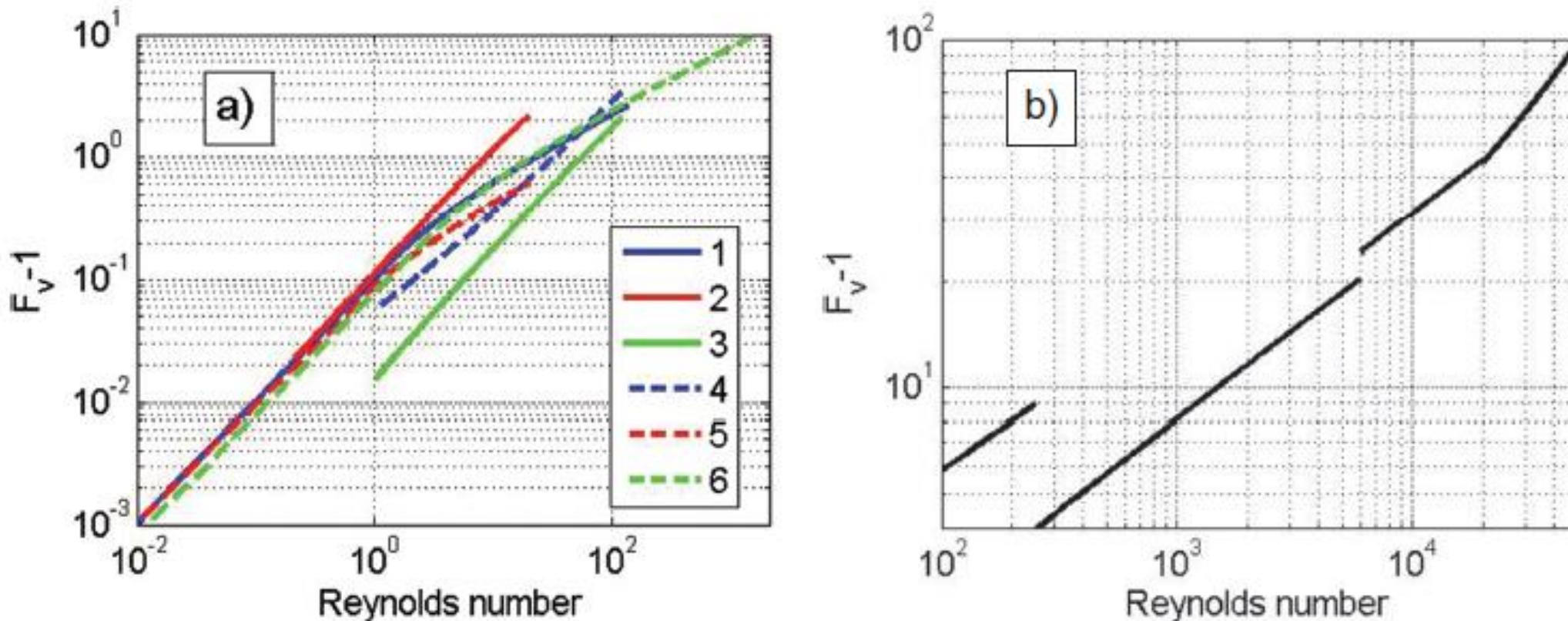


Figure 6.4.12 The dependencies of  $F_v(Re) - 1$  on  $Re$ . (a): 1-any crystal shape,  $Sc = 0.63$  (Hall and Pruppacher, 1976); 2-columnar ice crystal,  $Sc = 0.63$  (Wang, 2002); 3-hexagonal plates,  $Sc = 0.63$  (Wang, 2002); 4-broad-branch crystals,  $Sc = 0.63$  (Wang, 2002); 5-oblate ice spheroid,  $Sc = 0.72$  (Pitter et al., 1974) and 6-water drops,  $Sc = 0.63$  (Pruppacher and Klett, 1997); (b): graupel and hail according to Equation (6.4.11),  $Sc = 0.63$ .



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Efeito da Ventilação



$$\frac{dm_i}{dt} = F_v \frac{4\pi\rho_i C_i S_i}{F_i},$$

$$F_i = \frac{\rho_i R_v T}{e_i D} + \frac{\rho_i L_i^2}{R_v T^2 k_a} \quad (6.3.10)$$

o **número de Reynolds**  $R_e$  e o **número de Schmidt**  $S_c$  ( $S_c = \frac{\nu}{D}$ , onde  $\nu$  e  $D$  são a viscosidade cinemática e a difusividade do vapor de água, respectivamente).  $F_v$  é representado mais precisamente como uma função  $Z = S_c^{1/3} \times R_e^{1/2}$ .



# **Derretimento de partícula de gelo**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento



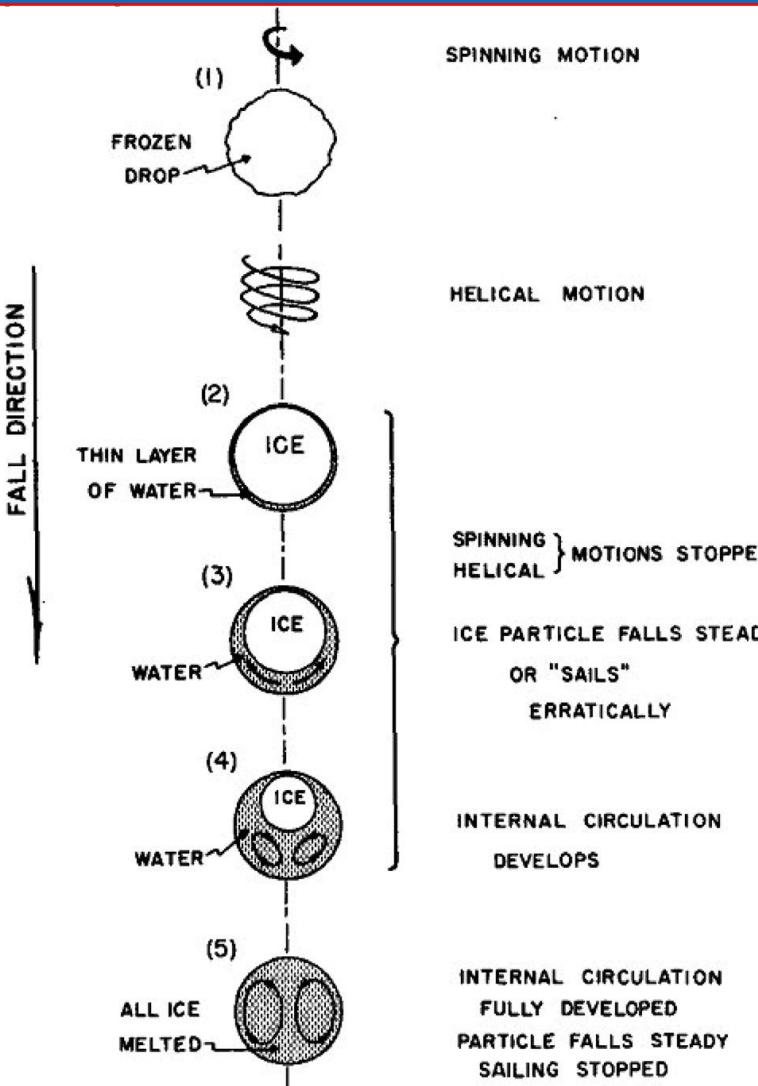
O ***congelamento*** de gotas e o ***derretimento*** de partículas de gelo são processos microfísicos importantes em nuvens de fase mista, que **afetam a microfísica, a dinâmica e as propriedades radiativas das nuvens.**

**Congelamento e derretimento (fusão)** são os processos de transições de fase acompanhados de **liberação ou absorção de calor latente.**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento



### Derretimento (Fusão)

O derretimento **afeta tanto a microfísica quanto a dinâmica das nuvens** e conjuntos de nuvens.

A maior parte da precipitação de superfície, incluindo a precipitação nos trópicos, se forma pelo **derretimento da neve, graupel ou granizo**.

O derretimento também **controla o tamanho das gotas de chuva e das partículas de gelo que caem na superfície**.

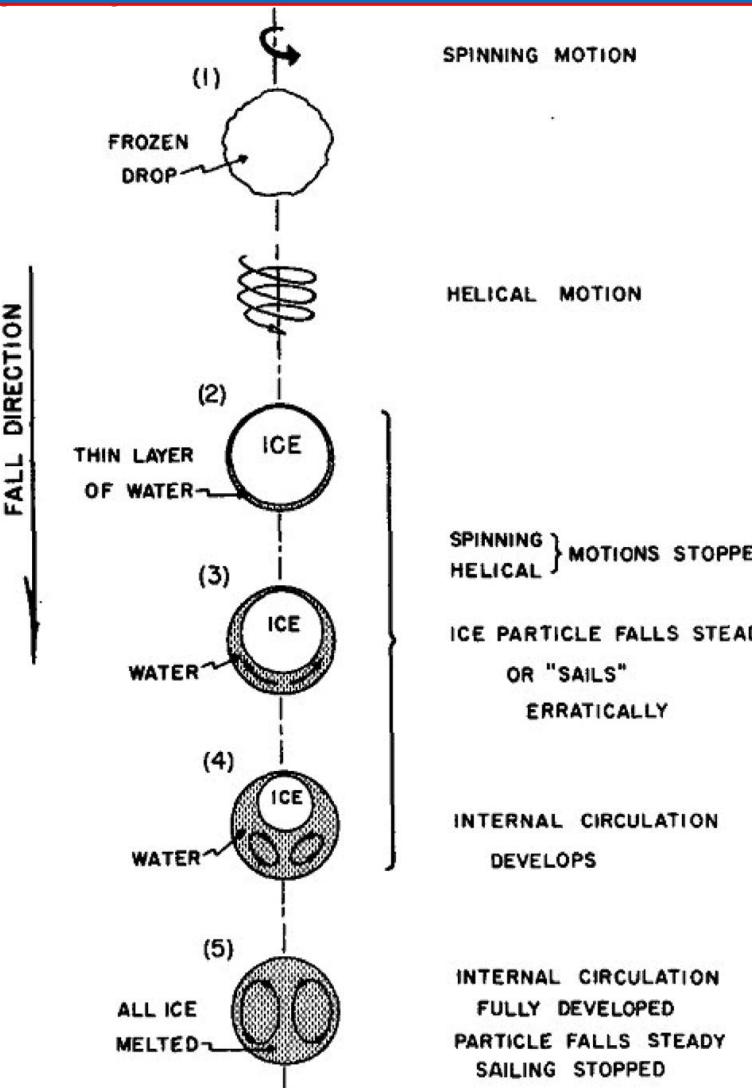
**Resfriamento causado pelo derretimento pode levar à desestabilização da atmosfera**

Figura 6.6.1 Ilustração esquemática do comportamento real de fusão de uma partícula esférica de gelo (de Rasmussen e Pruppacher, 1982; © American Meteorological Society; usado com permissão).



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento



### Derretimento (Fusão)

A piscina fria (**Resfriamento**) determina as circulações dentro de uma tempestade e promove a formação de novas células.

As **correntes descendentes induzidas pelo derretimento intensificam a convergência horizontal de baixo nível** em sistemas quentes de precipitação frontal, **acelerando a frontogênese da superfície** e **revigorando as correntes ascendentes** (Szeto e Stewart, 1997).

Figura 6.6.1 Ilustração **esquemática do comportamento real de fusão de uma partícula esférica de gelo** (de Rasmussen e Pruppacher, 1982; © American Meteorological Society; usado com permissão).



O modelo clássico (e o mais simples) de fusão de uma partícula esférica de granizo com a densidade do gelo puro

A taxa de derretimento é descrita pela expressão (Pruppacher e Klett, 1997)

Este modelo simplificado também assume que  $r$  é constante apesar da evaporação, e não ocorre derramamento de água nem colisões de partículas.

Este **fluxo de calor durante o tempo  $dt$  resulta no derretimento (fusão) de uma massa de gelo  $dm_i$  localizada dentro de uma casca concêntrica de espessura  $dr_i$** . Então  $dm_i = 4\pi\rho_i r_i^2 dr_i$

$$\rho = \frac{m}{V} \Rightarrow m = V \rho$$

$$dm_i = 4\pi\rho_i r_i^2 dr_i$$

$$L_m \frac{dm_i}{dt} = \frac{4\pi r_i k_w (T_0 - T_s)}{r - r_i}$$

$k_w$  → é a condutividade térmica da água

$r_i$  → é o raio do núcleo de gelo da partícula.

$T_0 = 0C$  →, temperatura do gelo na interface água-gelo

$T_s$  → surface temperature.

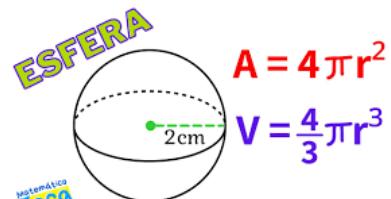
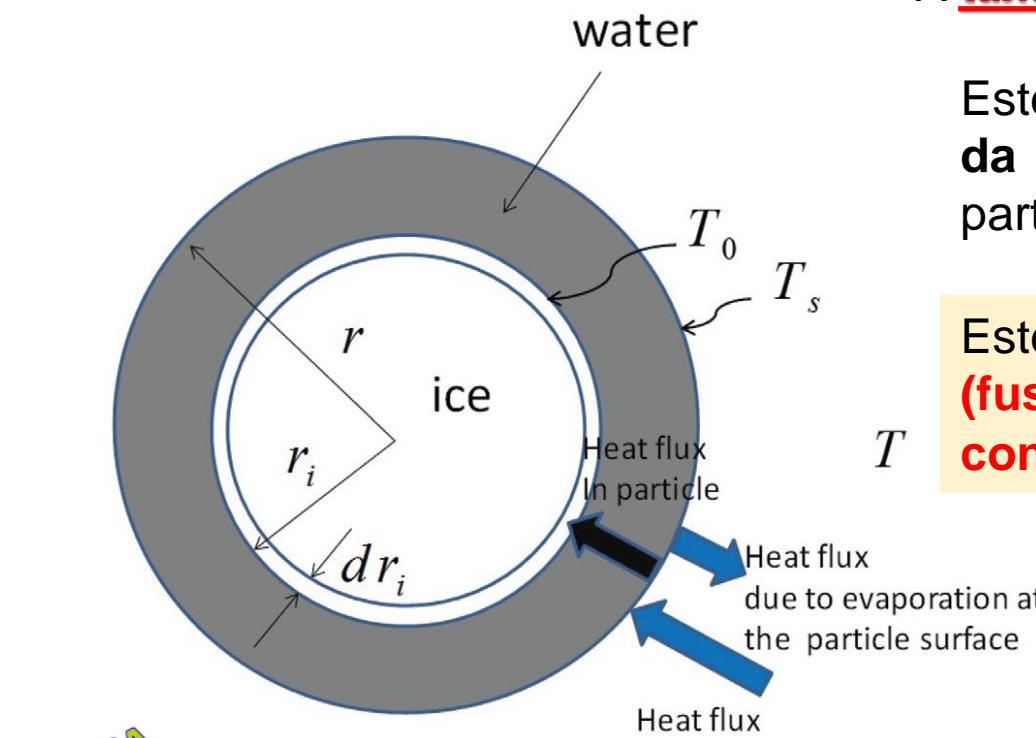


Figure 6.6.2 Scheme of heat fluxes during melting of an idealized hailstone.



**O modelo clássico (e o mais simples) de fusão de uma partícula esférica de granizo com a densidade do gelo puro**

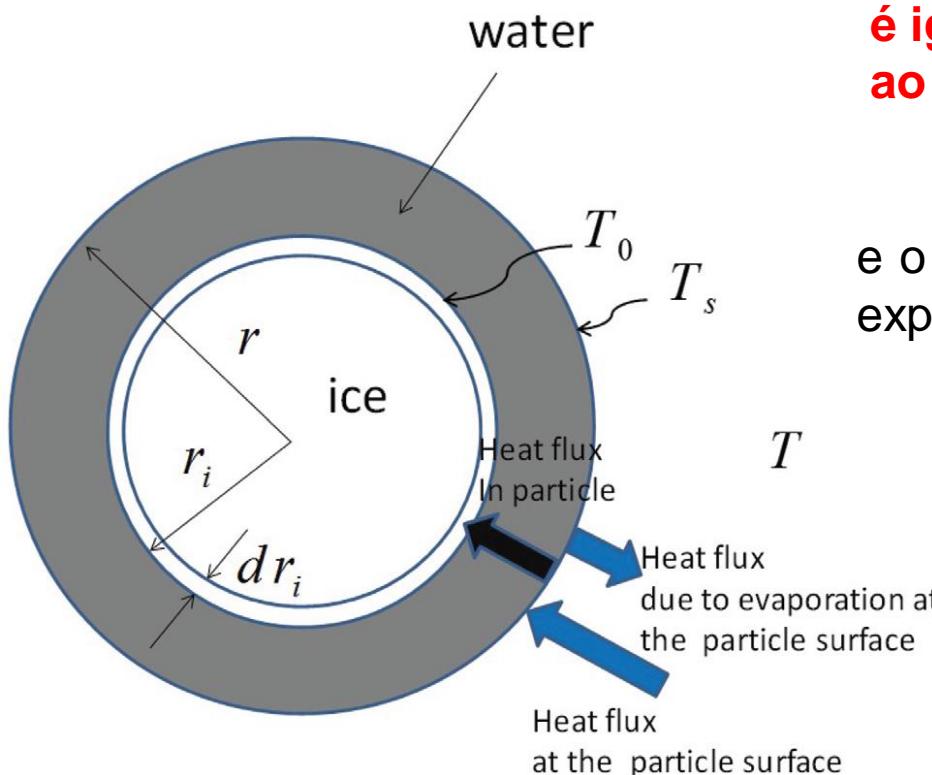


Figure 6.6.2 Scheme of heat fluxes during melting of an idealized hailstone.

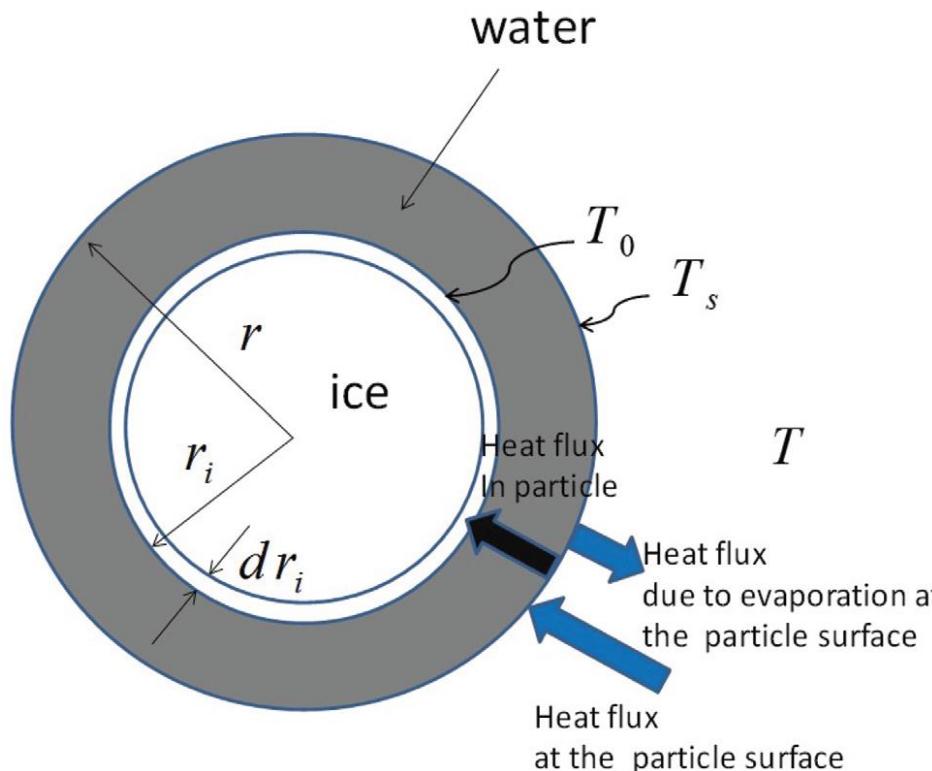
De acordo com esta equação, o **fluxo de calor dentro do filme de água é igual à diferença entre o fluxo de calor do ar ambiente em direção ao granizo** expresso como

$$m_{i\_filme} = 4\pi r k_a (T - T_s) F_v$$

e o **fluxo de calor causado pela evaporação da superfície do granizo** expresso como

$$m_i = 4\pi r \frac{D L_w}{R_v} (\rho_v - \rho_{vs}) F_v$$

$\rho_v = RH \times \rho_{vs}$  é a densidade do vapor de água da partícula  
 $\rho_{vs}$  é a densidade de vapor de água saturado na temperatura da superfície da partícula  $T_s$ ,  
 $RH$  é a umidade relativa do ar ambiente,  
 $D$  é a difusividade do vapor de água  
 $F_v$  é o **coeficiente de ventilação responsável pelo aumento dos fluxos superficiais** devido ao movimento das partículas em relação ao ar ambiente

**O modelo clássico (e o mais simples) de fusão de uma partícula esférica de granizo com a densidade do gelo puro**Como resultado, o balanço de calor na superfície da partícula pode ser escrito como:

$$L_m \frac{dm_i}{dt} = m_{i\_filme} + m_i$$

$$\frac{4\pi r r_i k_w (T - T_s)}{r - r_i} = 4\pi r F_v \left[ k_a (T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} (\rho_v - \rho_{vs}) \right]$$

$$\frac{4\pi r r_i k_w (T_0 - T_s)}{r - r_i} = -4\pi r F_v \times \left[ k_a (T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right]$$

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a (T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right]$$

$$T > T_{cr} = T_0 + \frac{DL_w}{k_a R_v} (\rho_{vs} - RH \cdot \rho_{vs})$$

mostra que o derretimento começa em  $T = T_0 = 0$  C apenas no ambiente de saturação quando  $RH = 1$ .

Figure 6.6.2 Scheme of heat fluxes during melting of an idealized hailstone.



**Rasmussen et al. (1984a, b) descobriram que a circulação interna semi-turbulenta da água derretida elimina imediatamente o gradiente de temperatura dentro do filme de água.**

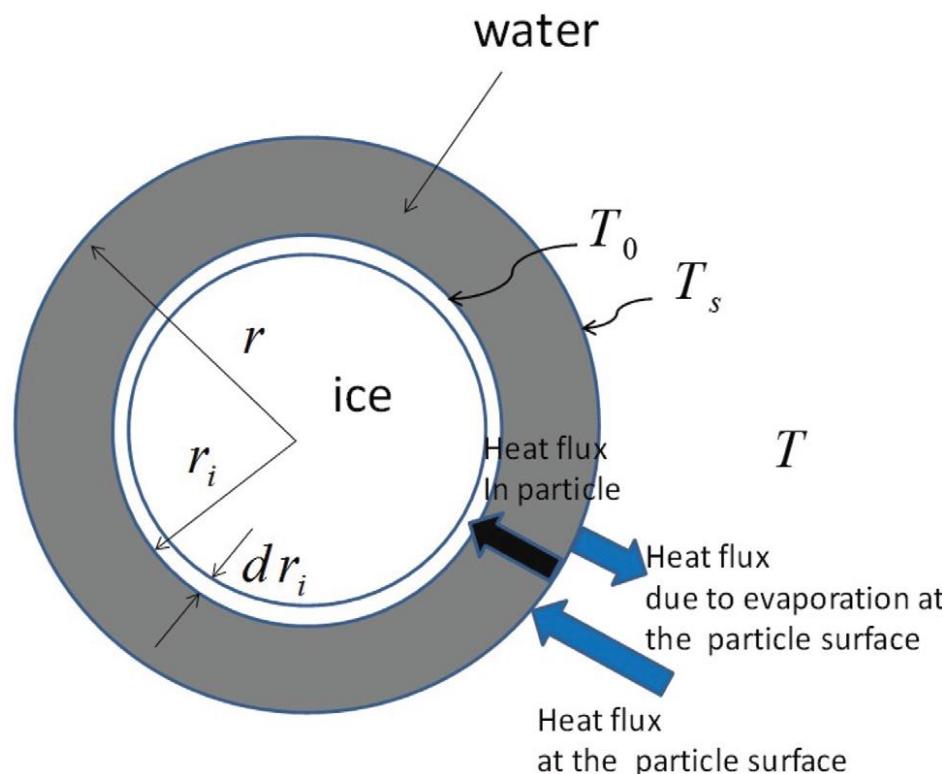


Figure 6.6.2 Scheme of heat fluxes during melting of an idealized hailstone.

Isso significa que a temperatura da água derretida pode ser definida, como uma primeira aproximação, igual à temperatura da interface da água do gelo, isto é, a  $T=T_0$

Para parametrizar o efeito dessa circulação interna na taxa de fusão, o TS na Equação

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right]$$

Deve ser substituído por  $T_0$ . Como resultado, a equação de fusão é escrita na forma

**Regime 2: derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água**

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

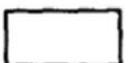
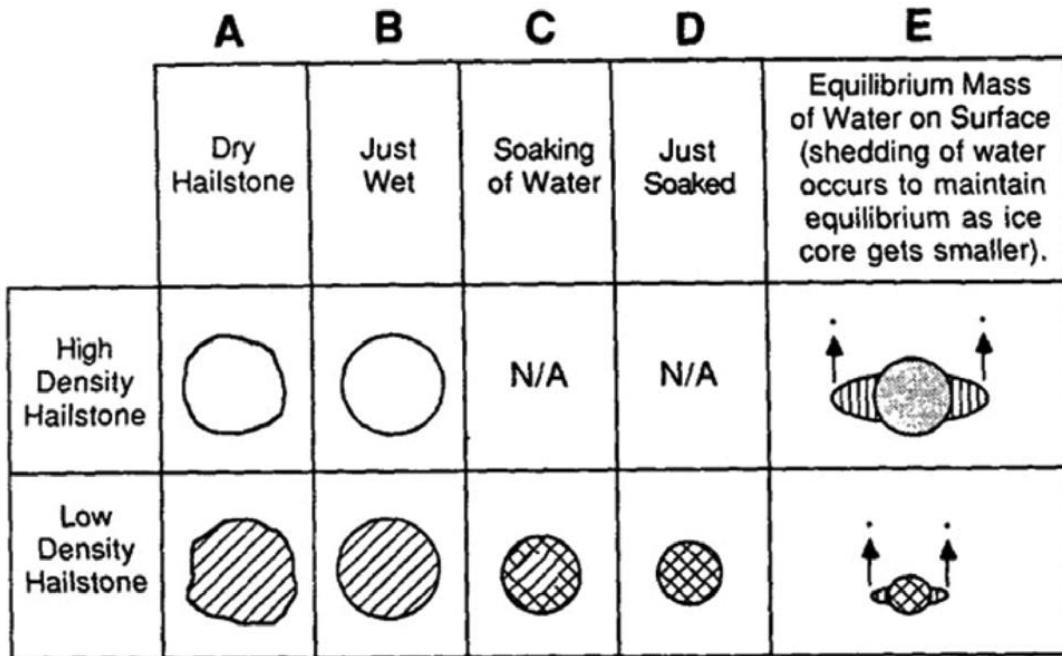


## Derretimento e Congelamento

Regime 2: derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água



**Diagrama esquemático mostrando os estágios de Derretimento (fusão) experimentados por partículas de gelo de alta e baixa densidade.**



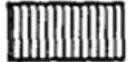
- High Density Ice ( $\rho_i = 0.91 \text{ g cm}^{-3}$ )



- Low Density Ice ( $\rho_i < 0.91 \text{ g cm}^{-3}$ )



- Low Density Ice Soaked with Water



- Water

Regime 2: derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$



**Diagrama esquemático mostrando os estágios de Derretimento (fusão) experimentados por partículas de gelo de alta e baixa densidade.**

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

Tabela 6.6.1 Fórmulas empíricas e teóricas para taxas de **Derretimento** (de Rasmussen e Heymsfield, 1987; © American Meteorological Society; usada com permissão).

Mode of Melting, Figure 6.6.4	Reynolds Number	Equation for the Melting Rate, $\frac{dm_i}{dt}$	No.
7	$Re < 250$	$-\frac{4\pi r F_v}{L_m} \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_0} \right) \right]$	T1
6	$2.5 \cdot 10^2 \leq Re \leq 3 \cdot 10^3$	As in mode 7, but with the ventilation coefficient twice lower	
5	$3 \cdot 10^3 \leq Re \leq 6 \cdot 10^3$	$-\frac{4\pi r F_v}{L_m} \left[ k_a(T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right]$	T3
1-4	$6 \cdot 10^3 \leq Re \leq 2 \cdot 10^4$	$-0.76 \cdot 2 \cdot \frac{2\pi r_i Re^{1/2}}{L_m} \left[ Pr^{1/3} \cdot k_a(T - T_0) + Sc^{1/3} \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_0} \right) \right]$	T4
Very large particles	$Re \geq 2 \cdot 10^4$	$-\chi \cdot 2 \cdot \frac{2\pi r_i Re^{1/2}}{L_m} \left[ Pr^{1/3} \cdot k_a(T - T_0) + Sc^{1/3} \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_0} \right) \right],$ $\chi = 0.57 + 9.0 \cdot 10^{-6} Re$	T5



# **Regime 2:**

## **Derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água**



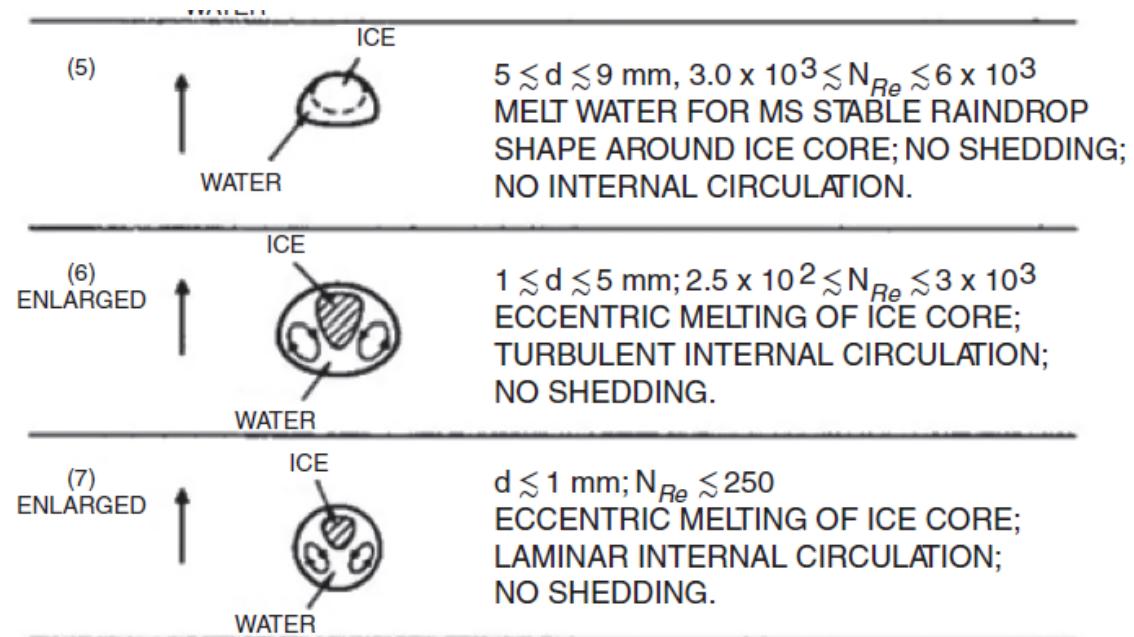
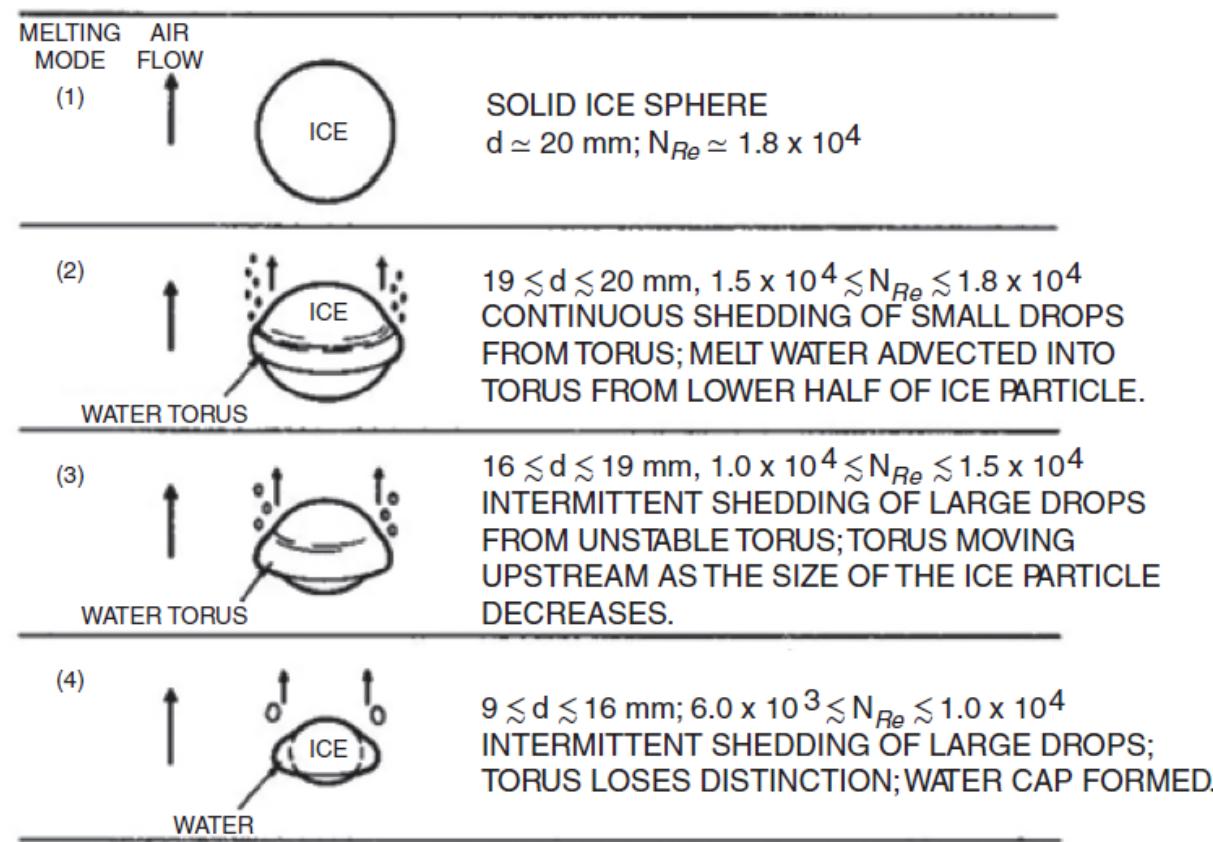
# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento

Regime 2: derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água



### Diagrama esquemático mostrando os estágios de Derretimento (fusão) experimentados por partículas de gelo de alta e baixa densidade.



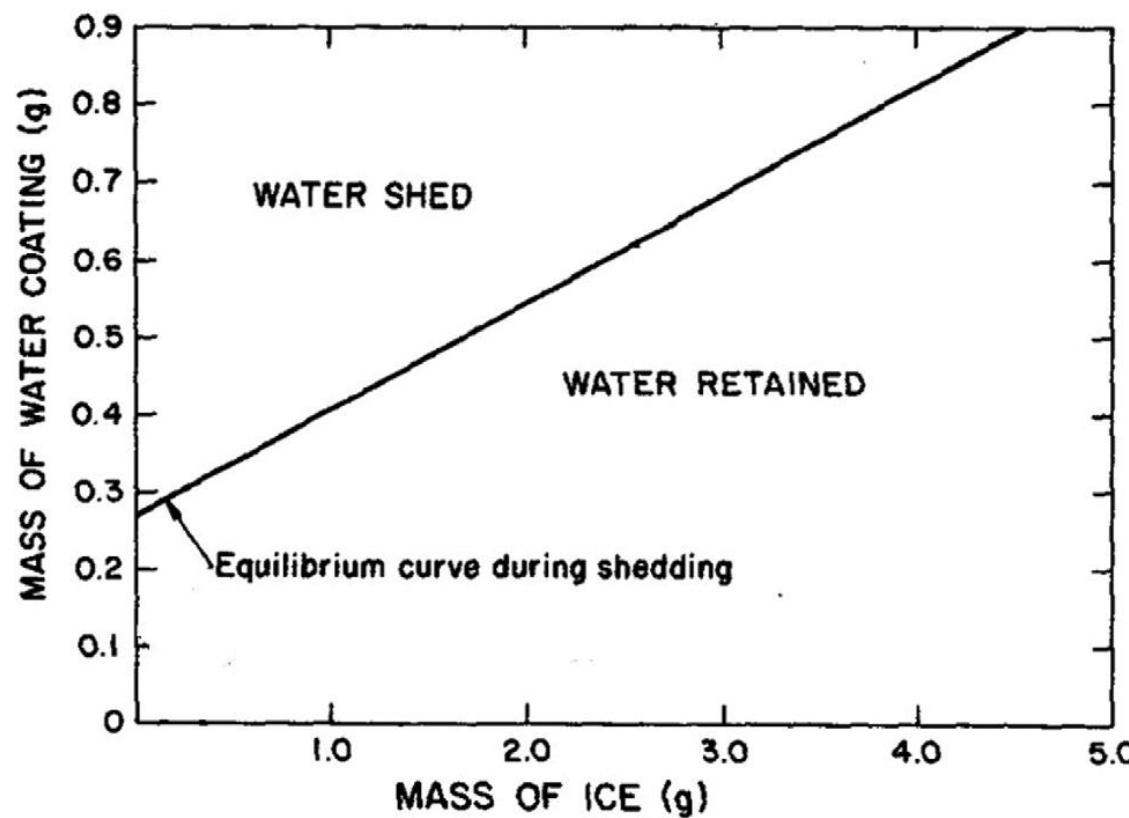
$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

Rasmussen et al. (1984b) revelaram sete modos de derretimento nos experimentos de laboratório.



**De acordo com os dados do laboratório, no estado estacionário, existe uma massa máxima de água derretida  $m_w$  que pode existir sobre um núcleo de gelo de massa  $m_i$ . A equação que relaciona a massa do núcleo de gelo  $m_i$  à massa máxima de água derretida  $m_w$  em sua superfície tem uma forma (massas em g):**

$$m_w = 0.268 + 1.1389m_i$$



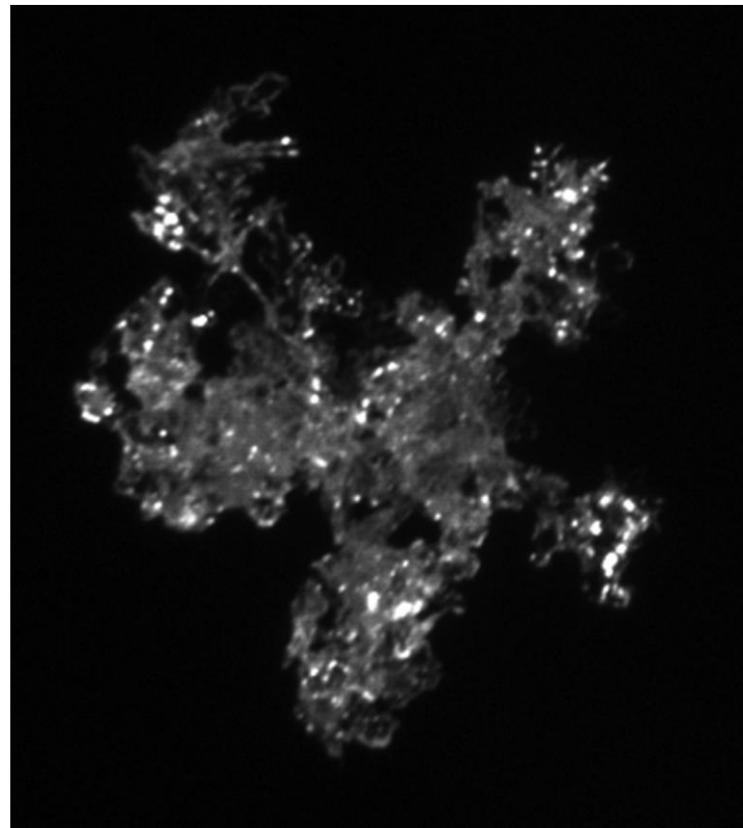


## Derretimento e Congelamento

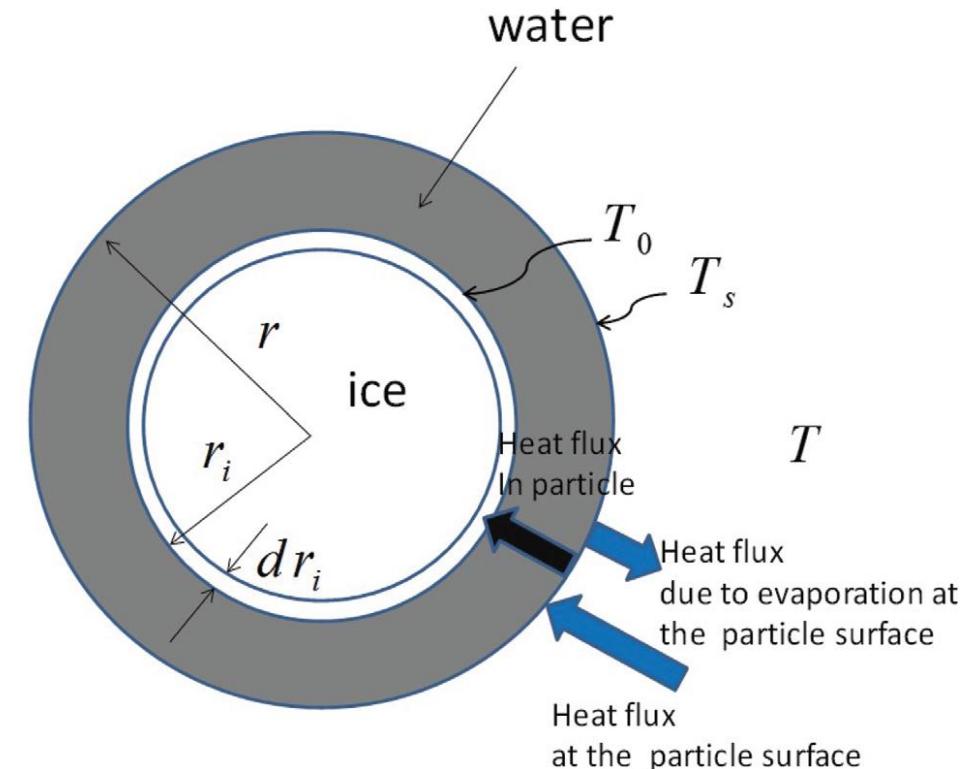
Regime 2: derretendo na presença de circulação de água dentro do filme de água



O **derretimento de partículas não esféricas**, e especialmente de partículas porosas, como flocos de neve, é muito mais complicado. A Figura 6.6.6 mostra uma foto de floco de neve derretido.



**Figura 6.6.6**





## Derretimento acompanhado por acréscimo(Accretion)

Equações para a taxa de derretimento na Tabela 6.6.1 Considera as partículas de gelo como solitárias e negligenciam o influxo de calor causado por colisões entre partículas. Nas nuvens que contêm água líquida, o acréscimo de água a temperaturas positivas fornece a partícula de fusão com uma fonte adicional de calor.

Supõe-se que a água acumulada por um granizo permanece em contato com ela e o equilíbrio à temperatura de derretimento é atingido, a taxa do suprimento de calor na pedra de granizo devido à acreção pode ser expressa como

$$C_w \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr} (T - T_0)$$

onde  $\left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}$  é a taxa de crescimento da massa de partículas causada pelo acréscimo de gotas de líquido.

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right]$$

Como resultado, em vez da equação (6.6.5) obtém a seguinte equação

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right] - \frac{C_w}{L_m} \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr} (T - T_0)$$



### Derretimento acompanhado por acréscimo(Accretion)

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_s) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w}{T_s} \right) \right] - \frac{C_w}{L_m} \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr} (T - T_0) \quad (6.6.7)$$

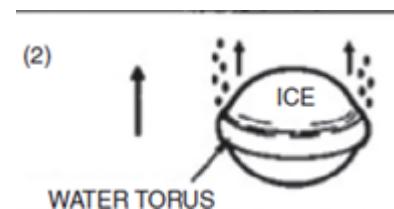
A equação (6.6.7) indica que o influxo de calor adicional causado pelo acréscimo de gotas relativamente quentes acelera a fusão. Vale ressaltar que a equação (6.6.7) descreve apenas o balanço de calor.



Derretimento em **modelos SBM** é resolvido para cada categoria de tamanhão de derretimento de graupel em cada time step

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

Então, assume-se que a massa de água derretida é totalmente derramada, portanto, **o graupel em fusão não contém água derretida**.



Supõe-se que flocos de neve e cristais de gelo derretam instantaneamente assim que a temperatura ambiente excede zero



**Derretimento em modelos SBM é resolvido para cada categoria de tamanhão de derretimento de grauple em cada time step**

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

No modelo WRF/SBM aplicado por Fan et al. (2012), Wang et al. (2013) e alguns outros autores, [o procedimento de fusão inclui o tempo de fusão característico  \$\tau\_{melt,i}\(r\)\$](#)  que depende do raio característico da partícula

Os valores da **distribuição de tamanho do i-ésimo hidrometeoro** diminuem exponencialmente durante a fusão como

$$f_i(r, t) = f_i(r, 0) e^{\left(-\frac{t}{\tau_{melt,i}(r)}\right)} \quad (6.6.8)$$

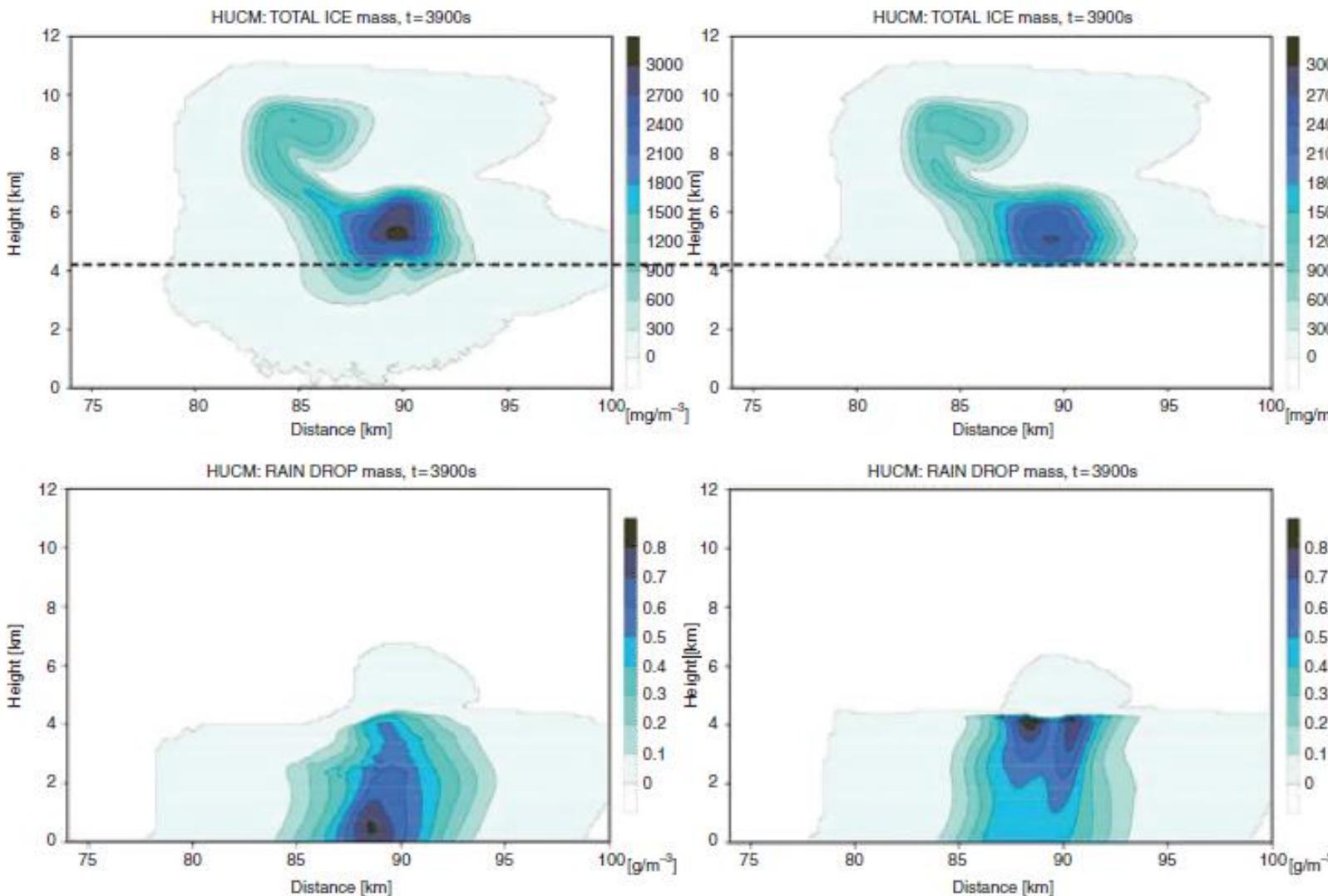
A massa fundida é transferida para o receptáculo correspondente no DSD.

Este **procedimento descreve os principais efeitos da fusão**, ou seja, [partículas maiores têm uma escala de tempo de fusão maior e fundem mais lentamente do que as menores.](#)



## Derretimento e Congelamento

### 6.6.2 Descrição do derretimento e derramamento em modelos de nuvem.



Teor total de água gelada (linha superior) e RWC (linha inferior) no caso do derretimento detalhado (esquerda) e do derretimento instantâneo (direita) para a nuvem de fumaça observada no LBA-SMOCC.

A altura do nível de fusão é indicada com linha tracejada (de Phillips et al., 2007;

© American Meteorological Society; usado com permissão).



#### Descrição da fusão em modelos de parametrização bulk

Uma vez que a taxa de fusão depende fortemente do tamanho da partícula, a parametrização da fusão representa um problema difícil em esquemas de parametrização em massa. A maioria das parametrizações de fusão são baseadas na equação termodinâmica do tipo (6.6.5).

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

Rutledge e Hobbs (1983, 1984) aplicam a **equação derretimento da neve**  $\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v [k_a(T - T_0)]$ , **desprezando o fluxo de calor na superfície da partícula causado pela evaporação.**

Multiplicando essa expressão pelo fator de **distribuição de tamanho**  $\Phi(\bar{F}_v, \lambda_s, B)$  tomado na forma da distribuição de Marshall-Palmer e **integrando em toda a faixa de tamanho**, Rutledge e Hobbs (1983) obtiveram a seguinte **expressão para a taxa de derretimento do conteúdo de massa de neve**

$$\left( \frac{dq_s}{dt} \right)_{melt} = -\frac{2\pi N_{0s}}{L_m} k_a(T - T_0) \times \Phi(\bar{F}_v, \lambda_s, B)$$



Descrição da fusão em **modelos de parametrização bulk**

$$\left( \frac{dq_s}{dt} \right)_{melt} = -\frac{2\pi N_{0s}}{L_m} k_a (T - T_0) \times \Phi(\bar{F}_v, \lambda_s, B)$$

onde  $N_{0s}$  é o parâmetro de interceptação na distribuição do tamanho do floco de neve,  $\Phi(\bar{F}_v, \lambda_s, B)$  é uma função do coeficiente de ventilação médio  $\bar{F}_v$ , o parâmetro de inclinação  $\lambda_s$  e a potência do diâmetro da partícula na expressão para a velocidade de queda  $B$

$$V_g = Ad^B$$

$$\frac{dm_i}{dt} = -\frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a (T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

A abordagem proposta por Seifert e Beheng (2006) é baseada na Equação (6.6.5) expressando **o tempo de fusão característico** como

$$\tau_{melt} = m \left( \frac{dm}{dt} \right)^{-1} = m \left( \frac{4\pi r}{L_m} F_v \left[ k_a (T - T_0) + \frac{DL_w}{R_v} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right] \right)^{-1}$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento

### 6.6.2 Descrição do derretimento e derramamento em modelos de nuvem.



Depois que o tempo de fusão característico é avaliado

$$\tau_{melt} = m \left( \frac{dm}{dt} \right)^{-1} = m \left( \frac{4\pi r}{L_m} F_\nu \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_\nu} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right] \right)^{-1}$$

$$\frac{dm_i}{dt} = - \frac{4\pi r}{L_m} F_\nu \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_\nu} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right]$$

a Equação (6.6.5) é usada para **escrever a equação para os momentos PSD**, usando um procedimento típico de esquemas de parametrização em massa. A **equação de variação do k-ésimo momento devido à fusão** é escrita na forma:

$$\left( \frac{dM^k}{dt} \right)_{melt} = - \int_0^\infty \frac{m^k f(m)}{\tau_{melt}} dm = - \frac{4\pi \bar{F}_\nu}{L_m} \left[ k_a(T - T_0) + \frac{DL_w}{R_\nu} \left( \frac{e}{T} - \frac{e_w(T_0)}{T_0} \right) \right] \times \int_0^\infty r F_\nu(m) f(m) m^{k-1} dm$$

Onde  $r \sim m^{1/3}$  é o raio da partícula.

$$\int_0^\infty r F_\nu(m) f(m) m^{k-1} dm = A \bar{r} N \bar{m}^{k-1} \bar{F}_\nu$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento

### 6.6.2 Descrição do derretimento e derramamento em modelos de nuvem.



Depois que o **tempo de fusão característico** é avaliado

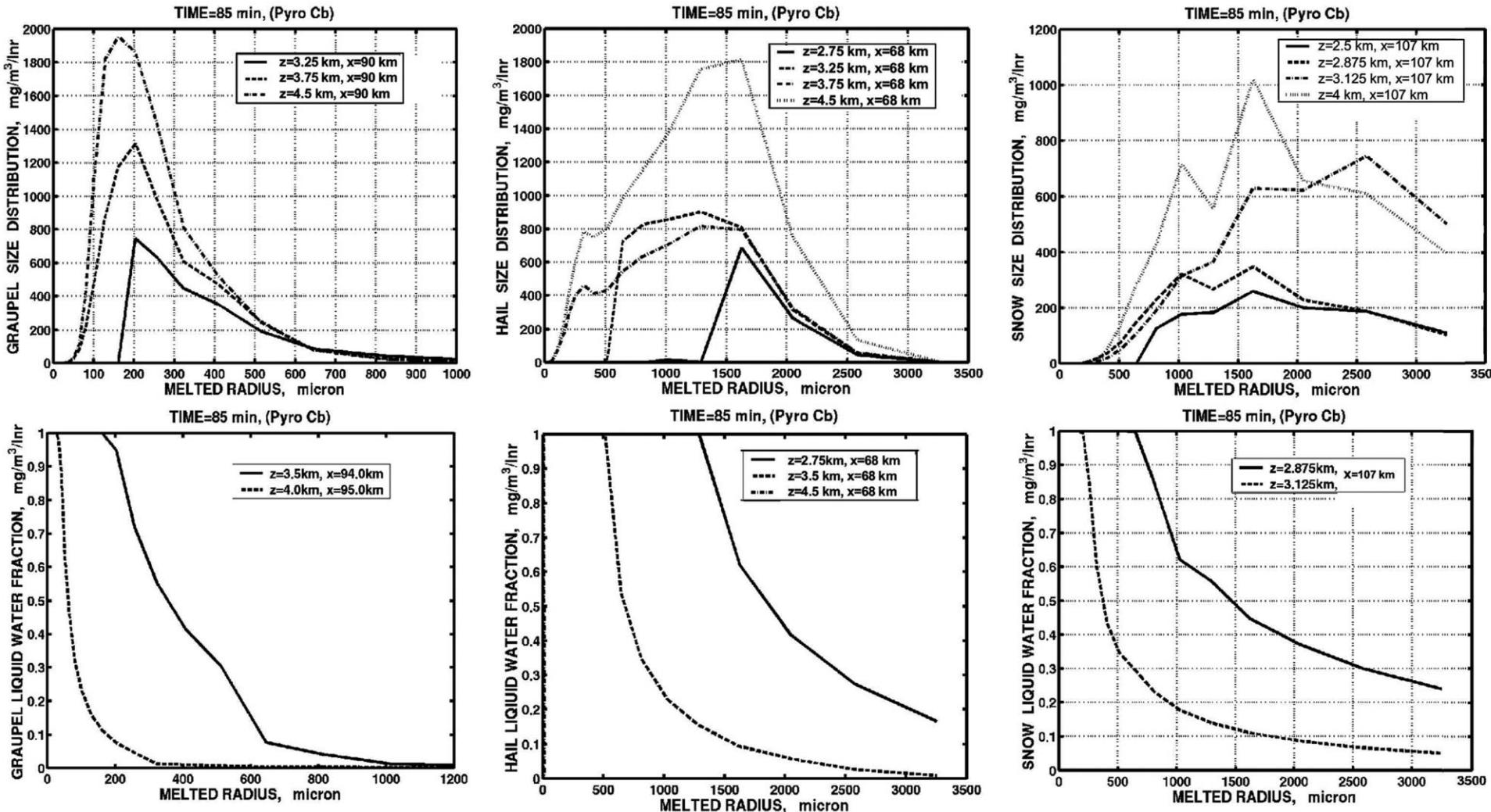


Figura 6.6.10 Linha superior: distribuições de tamanho de graupel (coluna da esquerda), granizo/gotas congeladas (meio) e neve (coluna da direita) e distribuições da fração de água líquida,  $f_w$  (linha inferior), nas caixas de massa correspondentes em diferentes níveis .  $f_w = 0$  corresponde a uma partícula totalmente congelada,  $f_w = 1$  corresponde a uma partícula totalmente derretida (de Phillips et al., 2007; © American Meteorological Society;



# **Congelamento (Freezing)**



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Derretimento e Congelamento

### 6.6.3 Congelamento (Freezing)



Em temperaturas abaixo de zero inferiores a -37°C, os hidrometeoros nas nuvens podem conter frações de gelo e água líquida.

A água líquida dentro dessas partículas congela com o tempo.

A taxa de congelamento é determinada pela taxa de dissipação do calor latente para o ar ambiente.

Durante o congelamento, a forma, o tamanho e as propriedades da superfície das partículas em precipitação mudam.

Como resultado, o congelamento afeta as taxas de (colisão-coleta) e as velocidades de queda das partículas.

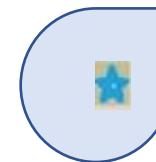
superfícies de graupel e granizo estão molhadas, sua capacidade de coletar cristais de gelo aumenta.

intensidade de congelamento e crescimento úmido de gotas depende das concentrações de aerossol

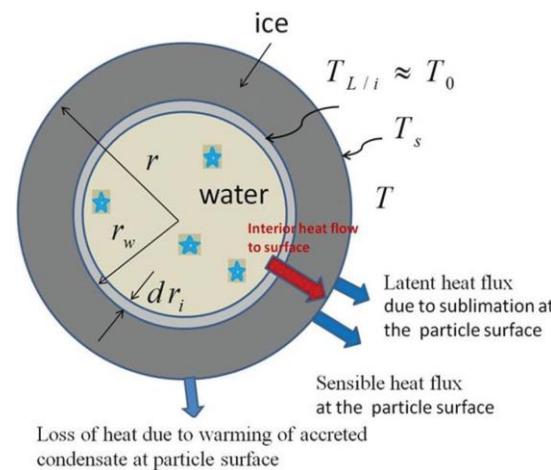


O congelamento por gota consiste em dois estágios.

No primeiro estágio, **um germe de gelo se forma dentro de uma gota na IN ou espontaneamente**. Esta etapa é muito curta e pode ser considerada adiabática.



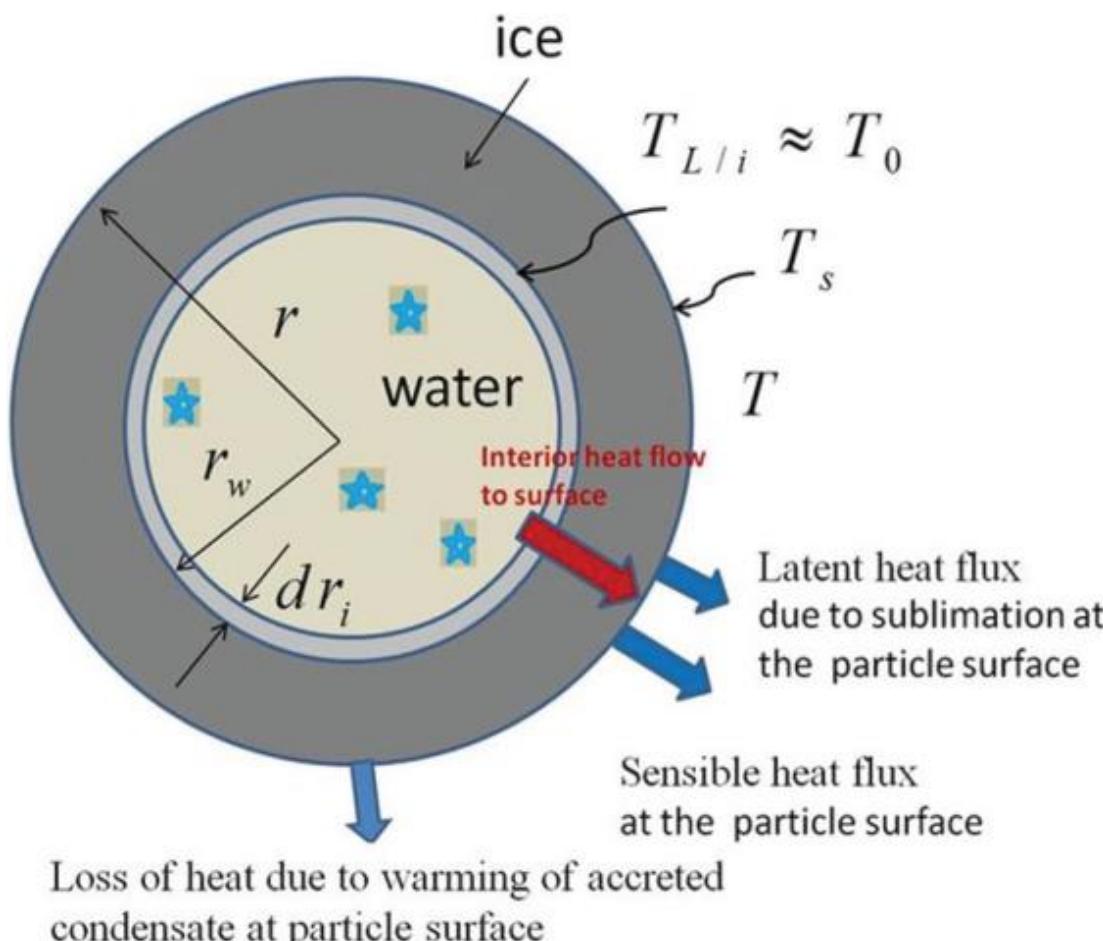
O segundo estágio inclui um **processo termodinâmico comparativamente longo de crescimento de gelo dentro de uma gota até que congele totalmente**. Nesse estágio, uma casca de gelo se forma no exterior envolvendo o líquido, enquanto o congelamento prossegue para dentro à medida que a casca de gelo engrossa.





## 6.6.3 Congelamento (Freezing)

O congelamento por gota consiste em dois estágios.



Geometria esquemática do **congelamento de uma gota esférica idealizada** e dos fluxos de calor que formam o balanço de calor.

Os **asteriscos indicam** que, após o primeiro estágio de congelamento, o volume interno contém uma pequena fração de gelo presumivelmente distribuída homogeneamente sobre uma esfera de raio  $r_w$ .  $T_{L/i}$  é a temperatura da interface água-gelo (de Phillips et al., 2015, com alterações; © American Meteorological Society; usado com permissão).

A **massa de gelo formada** no primeiro estágio pode ser avaliada por meio da equação de balanço térmico

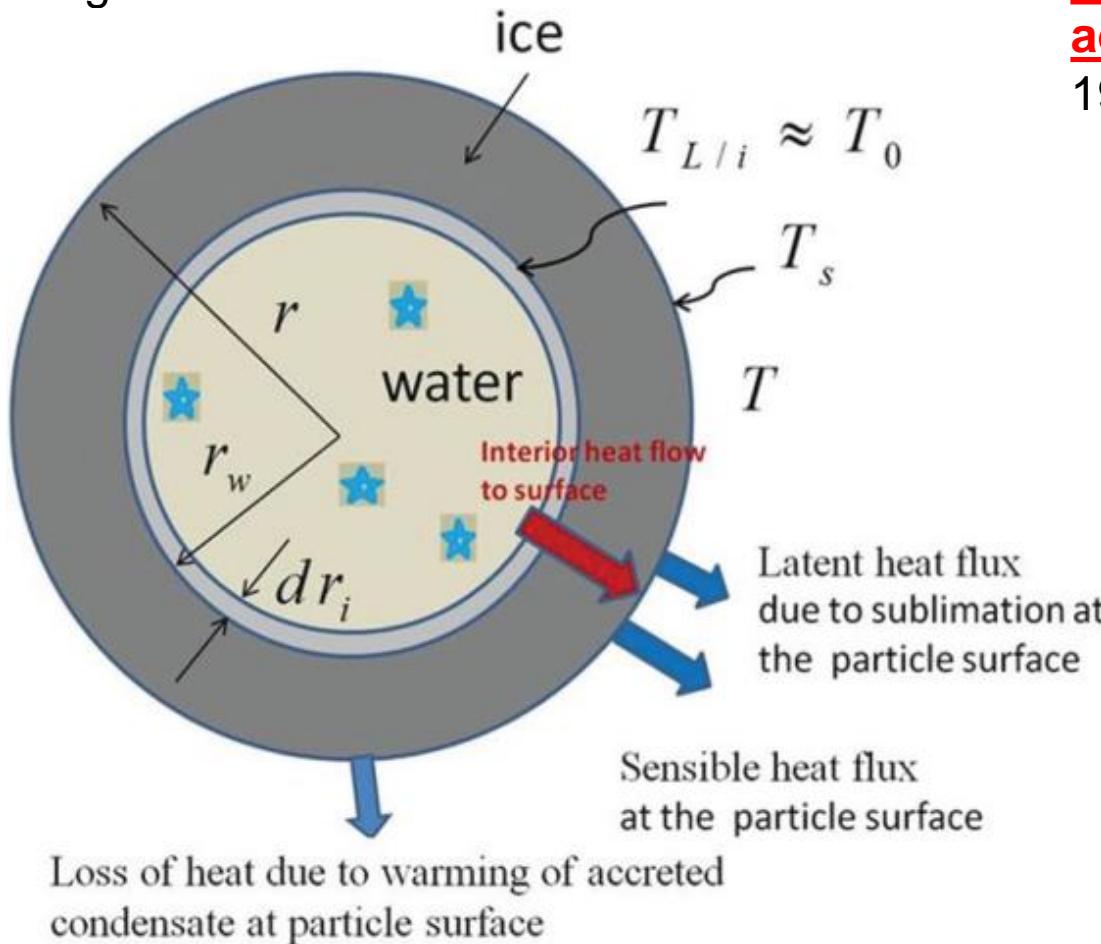
$$m_i L_m = (c_w m_w + c_i m_i) \Delta T \quad (6.6.14)$$

onde  $m_i$  é a massa de gelo dentro de uma gota de massa  $m$  e a massa restante de água é  $m_w = m - m_i$  e  $\Delta T$  é o aumento da temperatura na gota durante o primeiro estágio.



## 6.6.3 Congelamento (Freezing)

O congelamento por gota consiste em dois estágios.



Para o estado quase estacionário, a liberação do calor latente do congelamento é compensada pela perda de calor devido ao fluxo de calor direcionado para fora (Pruppacher e Klett, 1997):

$$L_m \frac{dm_w}{dt} = 4\pi\rho_w L_m r_w^2 \left(1 - \frac{c_w}{L_m} \Delta T\right) \frac{dr_w}{dt}$$

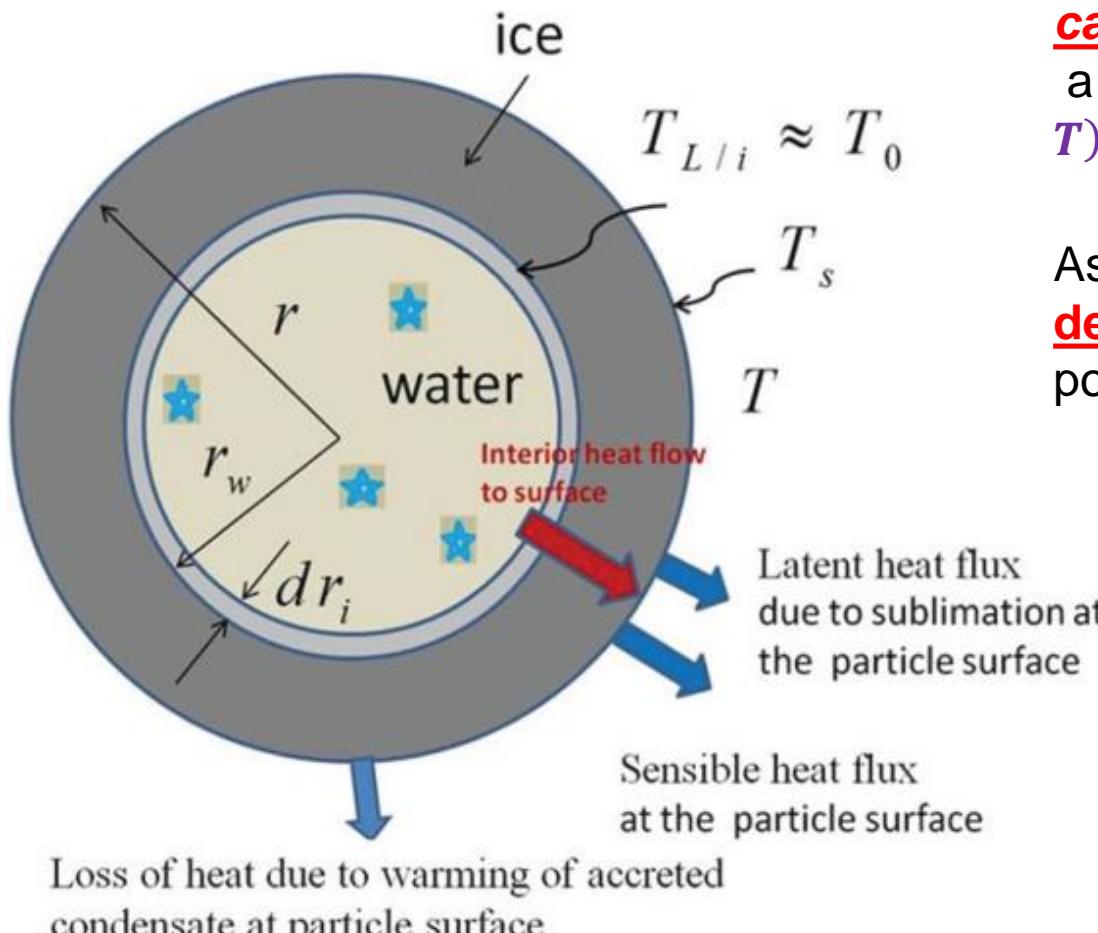
$$L_m \frac{dm_w}{dt} = \frac{4\pi r r_w k_i (T_0 - T_s)}{r - r_w} \quad (6.6.15)$$

onde  $k_i$  é a condutividade térmica do gelo. A equação (6.6.15) é a equação do balanço de calor na interface gelo-água.



## 6.6.3 Congelamento (Freezing)

O congelamento por gota consiste em dois estágios.



Na **ausência de acreção** (acréscimo), **o fluxo de calor através da camada de gelo é igual à soma de dois fluxos**, a saber:  
a perda de calor por condução para o ar ambiente  $4\pi k_a(T_s - T)F_v$  e o **fluxo por sublimação**  $4\pi DL_i(\rho_{vi} - \rho_v)F_v$

Assim, a **segunda equação termodinâmica para congelamento de gotas que expressa o balanço de calor em sua superfície** pode ser escrita como

(6.6.15)

$$\frac{4\pi rr_w(T_0 - T_s)}{r - r_w} = 4\pi k_a(T_s - T)F_v + 4\pi DL_i(\rho_{vi} - \rho_v)F_v$$

$\rho_v$  é a densidade do vapor de água longe da gota, e  $\rho_{vi}$  é a densidade do vapor de água saturado (sobre o gelo) na temperatura de saturação da água  $T_s$ ;  $D$  é a difusividade do vapor de água e  $F_v$  é o coeficiente de ventilação.



## 6.6.3 Congelamento (Freezing)

O congelamento por gota consiste em dois estágios.

$$t_0 = \frac{\rho_w L_m r^2 [1 - (T_0 - T) c_w / L_m]}{3(T_0 - T) F_v (k_a + L_i D \overline{d\rho_v / dT})},$$
$$\alpha = \frac{F_v (k_a + L_i D \overline{d\rho_v / dT})}{k_i} \quad (6.6.19)$$

equação para o tempo de congelamento completo

$$t_f = t_0 \left(1 + \frac{\alpha}{2}\right) \approx t_0 \quad (6.6.20)$$

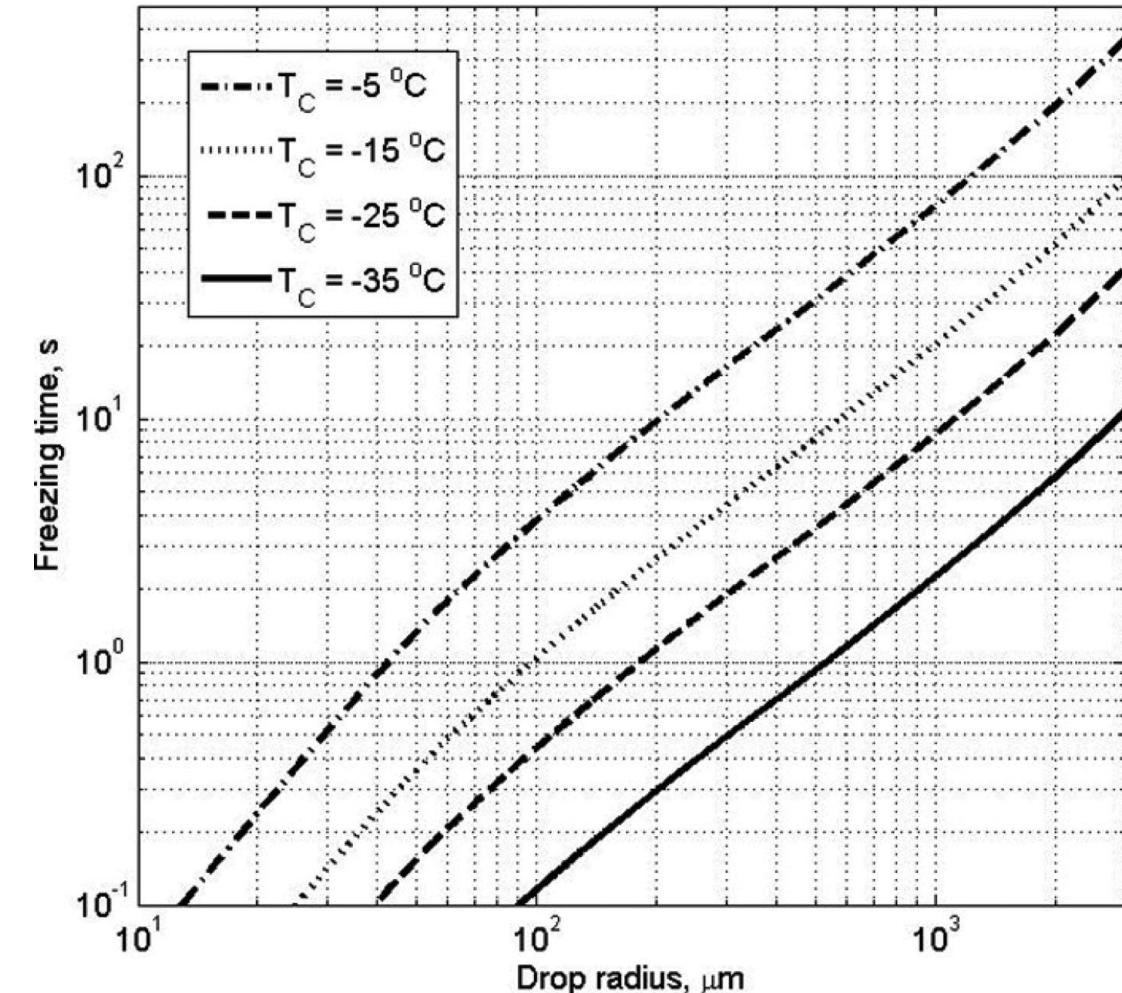


Figura 6.6.12 Dependência do tempo de congelamento em função do tamanho da gota e da temperatura ambiente.



As equações (6.6.15) e (6.6.16) **descrevem um caso simplificado quando a água líquida congela apenas devido aos fluxos de calor e umidade sobre a superfície da partícula.**

$$L_m \frac{dm_w}{dt} = \frac{4\pi r r_w k_i (T_0 - T_s)}{r - r_w}$$

$$\frac{4\pi r r_w (T_0 - T_s)}{r - r_w} = 4\pi k_a (T_s - T) F_v + 4\pi D L_i (\rho_{vi} - \rho_v) F_v$$

Ao mesmo tempo, gotas durante o **segundo estágio de congelamento coletam gotículas de líquido super-resfriado** (acreção).

O líquido acumulado retarda o congelamento das gotas de chuva.

O congelamento da água acumulada leva a um **crescimento da camada externa de gelo**.

Na **presença de acreção**, **dois regimes de queda de crescimento podem ocorrer**.

Se **toda a água líquida acumulada congela instantaneamente ao entrar em contato com a superfície da partícula**, o regime é **chamado de crescimento seco**.

Se **a água líquida acumulada não puder congelar imediatamente, de modo que uma fração da água acumulada permaneça descongelada**, o regime de **crescimento é chamado de crescimento úmido**.



O cálculo da **taxa de congelamento** começa com a **determinação da temperatura da superfície** sob a hipótese do modo de congelamento seco.

A **temperatura da superfície** é obtida a partir da equação de balanço de calor escrita para a superfície da gota.

O quase-equilíbrio é assumido, o que significa que a perda de calor através dos fluxos de calor sensível e latente sobre a superfície, bem como a perda de calor necessária para aquecer a água acumulada, são todas consideradas equilibradas.

Esse equilíbrio é alcançado entre o **calor latente do congelamento da água acumulada** e o **fluxo de calor condutivo através da casca de gelo** em direção à água interior.

$$\underbrace{4\pi r F_v k_a (T_s - T)}_{\text{sensible heat at surface}} + \underbrace{4\pi r F_v \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_i}{T_s} - \frac{e}{T} \right)}_{\text{latent heat of sublimation at surface}} + \underbrace{c_w (T_s - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{heat loss due to warming accreted liquid from } T \text{ to } T_s} = \underbrace{4\pi r \frac{r_w k_i (T_0 - T_s)}{r - r_w}}_{\text{heat flow through shell of ice}} + \underbrace{L_m \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{latent heat released by freezing of accreted water}}$$

onde  $k_i$  é a condutividade térmica da casca de gelo.



$$\underbrace{4\pi r F_v k_a (T_s - T)}_{\text{sensible heat at surface}} + \underbrace{4\pi r F_v \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_l}{T_s} - \frac{e}{T} \right)}_{\text{latent heat of sublimation at surface}} + \underbrace{c_w (T_s - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{heat loss due to warming accreted liquid from } T \text{ to } T_s} = \underbrace{4\pi r \frac{r_w k_i (T_0 - T_s)}{r - r_w}}_{\text{heat flow through shell of ice}} + \underbrace{L_m \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{latent heat released by freezing of accreted water}}$$

**equação para crescimento contínuo de gotas em congelamento**, que é semelhante à Equação (5.6.4):

$$\left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr} = \frac{4\pi \rho_w}{3} \int_0^\infty r' f_r(r') K_{g\_col}(r, r') dr'$$

onde  $r$  é o raio da gota congelada. **E A taxa de congelamento da água interior** (ou seja, a taxa de diminuição da massa de água interior) é determinada pelo fluxo de calor conduzido da água interior sobre a superfície da gota:

$$\left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{int} = 4\pi r \frac{r_w k_i (T_0 - T_s)}{L_m (r - r_w)}$$

$L_m \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{int}$  descreve o calor liberado pelo congelamento da água acumulada.



## Derretimento e Congelamento

### 6.6.4 Representação do Drop Freezing no Modelos de Nuvem com Microfísica de Caixa Espectral



O equilíbrio é alcançado entre o calor latente do congelamento da água acumulada e o fluxo de calor condutivo através da casca de gelo em direção à água interior. Esta equação de balanço tem a forma:

$$\underbrace{4\pi r F_v k_a (T_s - T)}_{\text{sensible heat at surface}} + \underbrace{4\pi r F_v \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_i}{T_s} - \frac{e}{T} \right)}_{\text{latent heat of sublimation at surface}} + \underbrace{c_w (T_s - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{heat loss due to warming accreted liquid from } T \text{ to } T_s} = \underbrace{4\pi r \frac{r_w k_i (T_0 - T_s)}{r - r_w}}_{\text{heat flow through shell of ice}} + \underbrace{L_m \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}}_{\text{latent heat released by freezing of accreted water}} \quad (6.6.21)$$

A equação é resolvida iterativamente em relação a  $T_s$ .

No caso  $T_s \leq T_0$ , a suposição de que a gota em congelamento cresce no modo seco é confirmada.

Nesse caso, o aumento da massa de gelo (igual à diminuição da massa de toda a água, incluindo tanto a água agregada quanto a interna) dentro de uma gota é determinado a partir do balanço de calor para toda a gota:

$$L_m \frac{dm_w}{dt} = 4\pi r F_v \left[ k_a (T_s - T) + \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_i}{T_s} - \frac{e}{T} \right) \right] + c_w (T_s - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}$$



No caso  $T_s \leq T_0$ , a suposição de que a gota em congelamento cresce no modo seco é confirmada.

(6.6.21)

$$L_m \frac{dm_w}{dt} = 4\pi r F_v \left[ k_a (T_s - T) + \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_i}{T_s} - \frac{e}{T} \right) \right] + c_w (T_s - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}$$

O crescimento úmido deve controlar o congelamento interno interrompendo-o temporariamente.

Para Simular o crescimento úmido, é necessário calcular a fração da água acumulada que congela na superfície da gota congelada.



Pruppacher e Klett (1997), Phillips et al. (2015) assumem que a massa de água acumulada que congela na superfície da gota é suficiente para aquecer essa superfície até a temperatura de  $T_0 = 272.15K$ . (6.6.21)

O restante da água acumulada permanece na superfície.

Supõe-se que o congelamento interno do líquido preso dentro da casca cessa durante o crescimento úmido devido à falta de um gradiente de temperatura radial dentro da casca de gelo o que poderia conduzir o calor latente liberado do congelamento interno através do gelo para a superfície da partícula.

Portanto, a taxa de congelamento é calculada a partir de uma equação semelhante à Equação (6.6.22), substituindo  $T_s$  por  $T_0$ :

$$L_m \frac{dm_w}{dt} = 4\pi r F_v \left[ k_a(T_0 - T) + \frac{DL_i}{R_v} \left( \frac{e_i}{T_0} - \frac{e}{T} \right) \right] + c_w(T_0 - T) \left( \frac{dm_w}{dt} \right)_{accr}$$



# WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

## Precipitação



# Precipitação



➤ **Diferencia-se:**

**Chuva formada através da fase de gelo:**

- **Grandes partículas de gelo, que se formam na dinâmica pesada de nuvens convectivas profundas, caem e derretem abaixo do nível de congelamento.**

- **Mecanismo de formação de precipitação muito importante e eficiente em nuvens convectivas profundas**

**Precipitação congelada:**



➤ **Neve**

□ **Cristais em queda, conglomerados soltos de cristais de gelo. Forma básica dependente do regime de crescimento, ocorre mais frequentemente perto de 0°C**

➤ **Graupel**

□ **Cristais de neve com bordas/gotas congeladas, ampla gama de densidades bulk, turvo/branco**

➤ **Granizo**

□ **Gotas de chuva congeladas, claras**

➤ **Pó de diamante**

□ **“precipitação de nuvens no solo/céu claro”, temperaturas normalmente muito frias (<-10°C), placas e colunas**

➤ **(Gelo, deposição de vapor de água nas superfícies)**



➤ **Pó de diamante**

□ “precipitação de nuvens no solo/céu claro”, temperaturas normalmente muito frias ( $<-10^{\circ}\text{C}$ ), placas e colunas



➤ **Pó de diamante**



## ➤ Granizo

- **Crescimento subsequente de graupel ou gotas congeladas em fortes correntes ascendentes (convecção profunda, tempestades).**
- **Estrutura em camadas devido ao crescimento por riming em diferentes regimes (número de gotas, velocidade de corrente ascendente).**
- **Crescimento úmido de cerca de 1 cm de diâmetro (transferência de calor insuficiente na partícula) → crescimento muito eficiente**

About 13cm, found 14 May 2004  
<http://www.crh.noaa.gov>





## ➤ Granizo

- Crescimento subsequente de graupel ou gotas congeladas em fortes correntes ascendentes (convecção profunda, tempestades)**
- Estrutura em camadas devido ao crescimento por riming em diferentes regimes (número de gotas, velocidade de corrente ascendente)**
- Crescimento úmido de cerca de 1 cm de diâmetro (transferência de calor insuficiente na partícula) → crescimento muito eficiente**

About 13cm, found 14 May 2004  
<http://www.crh.noaa.gov>

