

Aula 6

- Inferência da Relação Z-R
- Avaliação da relação Z-R
- Classificação Convectivo e Estratiforme
- Classificação Continental e Marítimo

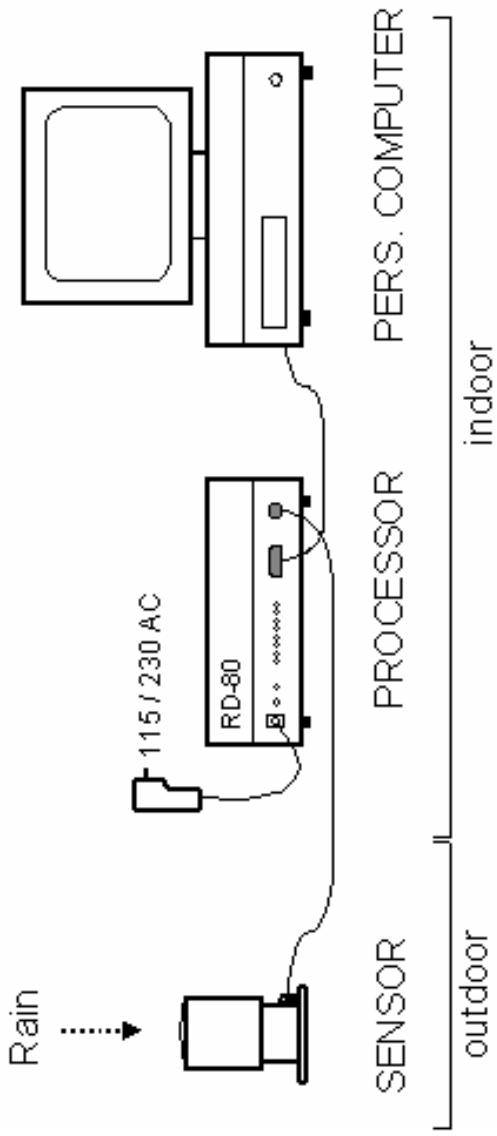
Referências

- 1) Rosenfeld, Daniel, Carlton W. Ullrich, 2003: Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Meteorological Monographs*, **30**, 237–237.
- 2) Atlas, David; Williams, Christopher R., 2003. The Anatomy of a Continental Tropical Convective Storm. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 60, Issue 1, pp.3-15
- 3) Morales, C.A.R, 1991: Distribuição de tamanho de gotas de chuva nos trópicos: Ajuste de uma função gamma e aplicações. Dissertação de Mestrado, USP.
- 4) Houze, 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- 5) Waldvogel, A., 1974: The NO jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1068–1078.
- 6) Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355–371.

Inferência da Relação Z-R

Medidas a partir de disdrometros

Disdrômetro de Impacto Joss-Waldvogel



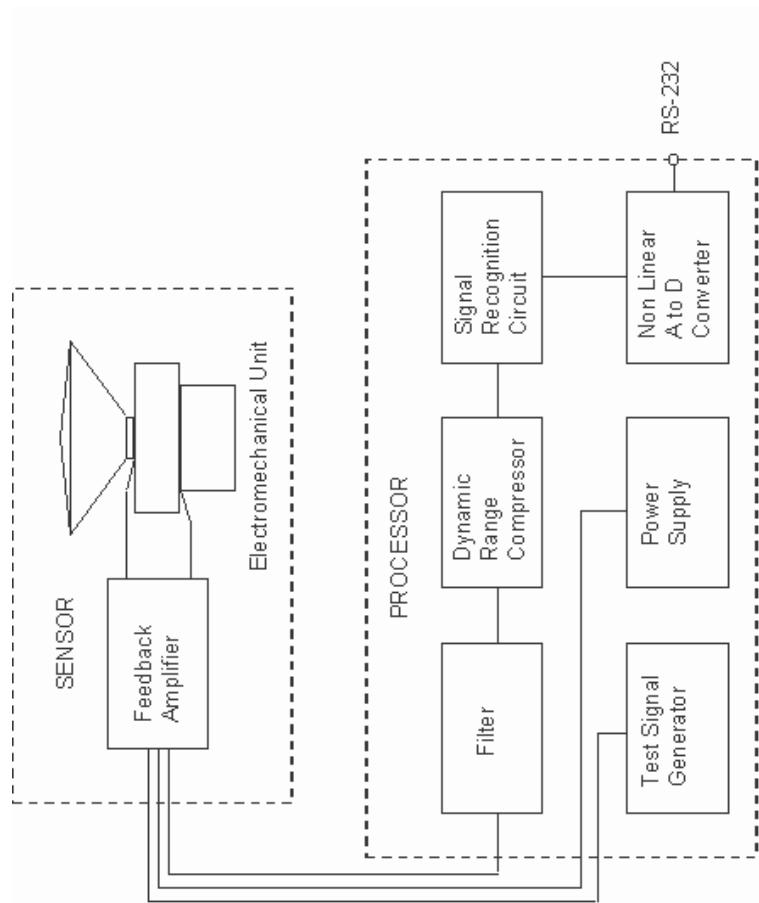
Este instrumento tem a característica de medir a distribuição de tamanho de gotas de chuva (DSD ou RDSD) através de um espetrômetro eletromecânico, onde as gotas incidem sobre uma área de 50 cm².

- Este instrumento baseia-se no princípio de compensação automática da força produzida por uma gota que atinge a superfície do sistema receptor rígido (auto-falante).
 - **O efeito de compensação faz com que o sistema rígido receba somente uma parte ínfima da energia de movimento na forma de calor.**
 - Assim, o sistema retorna imediatamente a sua posição inicial.
 - Os pulsos elétricos gerados pelo sistema receptor são classificados por um analisador, com 20 canais, que são usados para separar os pulsos elétricos do disdrômetro em 20 diferentes classes de tamanho de gotas.
[0.35,0.45,0.55,0.65,0.75,0.90,1.1,1.3,1.5,1.7,1.95,2.25,2.55,2.85,3.15,3.5,3.9,4.3,4.75,5.25]



- O pulso gerado pela gota esta relacionado pela amplitude **U** em Volts e o diâmetro da gota **D** em mm incidente.

$$U = 0,94D^{1,47}$$



Disdrômetro ótico a laser

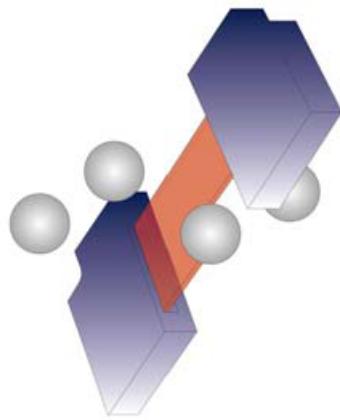
- Parsivel (PARticle Sizer and VELocity)
- Thies

Parsivel (PARticle S|ize and VELocity)

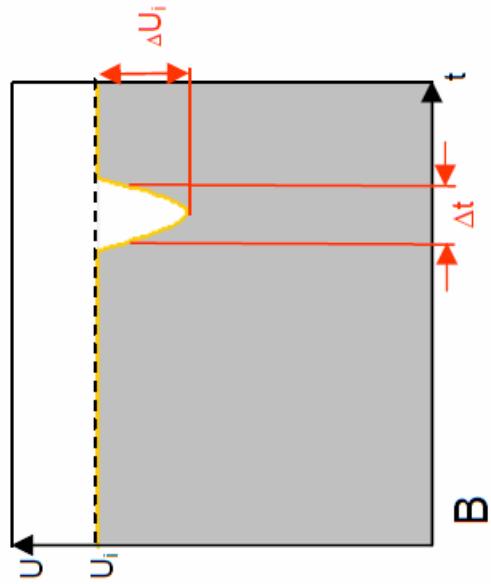
- Este instrumento mede o tamanho e a velocidade de queda dos hidrometeiros caindo sobre um feixe de laser.



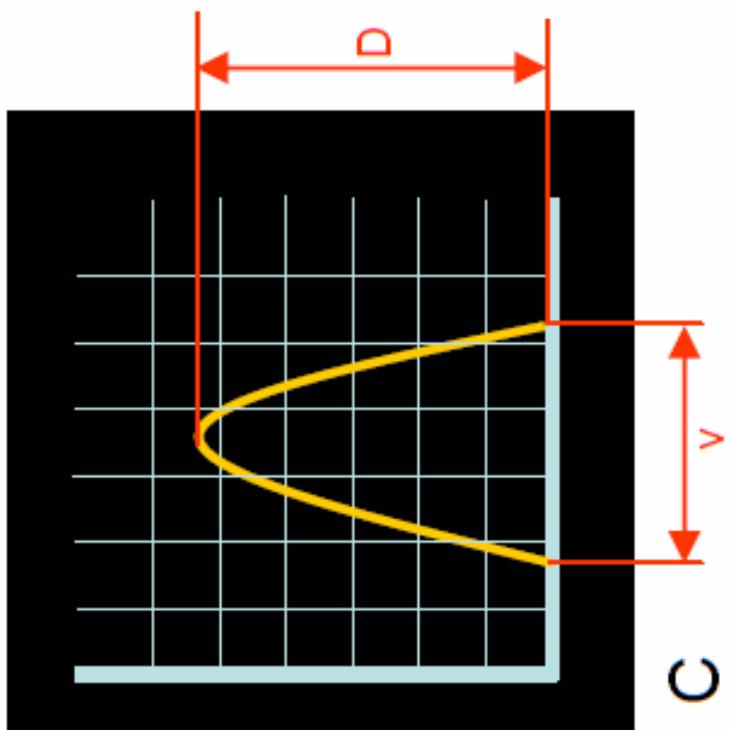
- O sensor transmite um feixe de luz horizontal que é convertido em um sinal elétrico.



- O sinal muda a medida que os hidrometeoros caem sobre o feixe.



- O grau de escurecimento/bloqueio é uma medida do tamanho do hidrometeoro e a duração do sinal está relacionado com a velocidade de queda.



- O sensor PARSIVEL detecta 8 tipos de hidrometeoroS: **garoa, mistura de garoa/chuva, chuva, mistura de chuva/neve, neve, grãos de neve, chuva congelada e granizo.**

Comprimento de Onda do Laser: 650 nm

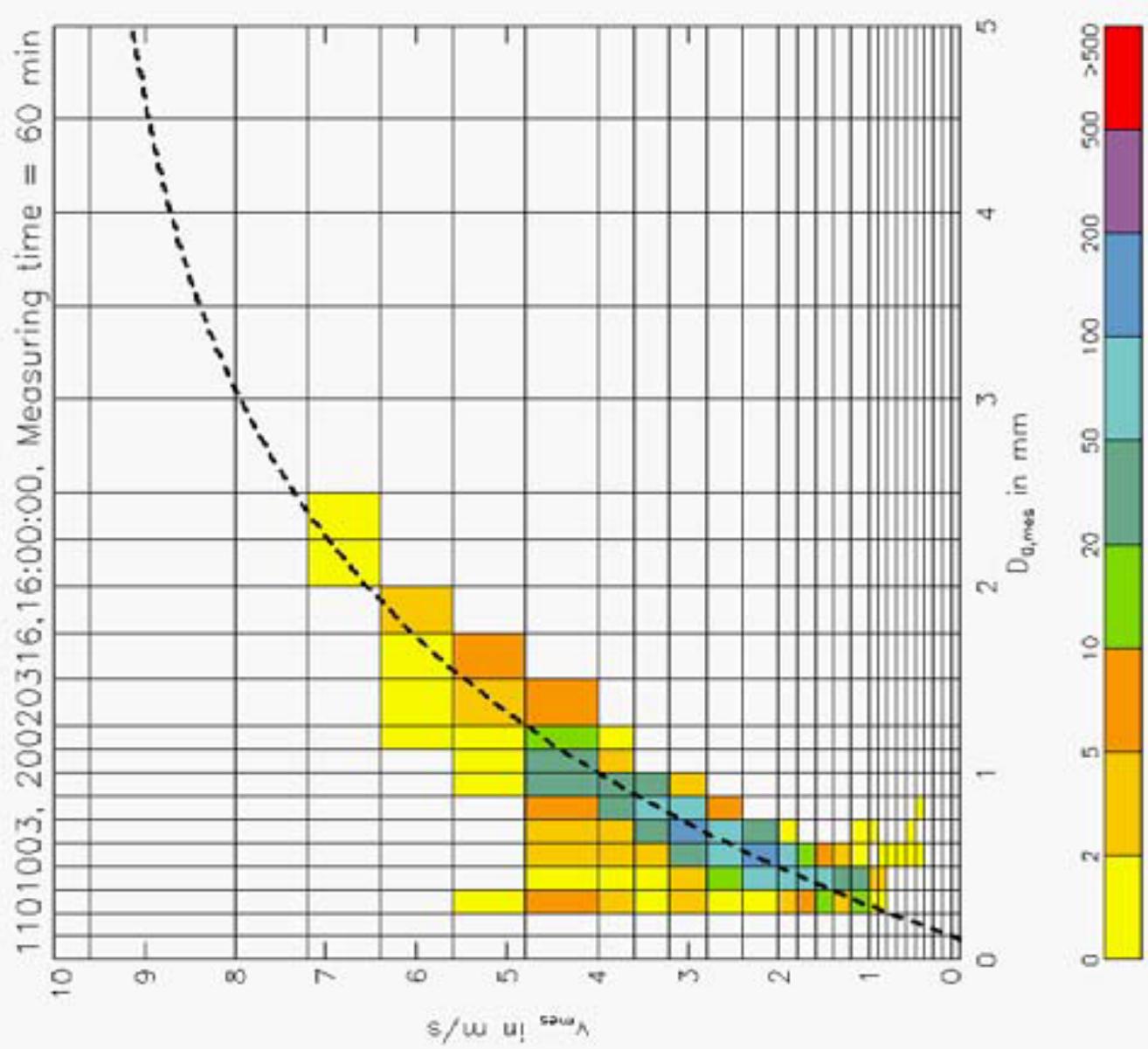
Potência do Laser: 1 mW

Dimensões do feixe: 180 x 30 mm (Largura x Diâmetro)

Área da medida: 54 cm²

Tamanho das partículas: 0,2 a 25 mm

Número de Classes: 32 de tamanho e 32 de velocidade



Thies

- Este instrumento tem o mesmo princípio de detecção do PARSIVEL. Porém com algumas características eletrônicas diferentes.



Características

Comprimento de onda do Laser: 785 nm

Potência do Laser: 0,5 mW

Área de Medida: 46 cm² (23 x 2,0 cm)

Classificação de Classes: 440
(22 diâmetro x 20 de velocidade)

Tamanho: 0,16 - 8 mm

Velocidade: 0,2 a 20 m/s



Convertendo gotas ou hidrometeoros em concentração

$$N_d(D) = \frac{L_j(D)}{Dt \times V_t(D) \times A}$$

Onde $N_d(D)$ é a concentração de gotas por unidade de volume. L_j é o numero de gotas no canal j de diâmetro entre D_j e D_{j+1} , Dt é o tempo de amostragem, $V_t(D)$ é a velocidade terminal da gota D e A é a área coletora do disdrômetro.

Avaliação da relação Z-R

Desde MP muitas relações ZR foram criadas.....

TABLE 7.1 Empirical Relations between Reflectivity Factor, Z (Mm^6/M^3), and Precipitation Intensity, R (Mm/Hr)

Equation	Reference	Location	Remarks
$320R^{1.44}$	Wexler, R. (1947)	Washington, D.C.	
$214R^{1.58}$	Wexler (1948)	Washington, D.C.	8 rain intensities, each a mean of about 10 storms of same intensity
$224R^{1.54}$		Ynystas, Great Britain	98 storms—original data
$630R^{1.45}$		Shoeburyness, England	5 rainstorms
$208R^{1.53}$		Hawaii	4 rainstorms
$190R^{1.72}$		Various locations	50 storms, orographic rain
$220R^{1.60}$	Marshall and Palmer (1947)	Various locations	Various types of rain
$295R^{1.612}$	Marshall and Palmer (1948)	Canada	270 samples, 7 rainstorms; light rain 1–3 mm/hr; heavy thunderstorms 50 mm hr
$180R^{1.55}$	Hood (1950)	Cambridge, Mass.	63 rain samples, widespread rain both uniform and variable; showers and thunderstorms
$127R^{2.87}$	Boucher (1951)	Australia	Showers, 8 months of observation
$16.6R^{1.55}$	Higgs (1952)	Hawaii	Orographic rain within cloud
$31R^{1.71}$	Blanchard (1953)	Hawaii	Orographic rain at cloud base
$290R^{1.41}$		Central Illinois	Nonorographic rain—thunderstorms
$396R^{1.35}$	Jones (1955)		1,270 1-minute observations—all rains
$486R^{1.37}$			560 1-minute observations—thunderstorms
$380R^{1.24}$			330 1-minute observations—rain showers
$313R^{1.25}$			380 1-minute observations—continuous rain
$150R^{1.54}$			Rain (melted granular snow and strongly granulated particles), 344 spectra, 6 rains
$257R^{1.55}$	Litvinov (1956)	Mount El'brus, USSR	Rain (melted snow of average granulation), 367 spectra, 7 rains
$398R^{1.47}$			Rain (melted non-granulated snow), 140 spectra, 4 rains
$162R^{1.16}$			Stratiform rains, 16 April 1954
$215R^{1.34}$			Stratiform rains, 23 April 1954
$350R^{1.42}$			Stratiform rains, 27 April 1954
$310R^{1.34}$	Atlas and Chmela (1957)	Lexington, Mass.	Stratiform rains, 28 April 1954

E mais.....

E mais.....

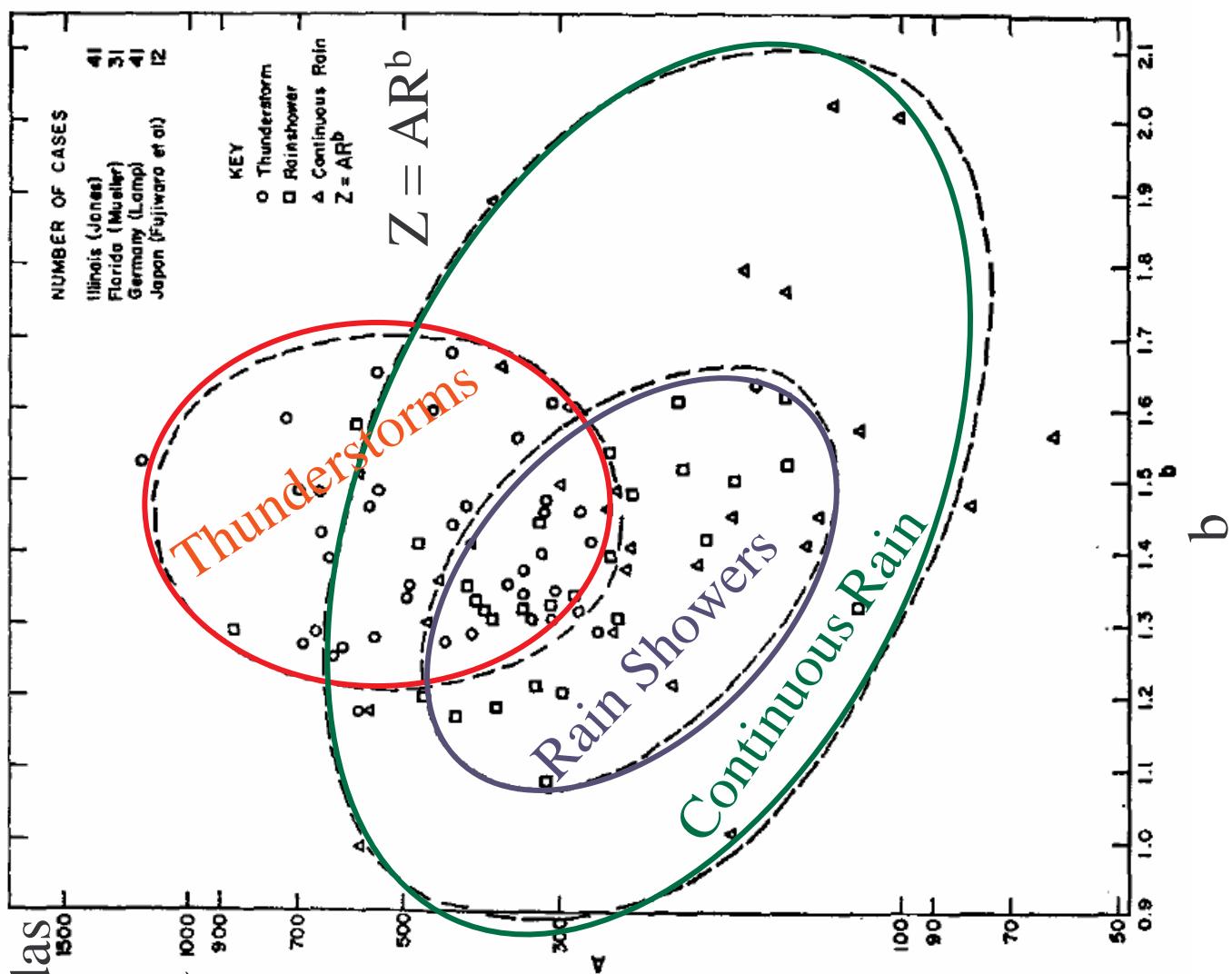
Table 1: Principal Z-R Relationships for All Rains
of Convective Season (worldwide).

	a	b	Sample Volume (m^3)	Source
1	220	1.60	~300	
2	372	1.47	1,453	MP Jones
3	286	1.43	2,506	Muller (Miami)
4	301	1.64	1,703	" (Oregon)
5	221	1.32	2,552	" (Marshall Is.)
6	267	1.54	2,688	" (Alaska)
7	256	1.41	3,147	" (New Jersey)
8	230	1.40	4,804	" (N. Carolina)
9	180	1.26	432	Diem (Karlsruhe)
10	278	1.30	267	" (Entebbe U.)
11	300	1.50*	~50,000	Joss/Waldvogel
12	175	1.33	316,000	Breuer/Kreuels
13	231	1.43	45,440	Aniol/Riedl
14	271	1.57	30,000	Richards & Crozier
15	180	1.35	4,100	Austin & Geotis
16	240	1.60	36,400	Barclay (Australia)
17	205	1.41	4,300	Zimmermann (Spain)
18	300	1.41	16,000	O'Beirne (S Africa)

	a	b	Sample Volume (m^3)	Source
19	330	1.41	~1,500	Gorelik (Moscow)
20	298	1.46	~1,500	" (5 km away)
21	238	1.45	260	Jatila
22	310	1.49	308	Geotis
23	285	1.30	2.5×10^6	Caton
24	244	1.39	400,000	Doherty
25	295	1.43	$10^{12}/30,000$	Richards & Crozier
26	181	1.85	$10^{13}/216,000$	Smith (non-opt.)
				Airborne studies
27	170	1.52	534	Cunning & Sax
28	300	1.35	10,338	Jorgensen & Willis
Mean	256	1.45		* held constant
SD	51	0.12		

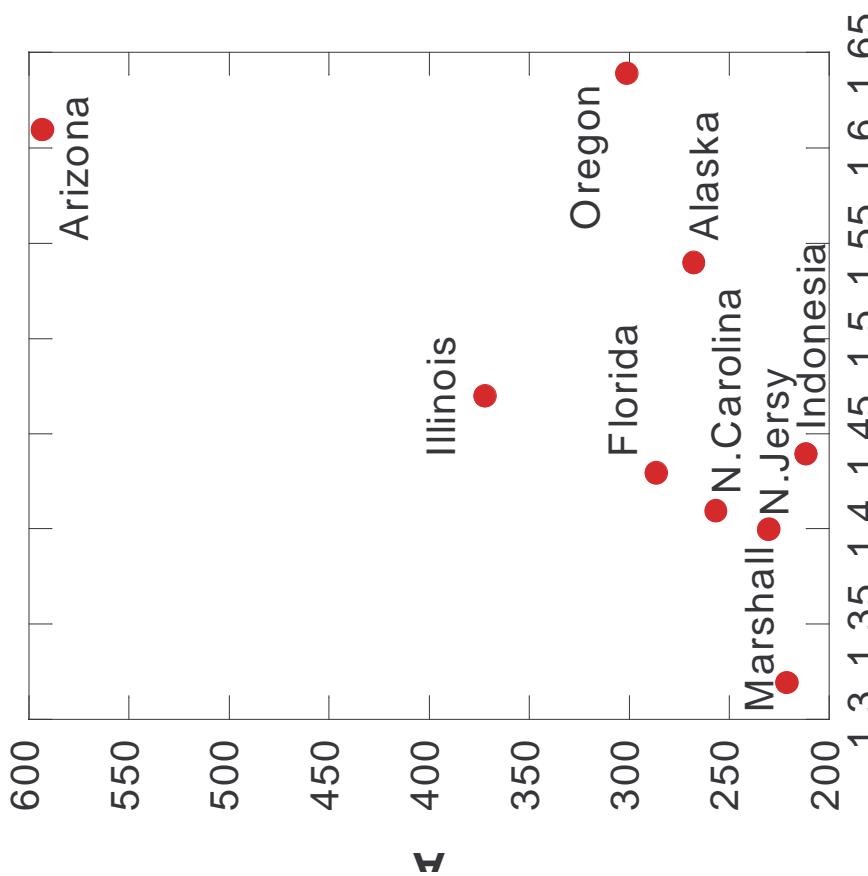
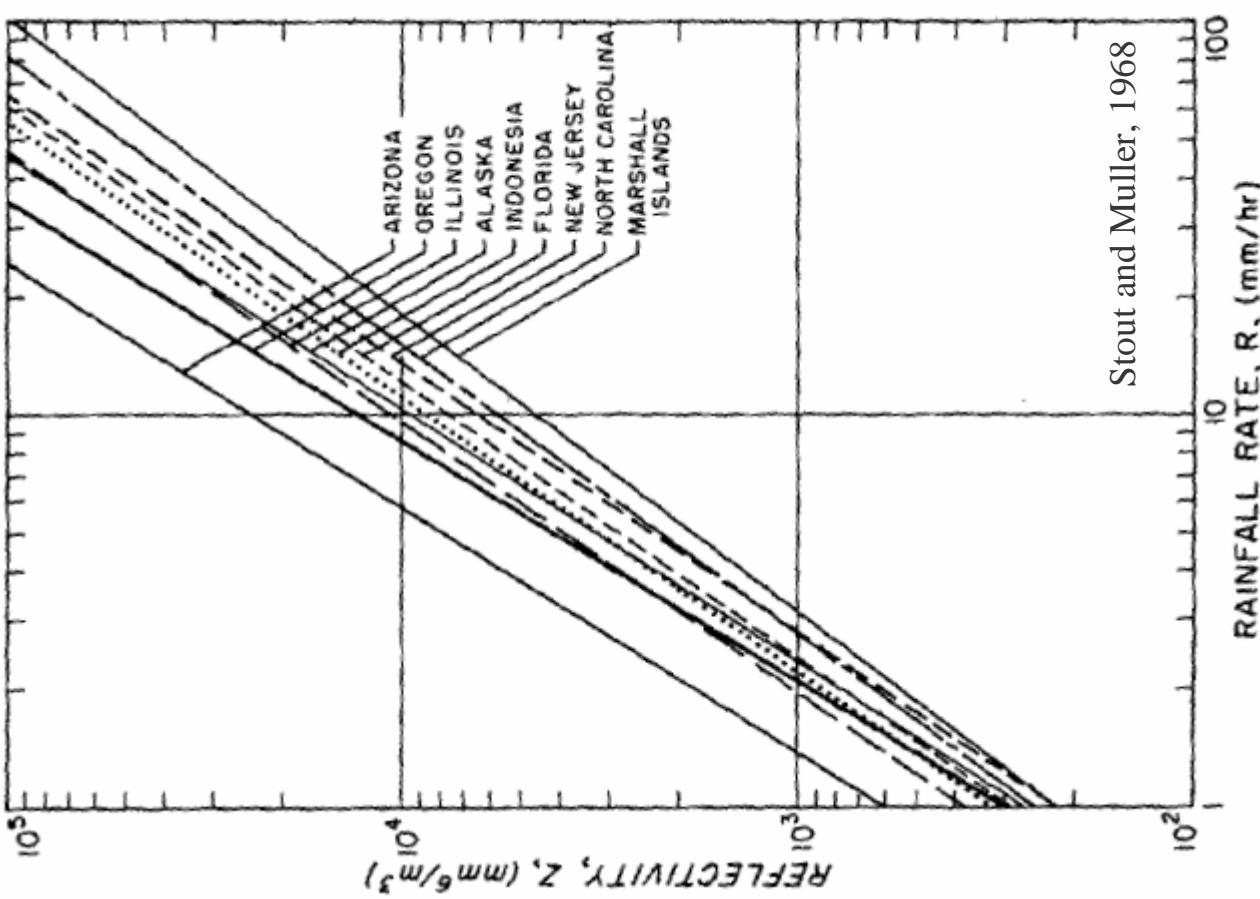
As primeiras classificações das relações Z-R se restringiam aos diferentes tipos de chuva

Fujiwara, 1965:



	A	b
Thunderstorms	450	1.46
Rain Showers	300	1.37
Continuous Rain	205	1.48

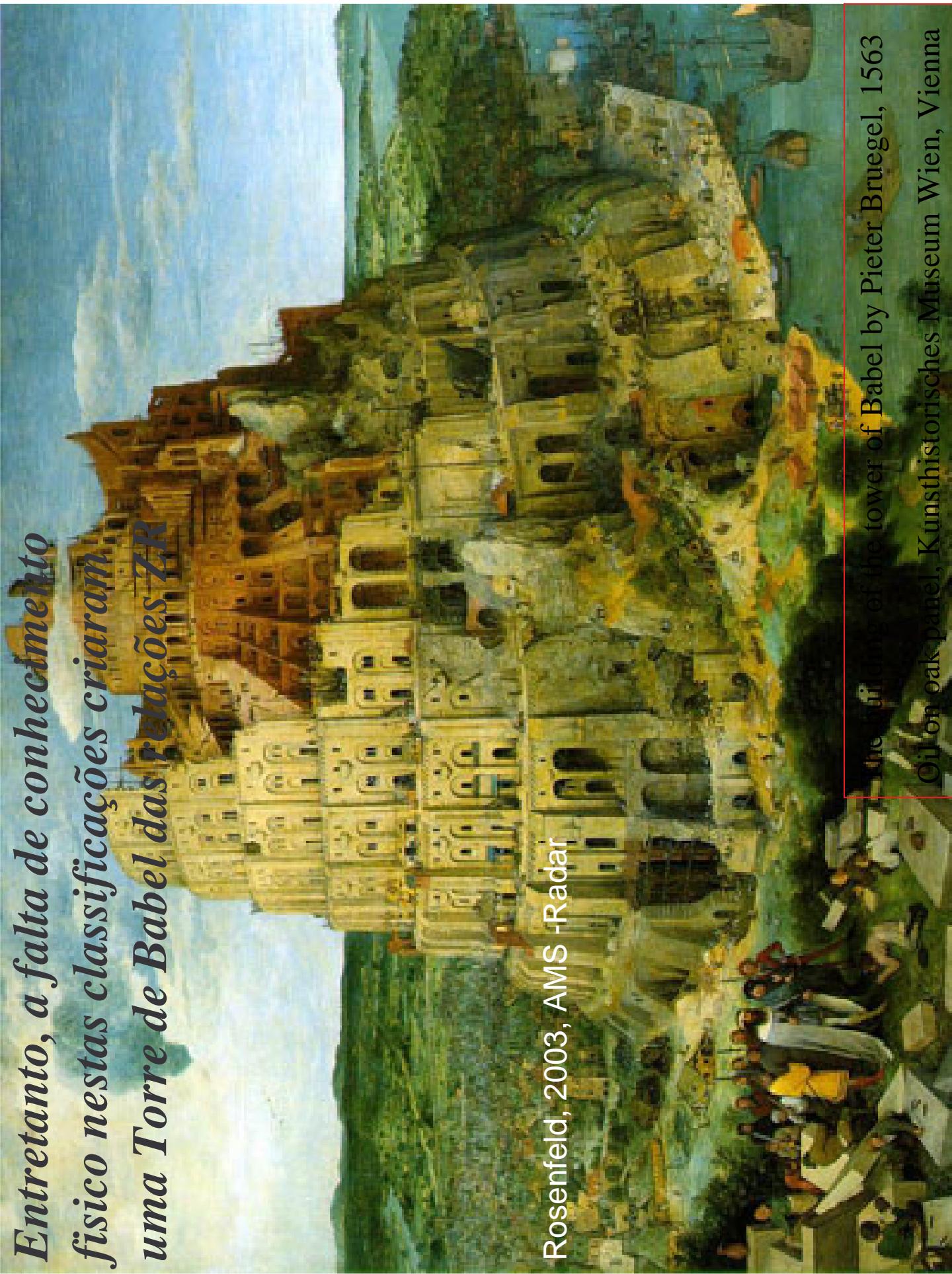
Posteriormente tivemos as variações geográficas



A e b em função da distribuição geográfica
Muller and Simms, 1966

Fig. 1. Geographical variations of Z - R relationships.

*Entretanto, a falta de conhecimento
físico nestas classificações criaram
uma Torre de Babel das relações ZR*



Rosenfeld, 2003, AMS -Radar

The building of the tower of Babel by Pieter Bruegel, 1563
Oil on oak panel, Kunsthistorisches Museum Wien, Vienna

O modelos de distribuições de gota de chuva (RDSD) mais aplicados são:

- **Exponential:** $N(D)=N_0 \exp(-3.67D/D_0)$
Marshall-Palmer (1948), Laws-Parsons (1943), Best (1950)
- **Log-Normal:** $N(D)=N_0 D^{-1} \exp[-c \ln^2(D/D_g)]$
Feingold and Levin (1986)
- **Gamma:** $N(D)=N_0 D^\mu \exp[-(3.67+\mu)D/D_0]$
Deirmendjian (1969), Willis (1984), Ulbrich (1983)

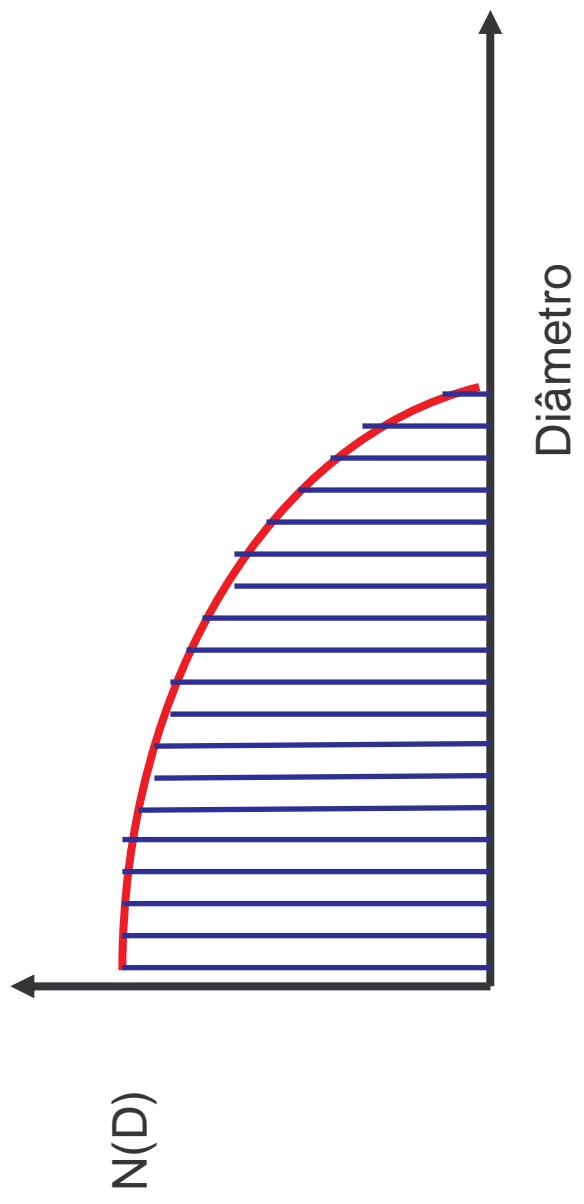
Processos que determinam a RDSD

Wilson and Brandes, 1979:

TABLE 1. Microphysical and kinematic influences on $Z-R$ relationships and the effect on radar rainfall estimates when no adjustment applied.

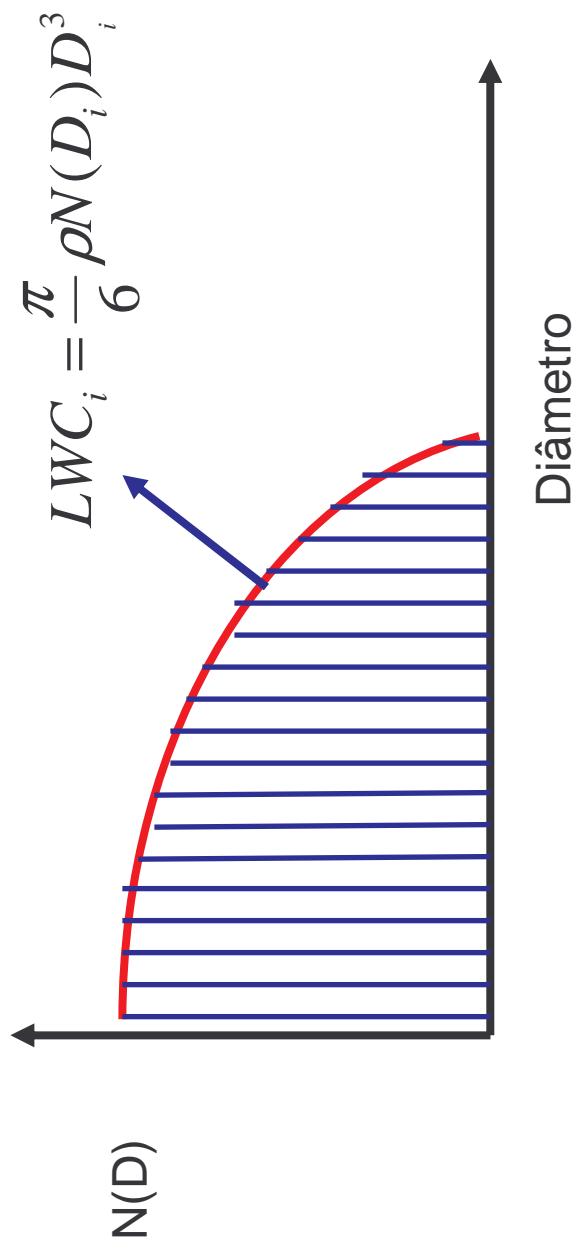
Process	Change in $Z = AR^b$		Probable effect on radar rainfall if $Z-R$ is not adjusted		Possible region of maximum influence
	A	b	Increase	Decrease	
Microphysical Evaporation (Atlas and Chmela, 1957)			Decrease	Decrease	Overestimate Inflow regions, fringe areas
Accretion of cloud particles (Atlas and Chmela, 1957; Rigby <i>et al.</i> , 1954)	Decrease	Decrease	Underestimate Downdraft	Underestimate	Reflectivity core
Collision, coalescence (Srivastava, 1971)	Decrease	Decrease	Underestimate	Underestimate	Reflectivity core
Breakup (Srivastava, 1971)	Decrease	Decrease	Tendency to overestimate	Regions of strong inflow and outflow	
Kinematic Size sorting (Gunn and Marshall, 1955; Atlas and Chmela, 1957)	Decrease	Decrease	Underestimate	Underestimate	
Vertical Motion Updraft Downdraft	Decrease	Decrease	Overestimate Underestimate		

Concentração Total de Gotas por volume

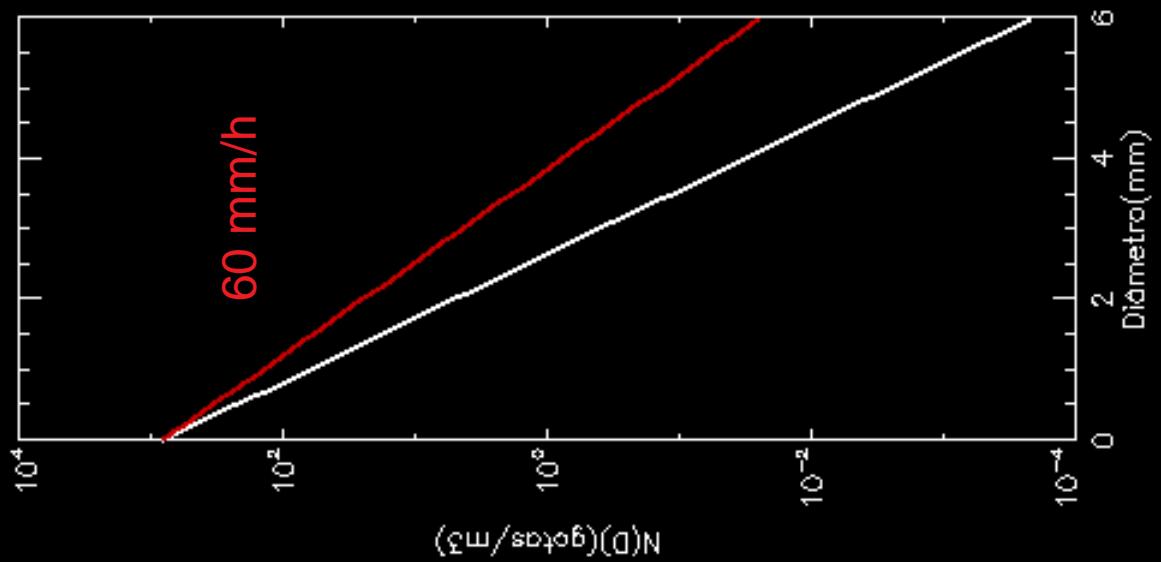
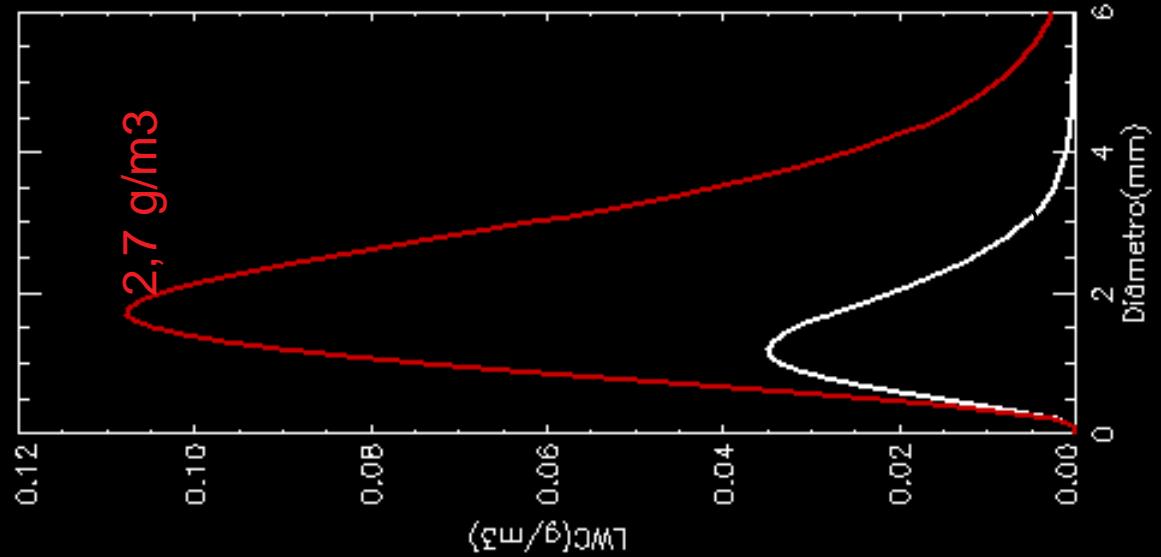
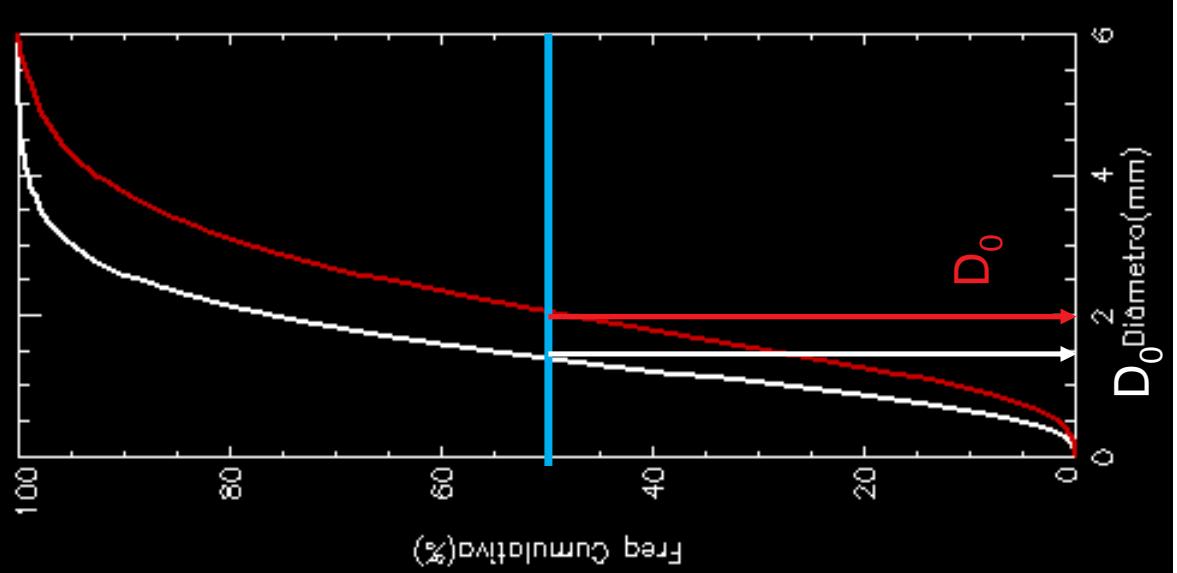


$$N_T = \sum_{i=1}^N N(D_i) D_i$$

Conteúdo de água líquida (LWC) e
 D_0 (diâmetro com 50% de LWC



$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho \sum_{i=1}^N N(D_i) D_i^3$$

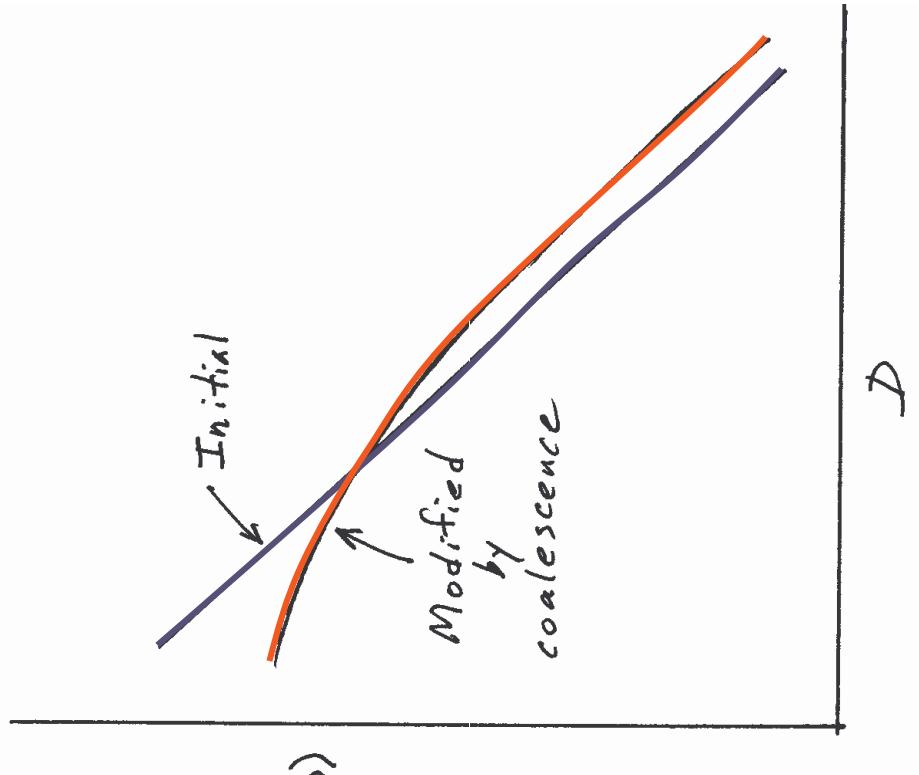


Processos que determinam a RDSD

Coalescência

A modificação da DSD somente pelo processo de colisão/coalescência implica em uma diminuição da concentração de gotas pequenas e um aumento da gotas grandes. Isto implica que D0 deve aumentar e o número total de gotas NT deve diminuir.

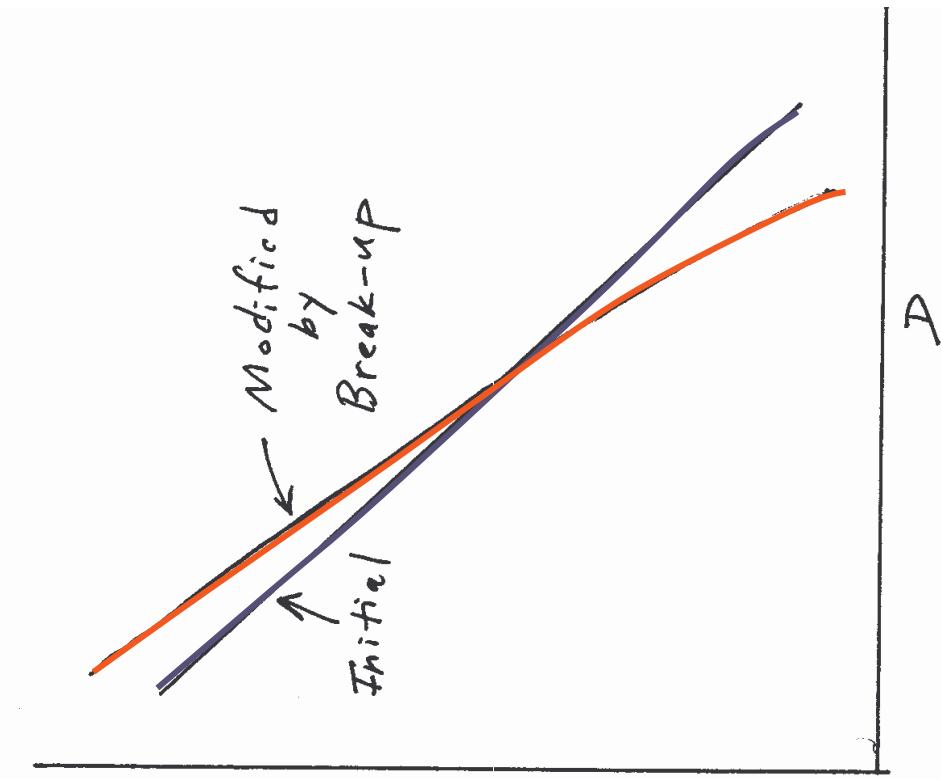
Provavelmente μ deve aumentar também. Neste sentido, NO diminui e temos um aumento do parâmetro A e uma pequena diminuição de b.



Processos que determinam a RDSD

Quebra

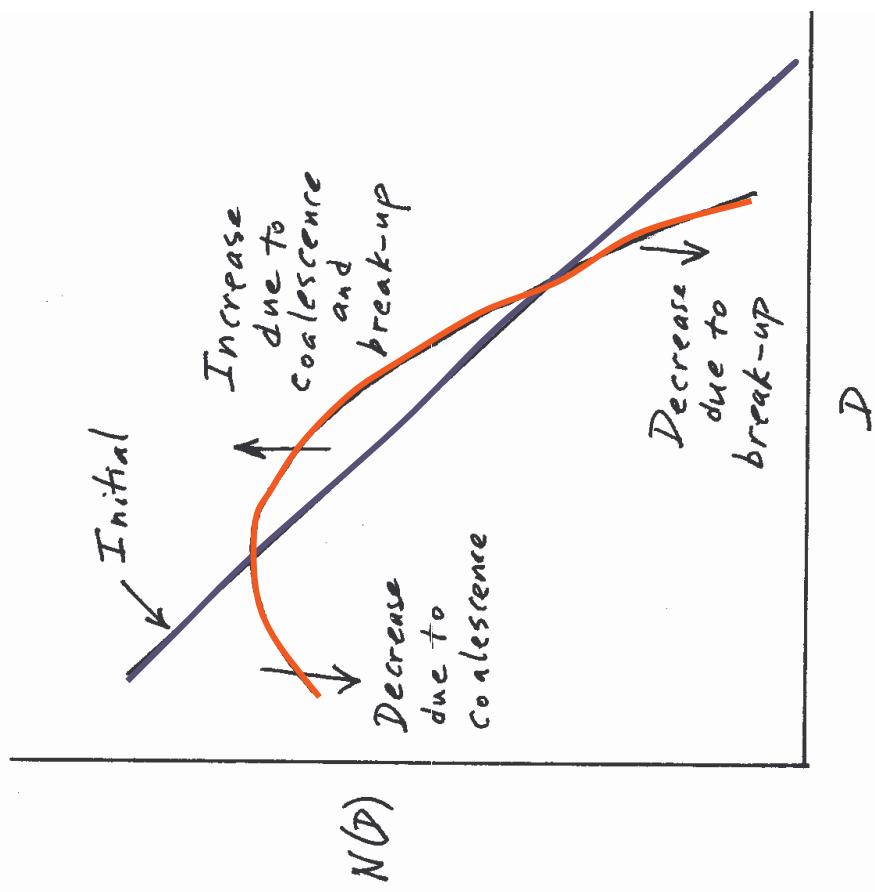
A modificação da DSD somente pelo processo de ruptura implica em um aumento do número de gotas pequenas e uma diminuição das gotas grandes. Portanto, deve $\mathcal{N}(\mathcal{D})$ haver um decréscimo de D0 e aumento em NT. Neste sentido, N0 deve aumentar. A tem uma pequena diminuição enquanto que b um pequeno aumento.



Processos que determinam a RDSD

Combinação entre Colisão/Coalescência e Quebra

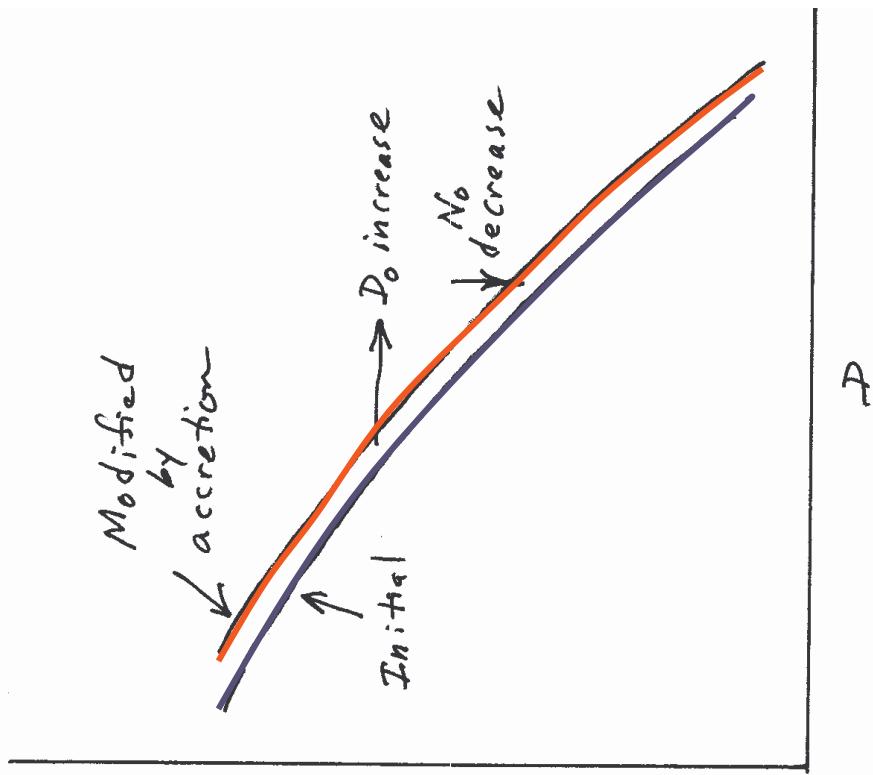
A quebra é mais importante para tamanhos maiores, enquanto que colisão/coalescência é mais importante para gotas menores. Ambos os processos agem de maneira a aumentar o parâmetro μ o que implica em uma diminuição de b . O parâmetro A irá aumentar dependendo do processo que predomina (coalescência – aumenta; quebra – diminui)



Processos que determinam a RDSD

Acreção

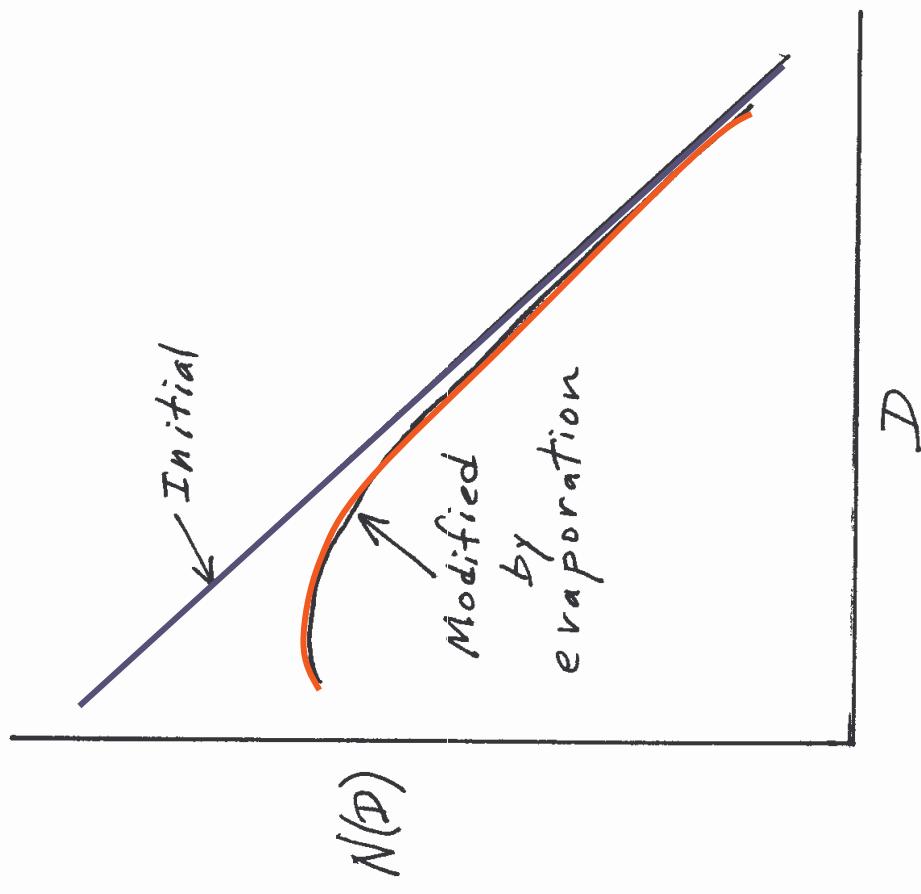
Uma vez que a acreção de gotas de nuvem pelas gotas de chuva age no sentido de aumentar o tamanho de todas as partículas sem aumentar o número delas, NT não deve mudar. Entretanto deve existir um desvio da distribuição para tamanhos maiores, logo um aumento de D0. Como NT é constante, N0 deve aumentar. Assim, A aumenta e b pode apresentar uma pequena alteração.



Processos que determinam a RDSD

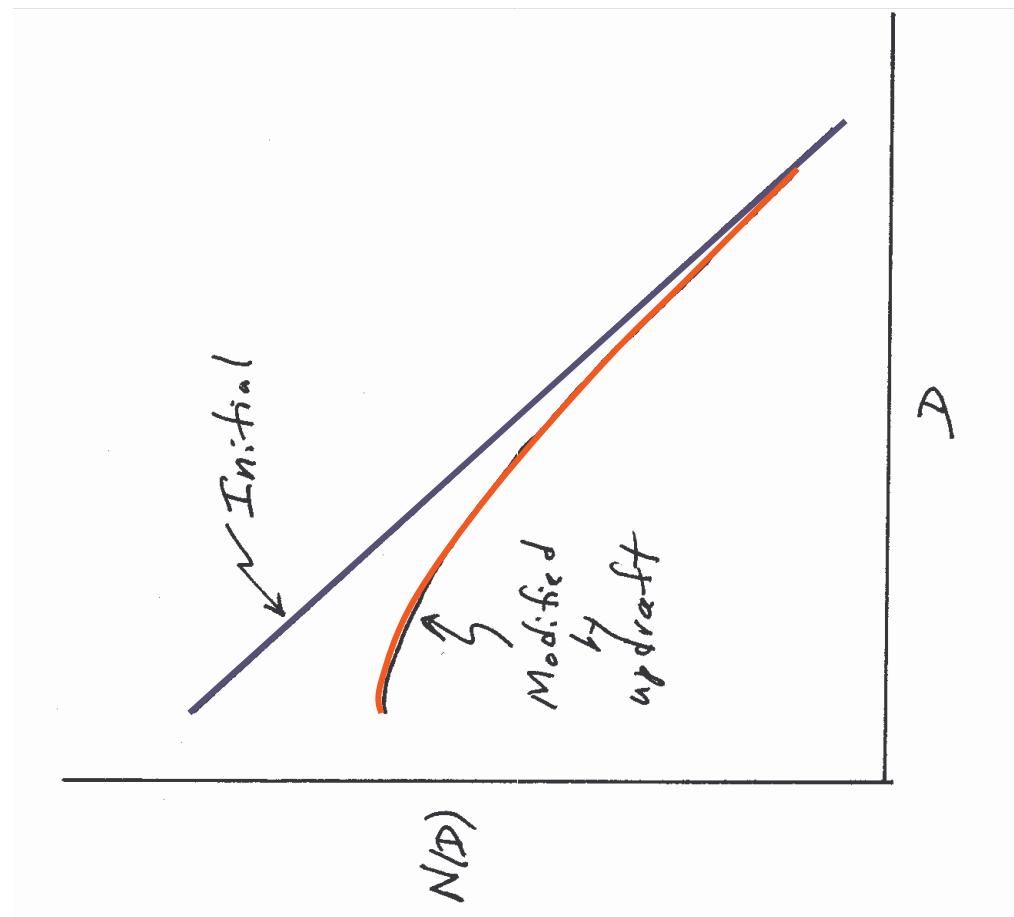
Evaporação

A evaporação reduz em maior grau o número de gotículas pequenas do que as grandes. Consequentemente, $N(\mathcal{D})$ diminui. Também temos que uma mudança substancial na DSD implica em um aumento de μ , bem como de D_0 . Isto implica em uma diminuição de N_0 , um aumento de A e uma diminuição de b .



Processos que determinam a RDSD

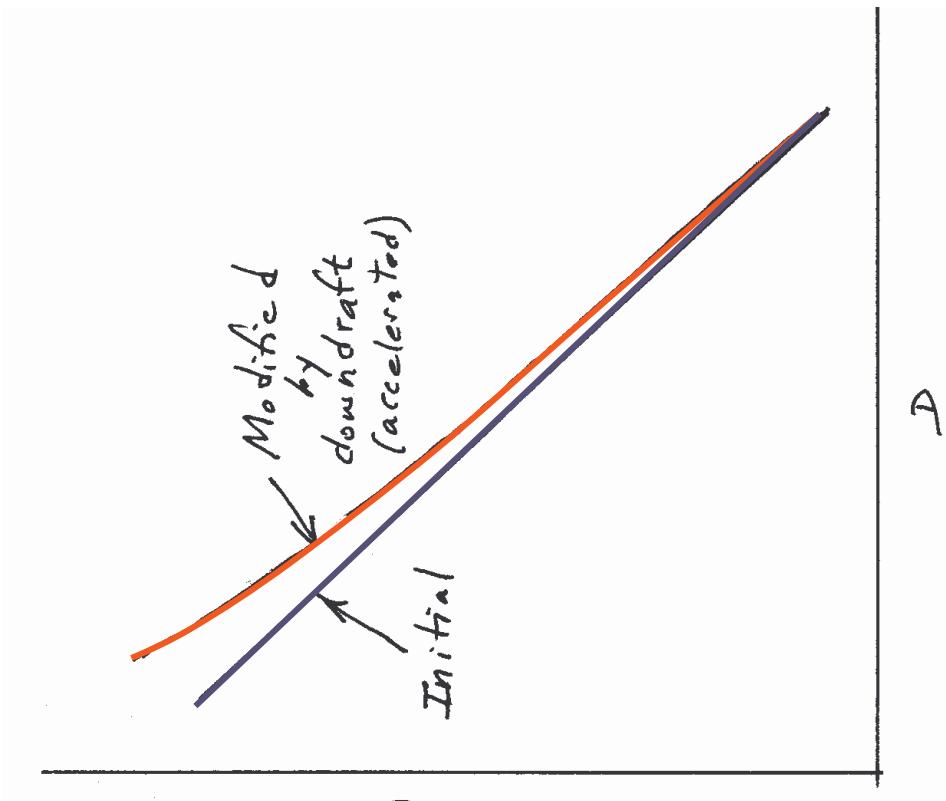
Corrente Ascendente



A presença da corrente ascendente é o de eliminar as partículas pequenas da DSD nos níveis mais baixos. Logo este efeito é similar ao da evaporação.

Processos que determinam a RDSD

Corrente Descendente

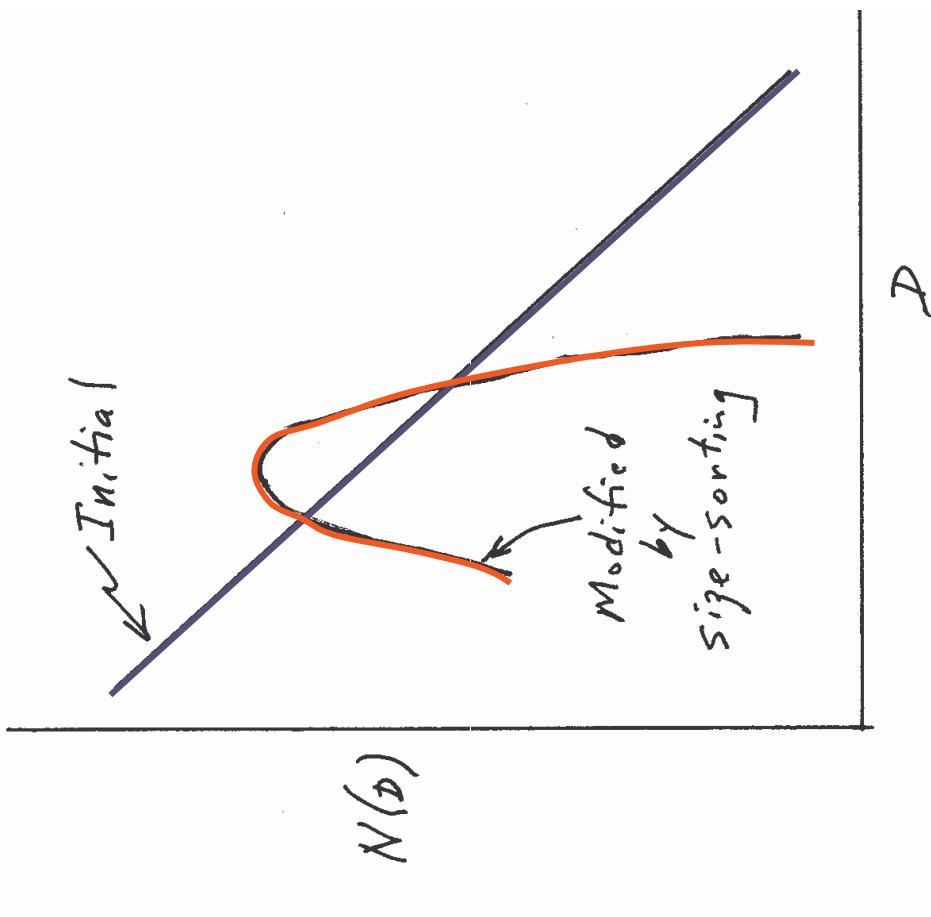


Com a corrente descendente, temos um aumento do fluxo de pequenas partículas que proporcionam uma diminuição de μ o que implica que b deve aumentar. Nesta linha temos que NT deve aumentar e $D0$ e A diminuem

Processos que determinam a RDSD

Seleção de tamanho

Separação por tamanho tende com que a DSD fique mais estreita, o que implica em um aumento substancial de μ . Portanto b e NT devem diminuir. Enquanto que D0 pode aumentar ou diminuir e depende da parte da precipitação que estamos observando, isto também será válido para A.



Processos que determinam a RDSD

Equilibrio da DSD: $Z = 600 R$; $D_0 = 1.75 \text{ mm}$

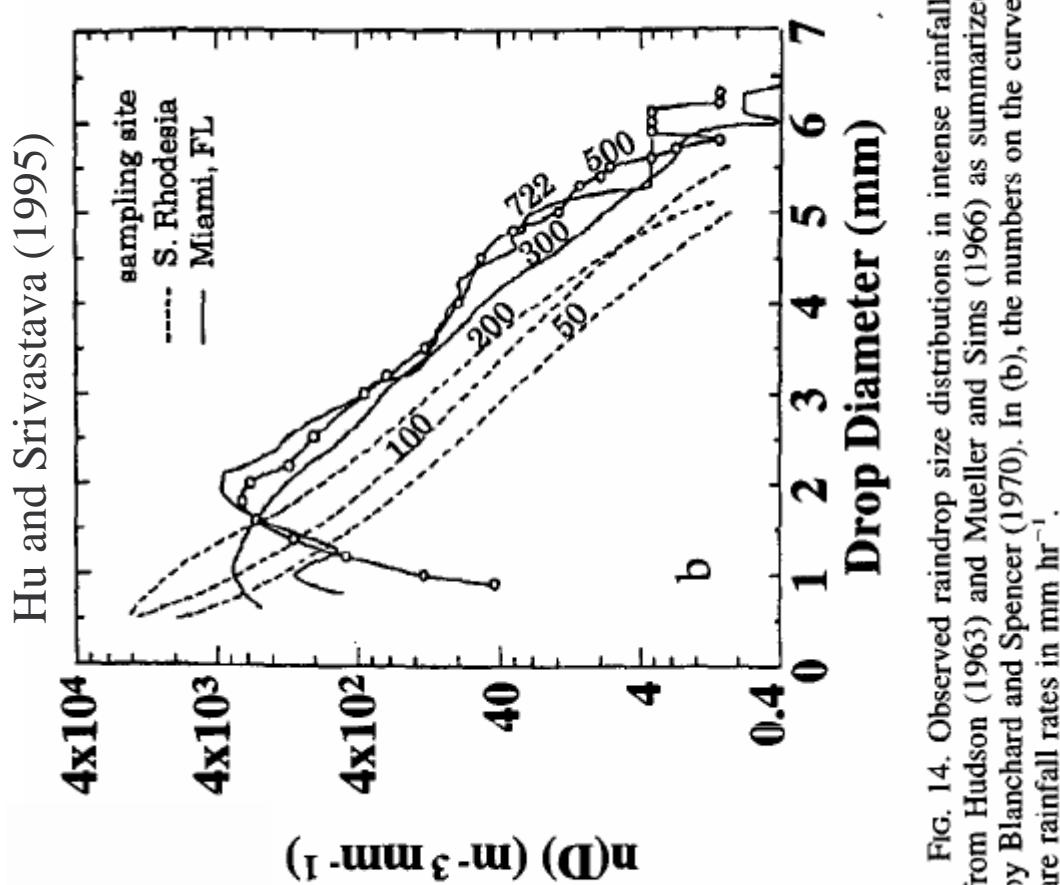
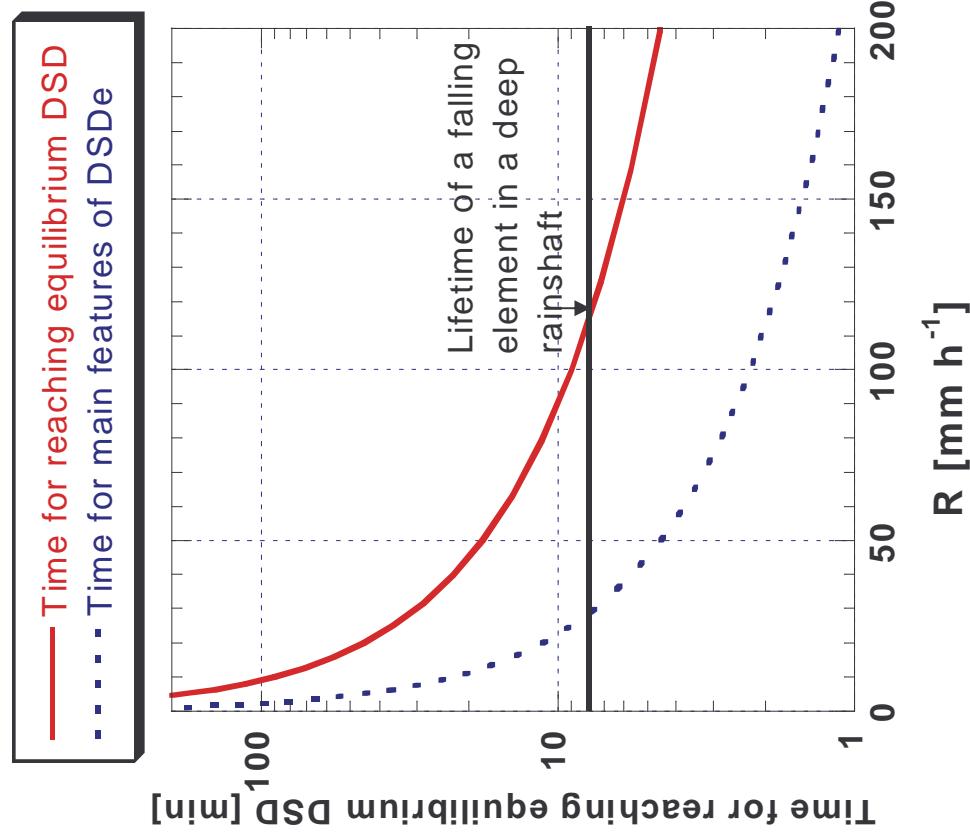


FIG. 14. Observed raindrop size distributions in intense rainfalls from Hudson (1963) and Mueller and Sims (1966) as summarized by Blanchard and Spencer (1970). In (b), the numbers on the curves are rainfall rates in mm hr^{-1} .

Impacto da DSD de nuvem na evolução da RDSD

DSD Nuvens Marítimas

Coalescência/gotas de nuvem à garoa
Coalescência/garoa à gotas de chuva
Mais coalescência à gotas grandes
à Quebra/ruptura e DSD de equilíbrio

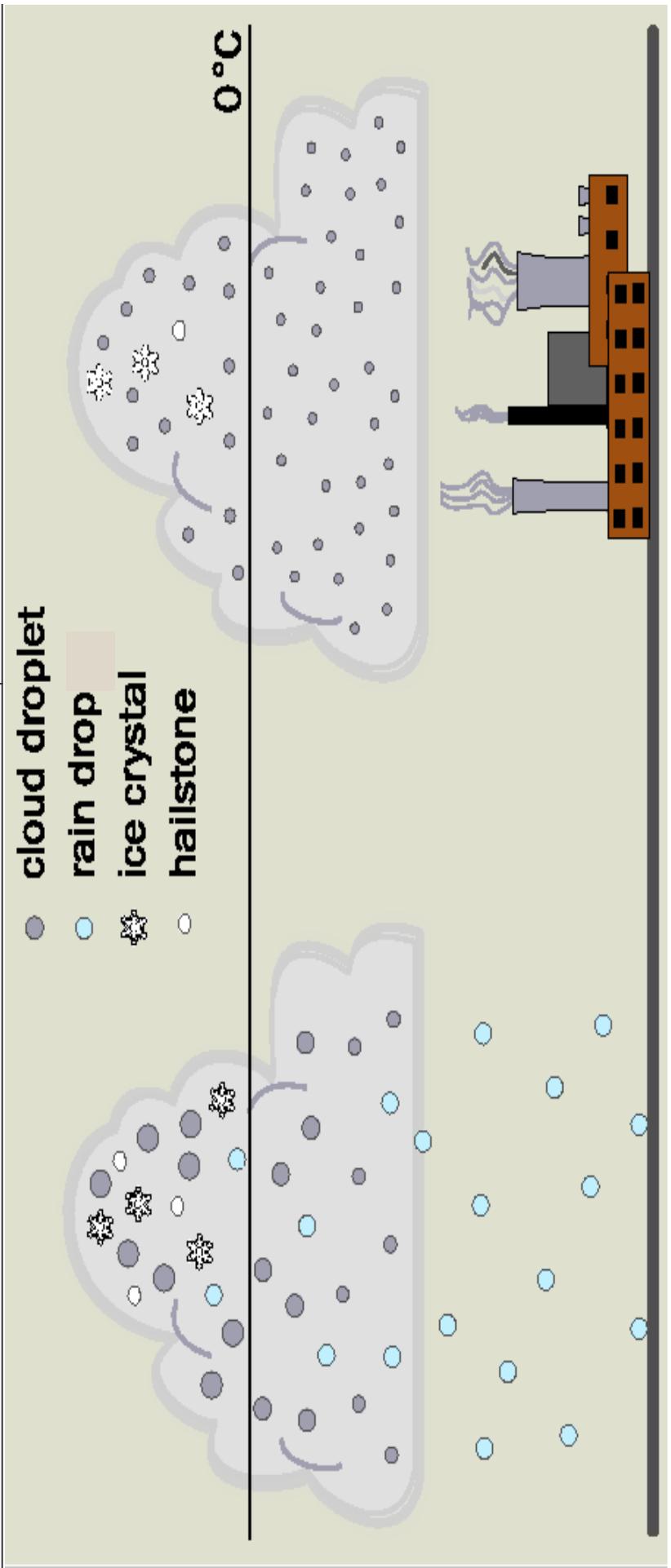
•Se aproxima de D0e por baixo

•DSD Nuvens continentais

Acreção de gotas de nuvem à
graupel à granizo à gotas
grandes à quebra à DSD de
equilíbrio

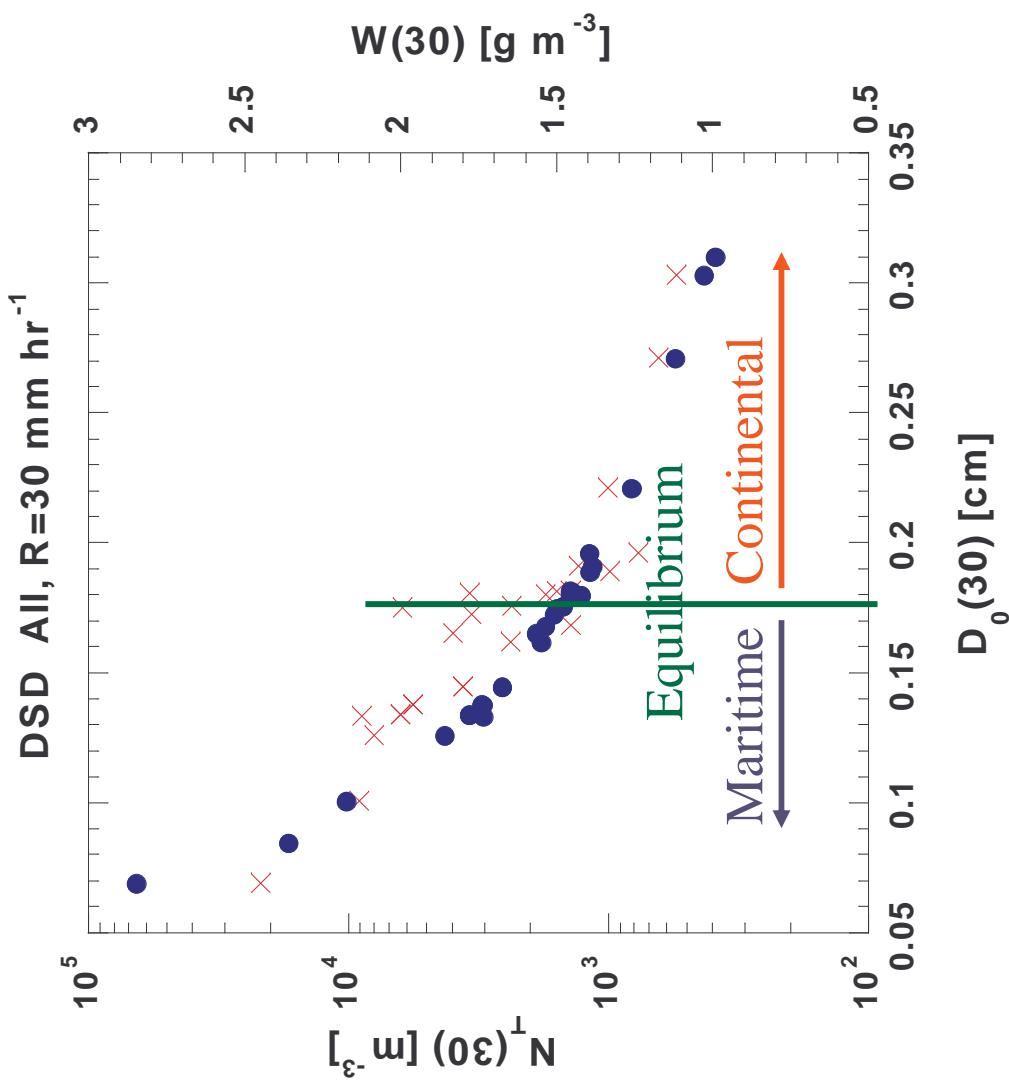
•Se aproxima de D0e por cima

- cloud droplet
- rain drop
- ★ ice crystal
- hailstone



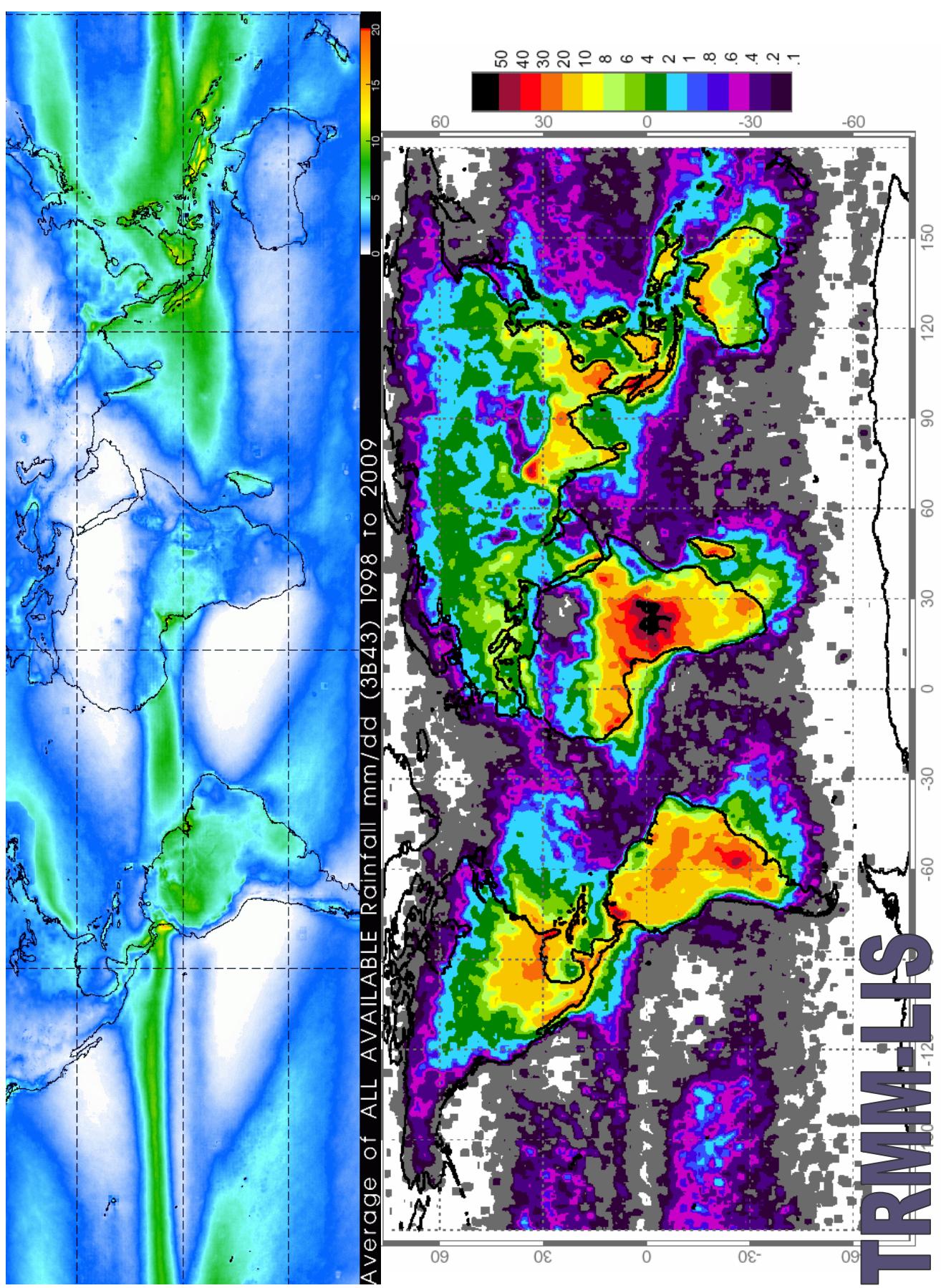
NT(30)

W(30)



Variação de D₀ para nuvens convectivas marítimas e continentais.
Conteúdo de água líquida [g m⁻³] em função do diâmetro mediano
D₀ [cm] e concentração total de gotas NT [m⁻³] para R=30 mm h⁻¹

Porque a classificação Continental e Marítima é tão importante?



As descargas atmosféricas se concentram basicamente sobre o continente.

Enquanto que a chuva é parecida tanto no oceano como no continente.

Logo isso deve implicar que existe uma diferença entre a chuva continental e marítima.

Em Nuvens Marítimas temos:

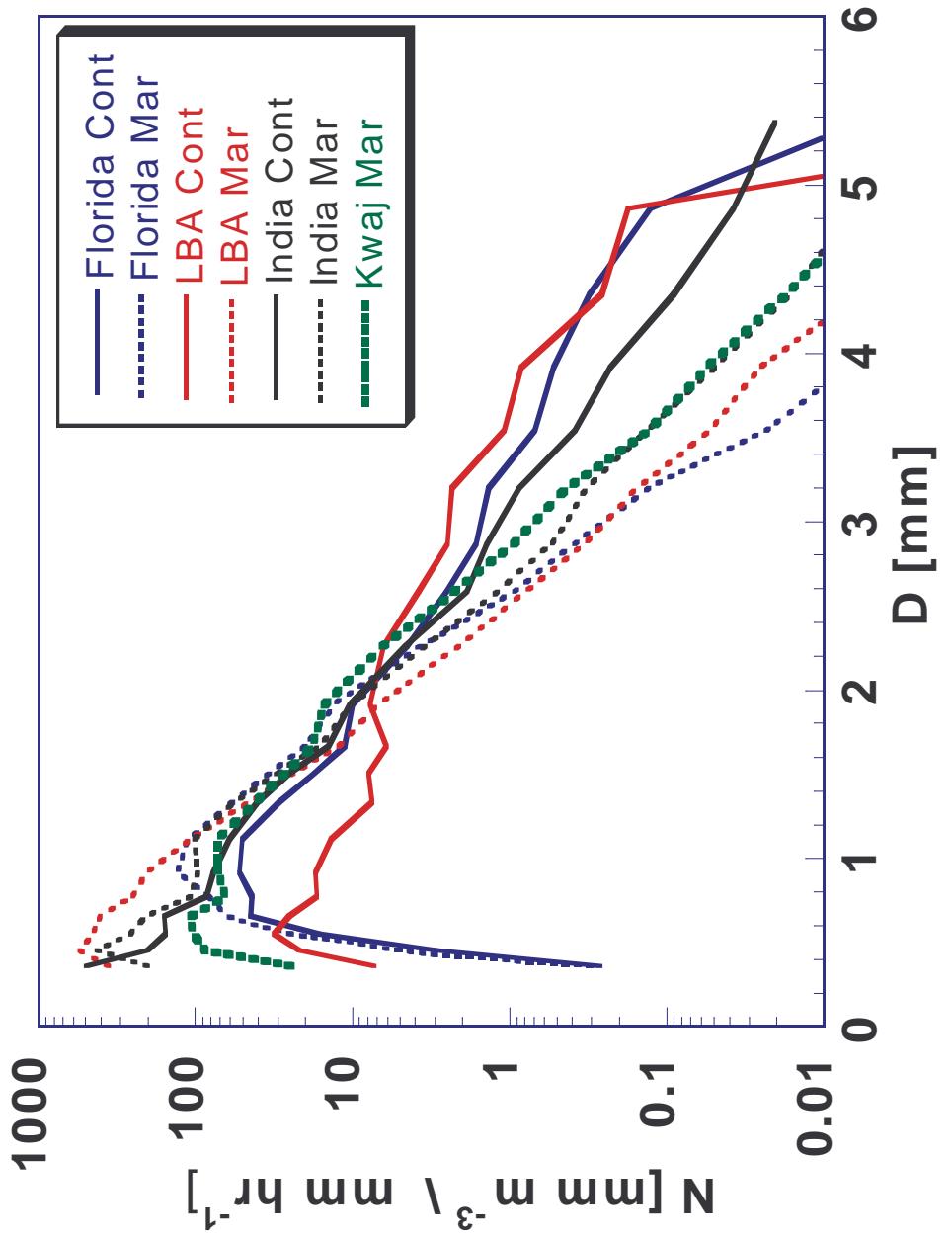
- o Mais coalescências à chuva à D0 < D0e à **R(Z) menor**
- o Correntes ascendentes menos intensas à D0 Menor
 - à **R(Z) menor**
- o Menos evaporação à D0 pequeno à **R(Z) Menor**

Em Nuvens Continentais temos:

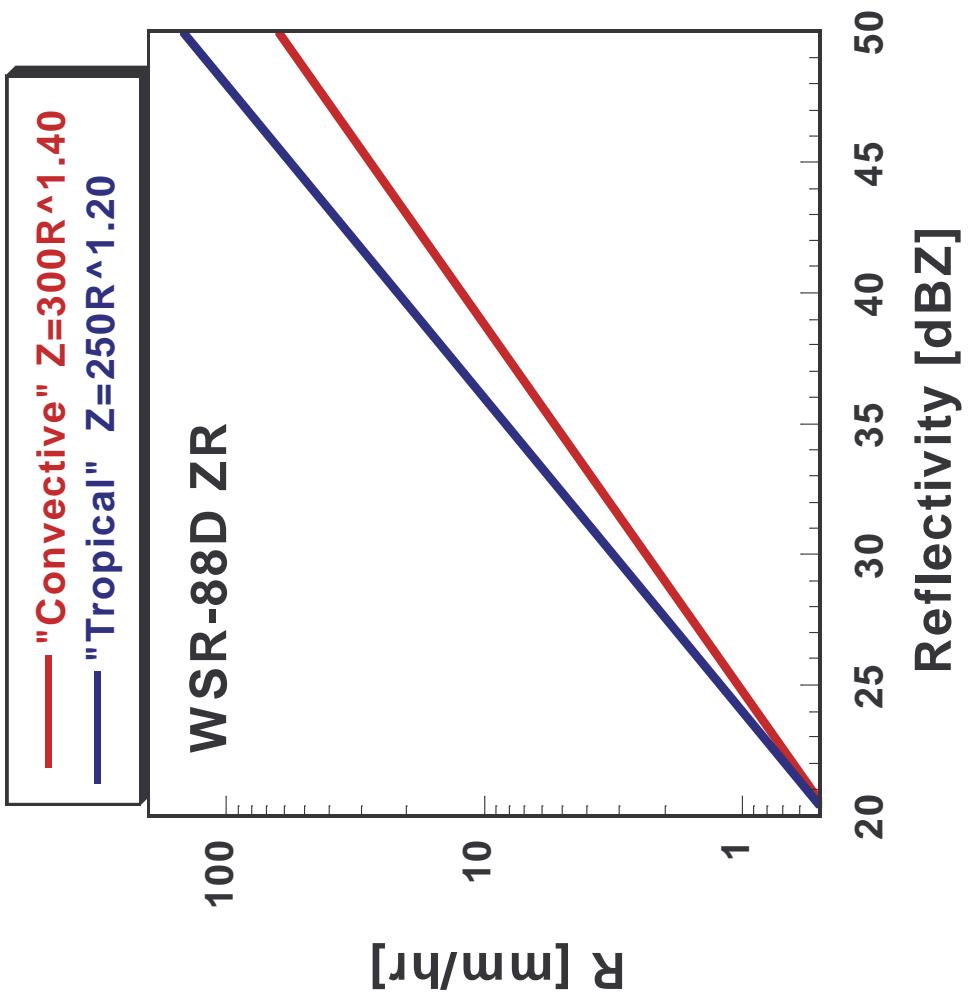
- o Menos coalescência à sem garoa à sem gotas pequenas à hidrometeoroços começam como graupel e granizo à D0 > D0e à **R(Z) maior**

- o Correntes ascendentes mais intensas à D0 maior
 - à **R(Z) maior**

- o Mais evaporação à Maior D0 à **R(Z) maior**



Medidas de Disdrometro durante diversas campanhas do TRMM



Relação Z-R para precipitação de nuvem **continental** e marítima. Taxa de precipitação para Z de 40 e 50 dBZ. Note um sistema australiano aumentado de R para um dado Z durante a transição de **continental** para marítima.

1. Arizona mountain thunderstorms (Foote 1966)

646

1.46

3. Swiss Locarno thunderstorms, continental

(Joss and Waldvogel , 1970)

830

1.50

4. Illinois thunderstorms, continental

(Sims, 1964)

446

1.43

5. Oklahoma thunderstorms, moderate continental

(Petrochi and Banis, 1980)

316

1.36

6. Congo Squall line. Tropical continental

(Sauvageot, 1994)

425

1.29

7. Puerto Rico thunderstorms. Coastal, moderate maritime

(Ulbrich et al., 1999).

261

1.43

8. Darwin Squalls. Coastal, tropical maritime

(Maki et al., 2001)

232

1.38

9. Darwin Convective DSD. Coastal, tropical maritime

(Tokay et al., 1995)

175

1.37

10. COARE Convective DSD. Equatorial maritime

(Tokay and Short, 1996).

139

1.43

11. Marshall Trade wind cumulus. Warm rain maritime

(Stout and Mueller, 1968)

126

1.47

12. Marshall Showers. Equatorial maritime.

(Stout and Mueller, 1968)

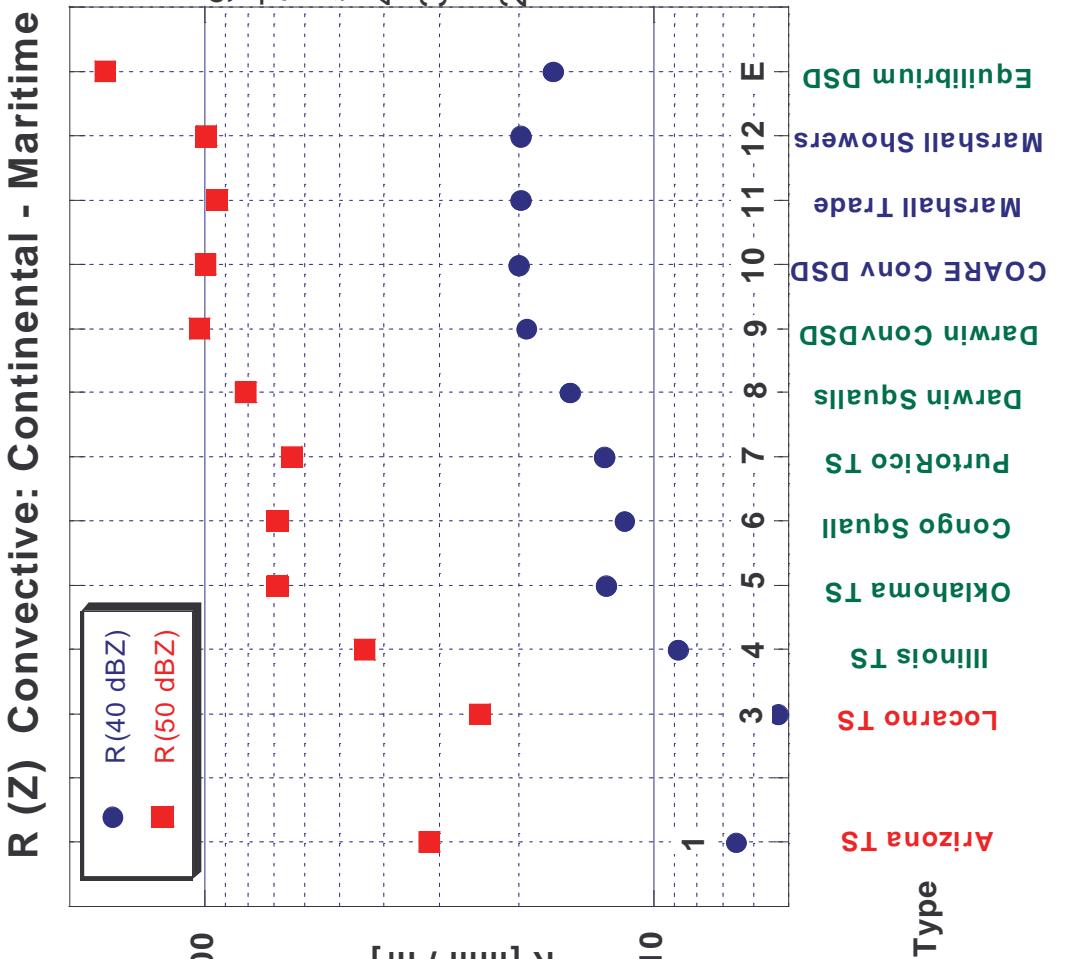
146

1.42

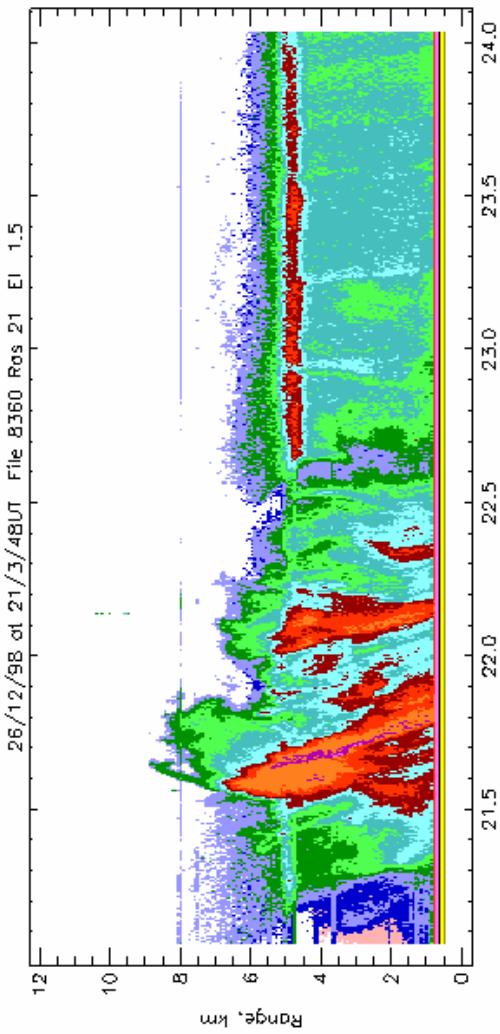
E. Equilibrium DSD

600

1.00



Classificação Convectiva e Estratiforme

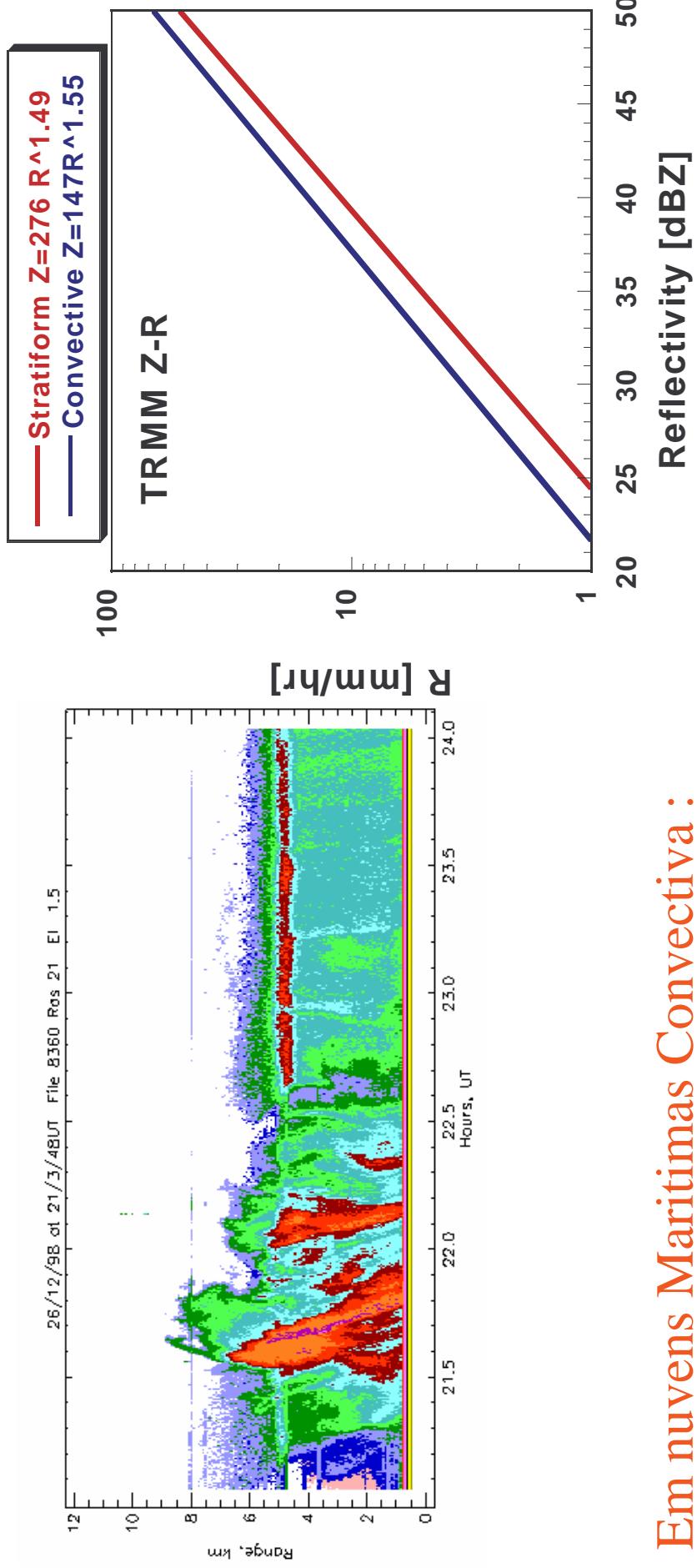


De acordo com a definição padrão (Houze, 1993), temos que ter medidas simultâneas de velocidade vertical e velocidade terminal dos hidrometeoros para poder fazer a classificação de precipitação como sendo Convectiva ou Estratiforme.

Waldvogel (1974) propôs um método baseado na variação do N_0 (parâmetro linear/interceptador) a partir de um ajuste da função exponencial $(N(D) = N_0 \exp(-\lambda D))$. Valores baixos de N_0 estavam associados ao aparecimento da banda brillante (neve derretendo)(BB), logo precipitação estratiforme. Variações repentinas de N_0 estavam associados ao desaparecimento da BB, logo precipitação convectiva, ou mesmo pequenas alterações de N_0 também.

Esta classificação não era muito válida para precipitações nos Trópicos e de acordo com Tokay e Short (1996) esta classificação é suscetível à variações de λ e R .

Classificação Convectiva e Estratiforme



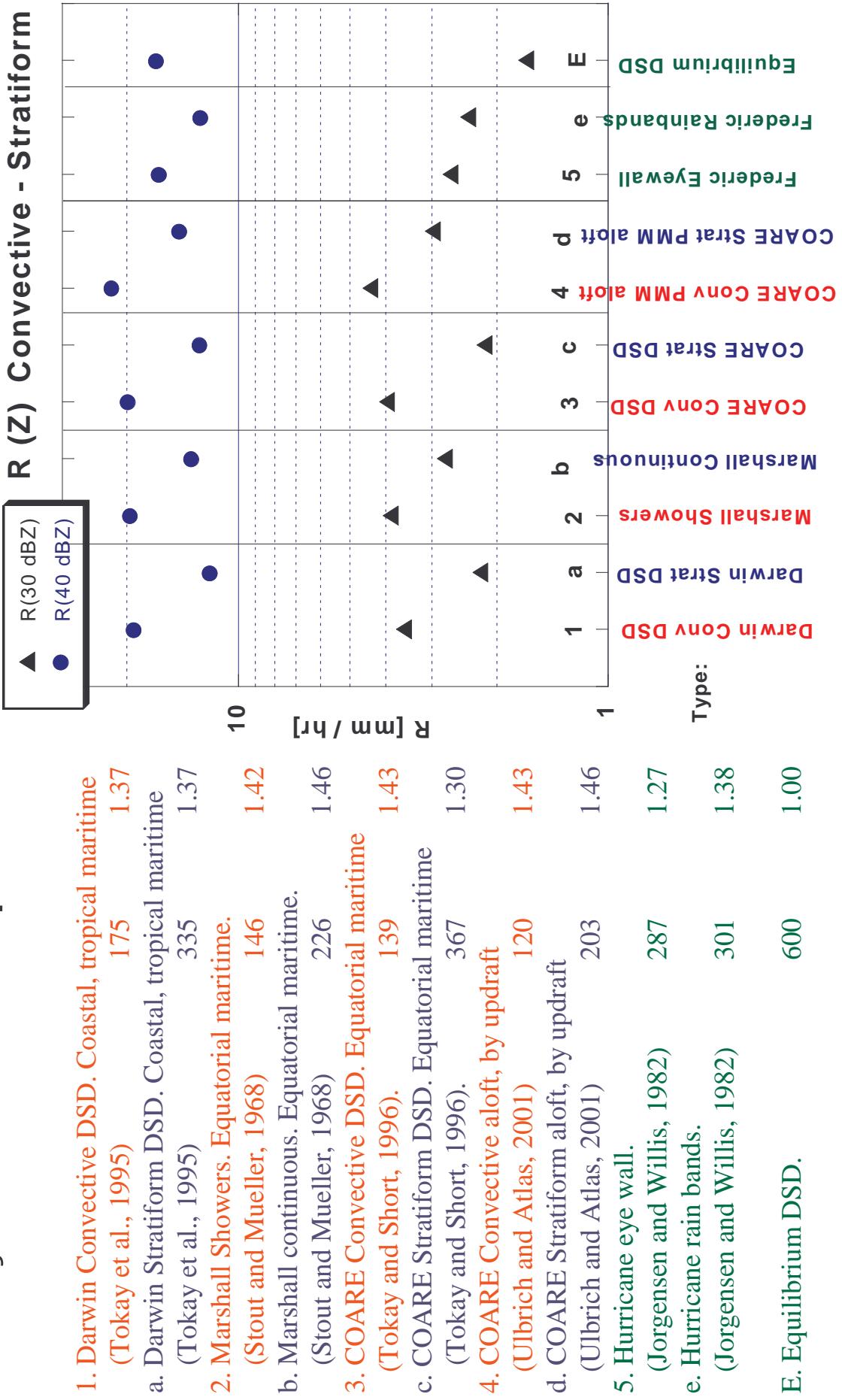
Em nuvens Marítimas Convectivas :

Mais Coalescência à Chuva à $D_0 < D_{0e}$ à $R(Z)$ Menor
Menor evaporação à D_0 menor à $R(Z)$ Menor

Em nuvem estratiforme :

Agregação de gelo à D_0 maior à $R(Z)$ maior
Maior evaporação à D_0 maior à $R(Z)$ maior .

Relação Z-R para precipitação de nuvens **convectivas e estratiformes. Taxa de precipitação para Z de 30 e 40 dBZ.**
Note uma sistemática diminuição de R para um dado Z durante a transição de **convetivo para **estratiforme**.**



Relação Z-R para precipitação de nuvens **marítimas**

orográficas. Taxa de precipitação para Z de 30 e 40 dBZ.

Note um sistemático aumento de R para um dado Z a medida que subimos.

