

Estimativa de Precipitação em Microondas a partir de Modelos de Nuvens.

Nesta faixa do espectro, a radiação eletromagnética tem a contribuição da superfície (terra ou oceano), e a interação com o meio através da absorção, emissão e espalhamento dos diferentes hidrometeoros suspensos na atmosfera bem como dos gases (H_2O , O_2)

Portanto um melhor detalhamento da precipitação das superfícies seria feito a partir do conhecimento prévio do estado da atmosfera, ou seja, estrutura vertical da temperatura e umidade relativa, bem como da distribuição do conteúdo de água na nuvem líquida, de gelo e neve.

Com este intuito vários grupos de pesquisas desenvolveram métodos que acoplam modelos de nuvens com modelos de transferência radiativa a fim de obter perfis verticais de hidrometeoros bem como a precipitação das superfícies, ou seja:

-Smith and Mugnai (1988): Radiative transfer to space precipitating cloud at multiple microwave frequencies, Part II: Results and analysis, J. Appl. Meteor, 27, 1074-1091.

-Adler et al. (1991): Cloud model based simulation of satellite microwave data and their application to a SSM/I rain algorithm. Proc. Fourth Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., J12-J15.

-Kummerow and Giglio, 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description, J. Appl. Meteor., 33, 3-18.

Modelos de Nuvens, a priori, podem ser utilizados para descrever o estado de desenvolvimento de uma tempestade e assim ser utilizados em modelos de transferência radiativa para calcular-se as temperaturas de brilho observadas por radiômetros, sejam eles satélites/aviões ou na superfície.

Como parte deste conceito o texto a seguir apresenta os artigos de Kummerow e Giglio (1994) e Kummerow et al. (1996) uma vez que englobam estes conceitos e métodos utilizados operacionalmente pelo Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) e no futuro programa Global Precipitation Mission (GPM).

Este modelo é conhecido como GPROF (Goddard Profiling Algorithm), e estima os perfis verticais de hidrometeoros e calor latente, e a taxa de precipitação das superfícies para ambas as superfícies (terra e oceano).

Cálculo em transferência radiativa :

As temperaturas de brilho observadas em microondas são parcialmente originadas pela emissão das superfícies terrestres e parcialmente pelos constituintes atmosféricos.

$$\frac{dT_B}{dz} = \sigma_a (T - T_B) + \sigma_s (\langle T_B' \rangle - T_B)$$

A contribuição a partir das superfícies terrestres depende primariamente da natureza da superfície (ou seja, água ou terra), e da respectiva temperatura da superfície.

Os constituintes atmosféricos são como o oxigênio, vapor d'água, e água de nuvem e como absorvedores e emissores de radiação emergente.

Hidrometeoros de tamanho grande não somente absorvem e emitem mas também espalham radiação emergente.

Dentro de uma nuvem precipitante, a contribuição dos constituintes atmosféricos dependerá da concentração de água de nuvem, das gotas de chuva, e das partículas de gelo, e suas respectivas distribuições verticais.

Portanto esta dependência resulta em uma complicada relação entre a temperatura de brilho no topo da atmosfera e a distribuição de hidrometeoros, a qual é melhor exemplificada pelas funções de peso.

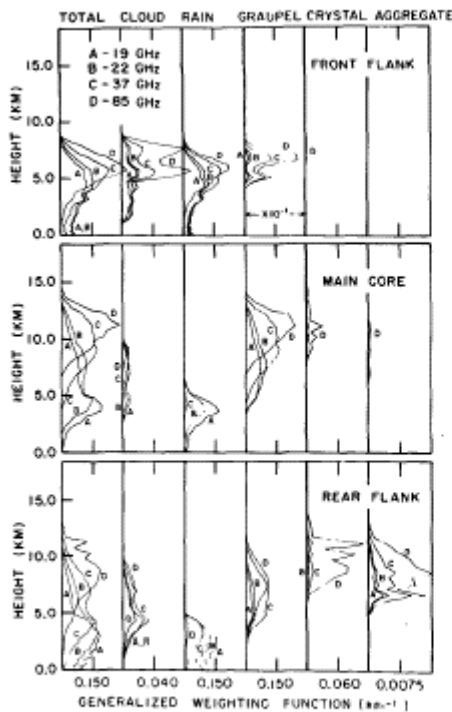


FIG. 5. Vertical profiles of the generalized weighting function (given in km^{-1}) for the three selected cloud boxes. Results are presented for both the total weighting function and its components due to the five hydrometeor species. Note that the range of the front flank graupel panel is multiplied by 10^{-1} with respect to the indicated scale.

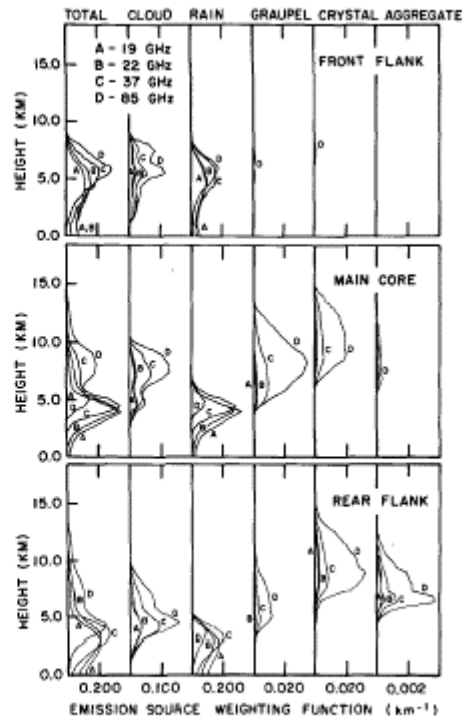


FIG. 6. Vertical profiles of the emission source weighting function (given in km^{-1}) for the three selected cloud boxes. Results are presented for both the total weighting function and its components due to the five hydrometeor species.

A contribuição da superfície é usualmente pequena a menos que uma porção do footprint (pixel) não esteja coberta inteiramente pela precipitação. ***Beam Fill in effect.

***Já é de domínio que a precipitação possui uma grande variabilidade espacial e temporal, logo, estas variações têm um efeito direto sobre as medidas com radiômetros em microondas devido ao tamanho do pixel de cada canal. Dessa maneira, um mesmo pixel (3.5 a 25 km) pode possuir diferentes distribuições de precipitação, e consequentemente ter diferentes valores de T_b no topo da atmosfera. Isso vem levado vários pesquisadores a modelar a distribuição espacial da precipitação em várias escalas horizontais a fim de poder melhor caracterizar e parametrizar estas relações.

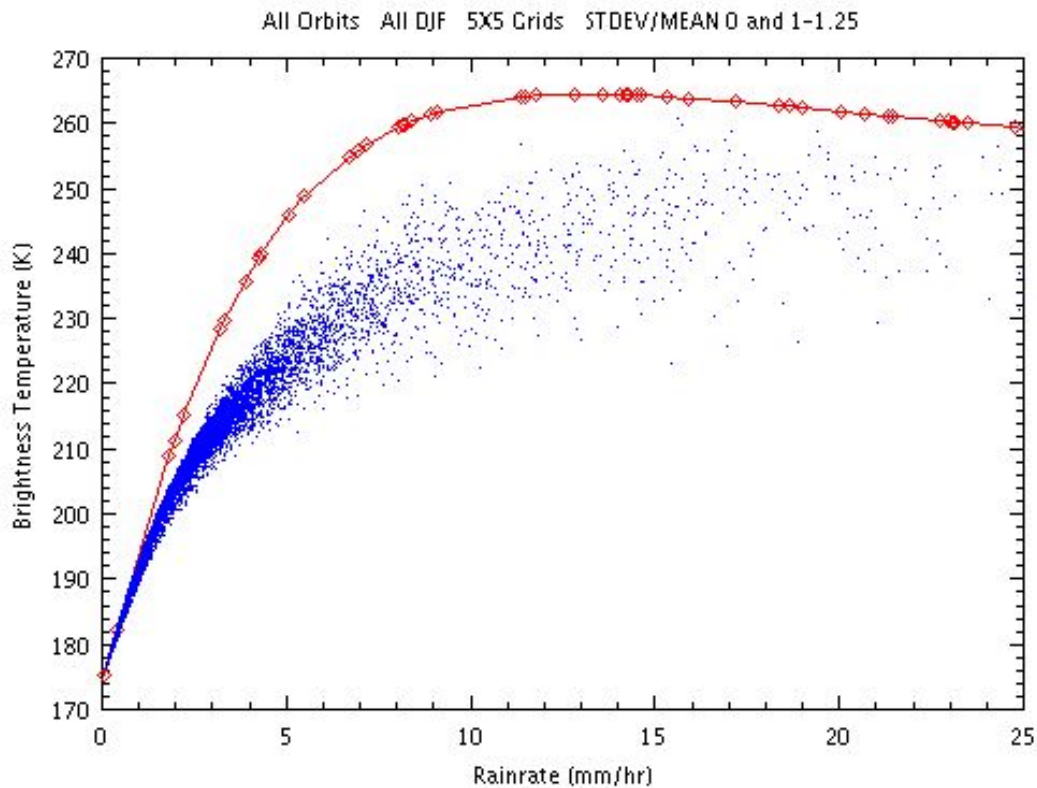


Figure 2.8: Homogeneous FOV temperature-rainrate relation (red curve) versus heterogeneous FOV temperature-rainrate relation (blue dots).

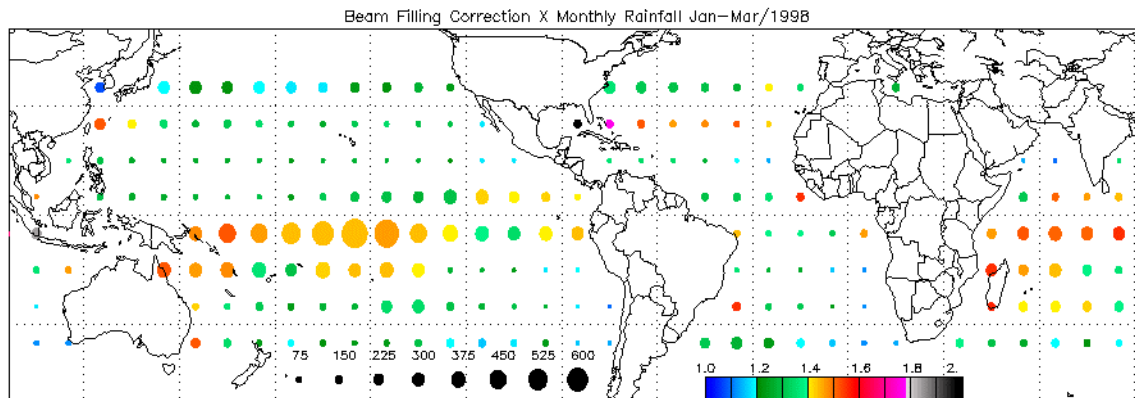


Figure 4.3: January-February-March 1998 beam-filling correction (color) and total rainfall in mm (circle size).

Tese de Mestrado de Phil Poyner (2002) da CSU.

De todas as maneiras, as duas superfícies (oceano e continente) apresentam fundos de radiação distintos:

- Superfícies oceânicas têm uma emissividade baixa e produzem temperaturas muito baixas (~150K). Então emissões de gotas de chuva e água de nuvem aumentam a temperatura de brilho;
- Superfícies continentais apresentam uma emissividade alta, e consequentemente temperaturas altas (~280K), o que consequentemente irá obscurecer sua emissão. Dessa maneira, somente sinais de espalhamento, os quais reduzem a temperatura de brilho, podem ser utilizados para determinar a taxa de precipitação em superfícies continentais;
- Por estas razões os algoritmos são separados em componentes oceânicos e continentais;

A rotação da transferência radiativa utilizada para simular a temperatura de brilho no topo da atmosfera (TOA) é segundo a aproximação de Eddington.

O método de Eddington possui vantagens porque leva em conta múltiplos espalhamentos, mas ao mesmo tempo é muito rápido computacionalmente. Além disso, comparações com simulações de Monte-Carlo em 3D apresentam diferenças da ordem de 1K.

A distribuição de tamanho de gotas de Marshall-Palmer (1948) é assumida:

$$N(D) = N_0 \exp\{-\Lambda D\}$$

Sendoqueosefeitosdepolarizaçãohorizontaleverticalemaltastaxasdeprecipitação (umavezqueoshidrometeorossãoblato),sãoparametrizadoscomosferóidesoblato dadopelafunção:

$$\frac{a}{b} = 1 - 0.92r$$

onde“a”e“b”sãorespectivamenteoseixosmaioremenordoesferóidecomraio equivalente“r”emmm.

a) Cálculoemar-limpo

Oscálculosdetransferênciaradiativaemar-limpo(semchuva)devemconcordarcom asobservações.Istoéimportantenestealgoritmo,umavezqueexisteanecessidade deaverconcistênciaentreatoriaeasobservações,eeventualmenteafetariaos cálculoscomprecipitação.Oscálculofinaisobtiveramerrosdenomáximo2K.O problemaencontradoéodesedeterminaratemperaturadesuperfícieeaquantidade devapord'aguacomumaacuráciaarazoavel.

b) imoginidadeaprecipitação

Comojáfoiapresentadoanteriormenteaprecipitaçãoapresentaumaaltavariabilidade espacialetemporal,logoosalgoritmosqueassumemdistribuiçãohomogeneada precipitaçãoofalhamemobteracorrespondentetemperaturadebrilho.

Alemdessefator,ovaloresteóricosedetemperaturadebrilhosobreoceanocalçam ummaximoaproximadamenteem12mmh⁻¹,ecomeçamadecrescerdevidoao espalhamentodegelonapartesuperiordanuvem.

Nestemodelo,adistribuiçãoodeprecipitaçãoéassumidacomosendoLognormal.Desmaneira,pode-se derivarumarelaçãoentreTbxRemfunçãoodavariabilidadechuvosa σ .

$$Tb(<R>) = \int_0^{\infty} Tb(R) \frac{1}{(2\pi)^{1/2} \xi R} \exp\left\{-\frac{1}{2\xi^2} [\ln(R) - \mu]^2\right\} dR \quad (1)$$

ondeRéataxadeprecipitação,<R>éataxadeprecipitaçãoomédiadadistribuição lognormal, $\xi^2 = \ln(\sigma^2 + 1)$, $\mu = \ln(<R>) - 0.5 \xi^2$ e

$$\sigma = \frac{1}{R_{avg}} \left[\sum_{i=1}^N (R_i - R_{avg})^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

A figura 2.8 apresenta em vermelho a curva para uma distribuição de chuva homogênea. A medida que o valor de σ aumenta, o espalhamento dos pontos aumenta e a temperatura diminui. (Figura 1 de Kummerow e Giglio 1994).

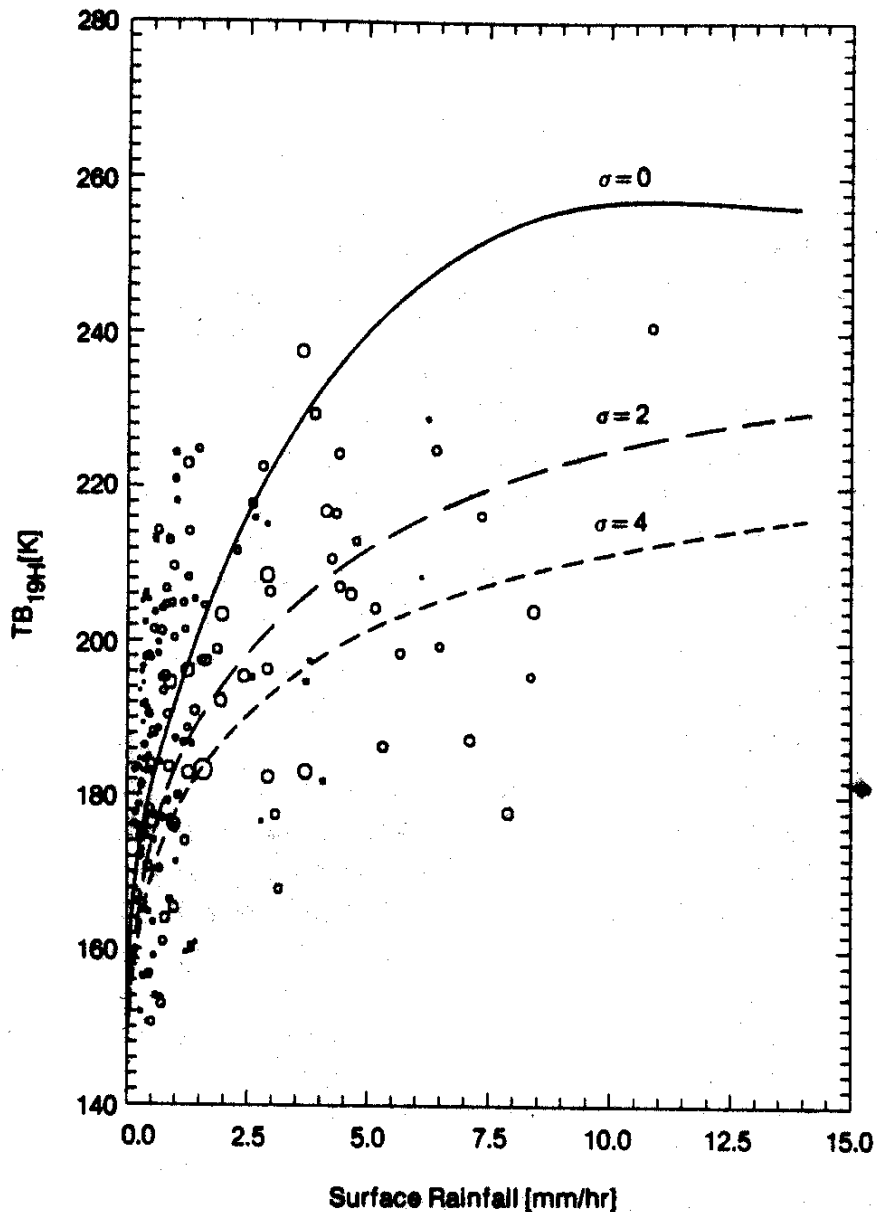


FIG. 1. Scatter diagram of 19-GHz horizontally polarized brightness temperatures as a function of radar-derived rainfall from three case studies using the Patrick Air Force Base radar in Florida. The size of the open circles indicates the variability of the rainfall within the coincident satellite pixel. The curves represent theoretical calculations in a typical Florida maritime environment assuming various values of rainfall variability.

De forma a resolver este problema, observações de radar, como a apresentada na figura 2.8, são utilizadas para obter a variação da precipitação levando-se em conta o tamanho do pixel do satélite e da escala mais fina do radar. Estes dados são então ajustados com a precipitação estimada no modelo de nuvens, de forma a obter as mesmas características de cada precipitação. Para isso, é utilizado um ajuste de precipitação obtido por Adler et al. (1989) o qual relaciona a precipitação e a temperatura de brilho do canal de 85 GHz de polarização horizontal: (utilizado para determinar a variância)

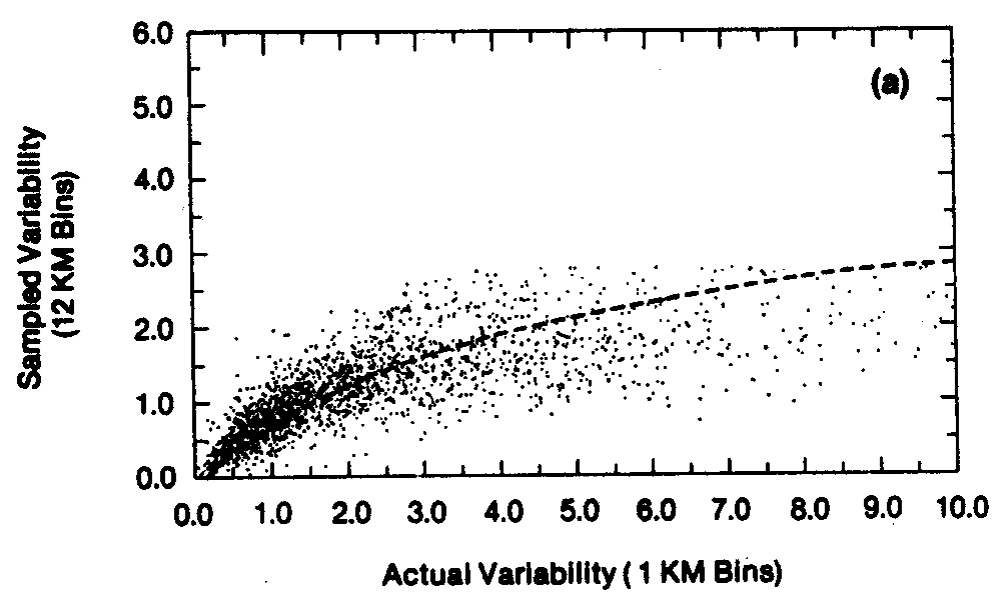
$$R(\text{mmh}^{-1}) = 37.080 - 0.1440T_{85H} \quad (3)$$

$$\sigma = 10.25 - \left[\frac{2.83 - \sigma_{\text{sample}}}{0.0283} \right]^{1/2} \quad (4)$$

onde σ_{sample} é obtido diretamente de T_{85H} (Figura 2) (Equação 2).

Esta relação não necessariamente representa a distribuição espacial da variabilidade da precipitação, vide figura 4.3.

RAINFALL VARIABILITY ALL RADAR



RAINFALL VARIABILITY MODEL OUTPUT

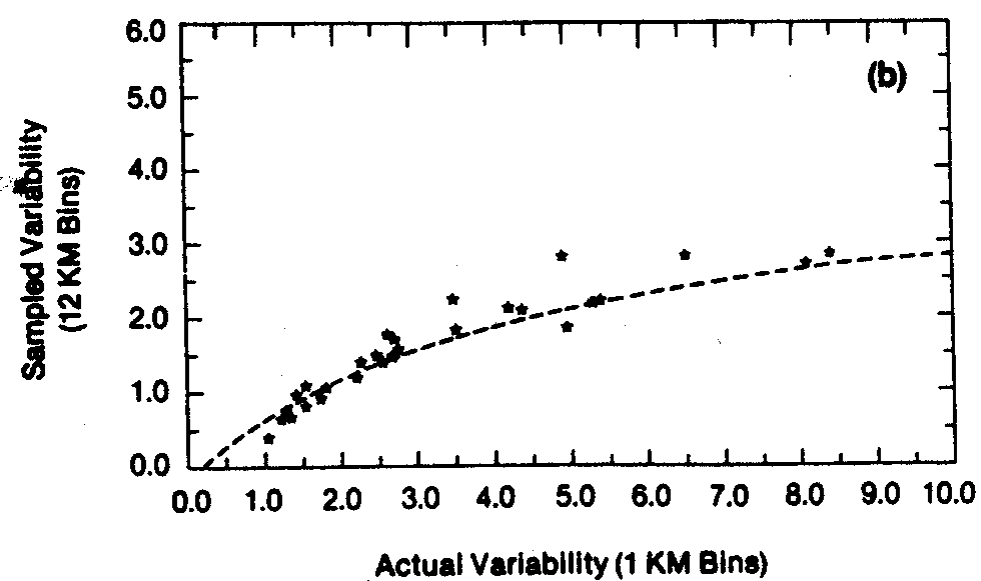


FIG. 2. Relationship between the actual variability of precipitation and that inferred by using only nine cells with SSMI 85-GHz resolution for (a) radar data and (b) rain retrieved by inverting brightness temperatures from a cloud dynamical model.

Algoritmo de recuperação :

O algoritmo de estimativa de precipitação e perfis verticais de hidrometeoros é resumido nos fluxogramas 3e4.

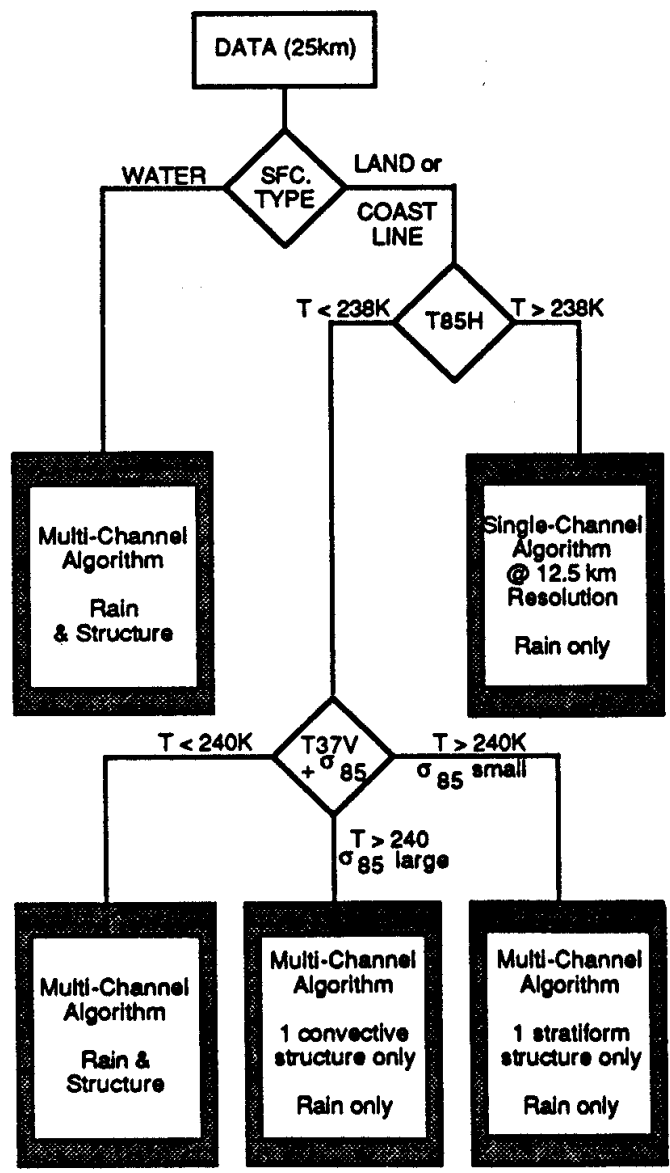


FIG. 3. Schematic diagram of conditions under which various forms of the retrieval algorithm are applied.

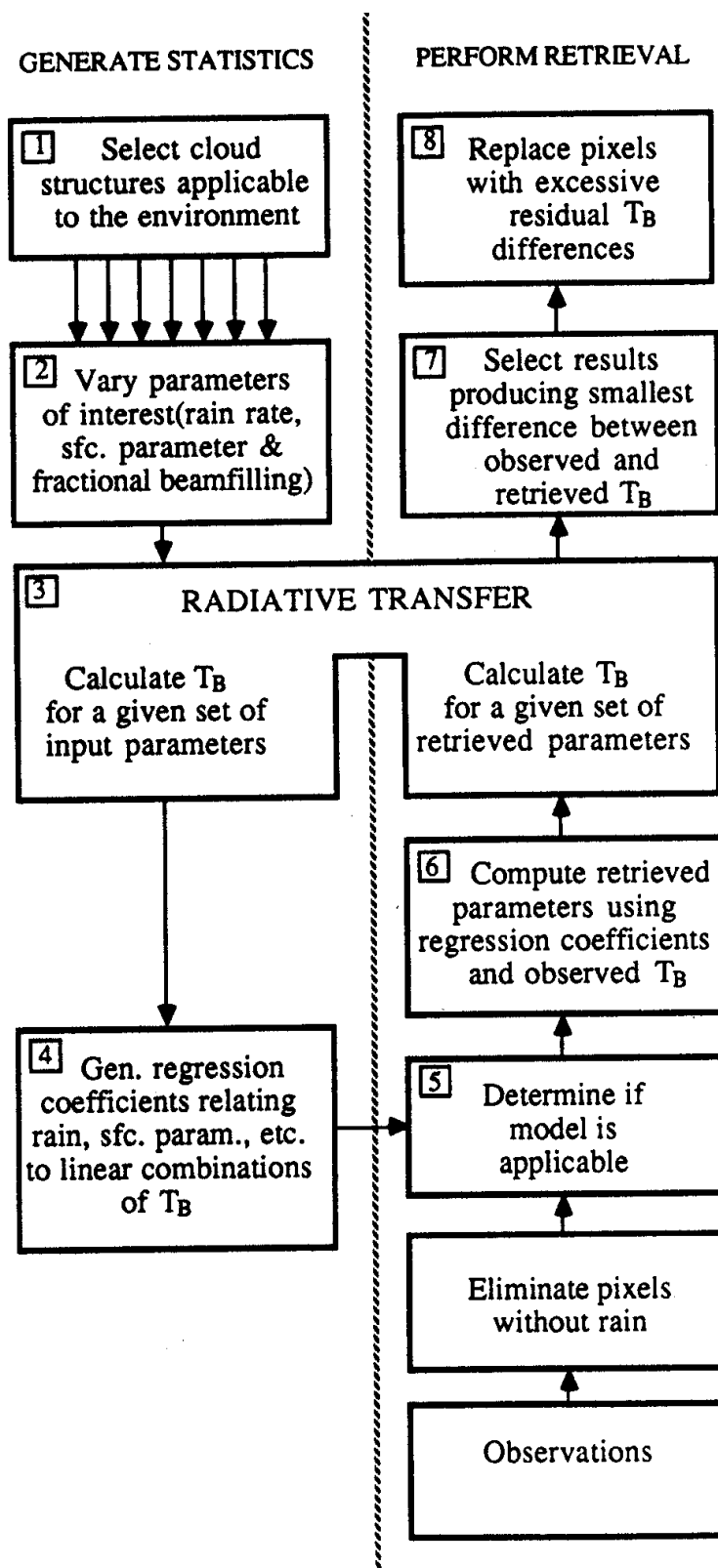


FIG. 4. Schematic diagram describing the flow of the retrieval algorithm.

A separação entre superfícies oceânica e continental se faz através de um gradiente de 0.5×0.5 graus de latitude e longitude a fim de minimizar o tempo de computação, já que as diferentes polarizações podem dizer o mesmo (37GHz, $\Delta 37 > 40K$).

O algoritmo consiste de:

27 perfis verticais de nuvens :

- 18 convectivos e 9 estriformes, definidas em 5 camadas.
- Diferentes níveis de congelamento (isotermas de $0^\circ C$), entre 4.5 e 2 km de altura, com intervalos de 0.5 km;
- A camada mais baixa até a isotermas de $0^\circ C$, é sempre assumida como sendo líquida;
- Camadas mais altas contêm estruturas misturadas (hidrometeoros líquidos, congelados e resfriados) dependendo da sua natureza. As convectivas são definidas como gotas líquidas (água de nuvem e chuva ou ambas). As estriformes não têm água líquida.

3 variáveis desconhecidas :

Sendo que a precipitação de superfície, fração de pixel coberta por chuva e evento de superfícies são as variáveis desconhecidas.

Criação de um banco de dados :

A combinação dos perfis verticais de hidrometeoros + as 3 variáveis desconhecidas sem simulações aleatórias (randomicas) podem levar a um conjunto de dados que simule as diversas temperaturas de brilho nas respectivas frequências e polarizações observadas pelo satélite;

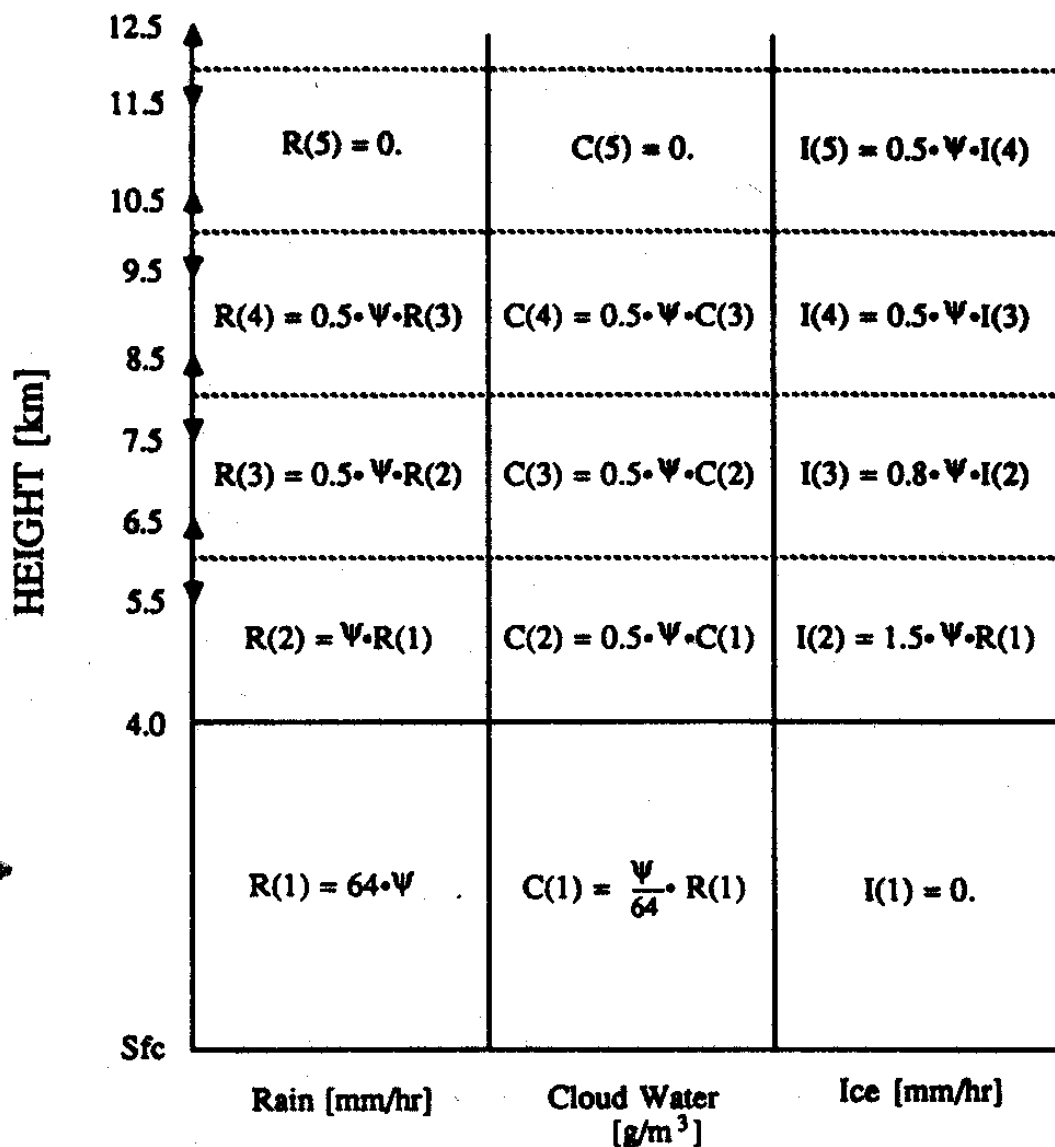


FIG. 5. Schematic diagram showing vertical distribution of cloud constituents used in uniqueness studies. Symbol ψ is used to indicate a random number between 0 and 1.

EscolhadoPerfilAdequado :

Paracadapixelobservadopode-se“encontrar”umperfil simulado($T_{bestimado}$)
 oqualseaproximadasdiferentes T_b observadasapartirdocáculodeumerro
 quadraticomédio(rms), nestecaso $< 5K$.

$$rms = \frac{\sqrt{\sum_{i=1, j=1}^{N, Mchannels} (Tb_{j(estimated)} - Tb_{j(observed)})^2}}{N_{simulations} * Mchannels}$$

Caso rms seja maior que 5K, uma média entre os 8 pixels vizinhos é feita (estes pontos em geral são encontrados nas regiões costeiras, uma vez que a contaminação das superfícies).

Precipitação sobre o continente :

Como o efeito de emissão é minimizado sobre a terra, somente o efeito de espalhamento de gelo em 85GHz é observado. Nos casos onde a temperatura de brilho em 85GHz excede 238K, a aplicação do algoritmo como outro canal de espalhamento (37GHz) fica reduzida, uma vez que a medida está limitada pelo ruído das medidas neste canal.

Portanto neste algoritmo utiliza-se a relação derivada por Huffman et al. (1993)

$$R(\text{mmh}^{-1}) = 0.239(251 - T_{85H}), T_{85H} < 247K$$

Se $T_{85H} < 238K$ mas $T_{37H} > 245K$ calcula-se uma média dos perfis verticais convectivo e estratiforme. Sendo que a variância da T_{85H} determinar-se-á o pixel se convectivo ou estratiforme, conforme a relação de precipitação de Adler, sendo convectivo para $R > 2\text{mmh}^{-1}$ e estratiforme para inferior a este valor.

Quanto $T_{37H} < 245K$, tem-se informações suficientes para aplicar os diferentes canais. O algoritmo é o mesmo que o anterior, sendo que somente o vento de superfície não é variado aleatoriamente.

Versão Operacional do GPROF

Kummerow, C., W.S. Olson e L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors, IEEE Trans. Geo. R. Sens, vol 34, 5, 1213-1232.

A experiência ganha com o desenvolvimento do modelo anterior, e a aplicação de um modelo de nuvem dinâmico levaram ao desenvolvimento de uma técnica (física) mais rápida e acurada da estimativa de precipitação.

Neste conceito, foi utilizado o modelo de nuvens dinâmico Goddard Cumulus Ensemble (GCE), o qual permite modelar escalas convectivas associadas a processos dinâmicos e microfísicos de sistemas convectivos de mesoescala. O modelo possui 3D, sendo que as suas simulações são feitas para um gradado de 218x54 na horizontal com 1km de resolução e 32 níveis na vertical.

As parametrizações de nuvens são:

- Duas fases líquidas: água de nuvem e chuva
- 3 fases de gelo: gelo de nuvem, neve granizo/graupel
- Os hidrometeoros de água e gelo são esféricos
- As distribuições de hidrometeoros possuem uma distribuição exponencial como a de Marshall e Palmer, sendo que $N_0 = 0.08, 0.04 \text{ e } 0.04 \text{ cm}^{-4}$ para chuva, neve e graupel respectivamente. $\{N(D) = N_0 \exp(-\Delta D)\}$
- A densidade de chuva, neve e graupel é $1, 0.1, 0.4 \text{ g cm}^{-3}$ respectivamente
- O gelo de nuvem tem uma distribuição monodispersa com diâmetro de $2 \times 10^{-3} \text{ cm}$ e densidade de 0.917 g cm^{-3} .

Dessa maneira o GPROF pode realizar várias simulações de eventos e assim melhorar um banco de dados com diversos perfis verticais de temperatura, umidade relativa, vento, e hidrometeoros em diversas classes.

Uma vez criado um banco de dados, estes dados são ingeridos no modelo de transferência radiativa apresentado anteriormente e as diferentes temperaturas de brilho são calculadas.

Para determinar o melhor perfil que representa as temperaturas de brilho observada, o GPROF utiliza o método de Bayes, a qual calcula a probabilidade condicional de um perfil ser a verdade. Em síntese, isto significa que para cada medida observada calcula-se o rms entre o medido e o estimado, sendo que este rms é normalizado de forma que varie de 0 a 1, onde 0 significa distante e 1 muito próximo da verdade. Sendo que este rms será utilizado como peso. Logo o perfil final pode ser expresso pelas matrizes dos perfis versus o peso, ou seja:

$$Y_{final} = \sum_{i=1}^{N_{perfis}} T_i W_i, \text{ onde } W_i = rms_i$$

Para minimizar o número de perfis a ser utilizado (na corrente versão existem 3000 perfis verticais), a estratificação entre regiões e distâncias dos mesmos é feita. A estratificação é feita de forma que a distância entre as regiões seja respectiva.

Intercomparação entre vários modelos:

<http://rain.atmos.colostate.edu/CRDC/>