



**Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia**

**Caracterização da Estrutura Microfísica das
Nuvens sobre Diferentes Ecossistemas na
América do Sul Usando dados do MODIS**

Por Bruno Muniz Duarte
Curso de Graduação em Meteorologia

Orientador:
José Ricardo de Almeida França, D.Sc.

**Rio de Janeiro
Julho/2009**

Caracterização da Estrutura Microfísica das Nuvens sobre Diferentes Ecossistemas na América do Sul Usando dados do MODIS

Bruno Muniz Duarte

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Aprovada por:

Hugo Abi Karam, D.Sc.

Isimar Azevedo dos Santos, M.Sc.

José Ricardo de Almeida França, D.Sc.

Duarte, Bruno.

“CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA FÍSICA DAS NUVENS SOBRE DIFERENTES ECOSISTEMAS DA AMÉRICA DO SUL USANDO DADOS DO MODIS”.

Rio de Janeiro, Julho de 2009.

57p.

- I Microfísica das Nuvens.
- II MODIS.
- III Sensoriamento Remoto.

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Monografia para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

RESUMO

As nuvens têm um papel fundamental nos quadros de condições meteorológicas e climáticas. Esta influência se dá principalmente a partir da interação dos diferentes tipos de nuvens com as radiações solar e terrestre, alterando assim os balanços de radiação e energia na atmosfera e na superfície. As respostas da nuvem à radiação variam de acordo com a estrutura microfísica da mesma. A obtenção de dados de microfísica passou então a ser objetivo de diversos experimentos na área, desde meados do século XX. A partir do final do século, as técnicas de sensoriamento remoto começaram a ser empregadas para esta finalidade, trazendo diversos benefícios. Este trabalho utiliza dados do sensor MODIS, que trouxe muitas inovações neste aspecto, inferindo uma extensa lista de parâmetros. São apresentadas aqui relações entre o raio efetivo da partícula e a espessura óptica, assim como informações de fase termodinâmica e temperatura no topo da nuvem, comparando seis regiões. São mostradas também as situações sinóticas para os casos estudados. Foi verificado que existe uma boa separação entre casos de ocorrências de nuvens nas seis regiões estudadas, mostrando que a metodologia é adequada para fins de classificação e caracterização das nuvens.

ABSTRACT

Clouds play a fundamental role in the aspects of meteorological and climatic conditions. This influence is mainly due to the interactions of different cloud types with solar and earth radiation, modifying the radiation and energy budgets at the surface and in the atmosphere. The response of the cloud to radiation differs as the microphysical structure changes. Cloud microphysics data gathering started then to become the goal of many experiments in the subject since the middle of the 20th century. From the late 20th century, remote sensing techniques began to supply this need, bringing many benefits. This paper uses data from MODIS sensor, which brought a lot of innovations in this matter, inferring an extensive list of parameters. Presented here are the relationship between cloud effective radius and cloud optical thickness and also information on thermodynamic phase and cloud top temperature, comparing six different regions. Besides, the synoptic conditions for the studied cases are shown. A very distinguishable separation among the cases and regions are verified, which shows that the methodology can be adequate for classifying and characterizing clouds.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	7
2 REVISÃO TEÓRICA	10
2.1 CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS	10
2.1.1 Cirrus	10
2.1.2 Cirrocumulus	10
2.1.3 Cirrostratus	11
2.1.4 Altocumulus	11
2.1.5 Altostratus	11
2.1.6 Nimbostratus	11
2.1.7 Stratocumulus	12
2.1.8 Stratus	12
2.1.9 Cumulus	12
2.1.10 Cumulonimbus	12
2.2 SENSORIAMENTO REMOTO NA ATMOSFERA	13
2.2.1 Observação das Nuvens por Sensoriamento Remoto	15
2.3 MICROFÍSICA DE NUVENS NA ATUALIDADE	16
3 METODOLOGIA	21
3.1 OS SATÉLITES TERRA E AQUA – O PROGRAMA EOS	21
3.1.1 O Sensor MODIS	22
3.2 OBTENÇÃO DE DADOS	25
3.2.1 Regiões de Estudo	27
3.3 ALGORITMOS – DESCRIÇÃO FÍSICA	28
3.3.1 Espessura óptica, raio efetivo e fase termodinâmica da nuvem	28
3.3.2 Propriedades do topo da nuvem – pressão e temperatura	30
4 RESULTADOS	32
4.1 SEPARAÇÃO SAZONAL	32
4.1.1 Espectros de raio efetivo da partícula da nuvem	32
4.1.2 Raio efetivo e espessura óptica	35
4.2 SEPARAÇÃO REGIONAL	38

4.2.1 Raio efetivo, temperatura do topo da nuvem e fase termodinâmica	38
5 ANÁLISE SINÓTICA E CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS	42
6 CONCLUSÕES E PRÓXIMOS PASSOS	53
7 REFERÊNCIAS	56
ANEXO I	58

1 INTRODUÇÃO

De certo modo, as nuvens são um dos objetos de estudo mais antigos do homem, pois elas sempre o acompanharam desde o início de sua existência, sendo de fácil percepção visual por estarem a apenas um olhar de distância. Podem ser comparadas às estrelas da noite como motivos de contemplação celeste, apesar das nuvens poderem estar presentes a qualquer hora do dia. Devido a sua grande variedade de formas e tamanhos em que podem aparecer, *o homem costuma atribuir às nuvens certa carga dramática*, como diz Gavin Pretor-Pinney em seu livro “The Cloudspotter’s Guide” (2006), associando as nuvens a determinadas emoções ou mensagens divinas. Neste contexto, constituiu-se um grande mistério em torno delas que, ora servem para enfeitar o teto compartilhado entre os seres vivos fornecendo as mais diversas paisagens, ora servem como “empecilho para um perfeito dia de verão” (Pretor-Pinney, 2006). De qualquer maneira, as nuvens fazem parte do dia-a-dia do planeta desde a sua criação, motivando estudá-las até hoje. A partir do século XVIII, este grande mistério em relação às nuvens começou a ser trazido para a ciência, deixando de atribuí-las a apenas objetos de contemplação ou lamento.

A atmosfera terrestre pode ser dividida de diversas formas, utilizando diferentes parâmetros. A mais usada por meteorologistas é a divisão em termos do gradiente de temperatura do ar, onde a atmosfera é separada em quatro camadas, a saber: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera. Praticamente todos os fenômenos atmosféricos de interesse para a meteorologia e para a climatologia ocorrem dentro da primeira camada, a troposfera, que se estende da superfície até aproximadamente 15 km de altura, dependendo da latitude. Portanto, é nessa camada que se encontram as nuvens.

Quando se observa uma foto da Terra com distância suficiente para notar a curvatura da esfera, percebe-se o quão fina é a camada de gases que envolve o nosso planeta, apesar de ser a responsável por gerar condições de vida humana. Se a atmosfera, que alcança os 100 km de altura, como um todo já pode ser considerada uma fina camada em relação à dimensão do planeta, a troposfera é ainda menos espessa. Portanto, é intuitivo que esta pequena porção seja extremamente sensível às variações ambientais que ocorram na superfície terrestre, sendo inclusive afetada por ações do homem. Isso é válido para quaisquer

escalas de tempo e espaço, sendo o principal agente destas variações a radiação solar. As nuvens fazem parte deste sistema, tendo um papel fundamental na quantificação dos fluxos de energia entre a troposfera e a superfície, influenciando no balanço final. Matematicamente, seus efeitos estão inseridos nos termos das interações radiativas da equação do balanço de energia e nos fluxos de calor sensível e latente. A dificuldade está em fazer esta quantificação, devido à variedade das formas em que elas podem existir. Cada tipo de nuvem interage com a radiação solar e terrestre de maneira particular, dependendo do seu tamanho, forma, constituição física e altura em que se encontra em relação ao solo (Rudorff et al., 2007). Por exemplo, nuvens do tipo *cirrus* são praticamente transparentes à luz solar (ondas curtas), porém, retém grande parte da radiação infravermelha proveniente da Terra (ondas longas), gerando um saldo positivo no aquecimento da atmosfera. Já nuvens do tipo Cúmulos, que são mais espessas e densas, bloqueiam a radiação solar, gerando um saldo negativo.

Atualmente, a principal ferramenta usada pelos cientistas para observar e prever o comportamento da atmosfera é o modelo numérico, que consiste em um conjunto de equações, resolvidas em computadores, capaz de descrever as interações entre os diversos parâmetros ambientais de interesse para a meteorologia. Existem modelos climáticos e meteorológicos, que tem conceitos semelhantes, diferindo basicamente no tipo de condição inicial que alimenta as equações. Os modelos são divididos em duas partes: *dinâmica* e *física*. Segundo Peixoto e Oort (1992), a dinâmica lida com as equações do movimento e com os transportes em grande escala de massa, vapor d'água e energia. A física compreende os esquemas ou *parametrizações* dos outros fatores que influenciam no comportamento da atmosfera. As equações da dinâmica são resolvidas para cada ponto de grade do modelo e o espaçamento da grade é característica de cada modelo, podendo ser ajustada de acordo com o objetivo do estudo. Parametrização é o processo pelo qual se obtém expressões empíricas que aplicam as correções necessárias às variáveis básicas do modelo para que os efeitos sentidos pela atmosfera devido a processos sub-grade, ou seja, de escala espacial menor do que a da grade do modelo, sejam devidamente computados. Isto significa que as nuvens se enquadram nesta definição, portanto seus efeitos no balanço de energia são descritos nos modelos através da parametrização das interações radiativas, que por sua vez depende da parametrização de microfísica, que computa o efeito de para

parâmetros como raio da gota de nuvem, espessura óptica da nuvem e fase da partícula de nuvem, ou seja, a constituição física mencionada anteriormente.

Em um dado instante, o céu de determinado local pode conter os mais variados tipos de nuvem ao mesmo tempo, sendo assim de extrema importância que o conjunto de interações das nuvens com as radiações solar e terrestre esteja muito bem representado nas parametrizações do modelo, para se obter melhores resultados nas análises e previsões. Neste contexto, este trabalho visa contribuir para o enriquecimento de informação quantitativa sobre o tema, procurando explorar todo tipo de nuvem e se beneficiando das vantagens da técnica de sensoriamento remoto. O objetivo é iniciar uma caracterização da estrutura microfísica de alguns tipos de nuvens através dos parâmetros: raio efetivo da partícula de nuvem, espessura óptica da nuvem, fase termodinâmica da partícula da nuvem (água líquida, gelo ou fase mista) e temperatura do topo da nuvem, comparando seis regiões distintas na América do Sul de acordo com seus biomas e ecossistemas, avaliando as condições sinóticas de cada caso para tentar encontrar padrões nos gráficos e estabelecer curvas teóricas mais específicas para cada tipo, ecossistema e condição sinótica associada.

No próximo capítulo é dada uma revisão de conceitos teóricos utilizados para o desenvolvimento deste trabalho, incluindo uma breve revisão bibliográfica sobre microfísica de nuvens. No capítulo 3 a metodologia é apresentada, onde é explicada detalhadamente a forma de obtenção de dados e as técnicas por trás do sensoriamento remoto. Em seguida, os capítulos 4 e 5 descrevem os resultados e as análises sinóticas, respectivamente, para os casos estudados. Por fim, o capítulo 6 estabelece algumas relações que puderam ser obtidas com o apresentado nos capítulos anteriores, assim como as dificuldades encontradas na utilização da metodologia do capítulo 3.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS

Apesar de não existirem nuvens exatamente iguais entre si, devido a sua constante evolução, é possível classificá-las em alguns grupos de acordo com algumas características em comum. A organização meteorológica mundial (OMM) publicou em 1972 a última versão do Atlas Internacional de Nuvens, onde a classificação proposta é descrita em detalhes. Na seqüência, segue um resumo desta classificação.

Em primeiro lugar, as nuvens são subdivididas em gêneros, espécies e variedades. Está além do objetivo deste trabalho descrever as espécies e as variedades, portanto o mesmo está limitado à discussão dos gêneros, que são: Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus e Cumulonimbus. Pode-se ainda fazer uma subdivisão entre os gêneros, com relação à altura da base de cada nuvem, da seguinte forma:

- a) Nuvens altas: Cirrus, Cirrocumulus e Cirrostratus;
- b) Nuvens médias: Altocumulus e Altostratus;
- c) Nuvens baixas: Stratocumulus, Stratus e Cumulus;
- d) Nuvens de desenvolvimento vertical: Nimbostratus e Cumulonimbus.

A seguir, são transcritas as definições retiradas diretamente do Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

2.1.1 Cirrus

Nuvens isoladas com a forma de filamentos brancos e delicados, ou de bancos, ou de faixas estreitas, brancas ou em sua maioria brancas. Estas nuvens têm um aspecto fibroso (cabeludo) ou um brilho sedoso, ou ambas as coisas.

2.1.2 Cirrocumulus

Banco, lençol ou camada fina de nuvens brancas, sem sombra própria, composta de pequeníssimos elementos em forma de grãos, rugas, etc., soldados ou

não, e dispostos mais ou menos regularmente; a maioria dos elementos tem uma largura aparente inferior a um grau.

2.1.3 Cirrostratus

Véu de nuvens transparente e esbranquiçado, de aspecto fibroso (cabeludo) ou liso, cobrindo inteiramente ou parcialmente o céu, e dando geralmente lugar a fenômenos de halo.

2.1.4 Altocumulus

Banco, lençol ou camada de nuvens brancas ou cinzentas, ou simultaneamente brancas e cinzentas, apresentando geralmente sombras próprias, compostos de pequenas lâminas, seixos, rolos, etc., de aspecto muitas vezes parcialmente fibroso ou difuso, soldados ou não; a maioria dos pequenos elementos dispostos regularmente tem geralmente uma largura aparente compreendida entre um e cinco graus.

2.1.5 Altostratus

Lençol ou camada de nuvens acinzentado ou azulado, de aspecto estriado, fibroso ou uniforme, cobrindo inteiramente ou parcialmente o céu, e podendo apresentar partes suficientemente finas que deixam ver o sol, embora vagamente, como se fosse através de um vidro despolido. Os Altostratus não apresentam fenômenos de halo.

2.1.6 Nimbostratus

Camada de nuvens cinzenta, muitas vezes sombria, cujo aspecto torna-se velado em consequência das pancadas mais ou menos contínuas de chuva ou de neve que, na maioria dos casos, atingem o solo. A espessura desta camada é, em toda a sua extensão, suficiente para esconder completamente o Sol.

Existem freqüentemente abaixo desta camada nuvens esfarrapadas, soldadas ou não, com ela.

2.1.7 Stratocumulus

Banco, lençol ou camada de nuvens cinzentas ou esbranquiçadas, ou mesmo cinzentas e esbranquiçadas, tendo quase sempre partes sombrias, compostas de mosaicos, seixos, rolos, etc., de aspecto não fibroso (salvo a virga) soldados ou não; a maioria dos pequenos elementos dispostos regularmente tem a largura aparente superior a cinco graus.

2.1.8 Stratus

Camada de nuvens geralmente cinzenta, com base uniforme, podendo dar lugar a chuviscos, prismas de gelo ou grãos de neve. Quando o sol é visível através da camada, seu contorno torna-se nitidamente visível.

Os stratus não dão lugar a fenômenos de halo, salvo, eventualmente, a temperaturas muito baixas.

Às vezes, os stratus se apresentam sob a forma de bancos esfarrapados.

2.1.9 Cumulus

Nuvens isoladas, geralmente densas e de contorno bem delineado, desenvolvendo-se verticalmente em forma de mamelões, de domos ou de torres, e cuja região superior, apresentando várias intumescências, assemelha-se, muitas vezes, a uma couve-flor. As partes destas nuvens iluminadas pelo Sol são, muitas vezes, de um branco ofuscante; sua base, relativamente sombria, é sensivelmente horizontal.

Os cumulus são às vezes dilacerados.

2.1.10 Cumulonimbus

Nuvem densa e potente, de considerável dimensão vertical, em forma de montanha ou de enormes torres. Uma parte pelo menos de sua região superior é geralmente lisa, fibrosa ou estriada, e quase sempre achatado; esta parte se expande muitas vezes em forma de bigorna ou de um grande penacho.

Em baixo da base desta nuvem, comumente muito escura, existem , muitas vezes, nuvens baixas esfarrapadas, ligadas ou não a ela, e precipitações, comumente sob a forma de "virga".

2.2 SENSORIAMENTO REMOTO NA ATMOSFERA

O maior empecilho para a evolução das ciências atmosféricas desde que se começou a estudar o tema está na obtenção de dados. Com o tempo, foi percebida a imensa dependência da quantidade e da qualidade das informações medidas para se fazer um experimento, seja de campo ou numérico (modelagem numérica) de qualquer sistema atmosférico. Não obstante, para se obter resultados precisos na descrição de fenômenos de grande escala, é imprescindível a disponibilidade de dados de todo o planeta, através de uma ampla rede de estações. Uma rede de estações meteorológicas extensa e de boa distribuição espacial nem sempre é viável de se instalar, por questões financeiras e/ou por razões de acessibilidade do local, sendo esse um problema que se arrasta até hoje em muitas regiões do mundo.

Sensoriamento remoto é o processo pelo qual se obtém informações das propriedades de algum material sem que haja contato físico direto entre este e o sensor. Esta definição se aplica perfeitamente às necessidades da ciência atmosférica do século XX descritas acima, uma vez que o método resolve parte do problema da falta de dados em regiões de difícil acesso, através de sensores instalados em plataforma na órbita terrestre – os satélites. Neste contexto, a partir da década de 1960 surgiu o primeiro satélite meteorológico, lançado pelos Estados Unidos - TIROS-1 (Television and Infrared Observational Satellite). Antes dos satélites, o uso do radar já era empregado para fins meteorológicos, porém, aplicável somente a pequenas escalas espaciais, como monitoramento de tempestades severas locais (mesoescala).

O enorme salto na ciência ambiental que foi possível a partir desta nova técnica, em paralelo com o desenvolvimento da computação, se deu pela constatação de que a radiação emitida sobre um objeto pode ser sensível a diferentes aspectos físicos do material em questão, de forma que o sensor obtém respostas diferentes para cada comprimento de onda específico. O método consiste em captar os valores de radiância eletromagnética recebidos pelo sensor e

interpretar a informação, gerando produtos por meio de algoritmos relacionando os valores nos diferentes intervalos de comprimentos de onda (canais ou bandas). O princípio do sensoriamento remoto pode ser ilustrado na figura 2.1. O sinal eletromagnético é detectado pelo sensor após interagir com um alvo, que pode conter moléculas, partículas e/ou superfícies. Assim, pode-se escrever, simbolicamente, que

$$S = F(A) \quad (2.1)$$

onde S e A representam, respectivamente, o sinal e o alvo, enquanto F é a função que governa os processos de transferência radiativa. O problema central está em encontrar a função inversa F^{-1} , o que não é possível fazer de modo direto devido a complexidade de F. Nesse caso, é preciso pesquisar os parâmetros do alvo que melhor se ajustam aos sinais medidos. O obstáculo fundamental nos problemas de inversão está na possibilidade do objeto ser composto por diversos parâmetros desconhecidos, em combinações que podem levar à mesma assinatura espectral de outro objeto com características diferentes – problema físico. Além disso, existem problemas matemáticos associados à estabilidade das soluções (Liou, 2002).

Existem dois tipos de sensores: ativos ou passivos. Os sensores ativos emitem radiação para a atmosfera em um comprimento de onda específico e parte dela é espalhada, podendo retornar ao sensor, que registra a energia retornada. Assim, pode-se analisar a composição e a estrutura da atmosfera (ou outro alvo) com a qual a radiação emitida interagiu. Os sensores passivos utilizam as fontes naturais de radiação (sol ou o sistema Terra-atmosfera), sendo este o tipo instalado na maioria dos satélites ambientais.

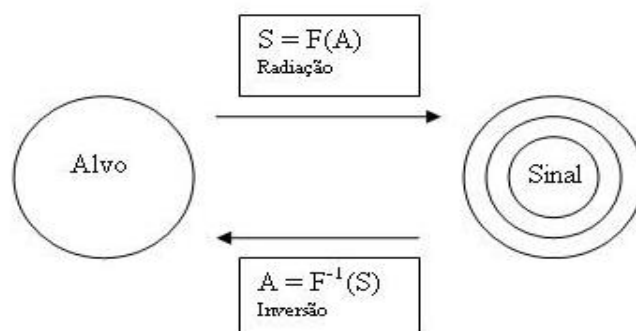


Figura 2.1: Princípio do sensoriamento remoto. Adaptado de Liou (2002).

Em termos do tipo de órbita, as plataformas são divididas em duas modalidades: satélites de órbita *geoestacionária* e satélites de órbita *polar*. Cada tipo tem suas aplicações e vantagens, não existindo um modelo preferencial. Satélites geostacionários orbitam com velocidade angular igual a da Terra, observando, portanto, sempre a mesma região continuamente. Para esta equação se equilibrar, sua altura deve ser de aproximadamente 36.000 Km. Ainda de acordo com Liou (2002), uma das desvantagens desta órbita está no fato de que cada ponto visualizado pelo sensor tem uma relação geométrica fixa, ou seja, é visto por somente um conjunto de ângulos zenital e azimutal. Estes satélites têm o objetivo de monitorar fenômenos atmosféricos por todo o tempo em que durarem, obtendo uma análise completa do evento. Os satélites de órbita polar se deslocam transversalmente em relação ao movimento da Terra, conseguindo desta forma cobrir todo o planeta geralmente no tempo aproximado de 1 a 2 dias, dependendo das características do satélite. A maioria deles é projetada de maneira que as órbitas procedentes sejam praticamente adjacentes. A altura em relação à Terra fica em torno de 800 Km.

A imagem de um satélite é criada através de um processo de escaneamento, no qual o sensor varre de um lado para o outro sua área de visão. Este processo gera linhas de dados com as informações captadas e a resolução do sensor define em quantos espaços, denominados *pixels*, estas linhas são divididas. O pixel é a unidade de uma imagem, de modo que cada um possui um único valor de cada parâmetro medido e um espaço/tempo associado.

2.2.1 Observação das Nuvens por Sensoriamento Remoto

Um dos principais objetos que podem ser estudados através de sensoriamento remoto é exatamente a nuvem. Elas apresentam grande variação na forma, altura em relação ao solo e constituição física, características que interagem de maneira particular com a radiação. Isto significa que é possível a utilização desta técnica para caracterizar e diferenciar os tipos de nuvens observando a radiação recebida pelos sensores proveniente delas nos diferentes canais. Além de diferenciar os gêneros, muitos produtos podem ser elaborados, inclusive recuperando parâmetros de microfísica, que estão em uma escala espacial bem menor do que a resolução espacial do sensor (Rudorff et al., 2007).

Por trás do interesse no estudo das nuvens está a quantificação do balanço de energia, equação que estabelece a influência de todos os fluxos de energia atuantes no sistema terrestre, sendo as nuvens as principais reguladoras quando se trata da componente Terra-atmosfera. As nuvens atuam no balanço de radiação, que está inserido na equação geral, sendo responsável, globalmente, por uma redução de 15 Wm^{-2} na forçante radiativa líquida (Hartmann et al., 1992). A transferência de radiação através das nuvens depende de uma série de fatores físicos e microfísicos, dentre eles a concentração das partículas, a distribuição de tamanho e forma das partículas, a espessura e geometria da nuvem. Estas informações são essenciais para um bom entendimento do balanço de radiação e toda a energética do sistema Terra-atmosfera. No entanto, a tarefa de obter estas informações através de sensoriamento remoto não é simples e requer um método de comparação entre valores observados e valores computados de intensidade da reflectância da luz solar e da própria emissão das nuvens.

A reflexão da luz solar depende primariamente de dois parâmetros da nuvem: espessura óptica e tamanho das partículas. Como sugerido por Hansen e Pollack (1970) e por Twomey e Seton (1980), variações na reflectância no infravermelho (IV) próximo ($0.7\text{-}3\mu\text{m}$) podem fornecer um meio para inferir propriedades das nuvens. A reflexão de nuvens em um comprimento de onda de pouca absorção é principalmente função da espessura óptica, enquanto que no IV próximo a reflexão é fortemente dependente do tamanho da partícula (Liou, 2002).

Ainda não é possível, através de sensoriamento remoto, resgatar informações precisas em escala tão pequena e determinar o espectro detalhado da distribuição do tamanho das partículas dentro da nuvem. Portanto, define-se o *tamanho efetivo médio* da partícula, onde o termo “efetivo” representa o acréscimo de um fator de ponderação na expressão que define o raio da partícula. A espessura óptica da nuvem, medida em porcentagem, pode ser definida como a opacidade da nuvem, ou seja, o quanto de luz visível (solar) que é transmitida através dela, onde 100% significa nuvem opaca e 0% significa total transparência.

2.3 MICROFÍSICA DE NUVENS NA ATUALIDADE

Apesar do interesse na observação e estudo das nuvens, assim como em sua estrutura, serem muito antigos, a maioria dos resultados quantitativos dos principais

parâmetros associados à microfísica só apareceu no século XX, embora as primeiras tentativas tenham ocorrido ainda no final do século XIX, com medições do tamanho de gotas de nuvens de nevoeiro através de microscópio feitas por Dines, em 1880. Nesse período, diversos métodos simples e engenhosos foram utilizados para medir o tamanho de gotas de chuva, como o descrito por Bentley (1904): as gotas caem em uma camada de farinha, produzindo pequenas bolas de água, cujos tamanhos podiam facilmente ser medidos e relacionados com as respectivas gotas.

Grande parte dos experimentos com nuvens realizados até hoje são referentes ao gênero *cúmulos*, devido à maior ocorrência e mais fácil acesso. Além disso, as nuvens *cúmulos* afetam de forma mais direta as condições meteorológicas, podendo gerar precipitação intensa, dependendo do estágio de formação. Os resultados deram um salto significativo em quantidade no século XX com o advento da aeronave, que possibilitou este acesso e o contato direto com o objeto de estudo. Praticamente todos os experimentos relatados a partir de 1940 se beneficiaram deste novo método, que foi facilitado muito por conta do interesse militar em meteorologia durante os anos de guerra (1939-1945). Foi só depois da segunda metade do século, com as preocupações em relação às modificações do clima, que todos os gêneros começaram a ser vistos igualmente, passando a ter uma visão mais global da influência das nuvens na atmosfera. Os primeiros métodos para obtenção de dados através de aeronaves eram por impacto direto (Wallace e Hobbs, 2006). As gotículas de nuvem eram capturadas por uma placa revestida de óleo instalada para fora da fuselagem. Entretanto, este método não se mostrou eficiente para medir gotículas muito pequenas, pois estas tendiam a seguir as linhas de corrente que contornavam a placa, sem que houvesse captura alguma. A solução para este problema, ainda de acordo com Wallace e Hobbs, foi utilizar uma outra alternativa, que consistia na medição da distribuição angular da luz espalhada pelas gotículas, inferindo assim os tamanhos das mesmas. Agora, segue um resumo do que se conhece sobre os principais aspectos microfísicos de interesse para este trabalho.

Vários estudos indicam que o espectro do tamanho das gotículas das nuvens *cumuliformes* tem forte dependência no estágio de desenvolvimento das mesmas, diferente do que se observa para nuvens *estratiformes*. Hobbs et al. (1980) mostrou que a distribuição é mais estreita nos primeiros estágios de formação (*cúmulos* de bom tempo), alargando conforme a nuvem se desenvolve. Os valores para o

diâmetro das gotas encontrados variam entre cerca de 2 e 45 μm para cúmulos pequenos e para cúmulos complexos este máximo passa de 60 μm . No primeiro caso, o pico fica em torno de 25 μm , enquanto que no segundo aparece uma tendência de 3 picos de máximo (20, 40 e 60 μm). Ainda, nuvens cúmulos embebidas em stratus apresentam espectro ainda mais espaçado. Battan e Reitan (1957) estudaram a relação entre o espectro e a concentração de gotas para nuvens marítimas tropicais e encontraram que o espectro é ainda mais largo do que nas nuvens continentais, registrando diâmetros de até 90 μm .

O primeiro a realizar experimentos comparativos detalhados entre diferentes tipos de nuvens foi Squires (1958). Seus trabalhos revelam que mesmo em regiões que fornecem o mesmo tipo de núcleo de condensação e sob influência de mesma massa de ar, a relação entre o tamanho das gotas e sua concentração varia consideravelmente para os diferentes tipos de cúmulos e stratus, de acordo com processo de formação de cada uma. Squires mostrou que, apesar de haver pouca variação no conteúdo de água líquida, as gotas se tornam menores, mais numerosas e mais homogêneas em tamanho ao passar de nuvem do tipo orográfica, para stratus e para cúmulos. Os valores de diâmetro das gotas das nuvens cúmulos são coerentes com os que Hobbs encontrou anos depois, enquanto que para nuvens stratus a concentração aparece bem uniforme para um espectro de 5 a 50 μm . Os experimentos de Squires expressam a seguinte tendência: em nuvens continentais, temos maiores concentrações associadas a espectros estreitos e gotas menores, enquanto em nuvens marítimas temos baixas concentrações, que são associadas com espectros largos e gotas maiores.

Outro aspecto interessante observado nestes experimentos é a bi-modalidade da distribuição tamanho versus concentração das gotas de nuvens isoladas. Isto significa dizer que comumente observam-se dois picos de máximo nos valores de diâmetro da gota. Esta tendência foi observada por Eldridge (1957), Durbin (1959) e Warner (1969a). Este último mostrou que este padrão bi-modal se acentua nos níveis superiores da nuvem, sugerindo que o efeito fosse devido a um processo de mistura – *entranhamento*. Espectros bi-modais também foram encontrados por Slingo et al. (1982) em nuvens stratocumulos na Inglaterra e por Ryan et al. (1972) em nuvens stratus na costa californiana.

A partir da década de 1990, as técnicas utilizando sensoriamento remoto começaram a ser empregadas para medidas microfísicas das nuvens. Szczodrak et

al. (2001) avaliaram detalhadamente a relação entre raio efetivo e espessura óptica de 25 casos de ocorrência de nuvens stratocumulos na costa oeste dos Estados Unidos usando dados do sensor AVHRR, instalado nos satélites da NOAA. Para a espessura óptica, foram encontrados valores em um espectro variando entre 0 e 50%, com picos em aproximadamente 12% para nuvens mais rasas e 20% para nuvens espessas. Os valores de raio efetivo apresentaram variação de 5 a 20 μm , com valores preferenciais em torno de 10 μm . No mesmo período, Kawamoto et al. (2001) apresentaram uma análise global utilizando o mesmo sensor, avaliando os mesmos parâmetros. Foram apresentados resultados com valores médios de raio efetivo e espessura óptica em nuvens quentes (abaixo da isoterma de 0°C) para os meses de janeiro e julho. A média de espessura óptica ficou entre 1 e 12%, com os maiores valores nas latitudes médias e altas, principalmente no hemisfério em verão. O raio efetivo médio variou entre 4 e 16 μm e os valores mais altos apareceram sobre o oceano.

Até a atualidade, ainda não foram obtidas medidas precisas da micro-estrutura de nuvens médias e altas, ficando os experimentos restritos a nuvens baixas (cúmulos e nuvens stratiformes baixas), como mencionado acima. No caso das nuvens cirrus, houve grande avanço em experimentos de detecção das mesmas (Gao et al., 1993; Hutchison e Choe, 1996; Hervig e McHugh, 1999), porém pouco se sabe ainda sobre a estrutura microfísica destas nuvens.

Devido a propósitos estatísticos e de modelagem, faz-se necessário atribuir uma distribuição teórica (ou paramétrica) para aproximar os valores observados do tamanho das partículas de uma nuvem (Pruppacher e Klett, 1997). Em geral isto é possível, pois as distribuições costumam seguir padrões conhecidos, para as diferentes condições atmosféricas. As expressões mais utilizadas para este fim são a distribuição *gama*, dada por:

$$n(a) = Aa^\beta \exp(-Ba^\gamma), \quad (2.2)$$

ou a distribuição *log-normal*, dada por:

$$n(a) = \frac{N}{a \log(\sigma) \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\log \frac{a}{a_m})^2}{2(\log(\sigma))^2}\right), \quad (2.3)$$

onde a é o raio da gota, N é o número total de gotas por unidade de volume, σ é o desvio padrão da distribuição e a_m é o valor máximo da distribuição. A , B , β e γ são os parâmetros da distribuição e estão relacionados com o momento da distribuição. Estas funções nos fornecem a probabilidade de encontrar um determinado valor para o raio da gota e são chamadas de *Funções de densidade de probabilidade* (Wilks, 2006).

3 METODOLOGIA

Uma vez que o objeto de estudo deste trabalho não é de simples acesso direto, a combinação nuvem-sensoriamento remoto parece ser a junção ideal para servir como metodologia básica. Desse modo, é possível colher uma quantidade maior de dados, o que trás benefícios que compensam as desvantagens do procedimento.

Medir aspectos físicos a distância é um método que carrega incertezas grandes devido à falta de conhecimento da totalidade dos processos na transferência radiativa através da atmosfera. Antes de ser captada pelo sensor instalado no satélite, a radiação eletromagnética pode interagir com partículas e/ou moléculas que não estão previstas nos cálculos que definem o algoritmo para extrair uma determinada informação (variável). Um dos objetivos dos algoritmos é justamente minimizar estes erros gerados enquanto a onda atravessa a atmosfera. Por outro lado, a maior cobertura espacial e temporal permite caracterizar melhor um evento ou fenômeno de maneira geral, de modo que as incertezas são suavizadas.

3.1 OS SATÉLITES TERRA E AQUA – PROGRAMA EOS

A partir de 1972, com a convenção de Estocolmo, a comunidade científica começou a tomar consciência da capacidade humana em alterar as condições climáticas do ambiente em que vive, causando impactos inclusive sócio-econômicos. Foi nesse contexto que o programa EOS (Earth Observing System), liderado pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) foi idealizado, tendo início nos anos 1980. O objetivo do EOS é monitorar a Terra através da obtenção constante de dados ambientais de sensores instalados em diversas plataformas lançadas à órbita terrestre, visando gerar informações que auxiliem na compreensão e avaliação destas mudanças no sistema climático (Rudorff et al., 2007). As duas primeiras plataformas a entrarem em órbita foram os satélites Terra e Aqua, cujas características estão resumidas na tabela 3.1. Neste trabalho são usados os produtos de propriedades das nuvens do sensor MODIS, a bordo destes dois satélites.

Tabela 3.1. Especificações dos satélites Terra e Aqua.

	TERRA	AQUA
Lançamento	18/12/1999	4/5/2002
Órbita	Circular, polar e heliossíncrona	Circular, polar e heliossíncrona
Altitude	705 Km	705 Km
Inclinação	98,2°	98,2°
Tempo de duração da órbita	98,1 min	99 min
Período de revisita	1 a 2 dias	1 a 2 dias
Instrumentos Sensores	ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT	AIRS, AMSU-A, HSB, AMSR-E, MODIS e CERES

3.1.1 O Sensor MODIS

O principal sensor desenvolvido para o programa EOS é o MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*). Ele trabalha com 36 canais espectrais, variando desde o visível até o infravermelho termal, gerando uma enorme diversidade de produtos em vários aspectos ambientais, que são divididos em três vertentes: *MODLAND*, *MOCEAN* e *MODIS Atmosphere* (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). O MODLAND agrega os produtos para ecossistemas terrestres, incluindo temperatura da superfície, índices de vegetação, queimadas, entre outros. No MOCEAN estão os produtos voltados para o oceano, como temperatura da superfície do mar e radiação emitida da superfície do mar. O interesse deste trabalho está inteiramente voltado para as aplicações do MODIS Atmosphere, onde se encontra a recuperação de propriedades físicas e radiativas das nuvens. Esta vertente contém ainda dados sobre aerossóis, conteúdo de vapor d'água, perfil vertical da atmosfera e mascaramento de nuvens.

Os dados do MODIS são processados no centro de operações GSFC (*Goddard Space Flight Center*), onde são divididos em níveis hierárquicos, de acordo com o grau de processamento. Os níveis são separados da seguinte maneira, segundo Rudorff et al. (2007):

Nível 0 – Dados direto do sensor, sem processamento, em fragmentos de 5 minutos.

Nível 1A – Os dados de cada fragmento são organizados em um arquivo HDF e as bandas que não são utilizadas pelo oceano são retiradas do arquivo, resultando em outro arquivo de menor tamanho.

Geolocalização – Os dados são geolocalizados em coordenadas de latitude e longitude.

Nível 1B – Os arquivos do nível 1A são acrescidos da informação de geolocalização para gerar os arquivos do nível 1B.

Nível 2 – Produtos gerados a partir dos dados de radiância dos níveis anteriores.

Nível 3 – Nesta fase, os dados do nível 2 são submetidos a médias espaciais para gerar figuras diárias, semanais, mensais, anuais, sazonais e climatológicas de todo o globo para os mesmo produtos obtidos anteriormente.

A figura 3.1 mostra um fluxograma desta hierarquia dos dados para o caso do MODIS Atmosphere. Neste trabalho, foi feito uso de produtos dos conjuntos 03 (*Geolocation Data Set*) e 06 (*Cloud Products*). Quando o dado é proveniente do satélite Terra, o prefixo do produto é designado como MOD. Quando é proveniente do Aqua, o produto é identificado com o prefixo MYD. No exemplo da figura 3.1, o fluxograma se refere a dados do Terra, porém, em nada se diferencia do fluxograma do Aqua.

Os parâmetros de propriedades das nuvens utilizam toda a extensão do espectro dos canais do sensor, com alguns tendo canais específicos para o dia e para a noite. Os algoritmos de espessura óptica e raio efetivo das partículas utilizam bandas nas regiões do visível e infravermelho próximo, enquanto as propriedades do topo das nuvens e fase termodinâmica são tiradas a partir de canais no infravermelho médio (Tabela 3.2). O embasamento teórico para os algoritmos destes produtos está descrito detalhadamente no ATBD-MOD-05 *Cloud Product (Algorithm Theoretical Basis Document)* de King et al. (1997). Todos os dados até o nível 2 são disponibilizados em fragmentos de 5 minutos de varredura do satélite, o que gera uma imagem de 2330 km de largura, resultado da altura de 705 km e varredura de 55 graus para cada lado (abertura de 110 graus).

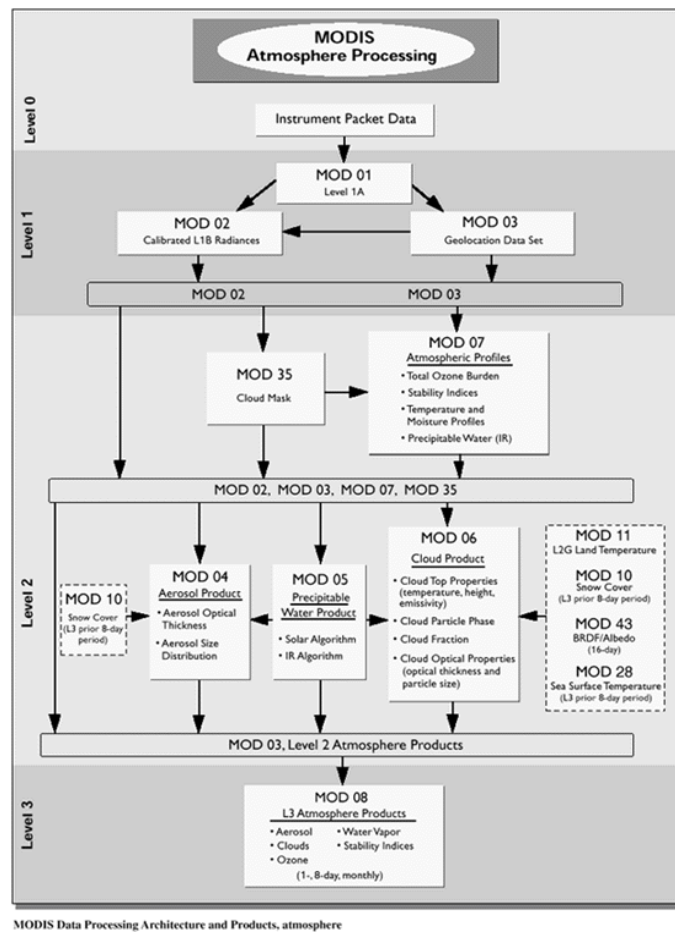


Figura 3.1. Fluxograma detalhando a hierarquia dos dados do MODIS Atmosphere.
 Fonte: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_images/dataflow3_new_full.GIF

Tabela 3.2. Canais do MODIS utilizados para produtos de nuvem. Adaptado de King et al. (1997)

Banda	λ (μm)	$\Delta\lambda$ (μm)	Aplicação
1	0,645	0,05	Espessura óptica sobre os continentes
2	0,858	0,035	Espessura óptica sobre os oceanos
5	1,24	0,02	Espessura óptica sobre neve e gelo
6	1,64	0,025	Distinção neve/nuvem; fase termodinâmica
7	2,31	0,05	Raio efetivo das gotas
20	3,75	0,18	Raio efetivo das gotas; temperatura da nuvem/superfície
31	11,03	0,5	Correção termal

3.2 OBTENÇÃO DE DADOS

Os produtos MOD06/MYD06 (nível 2) contêm todos os parâmetros de propriedades das nuvens que o MODIS dispõe. Os parâmetros escolhidos para serem analisados aqui foram: *Cloud Effective Radius* (raio efetivo da partícula de nuvem), *Cloud Optical Thickness* (espessura óptica da nuvem), *Cloud Phase* (fase termodinâmica da partícula de nuvem) e *Cloud Top Temperature* (temperatura do topo da nuvem). A tabela 3.3 lista todos os produtos disponíveis para visualização nos conjuntos 06. Os nomes dos produtos estão listados da maneira em que eles aparecem para o usuário dentro do arquivo HDF. Nota-se que as resoluções espaciais dos produtos de raio efetivo e espessura óptica (1 km) não coincidem com a resolução espacial dos dados de geolocalização do mesmo conjunto (5 km). Por este motivo, lançou-se mão do parâmetro de geolocalização do conjunto MOD03/MYD03 (nível 1), que apresenta resolução espacial de 1 km, facilitando as comparações e o trabalho computacional.

Tabela 3.3. Produtos disponíveis no conjunto MOD06/MYD06

Parâmetros	Unidade	Parâmetros	Unidade
Geolocalização e tempo (5Km)			
Longitude	graus leste	Cloud Effective Emissivity	
Latitude	graus norte	Cloud Effective Emissivity Day	
Scan Start Time	segundos	Cloud Effective Emissivity Day Night	
Parâmetros geométricos (5Km)			
Solar Zenith	graus	Cloud Top Pressure Infrared	hPa
Solar Azimuth	graus	Spectral Cloud Forcing	W/m ² /sr/μm
Sensor Zenith	graus	Cloud Top Pressure From Ratios	hPa
Sensor Azimuth	graus	Surface Type	
Parâmetros científicos			
Topo das nuvens (5km)			
Brightness Temperature	K	Radiance Variance	W/m ² /sr/μm
Surface Temperature	K	Brightness Temperature Difference	K
Surface Pressure	hPa	Cloud Phase Infrared	
Processing Flag		Cloud Phase Infrared Day	
Cloud Height Method		Cloud Phase Infrared Night	
Cloud Top Pressure	hPa	Cloud Mask 5Km	
Cloud Top Pressure Day	hPa	Quality Assurance 5Km	
Cloud Top Pressure Night	hPa	Band Number	
Cloud Top Temperature	K	Parâmetros ópticos (1Km)	
Cloud Top Temperature Day	K	Cloud Optical Thickness	
Cloud Top Temperature Night	K	Effective Particle Radius	Microns
Tropopause Height	hPa	Effective Radius Difference	Microns
Cloud Fraction		Water Path	g/m ²
Cloud Fraction Day		Cloud Mask 1Km	
Cloud Fraction Night		Quality Assurance 1Km	
		Statistics 1Km	
		Detectância de Cirrus (1Km)	
		Cirrus Reflectance	
		Cirrus Reflectance Flag	

O caminho para chegar a estes dados e à geração de gráficos começa na escolha dos fragmentos corretos dos quais serão feitos os *downloads*. Para isto, é preciso conhecer o rastreamento das órbitas dos satélites, serviço que é fornecido pelo *Space Science and Engineering Center (SSEC)* através do sítio na internet <http://www.ssec.wisc.edu/datacenter/>. Nele, estão armazenadas imagens como a do exemplo na figura 3.2 para cada dia do ano desde que as plataformas começaram a enviar dados para estação receptora – O Terra iniciou os envios em 2000 e o Aqua em 2002.

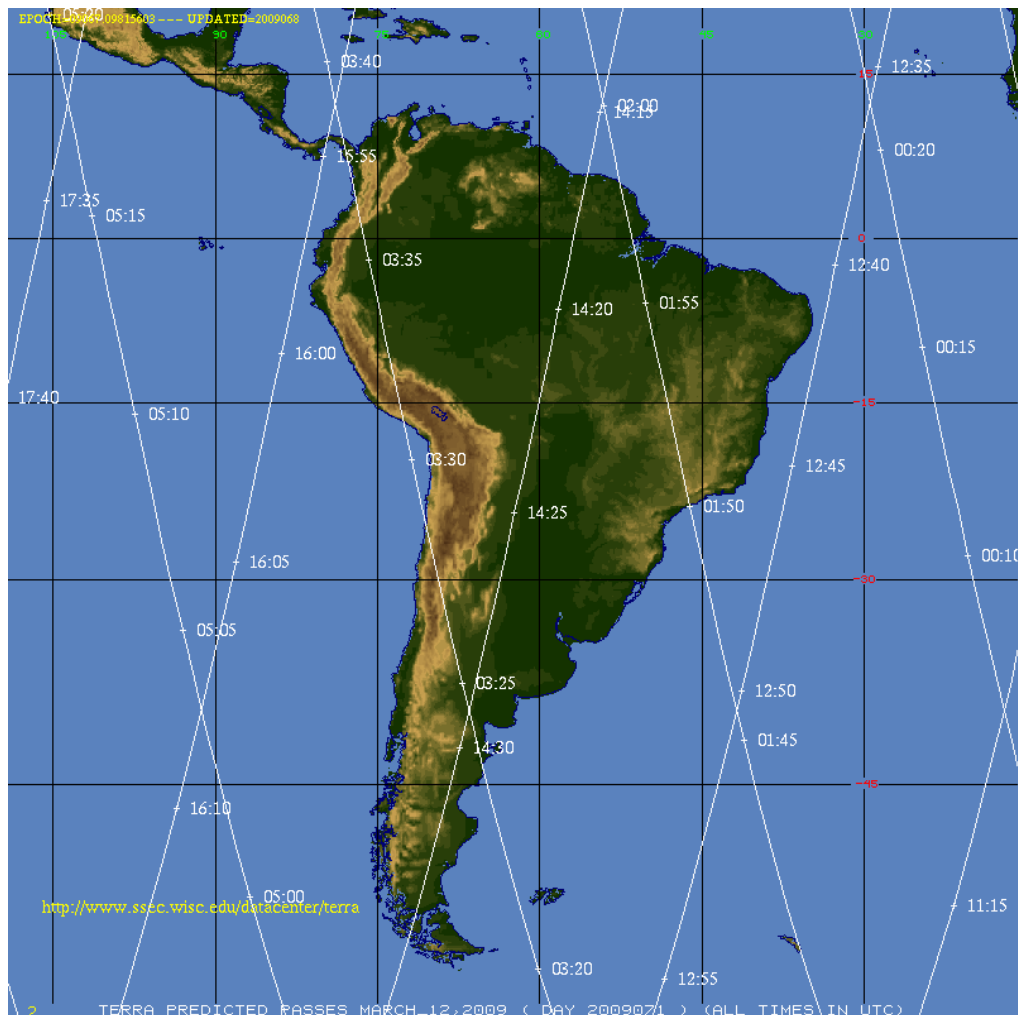


Figura 3.2. Exemplo de produto oferecido pelo SSEC, onde as linhas representam o trajeto das órbitas do ponto sub-satélite do Terra para o dia 12 de março na América do Sul.

Os fragmentos são divididos ao longo do trajeto da órbita e designados pelo horário UTC do início da varredura. Ao localizar um fragmento que englobe uma das regiões de estudo (estas serão detalhadas no próximo item), recorre-se ao arquivo

de imagens do MODIS, disponível no *Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System (LAADS)*, para visualizar a imagem correspondente ao fragmento selecionado e verificar a ocorrência de nuvens de qualquer natureza sobre a região de estudo (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/index.html>). Este processo é repetido o número necessário de vezes até que se encontre um fragmento que contenha nuvem para cada uma das seis regiões. De posse da designação dos fragmentos selecionados, ou seja, da data e hora de cada um, segue-se para o servidor FTP do LAADS, onde estão armazenados todos os arquivos HDF referentes a cada fragmento desde o lançamento do satélite, e efetuam-se os downloads dos arquivos de tais fragmentos para os produtos MOD03/MYD03 e MOD06/MYD06.

Os arquivos com resolução de 1 km vêm como uma matriz de 2030x1354 pixels, enquanto as matrizes dos produtos de 5 km são de 406x270 pixels. Primeiro, as matrizes de 1 km são visualizadas através do programa HDF Explorer, usado para definir sub-matrizes que representem a região onde se encontra a nebulosidade. Para este trabalho, foi escolhido o tamanho de 12x8 para todas as sub-matrizes, resultando em 96 pontos de dados para análise em cada caso de cada região. Para encontrar a sub-matriz nos produtos de resolução de 5 km, simplesmente dividiu-se os valores de linha e coluna da matriz original de 1 km correspondente ao elemento (1,1) da sub-matriz por cinco.

A última etapa do método de obtenção de dados consiste na aplicação de rotinas computacionais do programa MATLAB criadas pelos autores. Estas rotinas fazem o tratamento dos dados, efetuando as correções necessárias em cima do formato no qual eles são disponibilizados no arquivo HDF e geram os gráficos que serão apresentados no próximo capítulo.

3.2.1 Regiões de Estudo

Um dos principais processos envolvidos na formação de uma nuvem é a nucleação, que atua na formação das gotículas de nuvem. Em teoria, este processo pode ser homogêneo ou heterogêneo. O processo homogêneo leva em consideração a condensação espontânea do vapor d'água, sem a presença de partículas externas, chamadas núcleos de condensação (Cotton, 2005). Este processo, no entanto requer uma supersaturação do ambiente muito acima do

encontrado naturalmente na atmosfera, o que leva a conclusão de que a formação de nuvens em um ambiente real se dá basicamente por nucleação homogênea.

Tendo em vista a grande importância dos núcleos de condensação na formação de uma nuvem, as regiões escolhidas para estudo neste trabalho seguem a classificação dos biomas do Brasil (definidos pelo IBGE) e os diferentes ecossistemas da América do Sul, para avaliar a influência dos diferentes tipos de aerossóis (que podem servir como núcleos de condensação) gerados pelas características do local. As regiões são definidas aqui da seguinte forma: Amazônia, Caatinga, Cerrado, Rio de Janeiro (para avaliar um ambiente urbano), Atlântico Subtropical (próximo ao sudeste do Brasil) e Atlântico Sul (próximo ao sul da Argentina). O mapa da figura 3.3 ilustra aproximadamente as regiões de estudo.



Figura 3.3. Regiões de estudo. 1 – Amazônia; 2 – Caatinga; 3 – Cerrado; 4 – Rio de Janeiro; 5 – Atlântico Subtropical; 6 – Atlântico Sul.

3.3 ALGORITMOS – DESCRIÇÃO FÍSICA

3.3.1 Espessura óptica, raio efetivo e fase da partícula de nuvem

O princípio geral da recuperação dos parâmetros espessura óptica, raio efetivo e fase termodinâmica consiste na exploração da variação espectral da

absorção da água nas janelas atmosféricas. A água condensada é essencialmente transparente nas porções do visível e infravermelho próximo (0.4 – 1.0 μm) do espectro eletromagnético, portanto a reflectância (função de reflexão) depende somente da espessura óptica da nuvem τ_c e da fase termodinâmica das partículas da nuvem. Por outro lado, a água absorve, ainda que fracamente, a radiação de bandas específicas no infravermelho médio (1.6, 2.1 e 3.7 μm) – quanto maior o comprimento de onda, mais forte é a absorção. Conseqüentemente, nestas bandas a função de reflexão também depende da absorção das partículas, o que é descrito pelo *albedo de espalhamento simples* ω_0 . Porém, a medida radiativa utilizada para este fim é o raio efetivo da partícula r_e , que apresenta relação linear com ω_0 para fraca absorção. Podemos então concluir que a reflectância carrega informação sobre a espessura óptica da nuvem e fase termodinâmica, e nas porções de fraca absorção também revela características como o raio efetivo das partículas, parâmetro radiativo que permite avaliar a distribuição dos tamanhos das partículas de uma nuvem (Wallace e Hobbs, 2006).

O algoritmo de recuperação destes parâmetros utiliza um modelo de transferência radiativa para prever a reflectância nas bandas transparentes e de absorção como função de τ_c e r_e . Os desconhecidos τ_c e r_e são então ajustados até que as diferenças entre o previsto e o observado sejam minimizadas. A equação para a reflectância normalizada em termos da resposta espectral $f(\lambda)$ e do fluxo solar $F(\lambda)$ fica definida então da seguinte forma:

$$R(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi) = \frac{\int_{\lambda} R^{\lambda}(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi) f(\lambda) F_0(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda} f(\lambda) F_0(\lambda) d\lambda}, \quad (3.1)$$

onde μ_0 , μ e ϕ são, respectivamente, o coseno do ângulo zenital, o valor absoluto do coseno do ângulo zenital e o azimute relativo entre a direção da radiação emergente e a radiação solar incidente (King et al., 1997).

A expressão para o raio efetivo r_e é uma aproximação que considera partículas de formato esférico e suas respectivas propriedades de espalhamento:

$$r_e = \frac{\int r \pi r^2 n(r) dr}{\int \pi r^2 n(r) dr} \quad (3.2)$$

onde r é o raio da partícula e $n(r)$ é a distribuição do tamanho das mesmas. O uso desta expressão significa que as gotículas espalharão uma quantidade de luz proporcional à sua área de seção transversal. King et al. afirmam que as propriedades de reflexão de camadas opticamente espessas dependem essencialmente de dois parâmetros, a espessura óptica escalonada τ' e o parâmetro de similaridade s , definidos por:

$$\tau_c' = (1 - \omega_0 g) \tau_c \quad (3.3)$$

$$s = \left(\frac{1 - \omega_0}{1 - \omega_0 g} \right)^{1/2} \quad (3.4)$$

onde g é o fator de assimetria.

3.3.2 Propriedades do topo da nuvem – pressão e temperatura

A recuperação de parâmetros do topo da nuvem é baseada no método da “fatia” de CO₂, utiliza o fato da atmosfera se tornar mais opaca devido à absorção de CO₂ conforme o comprimento de onda aumenta de 13,3 μm para 15 μm, fazendo com que as radianças provenientes destas bandas espectrais sejam sensíveis a uma camada diferente da atmosfera, como descrito no ATBD-MOD-04 (*Cloud Top Properties and Cloud Phase Algorithm Theoretical Basis Document*) de Menzel et al., 2006. O documento segue explicando a física envolvida no algoritmo usado pelo MODIS para as propriedades do topo das nuvens, onde os parâmetros são produzidos em resolução espacial de 5 km na compilação de dados de número 5, que é a utilizada neste trabalho.

A pressão gerada pelo MODIS é convertida em altura e temperatura das nuvens através de produtos de modelos do NCEP *Global Forecast System* que fornecem perfis verticais de temperatura em função da pressão. O método da fatia de CO₂ é mais eficiente para análise de nuvens médias e altas, especialmente

nuvens semi-transparentes como os cirrus. Uma das restrições para o uso das bandas de 15 μm é que o sinal da nuvem se torna comparável ao ruído instrumental para nuvens de baixa espessura óptica e nuvens contidas nos primeiros 3 km da atmosfera. Quando nuvens baixas estão presentes, a banda de 11 μm é usada para inferir a temperatura do topo da nuvem e então altura e pressão são obtidas através dos modelos.

A técnica da fatia de CO₂ é fundamentada no cálculo da transferência radiativa em uma atmosfera com uma única camada de nuvem. Para um dado elemento de nuvem no campo de visão do sensor, a radiância observada, $R(u)$, na banda espectral u , pode ser escrita como

$$R(\nu) = (1 - NE)R_{clr}(\nu) + NE * R_{bcd}(\nu, P_c) \quad (3.5)$$

onde $R_{clr}(u)$ é a radiância para céu claro, $R_{bcd}(u)$ é a radiância da nuvem opaca na pressão P_c , N é a fração do campo de visão coberta por nuvem e E é a emissividade da nuvem. A radiância da nuvem opaca pode ser calculada da seguinte forma:

$$R_{bcd}(\nu, P_c) = R_{clr}(\nu) - \int_{P_c}^{P_s} \tau(\nu, p) \frac{dB[\nu, T(p)]}{dp} dp \quad (3.6)$$

onde P_s é a pressão na superfície, P_c é a pressão na nuvem, $\tau(\nu, p)$ é a transmitância fracional da frequência ν emitida do nível de pressão atmosférica (p) chegando no topo da atmosfera ($p = 0$) e $B[\nu, T(p)]$ é a radiância de Planck para uma frequência ν e temperatura $T(p)$. O segundo termo no lado direito representa o decréscimo da radiação introduzido pela nuvem opaca.

4 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados para 16 casos de detecção de nuvens em imagens do MODIS em cada região de estudo, sendo quatro em cada estação do ano. Eles estão separados de duas maneiras para melhor visualização e compreensão. No primeiro modo, os gráficos juntam os resultados de cada estação do ano (separação sazonal) para cada região, enquanto no segundo modo estes são agrupados apenas por região, desconsiderando o período do ano (separação regional). Na separação sazonal, são mostrados os espectros de raio efetivo e a relação entre o raio e a espessura óptica da nuvem. Cada figura contém seis gráficos (um de cada região) e cada gráfico reuni os quatro casos da região, com a distribuição dos 96 (12x8) pixels referentes à sub-matriz de cada caso. Uma vez que a resolução do pixel é de 1 km, cada sub-matriz corresponde a uma área de aproximadamente 96 km². O raio efetivo é dado em micrômetros (μm) e a espessura óptica é um valor adimensional que varia de 0 a 100 no produto do MODIS. Na separação regional são apresentadas figuras relacionando o raio efetivo e a temperatura do topo das nuvens, indicando as fases termodinâmicas. Este último parâmetro, no entanto, possui resolução de 5 km, sendo necessário um ajuste para que se possa comparar com um parâmetro com 1 km de resolução. A solução escolhida foi transformar o raio efetivo em um parâmetro de 5 km, passando de 96 pixels para apenas quatro, que corresponde aproximadamente à área da sub-matriz de 12x8 na resolução de 1 km. Esta transformação foi feita obtendo-se a média aritmética da quantidade de valores dos pixels correspondentes a um pixel da matriz de 5 km.

Não existe relação entre os eventos estudados, eles podem ser de dias diferentes e associados a fenômenos diferentes, obedecendo apenas ao critério de estar dentro do período de determinada estação do ano.

4.1 SEPARAÇÃO SAZONAL

4.1.1 Espectros de raio efetivo da partícula de nuvem

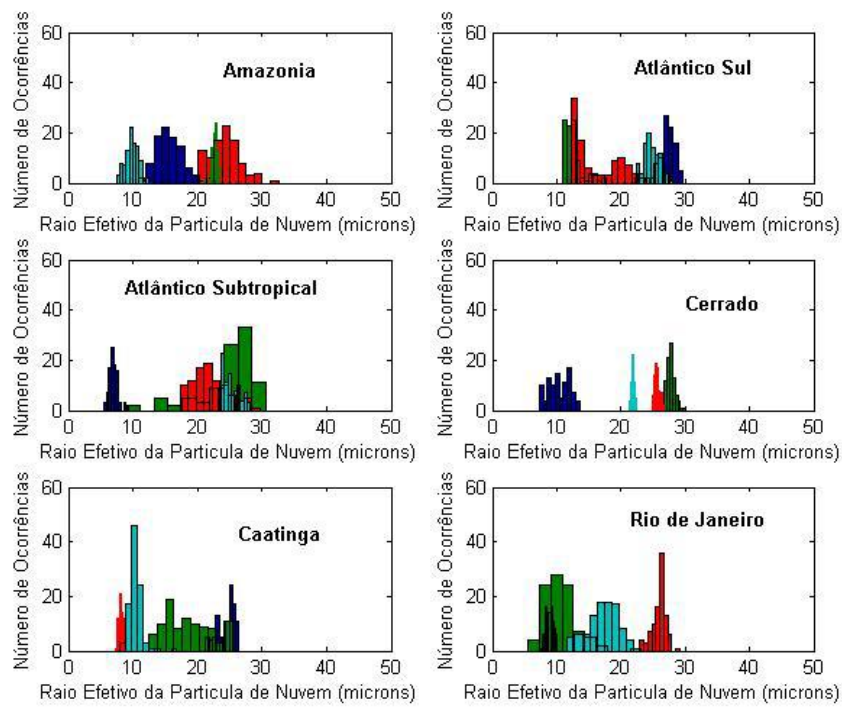


Figura 4.1. Distribuição do raio efetivo das partículas para os casos de primavera.

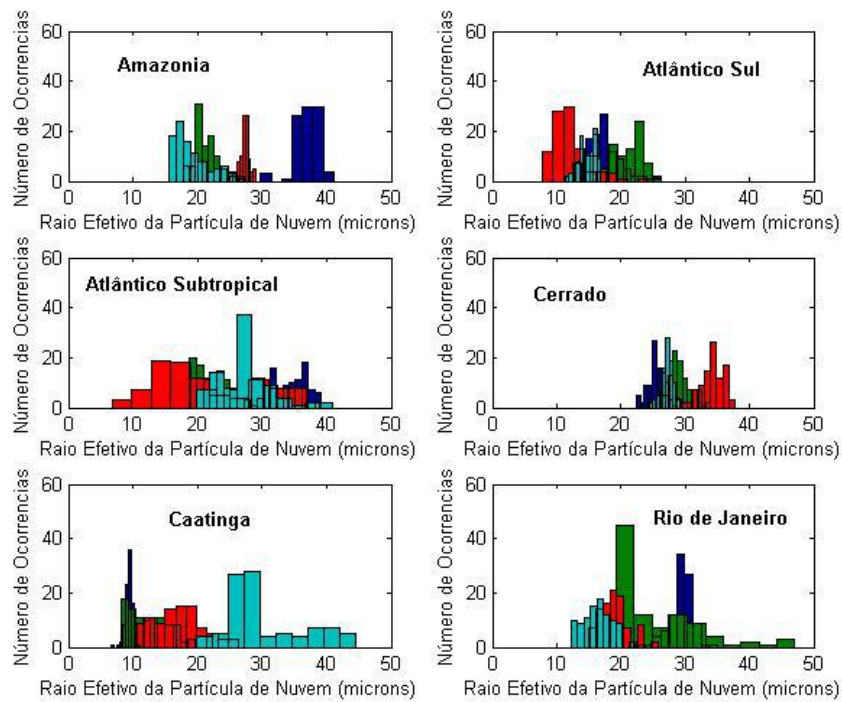


Figura 4.2. Distribuição do raio efetivo das partículas para os casos de verão.

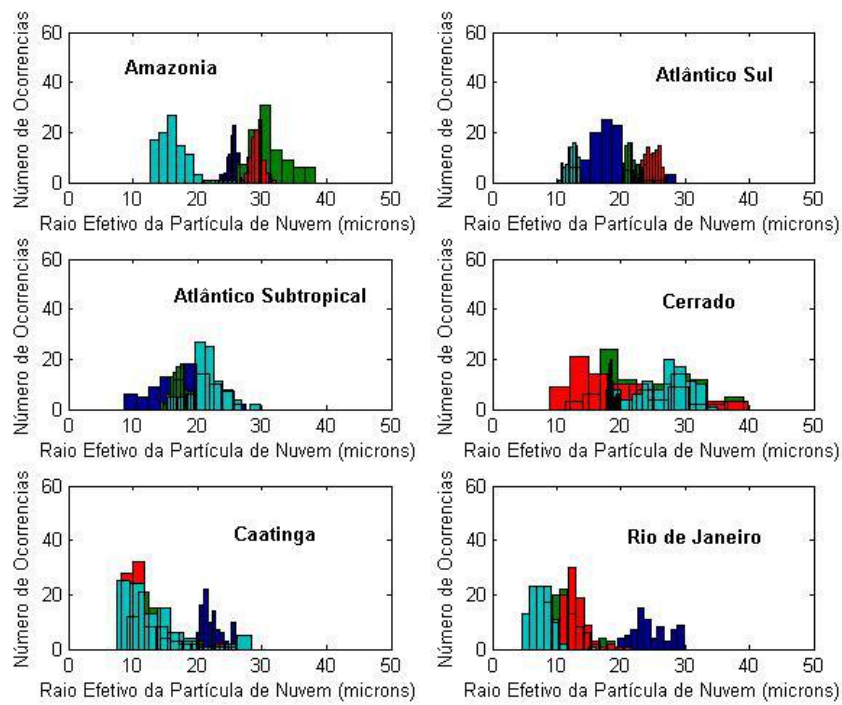


Figura 4.3. Distribuição do raio efetivo das partículas para os casos de outono.

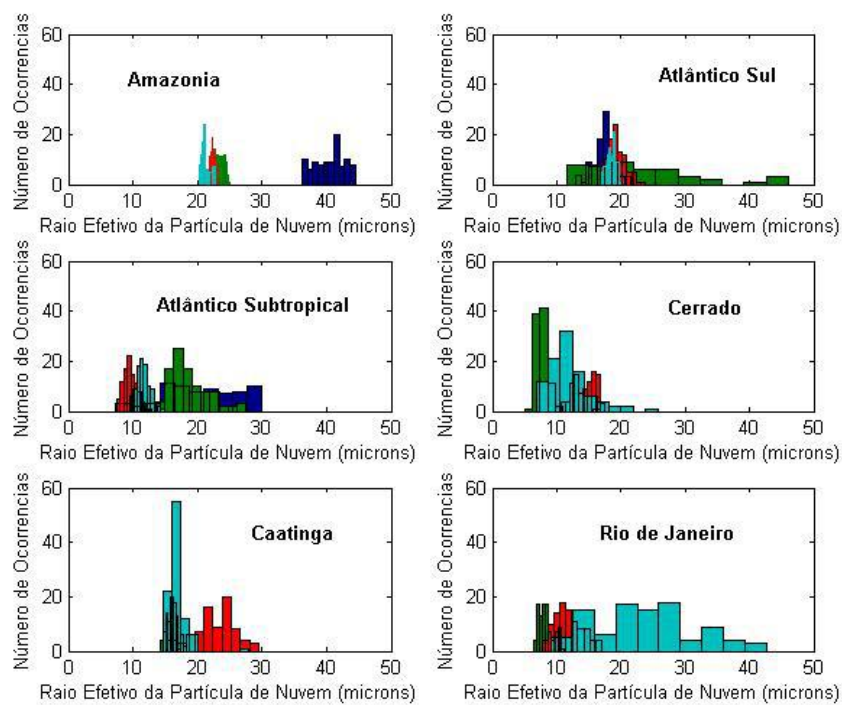


Figura 4.4. Distribuição do raio efetivo das partículas para os casos de inverno.

4.1.2 Raio efetivo e espessura óptica

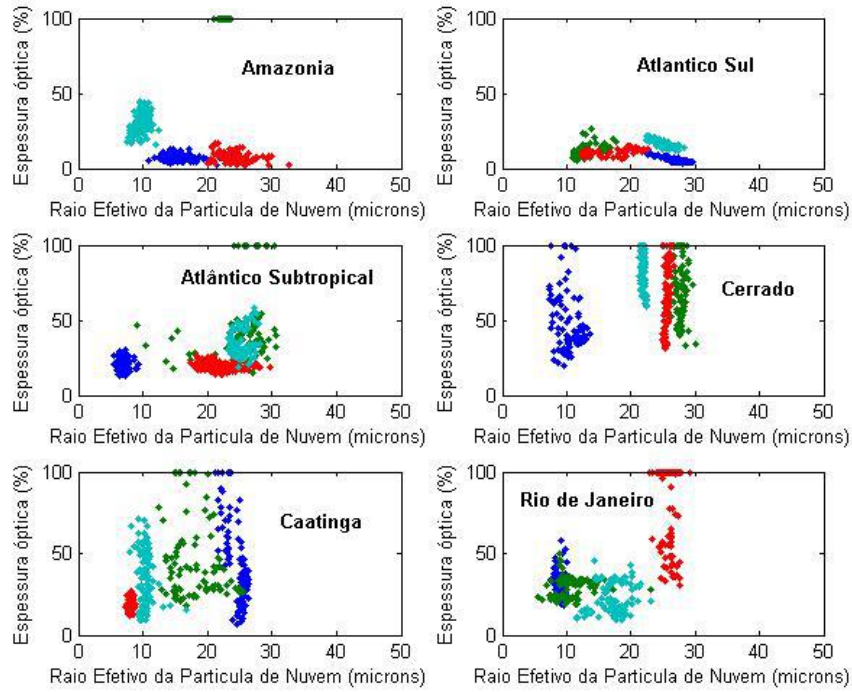


Figura 4.5. Relação entre o raio efetivo e a espessura óptica da nuvem para os casos de primavera.

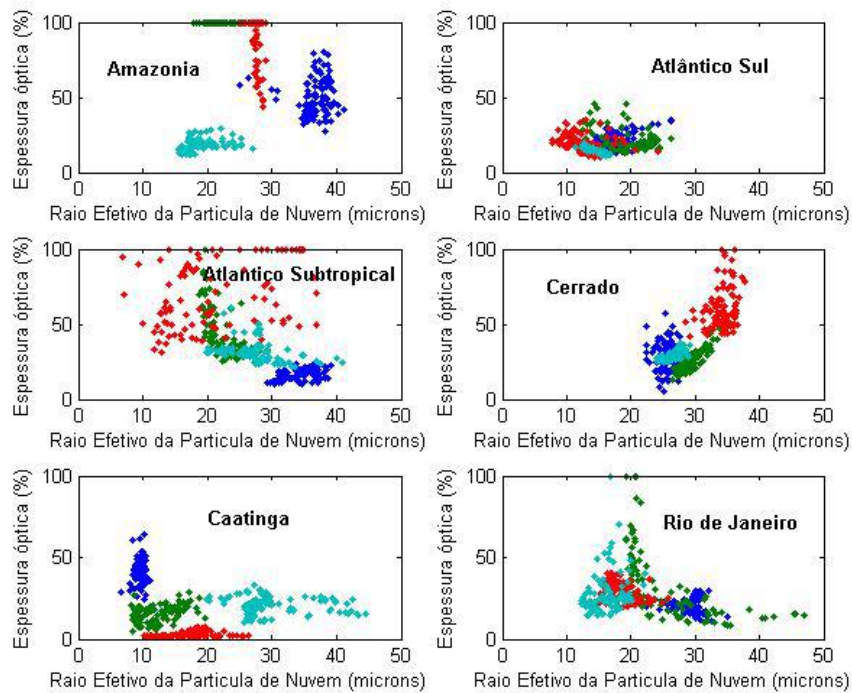


Figura 4.6. Relação entre o raio efetivo e a espessura óptica da nuvem para os casos de verão.

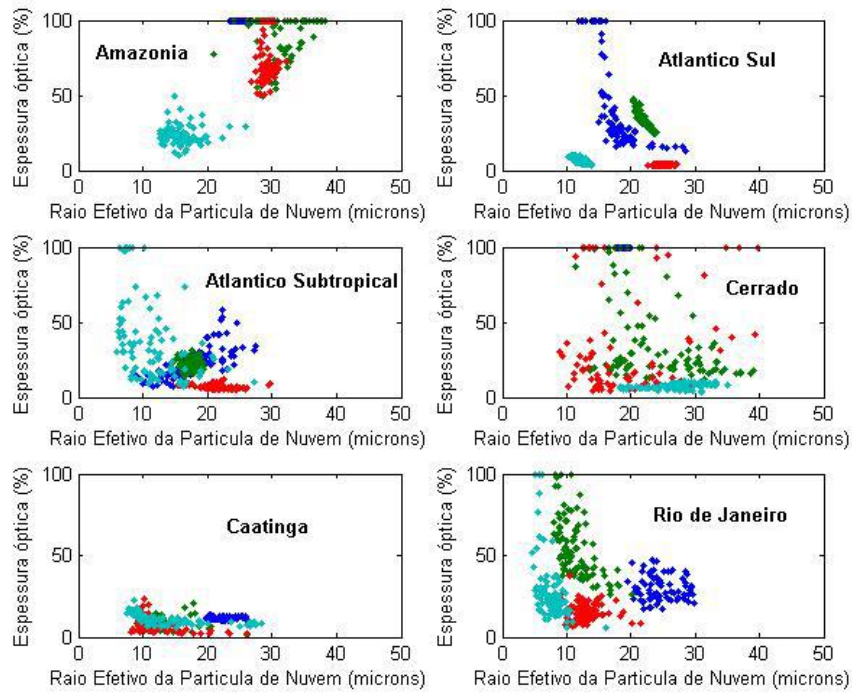


Figura 4.7. Relação entre o raio efetivo e a espessura óptica da nuvem para os casos de outono.

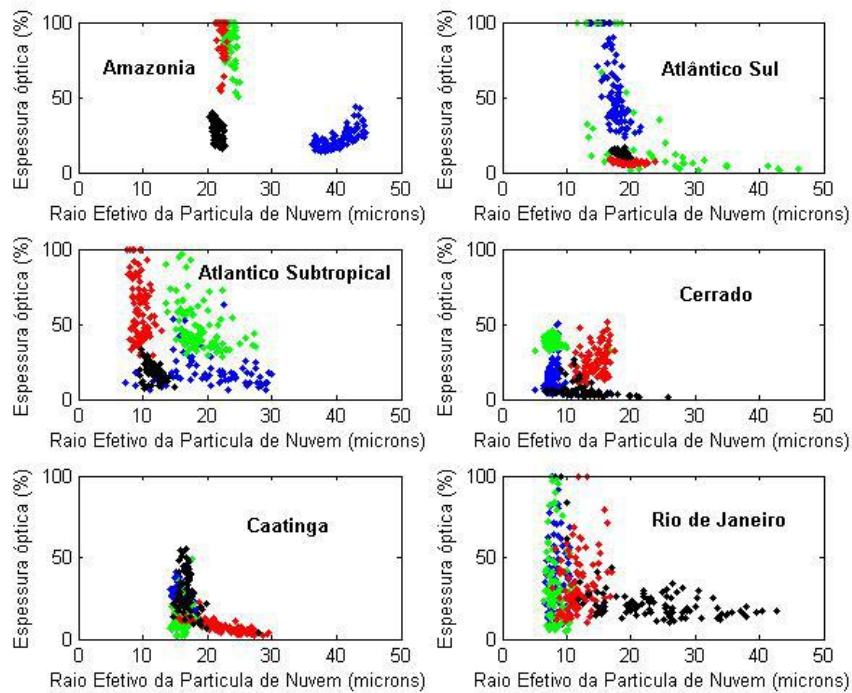


Figura 4.8. Relação entre o raio efetivo e a espessura óptica da nuvem para os casos de inverno.

Nas figuras de 4.1 até a 4.8, as cores representam os diferentes casos analisados em cada região. Cada cor corresponde ao mesmo evento nas figuras do espectro de raio efetivo e na relação deste com a espessura óptica. As figuras

apresentam todo tipo de distribuição, desde espectros estreitos, como em três casos do Cerrado na primavera (figura 4.1) e outros três casos da Amazônia no inverno (figura 4.4), como espectros bem amplos, exemplificados no caso vermelho do Atlântico subtropical no verão (figura 4.2) ou no caso verde do Rio de Janeiro na mesma estação. Na análise das figuras envolvendo a espessura óptica, vários padrões aparecem também, como pontos muito concentrados em torno de um valor de raio e de espessura, pontos distribuídos vertical ou horizontalmente no gráfico e pontos totalmente espalhados, sem padrão algum.

De modo geral, os casos da primavera foram os que apresentaram mais separação entre os casos, oferecendo melhores condições para visualizar cada distribuição. Destacam-se a uniformidade das distribuições dos espectros amazônicos, aparentando estarem apenas deslocados no eixo do raio efetivo (três casos centrados em 10, 15 e 25 μm , respectivamente) e os espectros bastante estreitos de três casos do Cerrado, todos eles de mesma configuração sinótica, como será mostrado mais adiante. Quanto à espessura óptica, analisando a figura 4.5 nota-se a semelhança das configurações na Amazônia, principalmente entre os casos azul e vermelho. No Cerrado, a espessura se mostrou bastante variável, chegando ao valor máximo (100) nos três casos destacados.

Os eventos de verão (figuras 4.2 e 4.6) foram os que mais apresentaram distribuições espalhadas, especialmente no Atlântico subtropical, Caatinga e Rio de Janeiro, sugerindo a presença de mais de um tipo de nuvem nos pixels considerados. O espectro de um único evento pode variar de aproximadamente 8 μm até 35 μm , como exemplifica o caso vermelho do Atlântico subtropical, que também apresenta espessura óptica bastante variável. O caso azul claro da Caatinga e o caso verde do Rio de Janeiro também sugerem a presença de nuvens distintas, ao analisar o gráfico de espessura óptica, uma vez que as concentrações se diferenciam consideravelmente.

No outono (figuras 4.3 e 4.7), os casos verde e vermelho do Cerrado também aparecem bem espalhados no gráfico, principalmente avaliando a espessura óptica. Destaca-se também o Atlântico sul, que mostra três eventos bastante concentrados, sugerindo uma única nuvem cada, e um caso (azul) com distribuição irregular de espessura óptica, coincidindo com o espectro mais largo do gráfico.

Nos eventos de inverno, destaca-se a Amazônia pelas três distribuições agrupadas entre 20 e 25 μm de raio efetivo, no entanto, em termos de espessura óptica o caso azul claro se difere dos outros, apresentando valores mais baixos.

4.2 SEPARAÇÃO REGIONAL

4.2.1 Raio efetivo, temperatura do topo da nuvem e fase termodinâmica

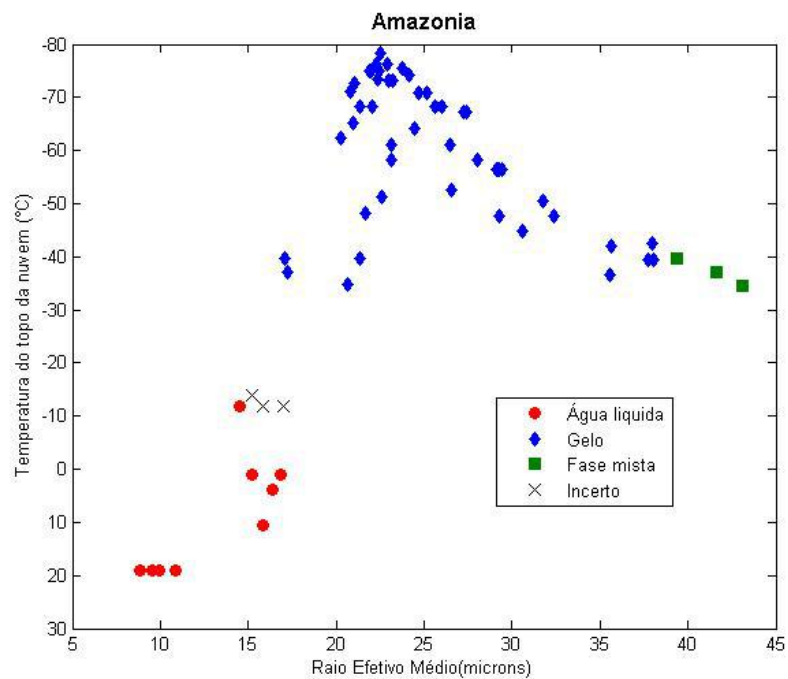


Figura 4.9. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) - Amazônia.

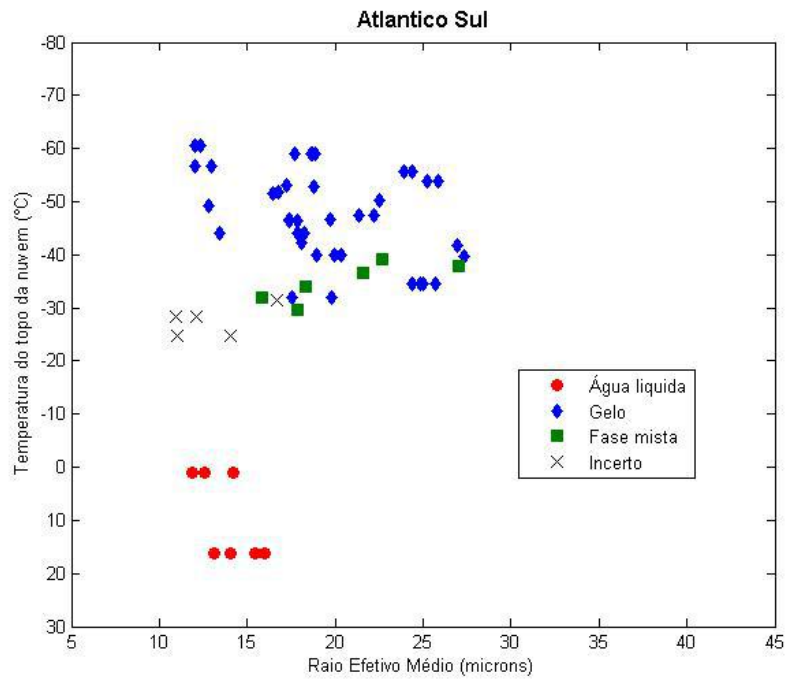


Figura 4.10. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) – Atlântico Sul.

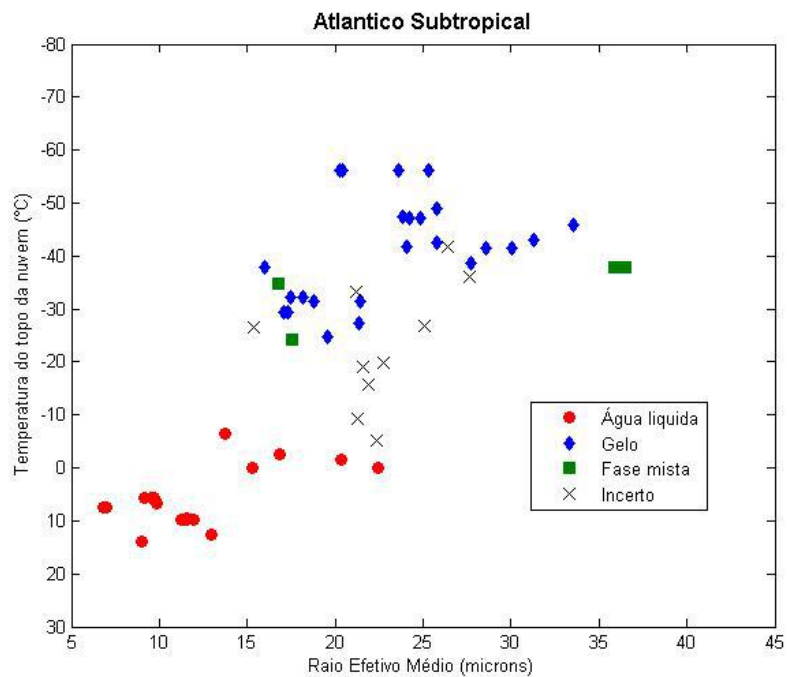


Figura 4.11. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) – Atlântico Subtropical.

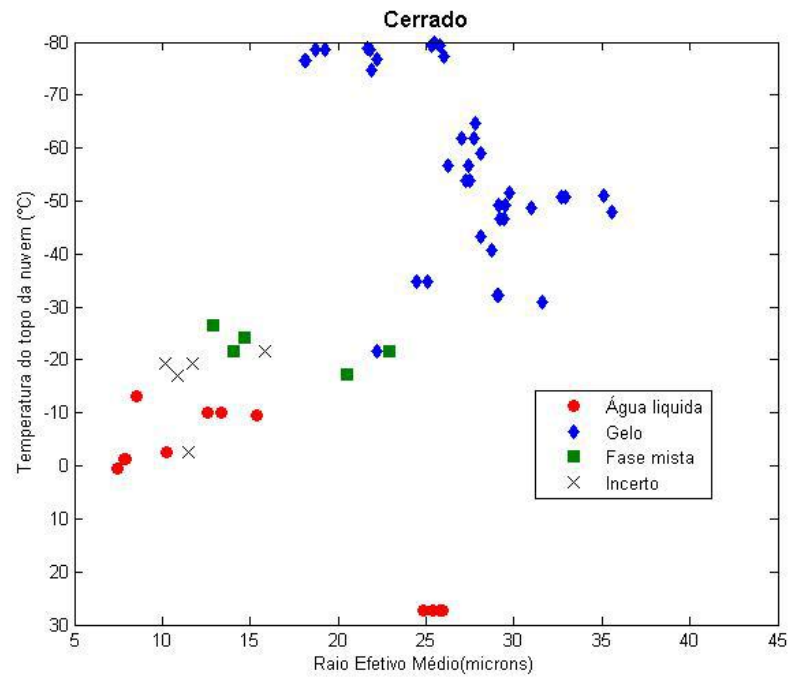


Figura 4.12. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) - Cerrado.

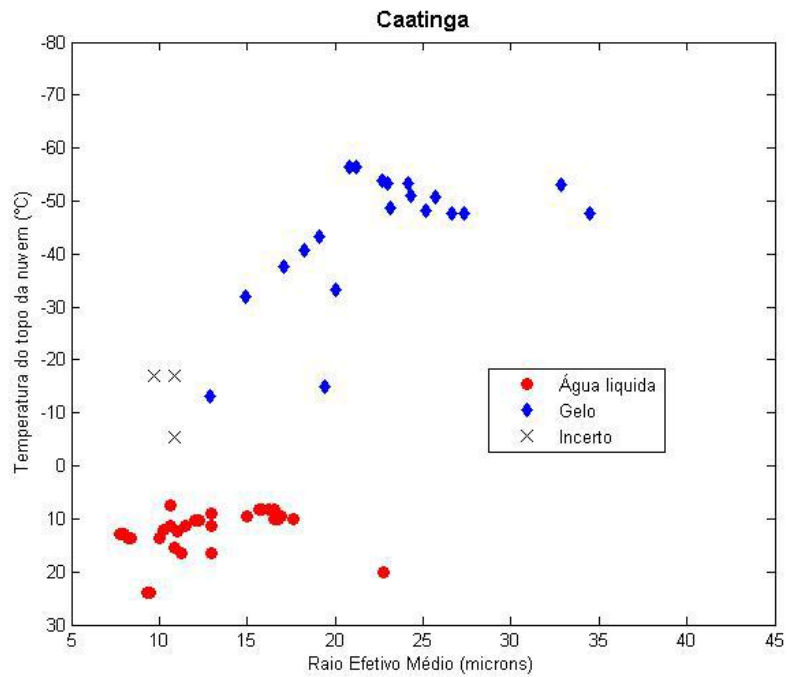


Figura 4.13. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) – Caatinga.

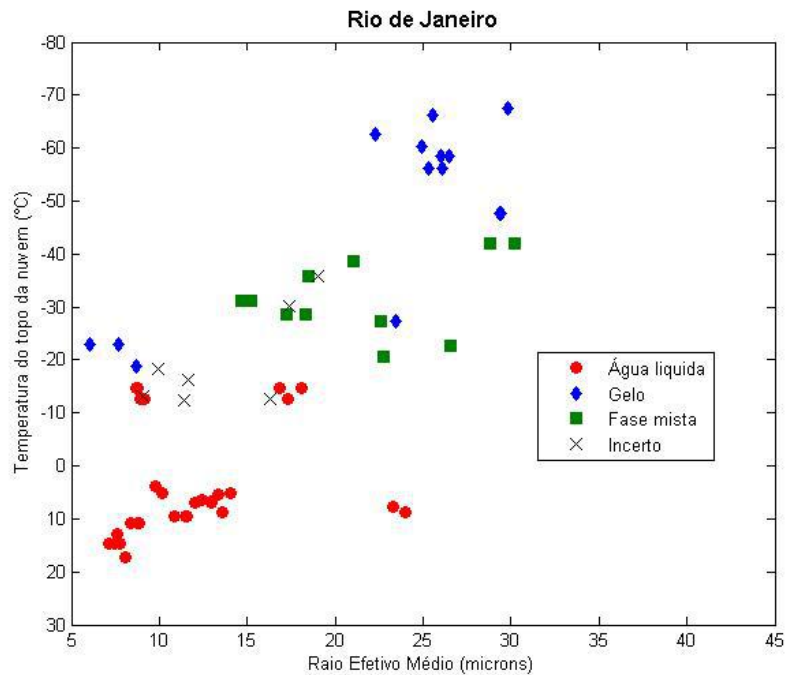


Figura 4.14. Relação entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem com indicação da fase termodinâmica das partículas (pixels) – Rio de Janeiro.

Ao analisar as figuras acima (figuras 4.9 – 4.14), que estão com o eixo de temperatura invertido para se ter noção da altura da nuvem em relação às fases e ao raio efetivo, nota-se claramente um limiar entre partículas de água líquida e sólida (gelo) entre -10°C e -30°C . Além disso, a fase mista (quando aparece) está sempre contida entre -20 e -40°C . Com exceção do Atlântico sul, os gráficos apresentam uma tendência linear entre o raio efetivo e a temperatura do topo da nuvem, de modo que o raio cresce na medida em que a temperatura decai. Os gráficos da Amazônia e Cerrado apresentaram padrão ainda mais particular, mostrando duas tendências distintas no mesmo gráfico. Na Amazônia, a partir de valores entre 20 e 25 μm de raio, as temperaturas voltam a aumentar, enquanto no Cerrado, a partir de temperaturas em torno de -40°C , o raio volta a diminuir.

Analisando os eventos destacados na seção anterior juntamente com as informações de fase e temperatura do topo, notam-se alguns detalhes. As três nuvens dos casos de primavera do Cerrado e as três dos casos de inverno da Amazônia, que apresentam espectros bem estreitos, são constituídas de gelo. Todos os quatro casos do Atlântico sul no outono também apresentaram somente fase gelo.

5 ANÁLISE SINÓTICA DE SUPERFÍCIE E CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS

Neste capítulo, são mostradas as análises sinóticas e as classificações de nuvens para os casos destacados no capítulo anterior. Para a análise, são usadas as cartas sinóticas disponíveis no sítio do Centro de Hidrografia da Marinha (<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>) e as imagens de satélite do GOES divulgadas pelo DSA/CPTEC/INPE (<http://satelite.cptec.inpe.br/home/>). Neste mesmo endereço, existe um produto que utiliza a mesma imagem para identificar a presença de nuvens e identificar suas características, inferindo assim o tipo das mesmas. Este produto classifica a região de nuvem encontrada em apenas quatro tipos, que são: cúmulos, cirrus, estratos e multicamadas, sendo o ponto de partida, juntamente com o esquema da figura 5.1, para a classificação mais detalhada que a metodologia deste trabalho propõe. A figura 5.1 é a proposta do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*), projeto da NASA iniciado em 1982 para coletar e analisar dados de radiâncias de nuvens com o objetivo de prover informações de distribuição e propriedades das nuvens de maneira a contribuir para a pesquisa do clima global e seu entendimento. As imagens e cartas mostradas aqui para a análise sinótica são referentes ao horário mais próximo possível da passagem do Terra/Aqua da qual foram obtidos os dados para cada caso.

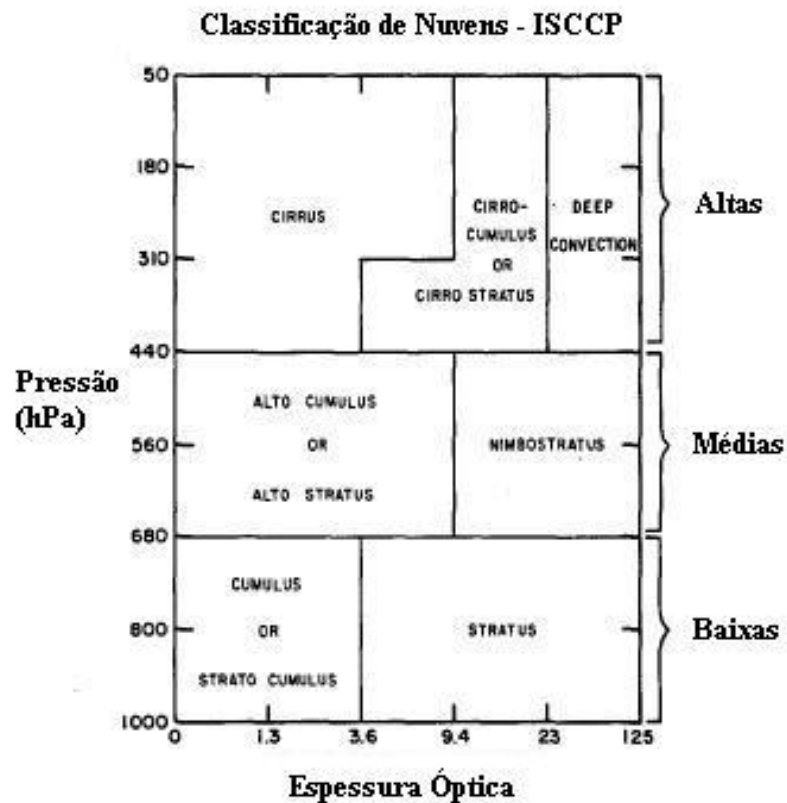


Figura 5.1. Esquema de classificação de nuvens proposto pelo projeto ISCCP relacionando os gêneros com a pressão no topo da nuvem e a espessura óptica da mesma.

As distribuições azul e vermelha da primavera na Amazônia mostram espectros parecidos, apenas deslocados no eixo do raio efetivo, sendo o azul em torno de $15 \mu\text{m}$ e água na fase líquida e o vermelho em torno de $25 \mu\text{m}$ com água na fase gelo. A nuvem do caso azul foi classificada como cúmulos pelo produto do CPTEC e sua formação está associada à convecção devido à zona de baixa pressão característica da região equatorial. O caso vermelho apresenta um sistema de natureza semelhante, porém em estágio mais avançado, sendo classificado como multicamadas. Nas figuras 5.2 e 5.3 estão as imagens do canal visível do MODIS para os dois casos.

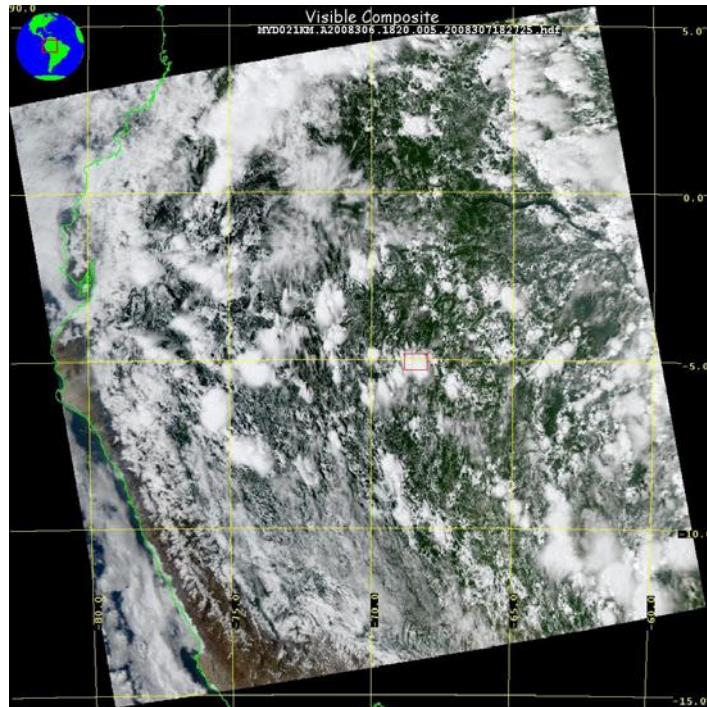


Figura 5.2. Imagem do canal visível do MODIS (satélite Aqua) para o caso azul da Amazônia na primavera (01 de novembro de 2008 às 1820Z). A região marcada na imagem corresponde à porção de nuvens de onde foram obtidos os dados.

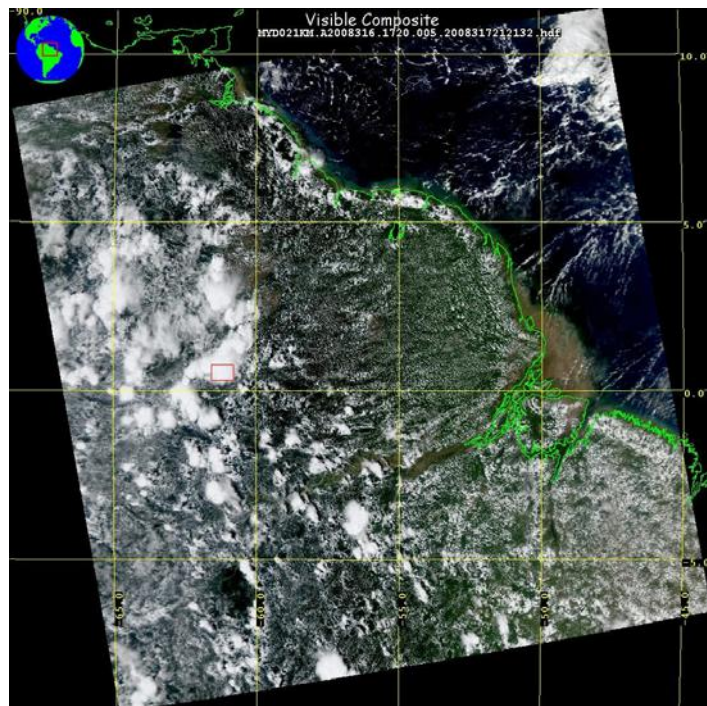


Figura 5.3. Imagem do canal visível do MODIS (satélite Aqua) para o caso vermelho da Amazônia na primavera (11 de novembro de 2008 às 1720Z). A região marcada na imagem corresponde à porção de nuvens de onde foram obtidos os dados.

Os três casos destacados do Cerrado na primavera (espectros estreitos) apresentaram condição sinótica bem semelhante. Todos foram classificados como multicamadas pelo produto do CPTEC e estão associados à forte convecção na

presença de um cavado em superfície oriundo de um sistema frontal cruzando o litoral brasileiro. A fase termodinâmica de todos os pixels envolvidos foi gelo. Como exemplo, as figuras 5.4 e 5.5 ilustram as condições para o caso azul claro, mostrando a carta sinótica de 1200Z, a imagem de satélite do GOES às 1800Z e a imagem do visível do MODIS (satélite Aqua) para o horário exato em que os dados foram obtidos (1710Z).

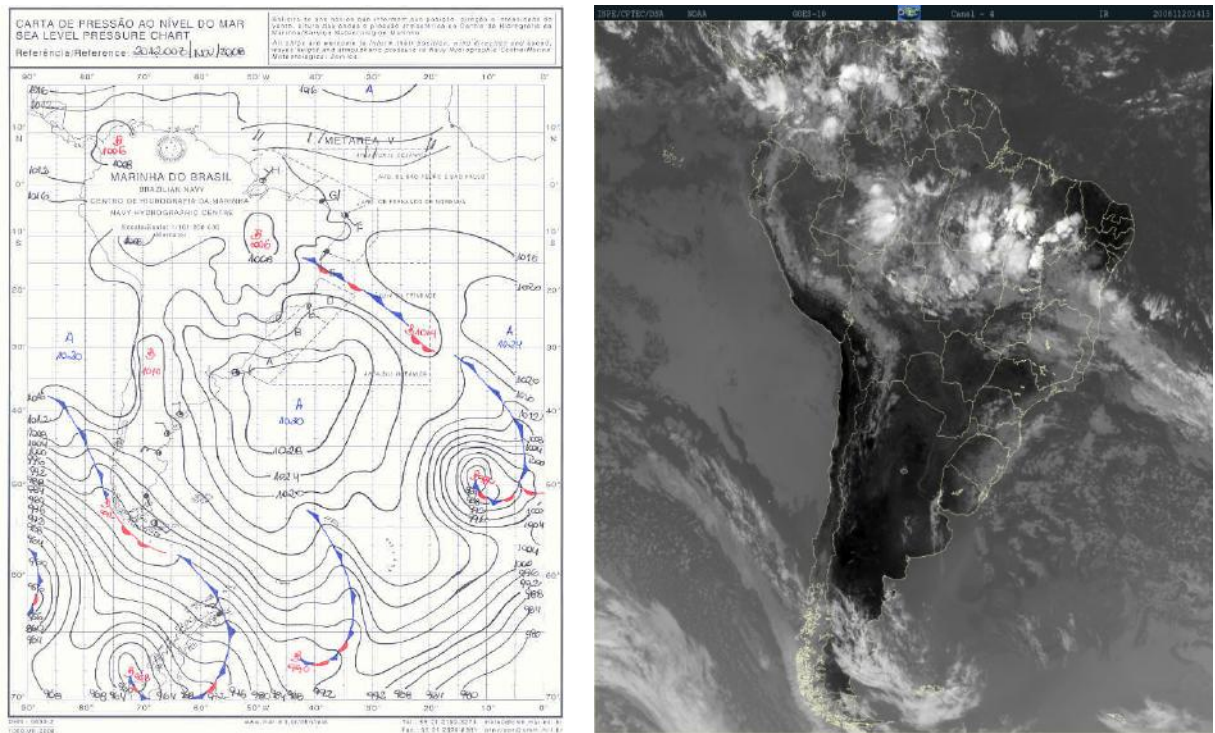


Figura 5.4. Análise da situação meteorológica do dia referente ao caso azul claro do Cerrado na primavera (20 de novembro). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z mostrando a posição da frente e o cavado. Direita: Imagem de satélite (GOES) de 1800Z indicando a nebulosidade na região do Cerrado.

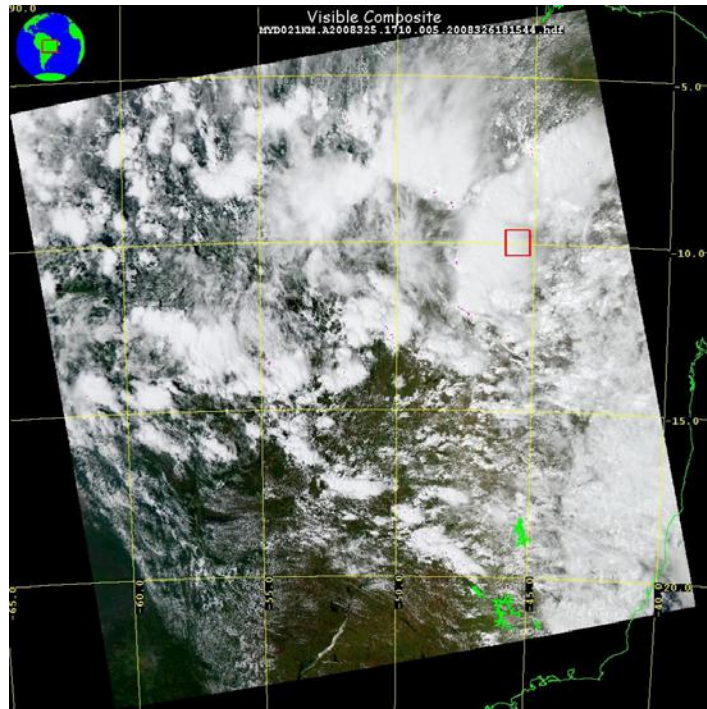


Figura 5.5. Imagem do canal visível do MODIS (satélite Aqua) para o caso azul claro do Cerrado na primavera (20 de novembro às 1710Z). A região marcada na imagem corresponde à porção de nuvens de onde foram obtidos os dados.

Os eventos de distribuição mais espalhada, tanto no eixo de raio efetivo como no de espessura óptica, observados no verão, tiveram influência de sistemas frontais. O caso do Atlântico Subtropical (vermelho) foi o mais disperso entre os destacados no capítulo anterior. As nuvens fazem parte da região frontal (figura 5.6) que atravessa o oceano próximo a costa brasileira e os pixels de fase termodinâmica apresentaram índices de fase mista, gelo e incerto (ou indefinido), e a porção de nuvem foi classificada como multicamadas. No caso azul claro da caatinga, os pixels foram todos classificados como fase gelo e a região era afetada por uma frente fria que avançava pelo oceano próximo a costa do nordeste (figura 5.7). De acordo com o produto de classificação a região de nuvens estava na interface entre nuvens de multicamadas e nuvens cirriformes. No caso do Rio de Janeiro, as nuvens são multicamadas e as partículas são de gelo (figura 5.8). As imagens do GOES não estavam disponíveis para nenhum dos casos analisados neste período.

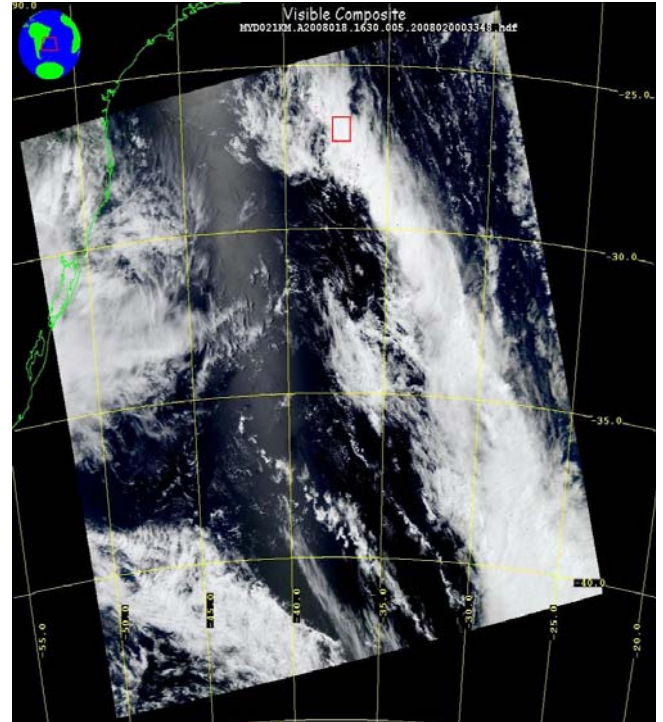
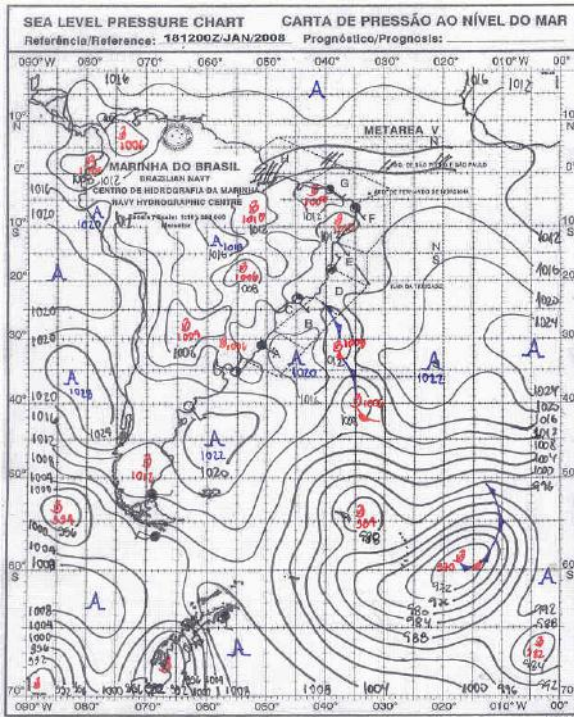


Figura 5.6. Análise meteorológica do dia referente ao caso vermelho do Atlântico Subtropical no verão (18 de janeiro de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1630Z.

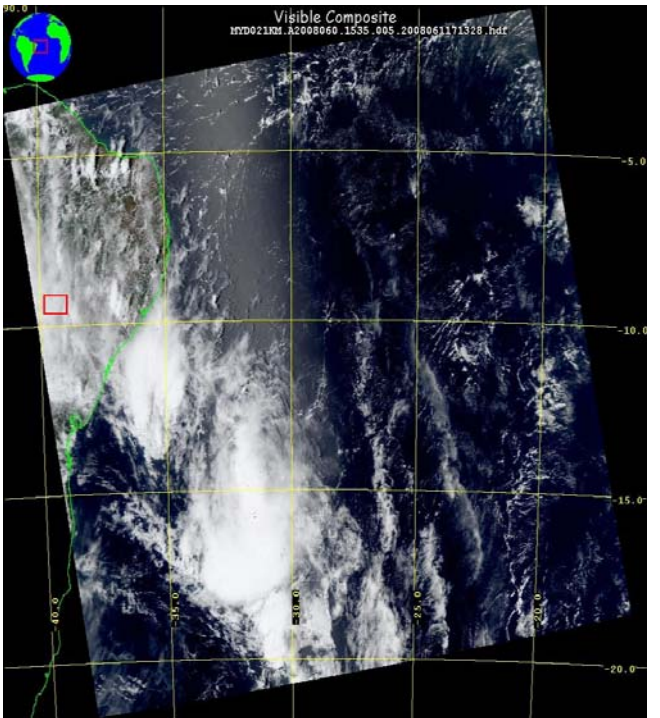
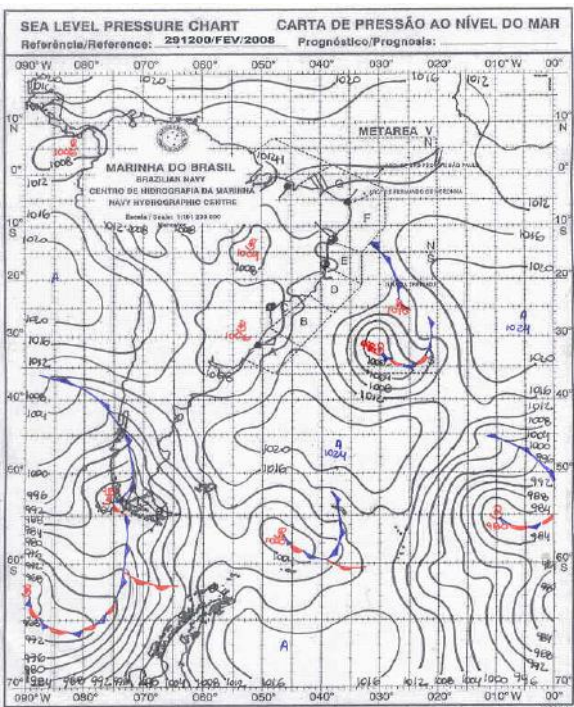


Figura 5.7 Análise meteorológica do dia referente ao caso azul claro da Caatinga no verão (29 de fevereiro de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1535Z.

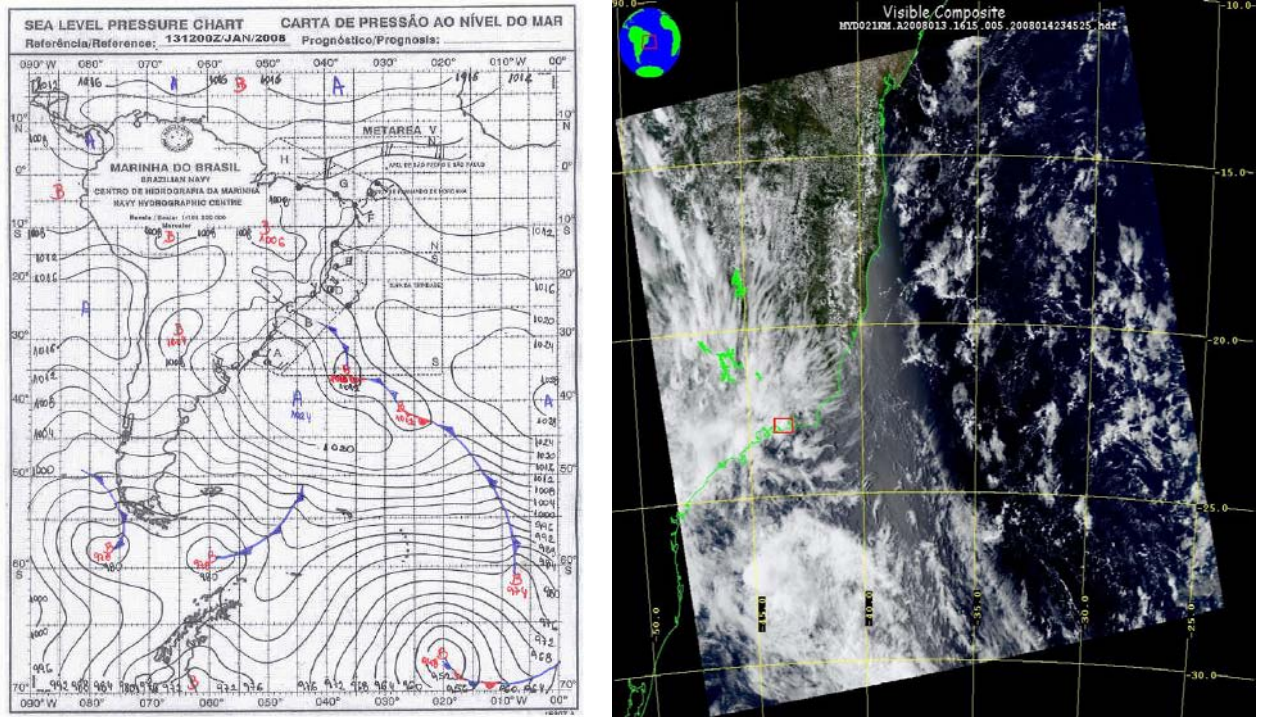


Figura 5.8. Análise meteorológica do dia referente ao caso verde do Rio de Janeiro no verão (13 de janeiro de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1615Z.

No outono, os casos do Atlântico sul não puderam ser avaliados pelo produto de classificação de nuvens do CPTEC, pois o mapa disponível não engloba a região estudada. Pela análise das cartas sinóticas do dia, não é possível evidenciar nenhum fenômeno significativo para os casos destacados no capítulo anterior. As figuras 5.9 – 5.11 mostram as cartas e as imagens do MODIS para os três eventos.

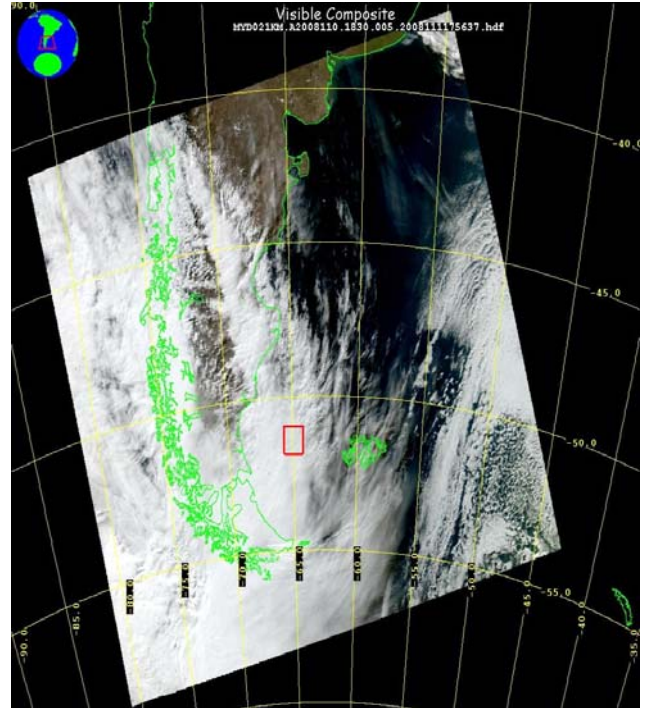
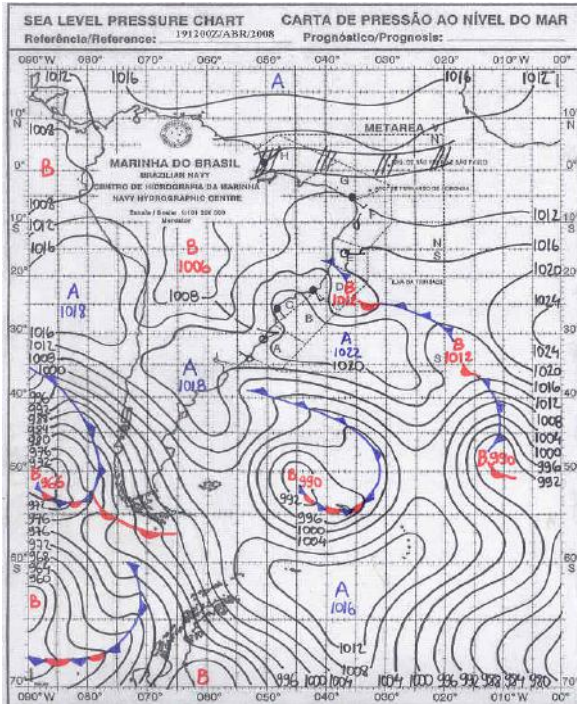


Figura 5.9. Análise meteorológica do dia referente ao caso verde do Atlântico Sul no outono (19 de abril de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1830Z.

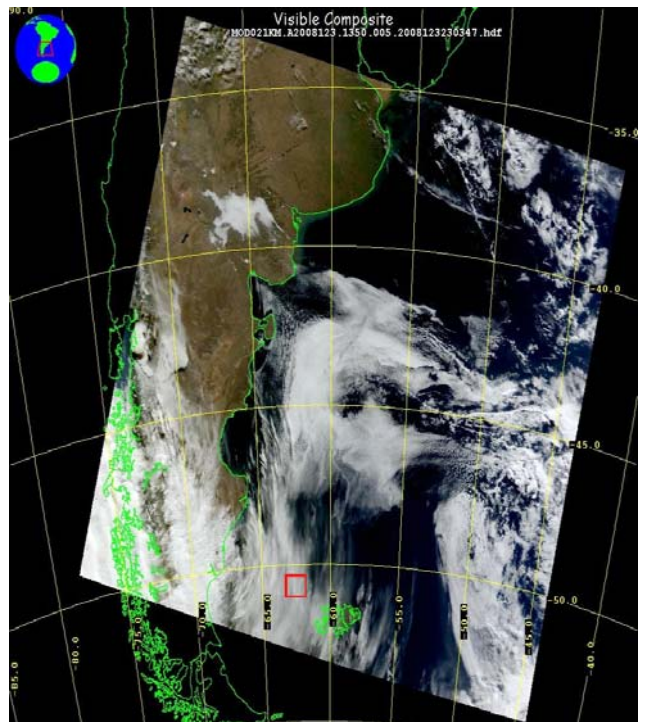
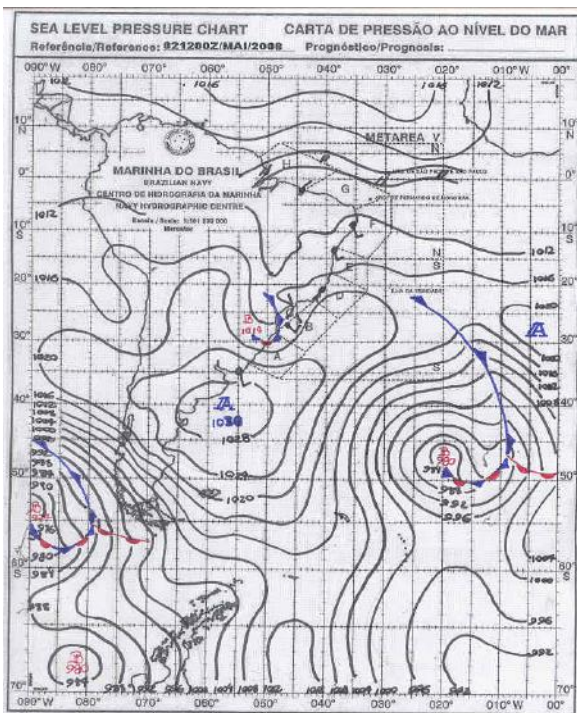


Figura 5.10. Análise meteorológica do dia referente ao caso vermelho do Atlântico Sul no outono (02 de maio de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1350Z.

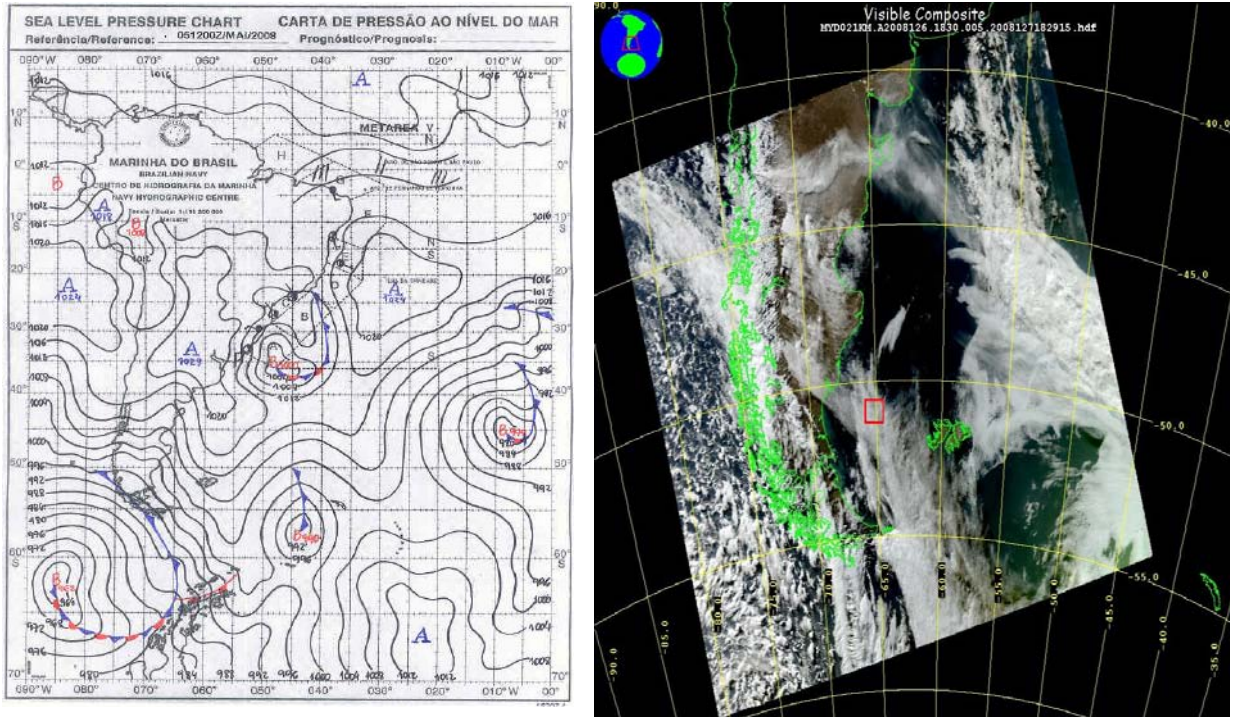


Figura 5.11. Análise meteorológica do dia referente ao caso azul claro do Atlântico Sul no outono (05 de maio de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1830Z.

Ainda no outono, temos as distribuições verde e vermelha do Cerrado. Assim como no verão, as imagens do GOES também não estão disponíveis para auxílio em nenhum evento destacado. No caso verde, as nuvens foram classificadas como multicamadas e a região estava próxima a um centro de baixa pressão centrado a cerca de 5 graus de longitude a oeste da porção de nuvens analisada (figura 5.12). A carta sinótica do dia referente ao caso vermelho não está disponível no sítio do Centro de Hidrografia da Marinha, prejudicando a análise das condições em grande escala que estariam influenciando as nuvens formadas nesta ocasião. Porém, o produto de classificação de nuvens estava disponível e mostrou que a região estava na interface entre nuvens stratus e multicamadas. Para este caso, a figura 5.13 mostra apenas a imagem de satélite do MODIS contendo a porção analisada.

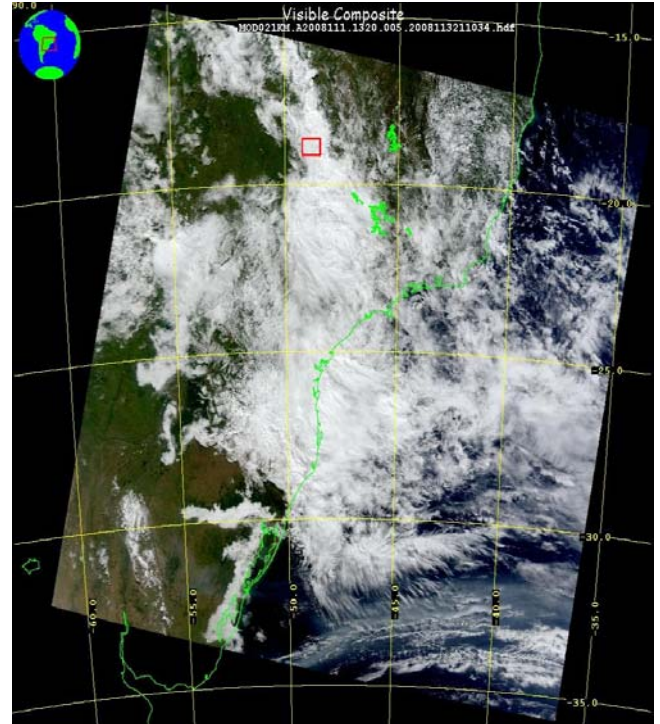
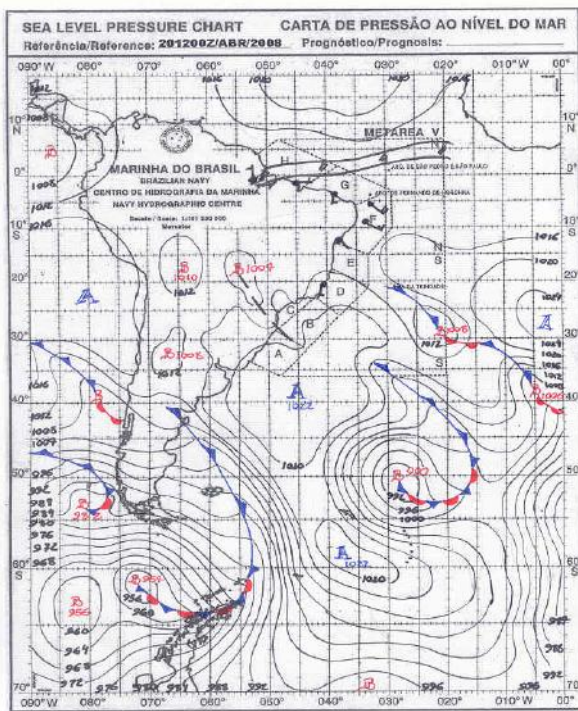


Figura 5.12. Análise meteorológica do dia referente ao caso verde do Cerrado no outono (20 de abril de 2008). Esquerda: Carta sinótica de 1200Z. Direita: Imagem de satélite do canal visível do MODIS de 1320Z.

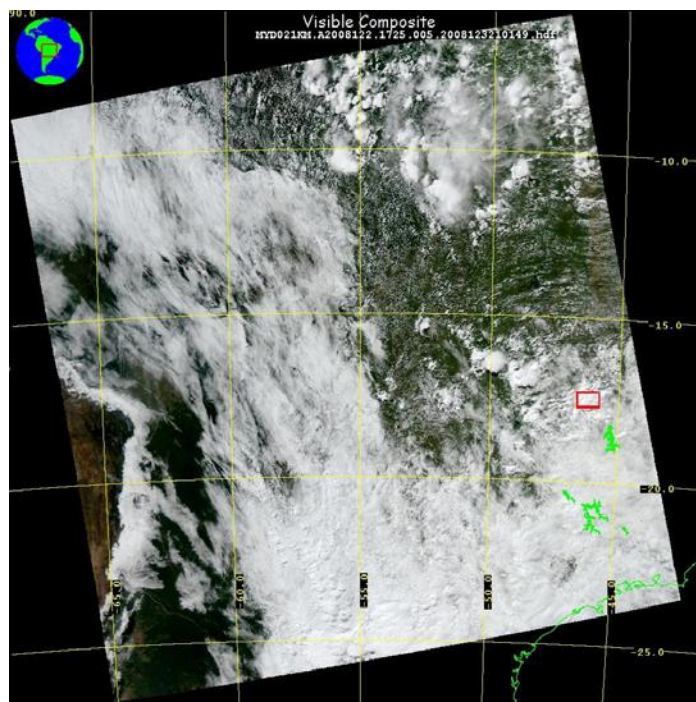


Figura 5.13. Imagem do canal visível do MODIS (satélite Aqua) para o caso vermelho do Cerrado no outono (01 de maio de 2008 às 1725Z). A região marcada na imagem corresponde à porção de nuvens de onde foram obtidos os dados.

As três distribuições destacadas da Amazônia no inverno estão embebidas em situações muito semelhantes: grandes sistemas convectivos associados às baixas pressões equatoriais características da região amazônica e nuvens

classificadas como multicamadas pelo produto do CPTEC. As cartas sinóticas não servem de auxílio nesta região, uma vez que a pressão atmosférica não varia significativamente. Assim, para ilustrar a situação, a figura 5.14 mostra a imagem do MODIS para o caso vermelho como exemplo.

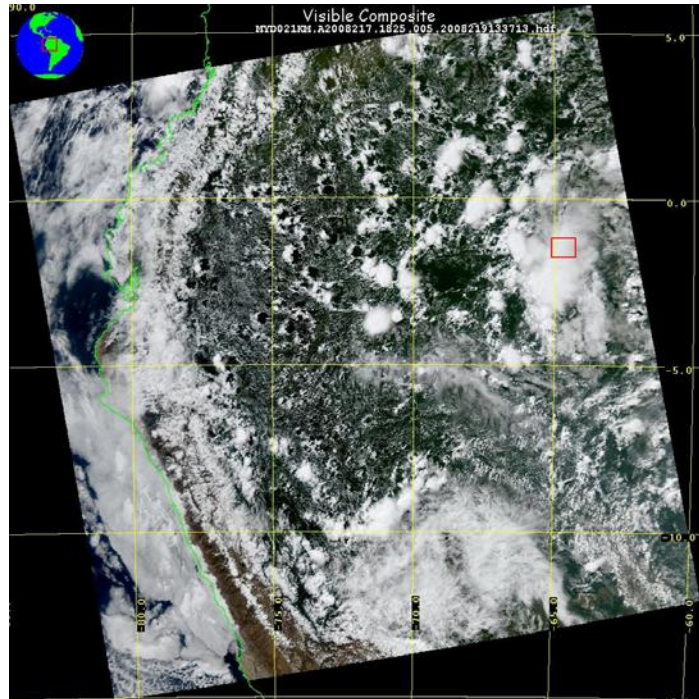


Figura 5.14. Imagem do canal visível do MODIS (satélite Aqua) para o caso vermelho da Amazônia no inverno (04 de agosto de 2008 às 1825Z). A região marcada na imagem corresponde à porção de nuvens de onde foram obtidos os dados.

6 CONCLUSÕES E PRÓXIMOS PASSOS

A primeira conclusão a que se chega ao visualizar os resultados aqui apresentados é a conformidade e coerência com valores obtidos em trabalhos anteriores de outros autores (descritos no capítulo 1), constatação que já sugere um parcial sucesso da metodologia utilizada.

Um ponto interessante a frisar é o aparecimento de muitas partículas de água líquida com temperaturas abaixo de 0°C, indicando a presença de gotículas super-resfriadas, exatamente como prevê a teoria de microfísica de nuvens frias. Neste aspecto, é importante lembrar que os valores de raio efetivo da partícula e temperatura do topo da nuvem possuem, originalmente, resoluções diferentes, sendo o raio mostrado em valores médios (valor médio entre quatro pixels adjacentes). Este artifício certamente suaviza os resultados, podendo o intervalo de ocorrência real ser ligeiramente diferente do apresentado. Porém, o gráfico é eficiente em mostrar a tendência de queda de temperatura aproximadamente linear conforme se tem gotas maiores, o que também está de acordo com resultados previamente estabelecidos.

As distribuições de raio efetivo da partícula nas porções de nuvens dos eventos analisados apresentaram variações entre dois formatos extremos: espectros estreitos confinados em raios com variação de 2 a 3 μm e espectros bastante largos, com valores variando em até 35 μm dentro da mesma área. Os espectros estreitos mostraram-se estarem sempre associados à fase termodinâmica gelo, provenientes de nuvens de convecção profunda em áreas de baixa pressão atmosférica. Os espectros largos apresentam forte relação com sistemas frontais com raio e espessura óptica variando bastante na porção analisada, sugerindo a presença de mais de um tipo de nuvem.

De fato, ao comparar os resultados com a figura 4.14, que classifica os tipos de nuvens em função da altura e da espessura óptica, percebem-se os limiares nela impostos coincidem com as saídas do produto de classificação de nuvens do DSA, mostrando que grandes variações no valor de espessura podem significar mais de um tipo de nuvem. O caso de distribuição vermelha do Cerrado no outono e o caso de distribuição azul claro na Caatinga no verão indicaram que a porção analisada se localizava na interface entre dois tipos (stratus/multicamadas no primeiro e multicamadas/cirrus no segundo). O primeiro exemplo apresentou variação de

espessura óptica entre 0 e 100 com água líquida, o que já engloba todas as possibilidades de nuvens baixas e médias. O segundo, apesar de variar bem menos (entre 10 e 30), se encontra exatamente no limite entre cirrocumulos ou cirrostratus e nuvens de convecção profunda.

A maioria dos casos estudados foi associada à convecção profunda, o que é verificado pela grande quantidade de casos com altos valores de espessura óptica, muitas nuvens classificadas como multicamadas e muitos pixels indicando fase gelo. Esta constatação está aliada à dificuldade do método em observar nuvens pequenas ou aglomerados pequenos, devido à resolução espacial do sensor MODIS. Assim, uma vez que a escolha dos aglomerados de nuvens para análise foi realizada visualmente observando a imagem do canal visível do sensor, os casos de convecção profunda se destacaram mais aos olhos.

Com a quantidade de dados coletados e casos estudados, ainda não é possível afirmar qualquer particularidade de cada ecossistema em relação ao estabelecimento de padrões de propriedades microfísicas em função do tipo de nuvem e condição sinótica inserida. Para isto, seria preciso um estudo mais detalhado de cada região, avaliando outros parâmetros para caracterizar o ambiente sinótico e analisar uma quantidade maior de eventos. Do mesmo modo, distinções entre as estações do ano não foram sugeridas pelos resultados, pelas mesmas razões. Com base no conhecimento atual do comportamento geral da atmosfera, acredita-se que existam sim relações distintas entre os parâmetros microfísicos de cada ecossistema, devido à grande influência comprovada dos núcleos de condensação na formação das nuvens. Em relação às estações do ano, espera-se que este fator não possua papel tão importante no mecanismo de formação da nuvem, uma vez que as condições meteorológicas de cada estação não são estacionárias e podem criar condições favoráveis a nuvens de determinadas características.

Entre os fatores que dificultaram o processo de análise dos dados, o principal foi a diferença de resolução espacial entre alguns parâmetros, prejudicando a avaliação combinada de duas variáveis de resoluções distintas, necessitando ajustes que geram imprecisões. Na descrição do algoritmo, King et al. apontaram como sendo um dos objetivos para o próximo conjunto de dados disponíveis a implementação da resolução de 1 Km para as propriedades de topo das nuvens. Apesar disso, a metodologia apresentada se mostrou apropriada ao objetivo

proposto, desde que se tenha em mente algumas considerações: não é possível avaliar pequenas nuvens isoladas, e sim aglomerados grandes ou extensas camadas estratificadas; a comparação entre parâmetros de escala espacial diferente pode indicar uma visão geral da relação entre eles, mas sem prover muito detalhamento.

A continuação deste trabalho prevê um enfoque maior em um número menor de regiões, para que se possa enriquecer a análise, incluindo mais casos estudados, análise sinótica em altitude, assim como outras propriedades termodinâmicas para caracterizar o ambiente de formação da nuvem. Outra possibilidade é a utilização dos produtos do satélite CloudSat, lançado recentemente e que utiliza um radar como instrumento para medir com mais detalhe e maior resolução os parâmetros microfísicos das nuvens incluindo um perfil vertical ao longo de sua varredura. Ele oferece um produto de classificação de nuvens que facilitará o trabalho de identificação e associação dos parâmetros com o tipo de nuvem.

7 REFERÊNCIAS

- ATLAS INTERNACIONAL DE NUVENS – OMM. 2. Ed. Tradução por Ferrão, R. C. P. Rio de Janeiro: Dnmet, 1972. 68 p.
- BATTAN, L. J.; REITAN, C. H. **Artificial Stimulation of Rain**. *Pergamon*, p. 184, 1957.
- CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA. Serviços Meteorológicos, disponível em <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>>. Acessado em 09/07/2009.
- COTTON, W. R. **Atmospheric Thermodynamics and Microphysics of Clouds**. Colorado State University: AT 620 Lecture Notes, 2005.
- DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais)/CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos)/INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Disponível em <<http://satellite.cptec.inpe.br/home/>>. Acessado em 09/07/2009.
- GAO, B.-C.; GOETZ, F. H.; WISCOMBE, W. J. **Cirrus Cloud Detection from Airborne Imaging Spectrometer Data Using the 1.38 μm Water Vapor Band**. *Geophysical Research Letters*, 20, p. 301-304, 1993.
- HANSEN, J. E.; POLLACK, J. B. **Near-Infrared Scattering Light by Terrestrial Clouds**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, United States, 27, p. 265-281, Mar. 1970.
- HARTMANN, D. L.; OCKERT-BELL, M. E.; MICHELSEN, M. L. **The Effect of Cloud Type on Earth's Energy Balance: Global Analysis**. *Journal of Climate*, Washington, 5, p. 1281-1304, Nov. 1992.
- HERVIG, M.; MCHUGH, M. **Cirrus Detection Using HALOE Measurements**. *Geophysical Research Letters*, 26, p. 719-722, 1999.
- HOBBS, P. V.; POLITOVICH, M. K.; RADKE, L. F. **Structures of Summer Convective Clouds in Eastern Montana. I: Natural Clouds**. *Journal of Applied Meteorology*, Washington, 19, p. 645-663, Jun. 1980.
- HUTCHISON, K D.; CHOE, N. J. **Application of 1.38 Imagery for Thin Cirrus Detection in Daytime Imagery Collected over Land Surfaces**. *International Journal of Remote Sensing*, 17, p. 3325-3342, 1996.
- KAWAMOTO, K.; NAKAJIMA, T. **A Global Determination of Cloud Microphysics with AVHRR Remote Sensing**. *Journal of Climate*, 14, p. 2054-2068, Mai. 2001.
- KING, M. D.; TSAY, S.-C.; PLATNICK, S. E.; WANG, M.; LIOU, K.-N. **Cloud Retrieval Algorithm for MODIS – Optical Thickness, Effective Particle Radius and Thermodynamic Phase**. NASA, *MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD MOD-05 MOD06 – Cloud Product*. 1997.
- LIOU, K.-N (1980). **An Introduction to Atmospheric Radiation**. 2. Ed. San Diego: Elsevier, 2002. 583 p. (International Geophysics Series, v. 84.).

MENZEL, W. P.; FREY, R. A.; BAUM, B. A.; ZHANG, H. **Cloud Top Properties and Cloud Phase Algorithm Theoretical Basis Document**. 2006.

NASA (National Aeronautics and Space Administration). MODIS Website, disponível em <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acessado em 09/07/2009.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. Nova Iorque: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PINNEY, G. **The Cloudspotter's Guide**. Grã-Bretanha: Hodder & Stoughton, 2006. 320 p.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. **Microphysics of Clouds and Precipitation**. Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1997, 954 p.

RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O Sensor MODIS e suas Aplicações Ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Parêntese, 2007. 428 p.

RYAN, R. T. **Cloud Microstructure as Determined by an Optical Cloud Particle Spectrometer**. *Journal of Applied Meteorology*, 11, p. 149-156, Fev. 1972.

SLINGO, A.; BROWN, R.; WRENCH, C. L. **A Field Study of Nocturnal Stratocumulus; III. High Resolution Radiative and Microphysical Observations**. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 145-165, 1982.

SQUIRES, P. *Tellus*, 10, p. 256, 1958.

SSEC (Space Science and Engineering Center). Terra/Aqua Orbit Tracks, disponível em <<http://www.ssec.wisc.edu/datacenter/>>. Acessado em 09/07/2009.

SZCZODRAK, M.; AUSTIN, P. H.; KRUMMEL, P. B. **Variability of Optical Depth and Effective Radius in Marine Stratocumulus Clouds**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 2912-2926, Out. 2001.

TWOMEY, S.; SETON, K. J. **Inferences of Gross Microphysical Properties of Clouds from Spectral Reflectance Measurements**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Washington, 37, p. 1065-1069, May 1980.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science – An Introductory Survey**. 2. Ed. San Diego: Elsevier, 2006. 483 p. (International Geophysics Series, v. 92).

WARNER, J. **The Microstructure of Cumulus Cloud. Part I. General Features of the Droplet Spectrum**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Washington, 26, p. 1049-1059, 1967.

WILKS, D. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. Ed. San Diego: Elsevier, 2006. 627 p. (International Geophysics Series, v. 91).

ANEXO I

Artigo publicado para o International Radiation Symposium 2008:

FRANÇA, J. R. A.; DUARTE, B. M. **Characterization of the Physical Structure of Clouds Over Different Ecosystems of South America Using MODIS Cloud Products Data.** *Current Problems in Atmospheric Radiation – Proceedings of the International Radiation Symposium (IRC/IAMAS).* American Institute of Physics, 2008. p. 380-383. 0094-243X.

Characterization of the Physical Structure of Clouds over Different Ecosystems of South America Using MODIS Cloud Products Data

José Ricardo A. França^a and Bruno Muniz Duarte^a

^a*Department of Meteorology, Federal University of Rio de Janeiro, Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, Brazil.*

Abstract. Clouds play an extremely important role in the physical processes of the atmosphere, in different space and time scales. They affect the energy budget in all atmosphere levels by interacting with solar and earth radiation. The characteristics of clouds that influence the energy budget can be quantified by some physical parameters which classify each cloud type. Hence, it's possible to use these parameters in numerical modeling in order to improve model diagnosis and, consequently, prognosis. The most practical way to obtain cloud information is through remote sensing, since direct access is not easy to achieve. This paper uses data from MODIS sensor (from when it became available in 2000 on TERRA platform until nowadays) to retrieve cloud properties and analyze two cases for six distinct regions in South America and compare the microphysical structure of stratiform cloud types in each of these regions. The analyzed parameters on this paper are Cloud Effective Particle Radius and Optical Thickness. Some relationships between these parameters were found for the chosen regions, showing different physical characteristics for each cloud type over each region.

Keywords: Cloud Microphysics, Remote Sensing, MODIS.

1. INTRODUCTION

From the seventies on, when studies regarding climate and its modifications started to gain shape, the understanding of the physical and radiative processes in the clouds has proved to be one of the key factors to best evaluate the environmental evolution of the planet for the upcoming decades. The importance in quantifying these processes arises from the fact that clouds directly affect radiation interactions of the atmosphere with the Earth and the sun, where each cloud type interacts in its own particular way, according to size, shape and physical constitution (Rudorff et al., 2007). For example, *cirrus* clouds are essentially transparent to solar radiation (short waves), while they retain most of the infrared radiation emitted by the Earth (long waves), producing a positive feedback to atmospheric heating. On the other hand, *cumulus* clouds tend to stop solar emission from reaching the surface, producing a negative balance. For a given moment, the sky at a certain location may contain a great variety of cloud types simultaneously, so that the whole set of interactions between clouds and solar and/or terrestrial radiation must be very well represented inside climatic models to obtain good

prognosis results. The physical constitution can be described by typical values of some parameters (for each cloud type) that can be used in the model parameterization scheme for cloud microphysics.

This project attempts to characterize the physical and microphysical structure of each cloud type, through some parameters, such as: cloud particle phase; cloud particle optical thickness; cloud top temperature; cloud particle effective radius; aerosol and water vapor products. The results are shown in graphics with relationships between the parameters mentioned above and histograms, comparing different ecosystems in the South America continent. For this paper, we focused on *stratus* cloud types, providing a simple surface synoptic analysis for each case.

2. METHODOLOGY

In order to achieve the proposed goal, data from the MODIS sensor onboard of TERRA and AQUA satellites is used. MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) is the main instrument of NASA's monitoring program, EOS (Earth Observing System), and TERRA and AQUA are the first two launched platforms. MODIS products are divided into three main branches: Land, Ocean and Atmosphere. Among the many applications of the MODIS Atmosphere is the retrieval of physical and radiative properties of clouds, which is the product used for the results presented here. According to (Rudorff et al., 2007), the information received from the sensor are processed at the operational center GSFC (Goddard Space Flight Center), where they are divided into hierarchical levels, depending on the processing degree. All cloud products belong to level 2 data (MOD06 for TERRA and MYD06 for AQUA), where the radiance information have already been transformed into geophysical variables, with the respective geolocation data. The algorithms to generate these products are described in detail in the ATBD-MOD-05 Cloud Product (Algorithm Theoretical Basis Document) from (King et al., 1997), available in the MODIS website.

MODIS has 36 spectral bands covering the spectrum from the visible up to the mid-infrared region. Cloud products utilize the whole extension, with each parameter having specific bands for day and night. Optical Thickness and Effective Particle Radius are generated using bands in the visible and near-infrared regions, with spatial resolution of 1Km, while Thermodynamic Phase and cloud top properties use the mid-infrared region, with 5Km as spatial resolution. The MODIS Atmosphere Cloud Products are available in granules, stored at every five minutes of swath. For an altitude of 705 Km and the maximum scan extending up to 55° on either side of nadir, the 5 minute granule generates an image 2330 Km wide.

For the first results shown here, the cloud classification was obtained with GOES satellite product, available at the INPE/CPTEC/DSA website: <http://sigma.cptec.inpe.br/nuvens/>. Six regions in South America with very distinct ecosystems were chosen to compare the relationship between Cloud Optical Thickness and Cloud Effective Particle Radius in the presence of *stratiform* clouds. The regions are: South Atlantic, near the Argentina Coast; South Atlantic, near the southeast of Brazil; Rio de Janeiro city; mid-west of Brazil; northeast of Brazil and the Amazonia region – and they are displayed on the map of figure 1.



FIGURE 1. Chosen regions.

3. RESULTS

Only two cases for each region have been prepared for this paper, since the project is still in early development stage. The data of each region corresponds to an area of about 100 Km², due to the size of the

matrix used. We believe this is more than enough to represent stratiform clouds. For each case, the data is taken from a single passage of the satellite over each region in different and random times, with the only requisite of being classified as stratus by the GOES product.

In each figure below (2 and 3) both cases are shown superposed. Figure 2 displays the histograms for the studied regions representing the distribution of particle size inside the area of the data matrix. All distributions present two or more peaks, as a result of the overlay of the cases. In the Amazonia region, a significant maximum was found around $8\mu\text{m}$ deriving from case 1 (August 28th, 2007) and a small peak around $11\mu\text{m}$ deriving from case 2 (May 10th, 2007) can also be seen. The clouds are associated with low pressure fields, typical of the equatorial region with high humidity. In the Atlantic, near Argentina, in both cases the region was under the influence of cold air masses that formed extended stratus banks, especially in case 1 (February 24th, 2008), where an intense high pressure centre is formed. Case 2 (September 19th, 2007) is responsible for the peak with higher values of radius and the bank of clouds is not as large as in case 1. Near the coast of Brazil (southeast), the configuration is the same, with the higher values being associated to the case with less extended clouds, close to become cumuliform types. Case 1 is from September 1st 2007 with a trough crossing the coast and case 2 is from April 3rd 2007, where the main influence is a ridge departing from a high center located to the east in the ocean. For the mid-west of Brazil, the peak around $18\mu\text{m}$ derives from case 1 (July 23rd, 2007), when a cold front was passing in the southeast of the country. The $12\mu\text{m}$ peak derives from case 2 (May 10th, 2007), but the surface analysis does not give any clue about the cloud formation process. The distribution in the northeast of Brazil is broader than the rest and more uniform for both cases. The combined figure shows a maximum around $17\mu\text{m}$ associated with case 1 (July 23rd, 2007). Case 2 (May 11th, 2007) provided the higher values, probably due to the presence of cumulus clouds around the small stratus. In both cases for Rio de Janeiro, the city was under the influence of the circulation effect of a post-frontal high, carrying cold and moisture to the continent. Case 1 (August 30th, 2007) is responsible for $7.5\mu\text{m}$ maximum and case 2 (August 22nd, 2007) for the $12\mu\text{m}$ peak.

Figure 3 shows the relationship between particle size (effective radius) and Cloud Optical Thickness. For most of the regions the two peak function is also reflected in this graphic and this feature is applicable for the optical thickness as well.

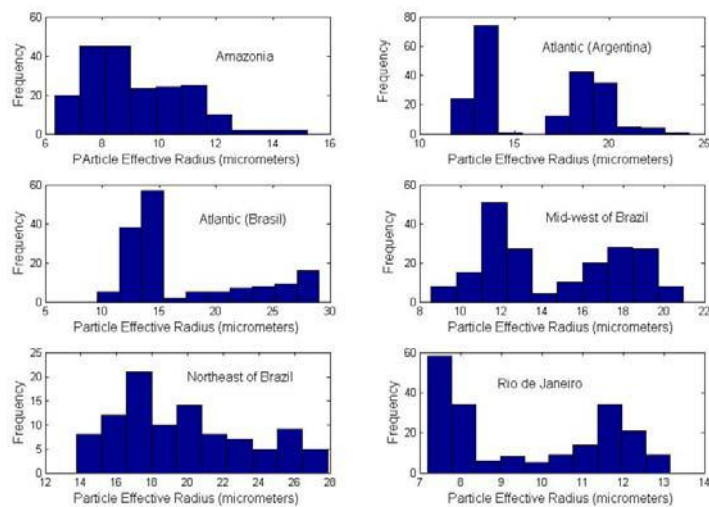


FIGURE 2. Frequency distribution of particle size in the data matrix gathering data of both cases for each region.

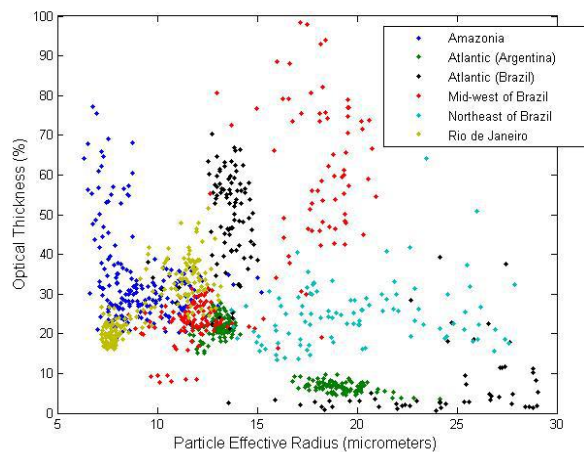


FIGURE 2. Relationship between Cloud Effective Particle Radius and Cloud Optical Thickness gathering data of both cases for each region.

4. CONCLUSIONS

It is noticeable from figures 2 and 3 that some differences can be found in the microstructure of stratiform clouds for different ecosystems and predominant meteorological conditions. However, as there still aren't enough cases analyzed, these results should not be very conclusive because we do not have enough information to indicate patterns. Nevertheless, some remarks can be made out of the figures above.

In a previous study, (Squires, 1958) carried out experiments comparing particle size spectra for different cloud types. The range of the stratus spectrum from his graphics is perfectly in accordance with the results shown here, which guarantees some quality the methodology presented in this paper. Another point to be highlighted is that the GOES cloud classification is not as detailed as we would like, meaning that we cannot be sure if what it classifies as stratus is not stratocumulus or altostratus, for example. From that, we tend to believe that the higher values for the same region with no significant differences in synoptic condition account for not so stratified clouds. Although it is not shown in this paper, these higher values always correspond to small banks of stratiform clouds surrounded by cumuliform clouds, which is known to have larger drops.

The next steps of the project include analyzing more data to turn this case study into something with a more robust base of information so that we are able to indicate patterns for each region, if they exist, and show differences due to meteorological conditions and time of year. In order to solve the GOES cloud classification problem, we shall try to use data from the recently launched CloudSat satellite, which provides a detailed classification with better spatial resolution.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank NASA for distributing the MODIS data free of charge and to *Programa Institucional de Bolsas de Iniciação científica (PIBIC)/Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ)* institution that foment the project.

REFERENCES

1. KING, M. D.; TSAY, A. S.; PLATNICK, S. E.; WANG, A. M.; LIOU, K. Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase. NASA, 1997. 10-41. MODIS Algorithm Theoretical Basis No. ATBD-MOD-05.
2. SQUIRES, P. *Tellus* 10, 256. 1958.
3. RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. O Sensor MODIS e Suas Aplicações Ambientais no Brasil. INPE, 2007.
4. INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)/CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos)/DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais), Classificação de Nuvens, available at <http://sigma.cptec.inpe.br/nuvens/> (Visited in July 17th, 2008). 2008.