

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**UTILIZAÇÃO DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR OBTIDO
POR SENSORIAMENTO REMOTO PARA A
ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE
REFERÊNCIA NA BACIA DO PRATA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

GUILHERME GOERGEN

**Santa Maria, RS, Brasil
2010**

**UTILIZAÇÃO DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR OBTIDO POR
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A ESTIMATIVA DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NA BACIA DO
PRATA**

por

Guilherme Goergen

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, área de Concentração Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

Orientadora: Dra. Débora Regina Roberti
Co-orientador: Dr. Luis Gustavo G. de Gonçalves

Santa Maria, RS, Brasil

2010

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**UTILIZAÇÃO DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR OBTIDO POR
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A ESTIMATIVA DA
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NA BACIA DO PRATA**

elaborada por
Guilherme Goergen

como requisito parcial para obtenção para grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)
(Presidente/Orientadora)

Luiz Antonio Candido, Dr. (INPA)

Simone Erotildes Teleginki Ferraz, Dra. (UFSM)

Santa Maria, 15 de Março de 2010.

Aos meus pais, João Roberto e Clair, pelos constantes incentivos
e inúmeros exemplos de dedicação e perseverança,
e a você Roberta, por tudo.

AGRADECIMENTOS

Esta conquista não é só minha, ela pertence a vocês também pai, mãe e mana. Obrigado por estarem do meu lado em todos os momentos, mesmo que por muitas vezes distantes na presença física, mas sempre perto do meu coração.

À professora e amiga Débora pela orientação, conselhos, dedicação e ensinamentos transmitidos.

Aos professores do curso que me acolheram e me auxiliaram, em especial a professora e coordenadora do curso de pós-graduação Simone E. T. Ferraz, pelo grande apoio e paciência nos ensinamentos dos modelos computacionais.

Ao João Gerd que me socorreu nos momentos de dificuldade de manipulação dos softwares computacionais.

Ao Prof. Dr. Luis Gustavo G. de Gonçalves que possibilitou e incentivou a realização deste trabalho através de importantes sugestões e contribuições, e pela metodologia para extração dos dados de índice de área foliar do sensor MODIS.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), pelo suporte financeiro.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria por viabilizar a realização deste trabalho.

Este trabalho teve suporte da NASA Grant THP NNX08AE50G e do IAI Grant CRN-2094.

Aos familiares e amigos que me incentivaram e torceram pela continuidade dos meus estudos.

Enfim, o meu muito obrigado a todos aqueles que acreditaram no meu potencial e na minha força de vontade.

É hora de dar o próximo passo.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

UTILIZAÇÃO DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR OBTIDO POR SENSORIAMENTO REMOTO PARA A ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NA BACIA DO PRATA

AUTOR: GUILHERME GOERGEN

ORIENTADORA: PROF. DRA. DÉBORA REGINA ROBERTI

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 15 de Março de 2010.

Neste trabalho é realizada a estimativa da evapotranspiração sobre a região da Bacia do Prata, utilizando dados de índice de área foliar obtidos de sensoriamento remoto, através do sensor MODIS. O método utilizado para realizar a estimativa da evapotranspiração é conhecido como Penman–Monteith. Esta técnica utiliza além das forçantes atmosféricas como saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa e pressão de vapor, parâmetros relacionados com a vegetação e o solo. O método pode ser escrito de forma que a vegetação seja representada pelo índice de área foliar. As forçantes atmosféricas são derivadas do *South American Land Data Assimilation System* (SALDAS), que é um sistema de assimilação de dados que disponibiliza as forçantes para todo o continente sul-americano, em um intervalo de tempo de três horas e com resolução espacial de 0,1°.

Mapas mensais de evapotranspiração sobre a Bacia do Prata foram gerados, para o período de 2001 a 2004. Os valores médios mensais da evapotranspiração sobre a bacia foram comparados com estimativas feitas por modelos baseados no cômputo do balanço de energia, e os resultados mostraram que a utilização dos dados de índice de área foliar na equação de Penman-Monteith reproduziu satisfatoriamente tanto a variação espacial quanto a variação sazonal da evapotranspiração.

Palavras-chave: evapotranspiração; Penman-Monteith; sensoriamento remoto.

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

UTILIZAÇÃO DO ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR OBTIDO POR SENSORIAMENTO REMOTO PARA A ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA DO PRATA

AUTOR: GUILHERME GOERGEN

ORIENTADORA: PROF. DRA. DÉBORA REGINA ROBERTI

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 15 de Março de 2010.

In this work the estimate of evapotranspiration over the region of the Plata Basin, using data of leaf area index obtained from remote sensing, through the MODIS. The method used to obtain the estimated evapotranspiration is known as the Penman-Monteith. This technique uses as well as atmospheric forcing of net radiation, air temperature, relative humidity and vapor pressure, parameters related to vegetation and soil. The method can be written so that vegetation is represented by leaf area index. The atmospheric forcing are derived from *South American Land Assimilation System* (SALDAS), which is a system of data assimilation system that provide the forcing for the entire South American continent, in a time of three hours and spatial resolution of 0,1°.

Monthly maps of evapotranspiration over the La Plata Basin were generated, for the period 2001 to 2004. The monthly averages of evapotranspiration over the basin were compared to estimates made by models based on the calculation of energy balance, and the results showed that the coupling of data from leaf area index to the equation of Penman-Monteith correctly reproduced both the spatial as the seasonal variation of evapotranspiration.

Keywords: evapotranspiration; Penman-Monteith; remote sensing.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 - Curva que relaciona a Pressão de Vapor de Saturação e a Temperatura do ar – Gráfico Psicométrico.....26
- Figura 3.2 - Relação entre evapotranspiração relativa (%) e o período de crescimento da planta. Fonte: adaptado de Allen et al. (1998).....28
- Figura 3.3 - Variação do coeficiente de cultura (K_c) em relação aos estágios de desenvolvimento de culturas anuais.....30
- Figura 5.1 - Fatores que influenciam r_a e r_s . Fonte: adaptado de Allen et al. (1998).....51
- Figura 5.2 – Comportamento da velocidade do vento (v) em função da altura (z). Fonte: adaptado de Stull (1988).....52
- Figura 5.3 – Fluxograma das etapas da construção do conjunto de dados disponibilizado pelo SALDAS.....56
- Figura 5.4 – Representação da distribuição espacial dos *tile's* disponíveis para download do sensor MODIS. Fonte: adaptado de Anderson et al. (2003).....59
- Figura 5.5 – Dados de IAF do MODIS, composição dos oito primeiros dias de janeiro de 2001: (a) sem recorte da Bacia do Prata, (b) com recorte da Bacia do Prata.....60

Figura 5.6 – Delimitação da Bacia do Prata Fonte: adaptado de La Plata Basin Regional Hydroclimate Project.....	62
Figura 6.1 - Média semanal (7 dias) da temperatura do ar (°C), estimada pelo sensor instalado na torre micrometeorológica em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.....	65
Figura 6.2 - Precipitação mensal acumulada, estimada pelo sensor instalado na torre micrometeorológica em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.....	65
Figura 6.3 – Índice de área foliar obtido do sensor MODIS – Paraíso do Sul/RS. Dados em intervalo de oito dias para o período de 27/06/03 a 26/06/04.....	66
Figura 6.4 – Comparação entre a ET medida no local e a estimada pelo método de Penman-Monteith em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.....	67
Figura 6.5 – Distribuição espacial da média anual de precipitação sobre a Bacia do Prata (mm/ano), baseado nos dados do SALDAS (2001-2004).....	69
Figura 6.6 - Distribuição espacial da média anual de precipitação sobre a bacia do Prata (mm/ano) para os anos de 2001 (a), 2002 (b), 2003 (c) e 2004 (d).....	70
Figura 6.7 - Ciclo anual da média mensal da precipitação sobre a Bacia do Prata (mm/dia).....	71
Figura 6.8 – Ciclo anual da média mensal da temperatura: (a) 2001, (b) 2002, (c) 2003, (d) 2004.....	72
Figura 6.9 – Dados de IAF do sensor MODIS: (a) 08/01/2001, (b) 16/01/2001, (c) 24/01/2001, (d) 01/02/2001.....	73
Figura 6.10 – Mapa da variação espacial do IAF para os meses de Janeiro a Dezembro de 2001.....	74

Figura 6.11 – Variação mensal da média do IAF sobre a bacia do Prata: (a) 2001, (b) 2002, (c) 2003, (d) 2004.....76

Figura 6.12 - Média espacial do IAF sobre a bacia do Prata, para o período de 2001 a 2004.....77

Figura 6.13 – Mapa da variação espacial da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata (mm/dia), período de 2001 a 2004.....78

Figura 6.14 - Variação mensal da média da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata (mm/dia), período de 2001 a 2004.....80

LISTA DE TABELAS

TABELA 4.1 - Especificações técnicas do sensor MODIS.....	42
TABELA 4.2 - Especificações das Bandas 1 a19 do Sensor MODIS.....	43
TABELA 4.3 - Especificações das Bandas 20 a36 do Sensor MODIS.....	43

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
3. DESCRIÇÃO DO FENÔMENO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E SUA ESTIMATIVA	23
3.1. Evaporação e transpiração: uma breve revisão.....	23
3.1.1. Evaporação.....	23
3.1.2. Transpiração.....	27
3.1.3. Evapotranspiração.....	27
3.2. Uma breve revisão dos métodos de estimativa da evapotranspiração.....	31
3.2.1. Método do Balanço de Energia.....	31
3.2.2. Método Aerodinâmico.....	34
3.2.3. Método da razão de Bowen.....	37
3.2.4. Método combinado: Balanço de Energia e Aerodinâmico.....	37
3.2.5. Método de Priestley-Taylor.....	38
3.2.6. Método de Penman-Monteith.....	38
4. O SENSOR MODIS – TERRA E AQUA	40

5. METODOLOGIA	47
5.1. O método de Penman-Monteith.....	47
5.2. A inserção dos dados de IAF no método de Penman-Monteith.....	54
5.3. Os dados do SALDAS.....	55
5.4. Fluxos locais medidos em Paraíso do Sul.....	58
5.5. O processamento dos dados de IAF do MODIS.....	58
5.6. Área de estudo.....	60
5.6.1. Paraíso do Sul: aplicação local.....	60
5.6.2. Bacia do Prata: aplicação regional.....	61
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	64
6.1. Aplicação local da estimativa da evapotranspiração: Paraíso do Sul.....	64
6.1.1. Características do Clima de Paraíso do Sul.....	64
6.1.2. Comportamento do IAF em Paraíso do Sul.....	66
6.1.3. Estimativas da evapotranspiração em Paraíso do Sul.....	66
6.2. Estimativa da evapotranspiração em escala regional: Bacia do Prata.....	68
6.2.1. Características do Clima da Bacia do Prata.....	68
6.2.2. Comportamento do IAF sobre a Bacia do Prata.....	72
6.2.3. Estimativas da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata.....	77
7. CONCLUSÕES	81
8. TRABALHOS FUTUROS	83
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, estudos em rochas antigas, perfurações em geleiras, padrões no crescimento dos anéis das árvores, dados históricos de clima, entre outros, tem dado um suporte eficiente para que os cientistas tentassem compreender e, por conseguinte, prever mudanças no Clima da Terra. Sabe-se que as correntes oceânicas, as erupções vulcânicas e as mudanças no eixo de inclinação da Terra influenciam o Clima e a vida no planeta. Porém, atualmente existem evidências de que as atividades humanas, principalmente às industriais e agropecuárias, estão contribuindo para as mudanças da ocorrência dos fenômenos naturais do Clima. Exemplos dessas evidências são a expansão de áreas desertificadas, aumento no nível dos oceanos, diminuição da camada de ozônio, ocorrência de chuva ácida e perda da biodiversidade.

Nesse contexto, um dos processos naturais que ocorre na natureza e que tem influência direta no Clima, seja ele local ou global, é a evapotranspiração. Esse processo tem grande importância hidrológica e meteorológica. Hidrológica, pois esta é uma das principais variáveis quando se deseja, por exemplo, monitorar a quantidade de água no solo através do balanço hídrico. Meteorológica, pois a evapotranspiração tem influência direta na quantidade de umidade no ar, podendo alterar o regime de chuvas de uma determinada região. Além disso, o conhecimento da evapotranspiração é de fundamental importância na gestão de bacias hidrográficas e no manejo hídrico de lavouras irrigadas, prática esta cada vez mais comum nas áreas agrícolas de nosso país.

A evapotranspiração refere-se a passagem da água do estado líquido para o gasoso através de dois processos distintos que ocorrem na natureza: a *evaporação* da água do solo ou de um reservatório, e a *transpiração* através dos estômatos das folhas das plantas. A evapotranspiração é um parâmetro importante para conhecermos o fluxo de energia e massa a partir da superfície do solo, e com isso, estimar o balanço hídrico de uma determinada região, que se refere à contabilização das perdas e ganhos de água no solo. Além disso, pode-se determinar o quanto de

água está armazenada no solo, parâmetro que tem influência direta no desenvolvimento das plantas.

De modo simples, existem duas técnicas que podem ser adotadas para se determinar a evapotranspiração em um determinado local: a medida direta e a medida indireta.

As medidas diretas, dentre elas a mais comumente utilizada é o lisímetro¹, são difíceis de serem empregadas devido ao seu custo operacional (exigem instalações e equipamentos especiais), e devido a sua limitação espacial e temporal (difícilmente podem ser empregadas em grandes faixas territoriais e por longos períodos de tempo). Sedyama (1996) cita que o manejo incorreto de lisímetros e a má caracterização das condições do ambiente onde o lisímetro é instalado (proximidade de obstáculos que impeçam o livre escoamento do ar, topografia irregular, etc.) causam inconsistências nas medições da evapotranspiração. No entanto, estes métodos são mais bem empregados em áreas que apresentam cobertura vegetal homogênea, características fenológicas semelhantes e demanda hídrica uniforme, fato que restringe a utilização desta técnica em condições experimentais.

Por outro lado, as técnicas indiretas, também chamadas de empírico-teóricas, fazem uso das leis físicas atreladas a dados atmosféricos em equações matemáticas para determinar a evapotranspiração. Em vista disso, estes métodos têm grande importância principalmente em modelagem de grande escala, com a vantagem de estimar a evapotranspiração em grandes áreas de terra com características heterogêneas da superfície.

Dentre os inúmeros métodos indiretos de estimativa de evapotranspiração, adotar um ou outro depende de vários fatores, dentre eles, os mais relevantes são a disponibilidade de dados meteorológicos da região, o objetivo (uma estimativa pontual, regional ou global) e o nível de precisão da estimativa. A rejeição ou aceitação de determinado método é um assunto muito debatido entre os pesquisadores, isto porque a eficiência do método está diretamente ligada ao seu uso correto nas condições locais (Pereira et al., 1997).

Atualmente, com os avanços científicos no desenvolvimento de satélites que fornecem informações sobre a cobertura do solo, pode-se vincular informações

¹ Lisímetro: tanque preenchido com um volume de solo, instalado até uma determinada profundidade, na área na qual se deseja estimar a evapotranspiração.

oriundas destes com àquelas que são fornecidas a partir de estações meteorológicas para o cálculo da evapotranspiração. Este fato proporciona estimativas em áreas maiores e com menor grau de incerteza (Bezerra et al., 2008).

Tendo em vista o grande número de métodos desenvolvidos por diversos pesquisadores para o cálculo da evapotranspiração, e de uma reconhecida divergência sobre a utilização de tais métodos, a FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) organizou, em 1990, com o apoio da *International Commission for Irrigation and Drainage* e da *World Meteorological Organization* (WMO), uma reunião entre especialistas em evapotranspiração para rever e rediscutir seu *Irrigation and Drainage Paper n° 24*, de 1977. Desse encontro resultou a adoção do método de Penman-Monteith como o mais adequado para estimar a evapotranspiração de referência, devido ao seu melhor desempenho em relação a dados experimentais, e na comparação com outros métodos (Allen et al., 1998). Essa decisão foi formalizada em 1998, através da publicação do artigo 56 da FAO: *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*.

O fato do método de Penman-Monteith ser indicado por uma das mais respeitadas organizações mundiais foi um dos principais motivos que levou a sua escolha para a determinação da evapotranspiração neste trabalho. Além disso, um importante sistema de assimilação de dados criado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), denominado *South American Land Data Assimilation System* (SALDAS), fornecendo dados de forçantes atmosféricas com resolução temporal 3h e 0,1° de resolução espacial, sobre toda a América do Sul, possibilitou a implementação do método.

A região de estudo neste trabalho concentra-se na área delimitada pela Bacia do Prata, que abrange cinco importantes países da América do Sul: Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai. Ela tem grande importância na economia da região, pois essa faixa territorial é grande produtora de alimentos e também detentora de diversas usinas hidrelétricas, principal fonte energética desses países. Dessa forma, mudanças no Clima e no ciclo hidrológico dessa região são motivo de preocupação dos governantes locais e de pesquisadores do mundo.

Assim, o foco principal deste trabalho é realizar estimativas de evapotranspiração para o período de 2001 a 2004, na área delimitada pela Bacia do Prata através do método de Penman-Monteith, que pode ser escrito de forma que a

vegetação seja representada pelo índice de área foliar (IAF). Para tanto, inicialmente foram realizadas estimativas de evapotranspiração, utilizando o método de Penman-Monteith, na localidade de Paraíso do Sul, RS. Dados de fluxo de calor latente, calculados através da técnica de *Eddy Covariance*, foram obtidos a partir da torre micrometeorológica instalada em um campo agrícola na área rural de Paraíso do Sul, para o período de 27 de junho de 2003 a 26 de junho de 2004. Dessa forma, pode ser feito uma inter-comparação entre os fluxos locais e as estimativas de evapotranspiração através do método de Penman-Monteith.

Os valores de IAF foram obtidos através de dados de sensoriamento remoto, sensor MODIS (*MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer*), em resolução espacial de 1km, e as forçantes atmosféricas necessárias para o cálculo da evapotranspiração são derivadas do SALDAS.

Os resultados obtidos sobre a Bacia do Prata, médias anuais e mapas mensais de evapotranspiração, foram comparados com os encontrados por Su e Lettenmaier (2009), que utilizaram um método baseado no balanço de energia superficial.

A presente dissertação está estruturada de forma que no capítulo dois são apresentados os principais trabalhos que recentemente vem sendo desenvolvidos em relação à evapotranspiração. Esta revisão tem por objetivo dar uma visão geral das principais metodologias que são adotadas atualmente, focando principalmente na utilização de dados de sensoriamento remoto nos métodos de estimativa de evapotranspiração.

No capítulo três são apresentados os conceitos e alguns aspectos relacionados ao mecanismo da evapotranspiração. São apresentadas as definições e conceitos relacionados à evaporação, transpiração e evapotranspiração, além de esclarecer quais são os fatores atmosféricos influenciam esses processos. Além disso, neste capítulo os principais métodos utilizados na estimativa da evapotranspiração são descritos.

No capítulo quatro é elaborada uma descrição dos principais aspectos e especificações do sensor MODIS, enquanto que o capítulo 5 apresenta a estrutura metodológica que foi adotada para a elaboração desta dissertação. Neste último capítulo expõem-se de forma detalhada os termos que compõem o método de Penman-Monteith, além de descrever as principais características da construção dos dados do SALDAS, e expor ainda, passo a passo, o processo pelo qual os dados de

IAF do MODIS necessitam passar para que pudessem ser inseridos no método de Penman-Monteith. Por fim, é realizada uma breve caracterização da importância econômica da região e dos principais aspectos climatológicos da área de estudo.

No sexto capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos, comparando-os com os alcançados anteriormente através de diferentes metodologias. Finalmente, o capítulo sete traz as principais conclusões deste trabalho.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A literatura oferece uma série de metodologias que podem ser utilizadas na obtenção de estimativas da evapotranspiração por meio de dados de sensoriamento remoto. Nesse sentido, este capítulo faz um apanhado geral dos principais trabalhos que vem sendo desenvolvidos atualmente por pesquisadores de diversas partes do mundo, focando principalmente na utilização de dados de sensoriamento remoto nos métodos de estimativa de evapotranspiração

Sediyama (1996) faz um apanhado histórico do desenvolvimento científico e da evolução dos métodos de estimativa da ET. Em seu artigo, ele reúne informações sobre os diferentes pontos de vista que os pesquisadores desenvolveram com o passar de décadas de estudo. Além disso, ele faz uma rápida abordagem sobre os principais métodos de estimativa de ET, e como os métodos foram evoluindo com o desenvolvimento de novas ferramentas de pesquisa.

Pereira et al. (1997) descrevem uma série de métodos que podem ser utilizados na estimativa da ET. Basicamente, existem dois tipos de métodos para a sua determinação: os métodos diretos e os indiretos (empírico-teóricos).

Dentre as técnicas diretas de estimativa da ET, a mais comumente utilizada é o *lisímetro* (também chamado *evapotranspirômetro*), que consiste em um tanque preenchido com um volume de solo, instalado até uma determinada profundidade, na área na qual se deseja estimar a ET. O cálculo é determinado através de uma simples fórmula: $ET=I-D$, onde I é a água fornecida (Irrigação) e D é a água percolada (Drenagem) (Reichardt e Timm, 2004).

Existem técnicas apropriadas para o preenchimento adequado das camadas do solo dentro do tanque, a fim de reproduzir mais fielmente possível a situação real do solo. Após esse preenchimento, é necessário irrigar o solo e esperar o tempo necessário para que haja a drenagem da água dentro do reservatório. Só então poderão ser tomadas as estimativas de evapotranspiração.

Este método permite a determinação de três diferentes estimativas de ET. Se o solo onde o lisímetro for instalado estiver descoberto (solo nu), estaremos medindo

apenas evaporação. Caso o solo esteja coberto com a cultura padrão, *grama batatais*, será medida a evapotranspiração de referência (ET_o); se for outra cultura será a evapotranspiração da cultura (ET_c); e será a evapotranspiração real (ET_r) caso o período de medida for suficientemente longo e houver restrição hídrica.

Existem vários métodos indiretos utilizados para estimar a ET, desde os mais simples como o método de Thornthwaite, que utiliza basicamente apenas a temperatura média do ar como variável independente, ou o método de Balanço de Energia, baseado somente no saldo de radiação, até os mais complexos, como o método de Penman-Monteith (Pereira e Pruitt, 2004; Pereira et al., 1997; Ahmadi e Fooladmand, 2008; Kuo et al., 2005)

Recentemente Cleugh et al. (2007), utilizaram dados de estações meteorológicas e de sensoriamento remoto para estimar a ET em dois distintos ecossistemas australianos. Um deles, situado ao norte do país, que é uma região quente e úmida, com vegetação de porte médio (altura entre 5 e 8 metros). O outro ecossistema situado ao sul do país, que é uma região com temperaturas elevadas, cuja vegetação predominante é a floresta, com altura próxima a 40 metros. Eles utilizaram o método de Penman-Monteith, introduzindo dados de índice de área foliar, obtidos a partir de sensoriamento remoto, para simular a resistência do fluxo de vapor imposta pela cobertura vegetal, representado no método pela resistência superficial. Os resultados foram comparados com medidas feitas em torres de fluxo utilizando a técnica de *Eddy Covariance* (Oke, 1987; Stull, 1988), e mostraram que o método de Penman-Monteith representou bem, tanto em magnitude quanto em variação sazonal, a ET nos dois diferentes ecossistemas.

Kuo et al. (2005) empregaram dados do sensor MODIS e do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) na equação de Penman-Monteith para estimar a ET na região oeste de Taiwan, China. Eles utilizaram as imagens destes dois sensores e de observações locais para fornecer as quatro principais forçantes meteorológicas utilizadas no método de Penman-Monteith: temperatura do ar, déficit de pressão de vapor, velocidade do vento e saldo de radiação. Através da comparação com medidas de ET feitas em estações locais, mostrou-se que o erro médio na estimativa da ET foi de 1,197mm/dia com imagens do sensor AVHRR, e de 0,63mm/dia com imagens do MODIS. Com isso, o trabalho concluiu que as estimativas da ET através do método de Penman-Monteith com as imagens do

sensor MODIS apresentaram melhores resultados do que àquelas estimadas com imagens do sensor AVHRR.

Também com dados do sensor AVHRR, Goergen et al. (2009), estimaram a ET através do método de Penman-Monteith para a região da Bacia do Prata. Os dados que foram obtidos do sensor correspondem a valores de IAF do período de 1987 a 2007. As estimativas de ET referem-se ao ano de 2000, e os resultados, que foram comparados com os obtidos por Su e Lettenmaier (2009), mostraram que o método de Penman-Monteith superestimou a ET em cerca de 30%, embora a distribuição espacial esteja de acordo com outras metodologias. Segundo Goergen et al. (2009) essa superestimativa pode estar ligada ao fato do uso de dados climatológicos de IAF do sensor AVHRR, porque a utilização desses dados não configura a representação real da cobertura vegetal do solo.

Outro procedimento adotado para o cálculo da ET é o uso de metodologias baseadas na equação do balanço de energia acopladas a técnicas de sensoriamento remoto. Dentre esses métodos, os mais conhecidos são o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e o S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*), que estimam a ET a partir da quantificação do fluxo de calor latente (LE), que é obtido a partir do resíduo da equação do balanço de energia.

Bezerra et al. (2008) aplicaram o algoritmo SEBAL para estimar a ET local e regional, através do uso de imagens TM-Landsat 5 e dados coletados em estações meteorológicas. A região de estudo compreendeu áreas irrigadas, de floresta e de vegetação nativa, na região nordeste do Brasil. O desempenho do algoritmo foi comparado com a técnica de razão de Bowen (Chow et al., 1988; Pereira et al., 1997), e apresentou diferenças inferiores a 1,0 mm/dia, demonstrando que a técnica apresentou bons resultados.

Alguns estudos também vêm sendo desenvolvidos na parte sul da América do Sul, em especial sobre a região da Bacia do Prata (Mechoso et al., 2001, Berbery and Barros 2002, Su e Lettenmaier, 2009). Essa região é de especial interesse para os governantes e pesquisadores, pois tem grande importância econômica para os países que abrange.

Su e Lettenmaier (2009) utilizaram um modelo hidrológico de superfície para estimar o balanço hídrico sobre a bacia. O modelo utilizado foi o *Variable Infiltration Capacity* (VIC), que é um modelo que parametriza os processos hidrometeorológicos da interface terra-atmosfera para estimar o balanço de energia e as águas

superficiais em uma determinada grade, podendo assim estimar a ET. Para simular o balanço hídrico sobre a bacia foram utilizados dados de observações locais de temperatura e precipitação do período de 1979 a 1999. Foram gerados mapas de ET e vazão sobre toda a bacia, e os resultados das simulações do modelo VIC foram comparados com dados de observações locais e com as reanálises do *40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis* (ERA-40). As estimativas de ET do VIC ficaram de acordo com as reproduzidas pelo ERA-40, tanto a variação sazonal e quanto a inter anual, para toda a bacia. Já para os dados de vazão, não há como fazer uma comparação para toda a bacia entre os dados observados e o que foi simulado pelo modelo VIC, pois não há como precisar a vazão no estuário da Bacia. Entretanto, Su e Lettenmaier (2009) compararam os dados observacionais de vazão das três principais sub-bacias que compõem a Bacia do Prata (Bacia do Uruguai, do Alto Paraná e do Paraguai) com os dados do modelo VIC, e em tal comparação pode-se observar que o modelo apresenta leve superestimativa, mas ainda tem um comportamento melhor do que o ERA-40.

CAPÍTULO 3

DESCRIÇÃO DO FENÔMENO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E SUA ESTIMATIVA

O objetivo deste capítulo é apresentar de forma clara os conceitos e alguns aspectos relacionados ao processo de evapotranspiração, além de demonstrar e exemplificar como as variáveis atmosféricas influenciam esse processo.

3.1 – Evaporação, transpiração e evapotranspiração: uma breve revisão

3.1.1 – Evaporação

Por definição, a evaporação consiste na passagem de uma substância do estado líquido para o estado gasoso. No campo da meteorologia, a evaporação é entendida, como o processo no qual a água é transferida para a atmosfera sob a forma de vapor, decorrente tanto da evaporação ocorrida no solo úmido sem cobertura de vegetação, nos oceanos, lagos, rios e outras superfícies hídricas naturais, como da sublimação que ocorre nas superfícies de gelo (Varejão-Silva, 2006).

A evaporação da água na superfície é influenciada principalmente por dois fatores: a energia externa disponível e a capacidade para transportar o vapor acima da superfície. A radiação solar é a principal fonte de energia externa; e a capacidade de transporte do vapor depende da velocidade do vento e do gradiente de umidade específica logo acima da superfície evaporante (Chow et al., 1988).

Como a passagem da água do estado líquido para o gasoso compreende uma mudança de estado físico, há a necessidade de energia na forma de calor para que tal processo ocorra, neste caso o calor latente de evaporação (L). Chow et al. (1988), trazem a seguinte relação para L :

$$L = 2,501 \times 10^6 - 2.370 \cdot T \quad (3.1)$$

em que T é dado em $^{\circ}\text{C}$ e L em Joules (J) por quilograma (kg). Note que L é função apenas da temperatura, e que quanto mais fria a água maior será seu calor latente de evaporação, ou seja, maior será a quantidade de energia necessária na forma de calor para que ocorra o processo de evaporação. Por outro lado, quanto mais elevada a temperatura, menor será o valor de L .

Observa-se também que o calor latente de evaporação é fracamente dependente da temperatura se considerarmos condições médias de evaporação na natureza, entre 10°C e 30°C . Por isso, em muitas aplicações considera-se esse valor constante (Pereira et al 1997), e igual a $2,501 \times 10^6 J / kg$.

Conforme a equação (3.1), a evaporação depende apenas da temperatura, que é fortemente influenciada pelo saldo de energia disponível. Essa quantidade de energia na forma de calor necessária para que ocorra a evaporação em um sistema natural provém da principal fonte de energia do nosso planeta: a energia radiante emitida pelo Sol.

Através do balanço radiativo da superfície terrestre, temos um saldo de radiação disponível que é utilizado pelo sistema Terra-Atmosfera nos processos físicos que ocorrem na superfície terrestre. O saldo de radiação é o balanço entre o que entra e o que sai de radiação na superfície da Terra. Parte dessa energia é utilizada para aquecer a atmosfera e as camadas inferiores do solo, e outra parte é utilizada no processo de evaporação da água da superfície terrestre. O capítulo 5 tratará em detalhes o balanço radiativo e o saldo de radiação na superfície da Terra.

Outro fator que influencia a evaporação da superfície é a capacidade de transporte do vapor acima dela. Esse transporte é governado pelo gradiente de umidade próximo à superfície e pela turbulência, e consequente mistura, gerada pela velocidade do vento logo acima dela. Essa mistura do ar impede, ou dificulta a saturação da massa de ar logo acima da superfície evaporante.

A difusão do vapor d'água produzida na interface superfície-atmosfera está condicionada à pressão parcial do vapor governante na camada atmosférica adjacente à própria superfície. Essa camada de ar é considerada saturada quando a quantidade de moléculas que deixam a superfície (passando para o estado gasoso),

em um certo intervalo de tempo, se iguala à quantidade de moléculas que retornam ao estado líquido, no mesmo intervalo. Nessas condições, dizemos que não há uma evaporação efetiva e o ar está saturado (Pereira et al., 1997).

Segundo a Lei de Dalton das pressões parciais, numa mistura gasosa a pressão de cada componente é independente da pressão dos demais gases, e a pressão total é igual à soma das pressões parciais das componentes. Tomadas as devidas aproximações, podemos considerar a atmosfera terrestre essa mistura gasosa, e denominarmos a pressão que o vapor d'água, gás constituinte da atmosfera, exerce como *pressão parcial do vapor* ou *pressão atual de vapor* (e_a). No caso descrito no parágrafo anterior, onde a camada de ar encontra-se saturada, a pressão exercida pelo vapor d'água é chamada *pressão de vapor de saturação* (e_s).

De forma simples, podemos dizer que o aumento da temperatura do sistema pela injeção de calor, causa um aumento da evaporação, tirando o ar do estado de saturação. Com isso, a partir do aumento da temperatura, pode-se notar que o ar reteve mais vapor d'água. Portanto, o ar funciona como um reservatório que se expande/contrai com o aumento/decréscimo da temperatura (Pereira et al., 1997). Segundo Chow et al. (1988), uma equação que dá o valor aproximado de e_s , em função da temperatura é:

$$e_s = 611 \cdot \exp\left[\frac{17,27 \cdot T}{237,3 + T}\right] \quad (3.2)$$

em que e_s é dado em Pascal (Pa) e a temperatura T em graus Celsius ($^{\circ}C$). A figura 3.1, apresenta graficamente a relação entre a pressão de vapor de saturação e a temperatura. Sendo uma relação exponencial, com o aumento da temperatura, aumenta a pressão de vapor de saturação, condizendo com a teoria acima apresentada.

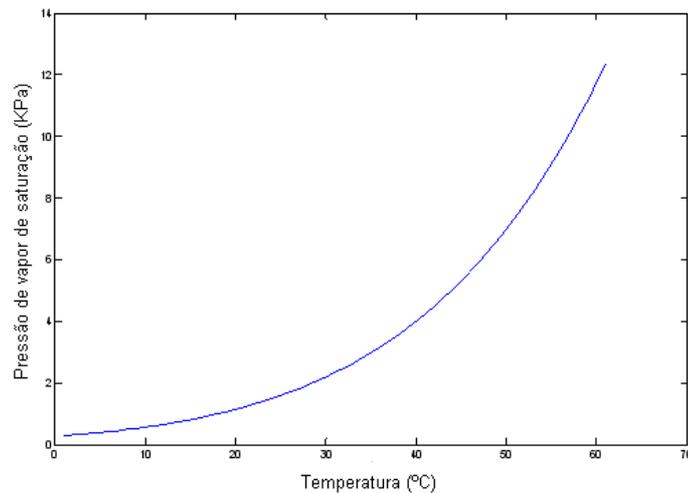


Figura 3.1 – Curva que relaciona a Pressão de Vapor de Saturação e a Temperatura – Gráfico Psicométrico

A diferença entre a pressão de vapor à saturação (e_s) e a pressão atual de vapor (e_a) representa o *déficit de saturação na atmosfera* (Δe):

$$\Delta e = e_s - e_a \quad (3.3)$$

Em geral, a atmosfera não está saturada, pois temos uma constante mistura das massas de ar, principalmente próximo a superfície. Essa movimentação impede que o ar logo acima da superfície sature, mantendo o chamado *poder evaporante da atmosfera* (Ea), mesmo sem a presença de radiação solar direta na superfície (Reichardt et al., 2004). Utiliza-se a seguinte expressão para representar o poder evaporante da atmosfera:

$$Ea = f(u) \cdot \Delta e \quad (3.4)$$

em que $f(u)$ é uma função da velocidade do vento u , e Δe representa o déficit de saturação. Embora várias relações para representar $f(u)$ tenham sido desenvolvidas, a forma linear é a mais aceita para estimar a evaporação (Pereira et al, 1997).

3.1.2 – Transpiração

A transpiração consiste na evaporação da água que foi utilizada pela planta nos processos metabólicos necessários ao seu crescimento e desenvolvimento (Pereira et al., 1997). A água é extraída do solo pelas raízes das plantas, transportada para cima através de seu tronco, e liberada para a atmosfera através de pequenas aberturas nas folhas, chamadas de estômatos.

Os estômatos são estruturas celulares microscópicas responsáveis pelas trocas gasosas (gás carbônico e vapor d'água) entre a planta e a atmosfera. Em geral, os estômatos ficam abertos durante o dia e fechados durante a noite. Em condições de estresse hídrico, ou seja, situações onde há pouca disponibilidade de água para a planta ou em condições atmosféricas que favoreçam o um elevado déficit de saturação, o fechamento dos estômatos da planta também é favorecido.

Portanto, as condições atmosféricas locais, como a energia disponível para as trocas de energia e massa entre a superfície e a atmosfera, e a velocidade do vento influenciando o gradiente de umidade, tem influência direta na transpiração das plantas. Além disso, fatores como o tipo de vegetação, estágio de desenvolvimento da planta e forma de manejo da cultura também determinam como se dará a taxa de transpiração (Pereira et al., 1997; Reichardt e Timm, 2004).

3.1.3 – Evapotranspiração

O termo evapotranspiração (ET) refere-se à ocorrência simultânea dos processos de evaporação (E) e de transpiração (T). Desta forma, a ET depende principalmente da energia disponível, da capacidade de transporte do vapor d'água gerada pela turbulência do vento e do suprimento de água no solo, além de fatores fisiológicos da planta. A complexidade na mensuração da ET se deve principalmente à difícil diferenciação os processos de evaporação e transpiração que ocorrem na natureza (Allen et al., 1998).

Em uma área agrícola, por exemplo, a evolução no crescimento da cultura determina qual processo contribuirá mais representativamente para a ET. Quando

da sementeira da cultura, a fração de radiação direta que chega ao solo é alta, logo a água perdida através da evaporação do solo é a principal forma de transporte de vapor d'água para a atmosfera. À medida que a cultura cresce, sua área de dossel aumenta, e conseqüentemente a fração de radiação direta que chega ao solo diminui, e com isso a transpiração passa a ser determinante no cômputo da ET.

O dossel da vegetação pode ser representado pelo Índice de Área Foliar (IAF), e a figura 3.2 ilustra o comportamento dos processos de evaporação e transpiração em relação à ET relativa (%) durante o período de crescimento da planta. Com a análise da figura podemos notar que na sementeira da cultura, o IAF é nulo, e com isso toda ET é atribuída à evaporação do solo. À medida que o tempo evolui a planta cresce, e conseqüentemente o IAF aumenta, reduzindo a fração de radiação direta que chega ao solo e aumentando a contribuição da transpiração para a ET. Essa contribuição pode chegar à proporção de 90% do total da ET.

A figura 3.2, que não se refere a uma cultura específica, tenta ilustrar de forma geral o comportamento da evapotranspiração relativa à medida que a planta se desenvolve. A variação no comportamento do IAF e da fração de radiação direta que chega ao solo depende de vários fatores, entre eles do tipo de cultura e do espaçamento em que as plantas são sementeiras.

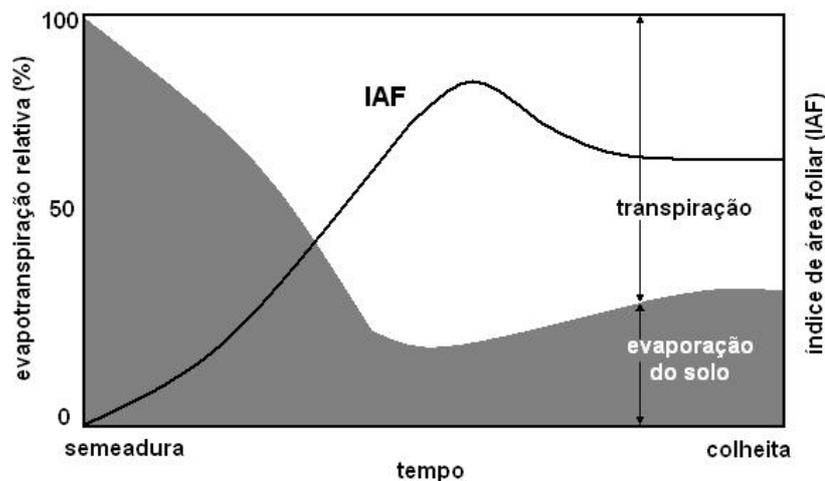


Figura 3.2 - Relação entre evapotranspiração relativa (%) e o período de crescimento da planta.

Fonte: adaptado de Allen et al. (1998)

A estimativa da ET pode ser feita por métodos que vinculam a simulação da evaporação da água em uma superfície aberta com as características do solo e da vegetação nele presente.

A literatura traz diversas formas de classificação dos tipos de estimativas ET. Entretanto, para que não haja ambiguidade nas inter-comparações entre esses tipos de classificação e suas metodologias de aplicação, devemos realizar uma distinção básica, porém muito importante, entre a *evapotranspiração de referência* (ET_o), a *evapotranspiração da cultura* (ET_c), e a *evapotranspiração real* (ET_r).

A ET_o é a taxa de evapotranspiração de uma superfície totalmente coberta com a cultura padrão de baixo porte, altura uniforme de 8 a 15 cm, em crescimento ativo, sem deficiência hídrica. A cultura padrão que é considerada em regiões tropicais e subtropicais é a grama batatais (*Paspalum natatum* L.). Como para essa superfície definida as condições do clima determinam a ET_o , essa estimativa é utilizada em estudos comparativos de perda de água pela vegetação em diferentes situações e locais (Reichardt e Timm, 2004). Allen et al., (1998) cita ainda que o conceito de evapotranspiração de referência foi criado para estudar a demanda evaporativa da atmosfera, independentemente do tipo de cultura, de seu desenvolvimento e das práticas de manejo.

Como existem diferenças na interface superfície-atmosfera entre a grama e outras culturas, devido principalmente às características fenológicas das plantas e ao crescimento delas, definiu-se a *evapotranspiração da cultura* (ET_c), também chamada por alguns autores de *evapotranspiração máxima da cultura*. Nos projetos de irrigação, o conhecimento da ET_c é de fundamental importância, pois ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para que a planta tenha um desenvolvimento em condições ideais, e conseqüentemente tenha máxima produtividade.

A ET_c relaciona a ET_o e o estágio de desenvolvimento da cultura, representado pelo *coeficiente de cultura* (K_c) da seguinte forma:

$$ET_c = K_c \cdot ET_o \quad (3.5)$$

O valor de K_c é determinado de modo experimental para diversas culturas, pelo quociente

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \quad (3.6)$$

O coeficiente de cultura ajusta a ET_o à fase de desenvolvimento de uma determinada cultura. Essa cultura deve estar livre de doenças, o solo deve estar bem fertilizado e sem falta de água, para que a planta alcance a máxima produtividade sob determinadas condições climáticas. Dessa forma, a ET_c representa a máxima perda de água de uma determinada cultura em um dado estágio de desenvolvimento, sem restrição de água no solo (Reichardt e Timm, 2004).

A figura 3.3 mostra como variam os valores de K_c durante o ciclo anual de uma cultura. Esses valores não se referem a uma específica, apenas tentam ilustrar como se comportam os valores de K_c . Cabe salientar que esses valores variam de cultura para cultura, e são, em geral, determinados empiricamente. Note que no início do estabelecimento da planta, K_c tem valores próximos de zero ((1) em destaque na figura (3.3)). À medida que a planta se desenvolve, esses valores tornam-se maiores, podendo assumir até valores maiores do que um ((2) em destaque na figura (3.3)). Isso significa que a cultura em questão evapotranspira mais do que a *grama batatais*, sob mesmas condições de Clima.

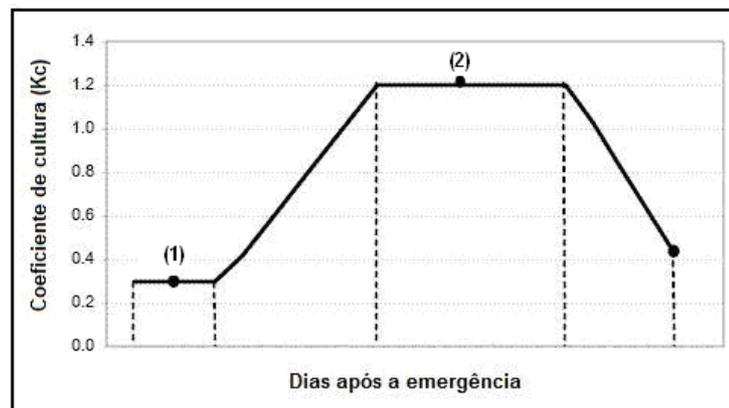


Figura 3.3 – Variação do coeficiente de cultura (K_c) em relação aos estágios de desenvolvimento de culturas anuais. Fonte: adaptado de Reichardt e Timm (2004).

Por último, a *evapotranspiração real* (ET_r) é aquela que ocorre numa superfície vegetada independentemente da disponibilidade de água no solo e do porte da vegetação, ou seja, é a evapotranspiração que realmente ocorre.

Em geral temos ET_r menor que a ET_c , devido principalmente à restrição de água no solo que eventualmente ocorre durante o ciclo da cultura. Allen et al. (1998) mencionam que em uma plantação agrícola, a ET_r pode ser bem diferente da ET_c devido a condições não ideais para o pleno desenvolvimento da planta, tais como presença de pragas e doenças, baixa fertilidade do solo, e escassez de água ou até alagamentos.

Cabe salientar que Pereira et al. (1997), baseados em diversos trabalhos de outros autores, ainda trazem mais algumas nomenclaturas para classificar a ET, como por exemplo *evapotranspiração potencial*, *evapotranspiração de oásis*, *evapotranspiração máxima*, etc. Porém, uma discussão pontual sobre situações particulares que essas nomenclaturas representam não cabe nesta dissertação. Por isso, a classificação aqui apresentada, baseada no trabalho de Allen et al. (1998), é suficiente para o desenvolvimento deste texto.

Embora haja, eventualmente, deficiência hídrica no solo, e não estejamos considerando a cultura padrão, a estimativa realizada neste trabalho refere-se à evapotranspiração de referência, pois é utilizado um valor constante de altura da cultura. A utilização dos dados de IAF do sensor MODIS representa a variação da cobertura vegetal da superfície do solo, entretanto não dá condições para que possamos determinar a evapotranspiração real.

Por fim, daqui por diante, adotamos a simbologia ET como sendo a evapotranspiração de referência (ET_o), a fim de simplificar a notação e a facilitar leitura do texto.

3.2 - Uma breve revisão dos principais métodos de estimativa da evapotranspiração

A seguir são descritos alguns métodos de estimativa de ET. Esta descrição foca principalmente nos métodos chamados indiretos, e segue a apresentada por Chow et al. (1988) e Pereira et al. (1997). Tal descrição é de fundamental importância para que possamos conhecer o desenvolvimento de outras metodologias mais simples de estimativa de ET.

3.2.1 - Método do Balanço de Energia

Considera-se uma área unitária de superfície de água, onde a fonte de energia é o saldo de radiação (R_n), medido em Watts por metro quadrado (W/m^2). A água redistribui a energia através do fluxo de calor sensível (H) para o ar. Dessa forma, a taxa de calor que entra no sistema a partir de fontes externas é dada por:

$$\frac{dC}{dt} = R_n - H \quad (3.6)$$

Assumindo-se que a temperatura da água dentro do volume de controle é constante com o tempo, toda energia na forma de calor que entra no sistema é utilizada no processo de evaporação. Dessa forma,

$$\frac{dC}{dt} = L \cdot m_v \quad (3.7)$$

em que L é o calor latente de vaporização, e m_v é o fluxo de vapor, representado por $m_v = \rho_w A E$, onde ρ_w é a densidade da água, A é a área da superfície evaporante, e E é a taxa de evaporação. Então, podemos reescrever (3.6) como

$$L \cdot m_v = R_n - H \quad (3.8)$$

Tomando uma área unitária A de superfície evaporante, a equação (3.8) para E fica:

$$E = \frac{1}{L \cdot \rho_w} (R_n - H) \quad (3.9)$$

que é a equação do balanço de energia, isolado o termo que representa a evaporação.

Como o fluxo de calor sensível H é pequeno em relação R_n , a taxa de evaporação pode ser calculada como a taxa na qual todo saldo de radiação é utilizado no processo de evaporação:

$$E = \frac{R_n}{L \cdot \rho_w} \quad (3.10)$$

Esta aproximação é válida em estimativas em que o nível de exatidão não é muito elevado, pois em algumas situações o valor de H pode chegar a 15-20% dos valores de R_n .

O calor latente de vaporização L depende da temperatura de acordo com relação (3.1). Considerando a temperatura média do ar de 20°C, temos que

$$L = 2.453 \times 10^3 \quad (3.11)$$

em que L é dado em J/kg .

E a densidade da água a essa temperatura é $\rho_w = 998 \text{ kg}/\text{m}^3$. Portanto, a equação (3.10) fica:

$$E = \frac{R_n}{(2.453 \times 10^3) \times (998)} \Rightarrow E = 4,08 \times 10^{-10} R_n \quad (3.12)$$

em que E fica em m/s , pois R_n está em W/m^2 .

Para transformar (3.12) para mm/dia , basta multiplicarmos por 86400 (1 dia corresponde a 86400 segundos), e por 1000 (1 metro corresponde a 1000 milímetros). Assim obtemos a evaporação em mm/dia pelo método do balanço de energia (E_{be}):

$$E_{be} = 0,0353 R_n \quad [mm/dia] \quad (3.13)$$

em que R_n é dado em W/m^2 .

3.2.2 - Método Aerodinâmico

Outro fator que controla a taxa de ET é a habilidade que o ar possui para transportar o vapor através da superfície. O transporte é governado pelo gradiente de umidade próximo à superfície e pelo cisalhamento do vento ao longo dela, e estes dois processos podem ser analisados associando-se as equações para o transporte de momentum e massa.

Sabe-se que o escoamento atmosférico acima de uma superfície rugosa é predominantemente turbulento, e, portanto existe uma constante mistura na camada de ar que interage com a superfície. Assim, a densidade de fluxo (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (X), por unidade de volume, pode ser representada por uma equação de difusão (Pereira et al., 1997):

$$F = -K_x \frac{dX}{dz} \quad (3.14)$$

em que K_x é chamado de coeficiente de transporte turbulento (*Eddy Diffusivity*), e z é a altura acima da superfície. A igualdade (3.14) acima é conhecida como teoria do transporte gradiente, por relacionar o fluxo com o gradiente.

Para o fluxo de vapor (m_v), a equação (3.14) pode ser reescrita como:

$$m_v = -K_w \rho \frac{dq}{dz} \quad (3.15)$$

em que ρ é a densidade do ar seco, q é a umidade específica do ar, e K_w é o coeficiente de transporte turbulento para o vapor.

Para o fluxo de momentum a equação (3.10) fica:

$$\tau = K_m \rho \frac{du}{dz} \quad (3.16)$$

em que u é a velocidade do vento e K_m é o coeficiente de transporte turbulento de momentum.

Supondo que a velocidade do vento u_1 e a umidade específica q_1 são medidos a uma altura z_1 , e que u_2 e q_2 são medidos em z_2 , temos que a razão entre m_v e τ é dada por:

$$\frac{m_v}{\tau} = -\frac{K_w(q_2 - q_1)}{K_m(u_2 - u_1)}$$

$$\frac{m_v}{\tau} = \frac{K_w(q_1 - q_2)}{K_m(u_2 - u_1)} \quad (3.17)$$

A velocidade do vento próximo a superfície é descrita pelo seguinte equação logarítmica (Chow et al., 1988):

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.18)$$

em que $u^* = \sqrt{\tau/\rho}$ é velocidade de fricção ou de cisalhamento, $k \cong 0,4$ é a constante de von Karman, z_0 é o comprimento de rugosidade (*roughness height*). Portanto,

$$u_2 - u_1 = \frac{u^*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right) - \ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right) \right]$$

$$u^* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)} \quad (3.19)$$

Tomando $u^* = \sqrt{\tau/\rho}$, e substituindo em (3.19) temos:

$$\tau = \rho \left[\frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)} \right]^2 \quad (3.20)$$

Substituindo (3.20) em (3.17):

$$m_v = \frac{K_w k^2 \rho (q_1 - q_2) (u_2 - u_1)}{K_m [\ln(z_2/z_1)]^2} \quad (3.21)$$

que é a equação de *Thornthwaite-Holzman*, para o fluxo de vapor m_v .

A fim de facilitar a aplicação desta equação, são feitas algumas simplificações, tais como tomar a razão $K_w/K_m = 1$ e assumir $u_1 = 0$ e $z_1 = z_0$. Além disso, $q = 0,622e/p$, onde e é a pressão de vapor e p é a pressão do ar; na altura z_2 a pressão de vapor é e_a (pressão de vapor atual), e na superfície a pressão é e_s , que é a pressão de vapor de saturação. Assim, a equação (3.21) fica:

$$m_v = \frac{0,622k^2 \rho_a (e_s - e_a) u_2}{p [\ln(z_2/z_0)]^2}$$

Aqui m_v é definido como o fluxo de vapor ($m_v = \rho_w AE$), onde, por simplicidade, tomamos A uma área unitária. Dessa forma, substituindo os valores das constantes e considerando $\rho_a/\rho_w = 1$, chegamos à expressão que nos fornece a evaporação de uma superfície através do método aerodinâmico (E_a):

$$E_a = \frac{0,102(e_s - e_a) u_2}{[\ln(z_2/z_0)]^2} \left[\frac{mm}{dia} \right] \quad (3.22)$$

em que u_2 é a velocidade do vento (m/s) medido na altura z_2 (cm), z_0 é a altura do plano zero (cm), T é a temperatura do ar ($^{\circ}C$), $e_a = R_h e_s$ é a pressão atual de vapor (Pa), onde R_h é a umidade relativa ($0 \leq R_h \leq 1$), e a pressão de vapor de saturação e_s , em Pa , dada pela equação (3.2).

3.2.3 – Método da razão de Bowen

O método da razão de Bowen consiste na razão entre os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) (Chow et al.,1988):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (3.23)$$

A partir da igualdade (3.23) podemos observar que o fator β será pequeno quando a superfície estiver umedecida e maior parte da energia é utilizada para o LE . Por outro lado, quando a superfície estiver com pouca umidade, β será elevado, pois maior parte da energia será utilizada no aquecimento do ar.

Tomando $\Delta T = T_2 - T_1$ e $\Delta e = e_2 - e_1$ como sendo a diferença de temperatura e pressão de vapor entre dois níveis acima da superfície, respectivamente, e com algumas manipulações algébricas chega-se a seguinte equação para o método da razão de Bowen

$$\beta = \frac{c_p p (T_2 - T_1)}{0,622 LE (e_2 - e_1)} \quad (3.24)$$

em que p é a pressão atmosférica e c_p é o calor específico do ar a pressão constante.

3.2.4 - Método combinado: Balanço de Energia e Aerodinâmico

Este método foi primeiramente desenvolvido por Penman, em 1948, e consiste no acoplamento do método do balanço de energia e do método aerodinâmico. De forma simples, o método estima a evaporação através da equação:

$$E_c = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{be} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad \left[\frac{mm}{dia} \right] \quad (3.25)$$

em que E_c denota evaporação estimada pelo método combinado, γ é a constante psicométrica (geralmente toma-se $\gamma = 66,8 \text{ Pa}/^\circ\text{C}$, veja capítulo 5), $\Delta = \frac{4.098e_s}{(237,3 + T)^2}$ é a tangente à curva de pressão de saturação, dada em $\text{Pa}/^\circ\text{C}$, e E_{be} e E_a são as evaporações dadas pelos métodos do balanço de energia (eq. 3.13) e aerodinâmico (eq. 3.22), respectivamente.

3.2.5 - Método de Priestley-Taylor

Segundo Chow et al. (1988), o método combinado apresentado anteriormente é mais adequado quando aplicado para pequenas áreas com dados meteorológicos detalhados. Para áreas maiores, Priestley e Taylor, em 1972, estimaram que o segundo termo da equação (3.25) é aproximadamente 30% do primeiro termo, e, com isso escreveram a ET da seguinte forma:

$$E_{PT} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{be} \quad \left[\frac{mm}{dia} \right] \quad (3.26)$$

em que $\alpha = 1,3$ é uma constante de proporcionalidade, E_{PT} é a notação para a evaporação estimada pelo método de Priestley-Taylor.

3.2.6 - Método de Penman-Monteith

Até aqui, os métodos anteriormente descritos fazem o cômputo apenas da evaporação, levando em consideração principalmente os termos da energia

disponível e do escoamento atmosférico. Em 1948, Penman também propôs sua equação baseada nesses dois termos, sem incluir a resistência da superfície a transferência de vapor d'água. Posteriormente, Monteith (1965), com base nos estudos de Penman, desenvolveu uma equação que incluí os termos de resistência aerodinâmica (r_a) e resistência ao fluxo de vapor pela folha, chamada resistência superficial (r_s), na equação de Penman. Esta equação que combinava os termos do balanço de energia com as resistências aerodinâmica e superficial é conhecida como a equação de Penman-Monteith.

O método Penman-Montheith utiliza, além das forçantes atmosféricas como saldo de radiação, temperatura, umidade relativa e pressão de vapor, parâmetros relacionados com a vegetação, o solo e a atmosfera. Em vista disso, este método é considerado, do ponto de vista teórico, um dos mais completos e precisos na estimativa da ET. Entretanto, sua implementação é dificultada por necessitar de uma grande quantidade de dados meteorológicos (temperatura do ar, velocidade do vento, umidade atmosférica, componentes do balanço de radiação, etc.) e de parâmetros que descrevam a vegetação.

A apresentação do método de Penman-Monteith é feita em detalhes no capítulo 5, onde são apresentados os principais aspectos do desenvolvimento do método, bem como a metodologia que é adotada neste trabalho.

CAPÍTULO 4

O SENSOR MODIS – TERRA E AQUA

Visando compreender as incertezas relacionadas à magnitude das mudanças no Clima e no ambiente da Terra, e o desconhecimento dos mecanismos de realimentação que a natureza tem para contrapor as mudanças provocadas pelo homem, a NASA comandou a criação de um programa internacional denominado EOS (*Earth Observing System*), para o estudo das mudanças globais.

O programa EOS iniciou-se em meados de 1980, e marcou o recente desenvolvimento da ciência e tecnologia do sensoriamento remoto com o intuito de que as plataformas orbitais levassem a bordo vários sensores, para coletar diferentes tipos de dados (Rundorff et al., 2007). Os sensores das plataformas foram desenvolvidos para operar em longos períodos de tempo e com boa repetitividade no fornecimento dos dados, para que fosse possível o entendimento dos fenômenos dinâmicos que envolvem os processos das mudanças globais, um dos principais objetivos do programa EOS.

Deste modo, surgiu o principal instrumento do EOS: o sensor MODIS (*MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer* – Espectroradiômetro Imageador de Resolução Moderada).

O MODIS está a bordo dos satélites Terra e Aqua, e tem sua origem em importantes sensores desenvolvidos anteriormente, como por exemplo, o AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*, da série NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*.

O satélite Terra foi o primeiro do programa EOS, lançado em 18 de dezembro de 1999, e levou consigo além do MODIS, outros quatro sensores: o CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) e o MISR (*Multi-angle Imaging Spectro Radiometer*), também da NASA; o ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission na Reflection Radiometer*) do Japão; e o MOPITT (*Measurement of Pollution em the Troposphere*) do Canadá. Esses sensores têm como objetivos principais gerar informações que subsidiem estudos sobre a cobertura de nuvens, o ciclo do carbono, o balanço de radiação, e os aerossóis, entre outros.

A órbita da plataforma Terra é quase-polar com inclinação de $98,2^\circ$ e heliossíncrona com passagem pelo Equador às 10h30min na sua órbita descendente. Tem uma excentricidade de 0,0012, órbita de altitude média de 707,8 km (altitude variável de 700 a 737 km). A repetitividade é de 16 dias no Equador. A distância entre órbitas adjacentes é de 172 km. O período orbital é de 98,88 minutos, e a precisão de determinação da órbita é de 150 metros. Seu peso é de 5.190 kg (Rundorff et al., 2007)

O segundo satélite do programa EOS, lançado em 04 de maio de 2002, recebeu o nome Aqua. Seu objetivo principal é coletar informações sobre o ciclo da água na Terra, incluindo a evaporação dos oceanos, vapor d'água na atmosfera, nuvens, precipitação, umidade da superfície da terra, gelo no mar e na terra, e cobertura de neve. Ele tem seis instrumentos a bordo: o AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*); a AMSU-A (*Advanced Microwave Sounding Unit-A*); HSB (*Humidity Sounder for Brazil*); o AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*); o MODIS; e o CERES.

A órbita do Aqua por ser quase-polar com uma inclinação de 98° , é também heliossíncrona, cruza o Equador às 13h30min na sua trajetória ascendente. A altitude da plataforma é de 705 km com um período orbital de 99 minutos, um eixo orbital semi-principal de 7.085 km e uma excentricidade de 0,0015. Possui peso de 2.958 kg (Rundorff et al., 2007).

O sensor MODIS é o principal instrumento das plataformas Aqua e Terra. Projetado para fornecer um conjunto de observações globais da superfície terrestre, oceano e atmosfera, seus sensores captam informações nas bandas do visível (VIS) e do infravermelho (IV) do espectro eletromagnético.

O instrumento MODIS possui alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais contidas no intervalo de 0,4 a 14,4 micrometros (μm) do espectro eletromagnético. Duas bandas são adquiridas na resolução de 250m, outras cinco bandas na resolução de 500m e as demais 29 bandas em 1 km. A varredura de 55° para cada lado na órbita de 705 km de altura resulta numa faixa imageada de 2.330 km, com cobertura global em dois dias (Rundorff et al. 2007).

A Tabela 4.1 abaixo apresenta as especificações técnicas do sensor MODIS.

TABELA 4.1 – Especificações técnicas do sensor MODIS

Órbita	Altitude de 705 km, cruzando o Equador às 10h30min em modo descendente (Terra) e às 13h30min no modo ascendente (Aqua), heliossíncrona, quase polar, circular
Alcance Espectral	0,4 – 14,4 μm
Cobertura Espectral	$\pm 55^\circ$, 2330 km
Resolução Espacial	250 m (bandas 1-2), 500 m (bandas 3-7), 1000 m (bandas 8-36)
Precisão Radiométrica	5% Absoluto, <3 mm; 1% Absoluto, >3 mm; 2% de reflectância
Cobertura de repetição	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30°
Quantização	12 bits
Taxa de Dados	6.2 Mbps (média), 10.8 Mbps (dia), 2.5 Mbps (noite)
Força	162.5 W (média para uma órbita), 168.5 W (pico)

Fonte: Adaptado de Anderson et al. (2003)

As 36 bandas espectrais do sensor MODIS (Tabelas 4.2 e 4.3) estão localizadas em função de um comprimento de onda, minuciosamente escolhido para a observação de feições das propriedades das nuvens, dinâmica e as propriedades da vegetação na cobertura terrestre, e a temperatura da superfície dos oceanos no mundo (Rundorff et al. 2007).

As primeiras 19 bandas (Tabela 4.2) encontram-se na região do espectro eletromagnético situado entre $0,405\mu\text{m}$ e $2,155\mu\text{m}$, de forma que as bandas 1-7 estão direcionadas para as aplicações terrestres; as bandas 8-16 para observações oceânicas; e as bandas 17-19 para medições atmosféricas. As bandas 20-36 (Tabela 4.3), com exceção da banda 26, cobrem a porção termal do espectro (Anderson et al., 2003).

TABELA 4.2 – Especificações das Bandas 1 a19 do Sensor MODIS

Uso Primário	Banda	Largura de Banda (nm)	Resolução espacial (m)
Superfície terrestre/nuvem	1	620-670	250
	2	841-875	250
Propriedades da superfície/nuvem	3	459-479	500
	4	545-565	500
	5	1230-1250	500
	6	1628-1652	500
	7	2105-2155	500
Cor dos oceanos/ Fitoplâncton/ Biogeoquímica	8	405-420	1000
	9	438-448	1000
	10	483-493	1000
	11	526-536	1000
	12	546-556	1000
	13	662-672	1000
	14	673-683	1000
	15	743-753	1000
Vapor d'água atmosférico	16	862-877	1000
	17	890-920	1000
	18	931-941	1000
	19	915-965	1000

Fonte: Adaptado de Anderson et al. (2003)

TABELA 4.3 - Especificações das Bandas 20 a36 do Sensor MODIS

Uso Primário	Banda	Largura de Banda (nm)	Resolução espacial (m)
Temperatura superfície/nuvens	20	3660-3840	1000
	21	3929-3989	1000
	22	3929-3989	1000
	23	4020-4080	1000
Temperatura	24	4433-4498	1000

atmosférica	25	4482-4549	1000
Vapor d'água de nuvens Cirrus	26	1360-1390	1000
	27	6535-6895	1000
Vapor d'água	28	7175-7475	1000
	29	8400-8700	1000
Ozônio	30	9580-9880	1000
Temperatura	31	10780-11280	1000
superfície/nuvens	32	11770-12270	1000
	33	13185-13485	1000
Altitude de topo de nuvens	34	13485-13785	1000
	35	13785-14085	1000
	36	14085-14385	1000

Fonte: Adaptado de Anderson et al. (2003)

A partir dessas 36 bandas, foram desenvolvidos e disponibilizados para a comunidade científica, inicialmente, 44 produtos padrão do MODIS. Esses produtos abrangem várias áreas de pesquisa, como Ciências Atmosféricas, Biologia, Oceanografia, Geografia, entre outras.

As características dessas bandas permitiram o desenvolvimento inicial de 44 produtos MODIS padrão que os pesquisadores de várias disciplinas, incluindo Oceanografia, Biologia, Ciência da Atmosfera, etc., estão utilizando para o estudo de mudanças globais. Abaixo estão listados esses 44 produtos, separados por categoria de aplicação.

Calibração:

MOD 01 - Level-1A Radiance Counts

MOD 02 - Level-1B Calibrated Geolocated Radiances

MOD 03 - Geolocation Data Set

Atmosfera:

MOD 04 - Aerosol Product

MOD 05 - Total Precipitable Water (Water Vapor)

MOD 06 - Cloud Product

- MOD 07 - Atmospheric Profiles
- MOD 08 - Gridded Atmospheric Product
- MOD 35 - Cloud Mask

Continente:

- MOD 09 - Surface Reflectance
- MOD 11 - Land Surface Temperature & Emissivity
- MOD 12 - Land Cover/Land Cover Change
- MOD 13 - Gridded Vegetation Indices (Max NDVI & Integrated MVI)
- MOD 14 - Thermal Anomalies, Fires & Biomass Burning
- MOD 15 - Leaf Area Index & FPAR
- MOD 16 - Evapotranspiration
- MOD 17 - Net Photosynthesis and Primary Productivity
- MOD 43 - Surface Reflectance
- MOD 44 - Vegetation Cover Conversion

Criosfera:

- MOD 10 - Snow Cover
- MOD 29 - Sea Ice Cover

Oceano:

- MOD 18 - Normalized Water-leaving Radiance
- MOD 19 - Pigment Concentration
- MOD 20 - Chlorophyll Fluorescence
- MOD 21 - Chlorophyll_a Pigment Concentration
- MOD 22 - Photosynthetically Available Radiation (PAR)
- MOD 23 - Suspended-Solids Concentration
- MOD 24 - Organic Matter Concentration
- MOD 25 - Coccolith Concentration
- MOD 26 - Ocean Water Attenuation Coefficient
- MOD 27 - Ocean Primary Productivity
- MOD 28 - Sea Surface Temperature
- MOD 36 - Total Absorption Coefficient
- MOD 37 - Ocean Aerosol Properties

MOD 39 - Clear Water Epsilon

As informações do MODIS abrangem diversas áreas de aplicação, e são disponibilizados em forma de produtos. Assim, além das correções geométrica, atmosférica e radiométrica que as imagens são sujeitas, elas são transformadas em índices de vegetação, índice de área foliar, entre outros.

Dentre os produtos gerados pelo MODIS, existem os destinados ao estudo dos ecossistemas terrestres, que são chamados de MODLAND. O MODLAND engloba o produto MOD 15 – Índice de Área Foliar (do inglês *Leaf Area Index* - LAI) e Fração de Radiação Ativa Fotossinteticamente Absorvida (do inglês *Fraction of absorbed Photosynthetically Active Radiation* - FPAR), que é o produto utilizado no presente trabalho.

Os dados dos produtos do MODIS são armazenados e disponibilizados para download em formato *Hierarchy Data Format* (HDF), e para a leitura e tratamento desses dados exige-se um programa específico desenvolvido pela NASA denominado *Modis Reprojection Tool* (MRT). Esse programa pode ser adquirido no endereço eletrônico <https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/tools/modis_reprojection_tool>, e pode ser utilizado tanto para reprojeter o dado obtido para uma projeção mais acessível, quanto para um formato mais usual, por exemplo, projeção ortogonal e formato binário. Na seção 5.3 é feita uma descrição detalhada da utilização desta ferramenta que permite a projeção das imagens do MODIS.

CAPÍTULO 5

METODOLOGIA

Este item procura esclarecer o desenvolvimento do método de Penman-Monteith, bem como interpretar todos os termos que compõem sua equação.

5.1 - O método de Penman-Monteith

A equação de Penman-Monteith não somente associa os aspectos aerodinâmicos e termodinâmicos, mas também inclui a resistência ao fluxo de calor sensível e vapor d'água no ar, denominada resistência aerodinâmica (r_a), e a resistência da superfície (planta) à transferência de vapor d'água, chamada resistência superficial (r_s), ou seja, a r_a descreve a resistência que o escoamento do ar encontra acima da vegetação, enquanto r_s descreve a resistência do fluxo de vapor através da abertura dos estômatos, da área total das folhas e da superfície do solo.

A equação de Penman-Monteith utiliza como dados de entrada parâmetros referentes às condições atmosféricas, dados sobre a superfície do solo e sobre a vegetação. A equação de Penman-Monteith, aqui denotada por E_{PM} , é

$$E_{PM} = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \left[\frac{mm}{dia} \right] \quad (5.1)$$

em que R_n é o saldo de radiação [$J/m^2 dia$]; Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor, dado em $Pa/^\circ C$; G é o fluxo de calor no solo medido em $J/m^2 dia$; e_a é a pressão atual de vapor dada em Pa ; e_s é a pressão de vapor de saturação [Pa]; ρ_a é densidade média do ar a pressão constante dada em kg/m^3 ; c_p é o calor específico do ar a pressão constante, em $J/kg^\circ C$; γ é a constante Psicométrica

dada em $Pa/^\circ C$; r_a e r_s são as resistências aerodinâmica e superficial, respectivamente, dadas em s/m .

Uma breve descrição dos termos que compõem a equação de Penman-Monteith segue:

Saldo de radiação (R_n): Quando somamos as quatro componentes radiativas em uma superfície, temos o saldo de radiação:

$$R_n = OC \downarrow + OL \downarrow - OC \uparrow - OL \uparrow \quad (5.2)$$

em que $OC \downarrow$ representa a radiação de onda curta incidente, $OL \downarrow$ representa a radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície, $OC \uparrow$ representa a radiação de onda curta refletida pela superfície, e $OL \uparrow$ representa a radiação de onda longa emitida pela superfície.

Esse balanço entre o que entra e o que sai de radiação na superfície terrestre não está em equilíbrio. De fato o que entra de energia é 47% de onda curta absorvida pela superfície e 96% emitida pela atmosfera para a superfície em onda longa, e o que sai é 114% emitido pela superfície terrestre em onda longa. Assim, há uma “sobra” de 29% de energia nesse balanço. Essa “sobra” de energia causaria um aquecimento da superfície e um resfriamento da atmosfera. Este fato não ocorre, pois existem mecanismos pelos quais essa energia é transferida para a atmosfera e para o interior do planeta da seguinte forma: parte do saldo de radiação (R_n) é utilizado para aquecer a atmosfera (H), parte é usada para aquecer as camadas inferiores do solo (G), e outra parte é utilizada no processo de evaporação da água existente na superfície (LE); representado pela seguinte igualdade:

$$R_n = H + G + LE \quad (5.3)$$

Em geral, R_n é positivo durante o dia e negativo durante a noite. A equação (5.3) é a equação do balanço de energia.

Na prática, usamos a equação (5.3) para estimar o fluxo de calor latente, que representa a evapotranspiração. Para isso precisamos estimar cada uma das componentes do saldo de radiação.

Fluxo de calor no solo (G): É a energia utilizada para aquecer as camadas inferiores do solo por processo molecular, que ocorre via condução. G é positivo quando o solo está aquecendo e negativo quando o solo resfria. Dependendo do tipo de cobertura do solo, o fluxo de calor no solo pode ser desprezado, devido a sua pequena magnitude em relação a R_n . Porém, conforme os dados experimentais indicam, podemos considerar na maioria dos casos, $G = 0,1 \cdot R_n$, ou seja, que G é em média 10% do saldo de radiação. Este resultado condiz com o encontrado por Cleugh et al. (2007).

Pressão atual de vapor (e_a): É definida como a pressão que o vapor exerce sobre uma superfície e sua equação é obtida a partir da equação para a umidade específica do ar:

$$e_a = \frac{q \cdot P}{0,622 + 0,38 \cdot q} \quad (5.4)$$

em que q é a umidade específica do ar e P é a pressão atmosférica.

Pressão de vapor de saturação (e_s): Para uma dada temperatura do ar, existe um limite máximo de mistura que certa quantidade de ar pode suportar, e uma correspondente pressão de vapor, que é chamada pressão de vapor de saturação. A partir desta pressão de vapor, as taxas de evaporação e condensação são iguais. A equação (3.2) dá o valor aproximado de e_s , e seu gráfico foi comentado na seção 3.1.1.

Inclinação da (ou tangente a) curva de pressão de vapor (Δ): O gradiente $\Delta = de_s/dT$ que representa a inclinação (ou tangente) da curva de pressão de saturação é obtido diferenciando a equação (3.2) em relação à temperatura:

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} = \frac{4.098 \cdot e_s}{(237,3 + T)^2} \quad (5.5)$$

com Δ expresso em Pascal por grau Celsius.

Densidade média do ar a pressão constante (ρ_a): Para a densidade média do ar a pressão constante utiliza-se um valor médio de $1,2 \text{ kg/m}^3$, que corresponde a uma temperatura média do ar de 20°C , e a pressão de 1 atm .

Calor específico do ar a pressão constante (c_p): É a quantidade de energia na forma de calor necessária para elevar em um grau Celcius uma unidade de massa de ar, mantendo-se a pressão constante. Conforme Allen et al. (1998), para condições atmosféricas normais, podemos usar um valor médio para c_p de 1.005 J/kgK .

Constante Psicométrica (γ): A constante psicométrica é assim denominada, pois na maioria das aplicações seu valor é tomado invariável, embora a equação para γ seja a seguinte:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{0,622 \times L} \quad (5.6)$$

Na maioria das aplicações toma-se $c_p = 1.005 \text{ J/kgK}$, $P = 101,3 \text{ kPa}$, $L = 2.453 \times 10^3 \text{ J/kg}$, resultando em um valor constante $\gamma = 66,8 \text{ Pa/}^\circ\text{C}$.

Resistência Aerodinâmica (r_a): Este termo representa a resistência que a camada de ar oferece ao transporte de calor e vapor d'água acima da vegetação. A figura 5.1 mostra que a altura da vegetação e a velocidade do vento são os dois principais fatores que influenciam a resistência aerodinâmica. De fato, a equação que descreve a resistência aerodinâmica depende desses dois fatores.

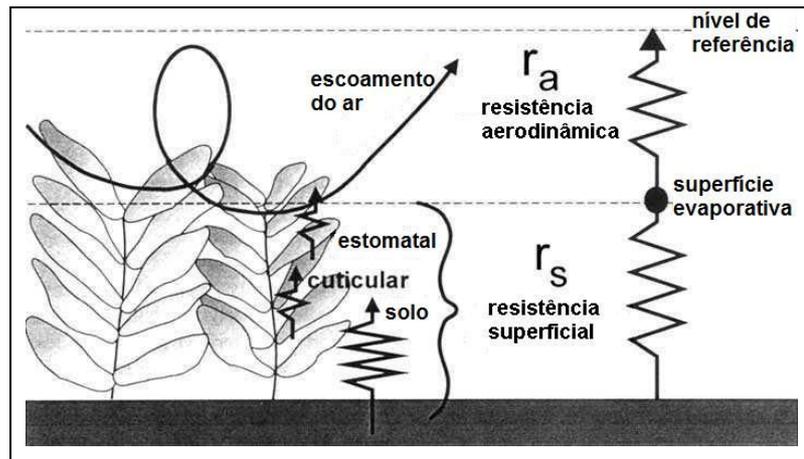


Figura 5.1 - Fatores que influenciam r_a e r_s . Fonte: adaptado de Allen et al. (1998).

Segundo Allen et al. (1998), a equação que descreve a resistência aerodinâmica é:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right] \cdot \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{0h}}\right]}{k^2 \cdot u_z} \quad (5.7)$$

em que:

$r_a \equiv$ resistência aerodinâmica [s/m]

$z_m \equiv$ altura da medida do vento [m]

$z_h \equiv$ altura da medida da umidade [m]

$d \equiv$ deslocamento do plano zero [m]

$z_{0m} \equiv$ comprimento de rugosidade da cultura para transporte de momento [m]

$z_{0h} \equiv$ comprimento de rugosidade para o transporte de vapor e calor sensível [m]

$k \equiv$ constante de von Karman [-]

$u_z \equiv$ velocidade do vento na altura z [m/s]

O valor de d depende do tipo de cobertura do solo, mas teoricamente, ele representa a altura de absorção de momentum pela cobertura vegetal. Assim, caso tenhamos uma superfície aproximadamente lisa, como por exemplo, um gramado, $d \cong 0$, isto é, a absorção de momentum se dá diretamente na superfície. Porém, se temos uma superfície onde o vento encontra vários obstáculos, como por exemplo, uma floresta, a absorção de momentum se dá em todo o perfil da vegetação.

Já z_{0m} e z_{0h} são obtidos a partir de z_0 , que segundo Stull (1988, p. 378), é definido como a altura onde a velocidade do vento torna-se zero. A figura 5.2 ilustra como se comportam os valores de d e z_0 para o caso de uma floresta. Note que, acima do topo da floresta, o perfil da velocidade do vento cresce analogamente à função logarítmica.

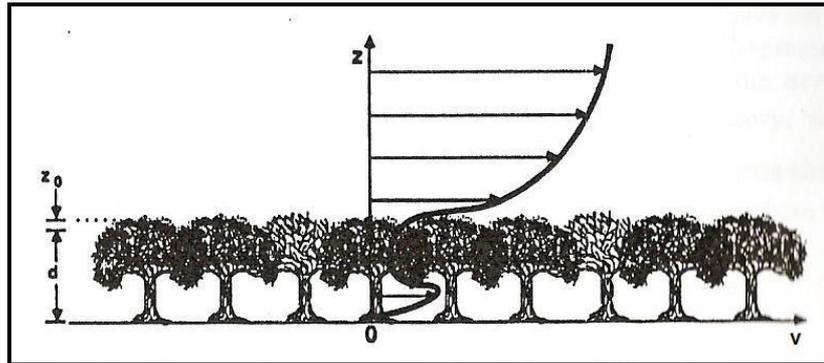


Figura 5.2 – Comportamento da velocidade do vento (v) em função da altura (z). Fonte: adaptado de Stull (1988).

Várias equações empíricas têm sido desenvolvidas para estimar d , z_{0m} e z_{0h} . As equações mais utilizadas são aquelas que obtêm os valores desses parâmetros em função da altura da cultura (ac). Devido a experimentos realizados em diversos tipos de culturas, pode-se estimar d através da seguinte relação:

$$d = \frac{2}{3} \cdot ac \quad (5.8)$$

E conforme Brutsaert (1982), pode-se estimar z_{0m} e z_{0h} com as seguintes relações:

$$z_{0m} = 0,123 \cdot ac \quad (5.9)$$

$$z_{0h} = 0,1 \cdot z_{0m} \quad (5.10)$$

Onde a altura da cultura é estimada em metros.

Resistência Superficial (r_s): Este termo descreve a resistência do fluxo de vapor através da transpiração das plantas e da evaporação da superfície do solo. A figura 5.1 mostra que a resistência superficial depende basicamente da umidade do solo, da abertura dos estômatos e da cutícula das plantas, que tem como função principal proteger a planta contra a perda excessiva de água. Pelos estômatos ocorrem as trocas gasosas (CO₂ e vapor d'água) entre a planta e o ambiente.

Encontrar uma expressão para resistência superficial não é uma tarefa fácil. Contudo, a expressão tradicionalmente aceita para este termo é a proposta por Allen et al. (1998):

$$r_s = \frac{r_l}{0,5 \cdot IAF} \left[\frac{s}{m} \right] \quad (5.11)$$

em que r_l é a resistência estomática da folha [s/m], e IAF é o índice de área foliar [m^2/m^2].

Embora a equação de Penman-Monteith seja, do ponto de vista teórico, uma das mais completas e precisas na estimativa da ET, sua implementação é dificultada por necessitar de uma grande quantidade de dados meteorológicos (temperatura do ar, velocidade do vento, pressão atmosférica, umidade específica do ar, componentes radiativas do saldo de radiação, etc.) e de parâmetros que descrevam a vegetação. Pereira et al. (1997) ainda citam que este método é importante para se compreender os processos físicos e biológicos que controlam a evapotranspiração, sendo utilizado principalmente em projetos de pesquisa.

No entanto, estudos recentes, como de Cleugh et al. (2007) e Kuo et al. (2005) tem utilizado dados de sensoriamento remoto para descrever a vegetação no método e tem encontrado bons resultados.

Em seu trabalho, Cleugh et al. (2007), utilizaram dados de sensoriamento remoto e dados de estações meteorológicas para estimar a ET em duas regiões da Austrália com diferentes ecossistemas. Quando comparados com medidas feitas em torres de fluxo utilizando a técnica de *Eddy Covariance*, os resultados mostraram que o método de Penman-Monteith representou bem a ET nos dois diferentes ecossistemas. Além disso, foram gerados mapas de ET para todo o país, e os resultados apresentaram uma boa concordância com as estimativas observacionais.

Isto motivou a aplicação do método para a região da Bacia do Prata, já que há disponibilidade de um banco dados meteorológicos e dados de sensoriamento remoto com alta resolução espacial e temporal. Isto será visto em detalhes nas próximas seções.

5.2 - A inserção dos dados de IAF no método de Penman-Monteith

Com o objetivo de contribuir para o aprimoramento do método de Penman-Monteith, e aumentar a precisão na estimativa da ET, Cleugh et al. (2007), sugeriram uma nova parametrização para a resistência superficial (r_s). Eles sugeriram utilizar uma relação linear entre r_s e as medidas de IAF obtidas do sensor MODIS:

$$r_s = \frac{1}{G_s} \rightarrow G_s = c_l \cdot IAF \quad (5.12)$$

em que G_s representa a condutância superficial, c_l é a condutância superficial média por índice de área foliar e IAF é o Índice de Área Foliar (expresso em m^2 de área da folha por m^2 de área). Os valores de IAF variam de acordo com o estágio de desenvolvimento da planta. Da equação 5.12, altos valores da resistência superficial são esperados quando temos baixos valores de IAF, e vice-versa.

Assim, substituindo (5.12) na equação de Penman-Monteith (equação 5.1), temos

$$E_{PM} = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{1}{r_a} \cdot \frac{1}{c_l \cdot IAF} \right)} \quad (5.13)$$

A equação (5.13) representa a metodologia pela qual as estimativas de ET deste trabalho foram geradas. Nela, o inverso do termo que representa a resistência

superficial é substituído pelo produto do índice de área foliar pela condutância superficial.

O parâmetro c_l é determinado empiricamente. Cleugh et al. (2007), a partir de medidas experimentais, sugerem um valor médio para c_l de 0,0022. Eles mostram que o valor de c_l é similar para ambos os ecossistemas estudados, apesar de um grande contraste de vegetação e clima destes ecossistemas. No trabalho apresentado por Allen et al. (1998), este parâmetro corresponde ao inverso do valor da resistência estomática da folha (r_l), equação (5.11), a menos de uma constante.

5.3 - Os dados do SALDAS

Neste trabalho, os dados das forçantes atmosféricas utilizadas para calcular a evapotranspiração são provenientes do *South American Land Data Assimilation System* (SALDAS). Com resolução espacial de $0,1^\circ$, espaçamento temporal de três horas, e num período de cinco anos (2000-2004), o conjunto de dados do SALDAS pode ser utilizado em diversas aplicações, como estimativas climáticas, previsão do tempo e rodadas de modelos hidrológicos (Gonçalves et al., 2009).

O SALDAS é um sistema de assimilação de dados que combina informações de observações locais da superfície da Terra, de sensoriamento remoto e de campos atmosféricos calculados por modelos numéricos, para produzir os campos atmosféricos sobre todo o continente sul-americano.

A figura 5.3 mostra um fluxograma básico das etapas da construção do conjunto de dados disponibilizados pelo SALDAS.

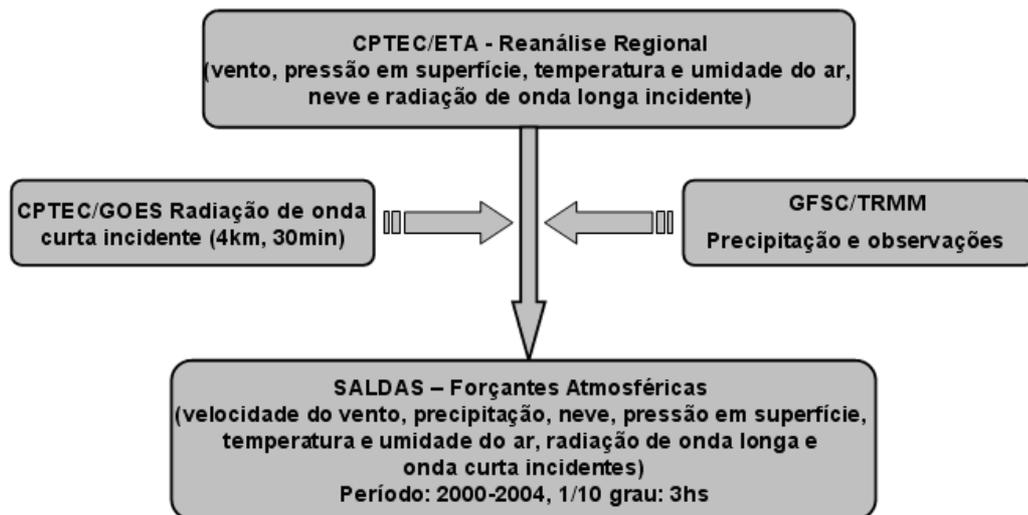


Figura 5.3 – Fluxograma das etapas da construção do conjunto de dados disponibilizado pelo SALDAS

Dados de velocidade do vento e umidade específica a 2 metros de altura, pressão em superfície, radiação de onda longa e onda curta incidentes, e precipitação foram obtidos pela Reanálise Regional para a América do Sul (*South American Regional Reanalysis - SARR*). Estes dados atmosféricos do SARR foram disponibilizados em 2006 pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), em alta resolução e alta frequência (Aravéquia et al. 2008). Eles estão disponíveis para o período de 2000 a 2004 (5 anos), cobrindo todo continente sul americano.

Fluxos de radiação solar em superfície foram obtidos a partir de medidas de radiância do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-8). Imagens do canal visível foram ajustadas em função da hora do dia e da latitude para seguir o ângulo zenital (Gonçalves et al., 2009). A radiação na superfície foi então calculada utilizando o modelo GL1.2. Este modelo foi desenvolvido pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE. (Ceballos et al., 2004). O modelo GL1.2 disponibiliza os dados de fluxos de radiação solar em resolução espacial de 4km e em um espaço de tempo de 30min, logo, seu conjunto de dados foi interpolado para a resolução espaço-temporal padrão do SALDAS: 0,1° de resolução espacial e três horas de resolução temporal.

Os dados de precipitação do SALDAS são essencialmente obtidos da versão em tempo real do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) *Multisatellite Precipitation Analysis Retrievals* (TMPA-RT; Huffman et al., 2007) com resolução de

1/8° e frequência temporal de 3 horas. Associado a isso, dados diários de estações locais de precipitação pertencentes a *World Meteorological Organization* (WMO), complementados com dados compilados pelo INPE de outros órgãos públicos foram utilizados para gerar o conjunto de dados de precipitação do SALDAS (Gonçalves et al., 2009).

Outra fonte de dados alternativa do SALDAS é o produto de precipitação TRMM 3B42 – versão 6. Este produto é corrigido mensalmente por dados de estações de superfície do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC). Vila et al. (2009) mostraram que os dados do TMPA-RT são preferencialmente utilizados em modelos de superfície da América do Sul quando há uma mescla entre o produto do TRMM 3B42 com as observações locais. Isto ocorre basicamente porque o número de observações de superfície utilizadas pelo GPCC no ajuste do TRMM é aproximadamente quatro vezes menor do que a rede de estações das agências sobre a América do Sul e estações automáticas brasileiras.

As forçantes atmosféricas do SALDAS passaram por um processo de validação que avaliou sua performance em relação à dados observacionais. Para tanto, foram selecionados dados de observação em superfície do banco de dados pertencente ao CPTEC/INPE, que inclui dados provenientes de redes de estações administradas por empresas privadas e órgãos federais sobre toda a América do Sul. Foram feitas comparações entre os dados do SALDAS e os dados observacionais para precipitação, radiação de onda curta incidente, temperatura e umidade específica.

Para os dados de precipitação, além da comparação entre os dados do SALDAS e das observações, foi feita uma comparação entre os dados de precipitação do TRMM 3B42 e as observações. Nessas comparações observou-se que os dados do SALDAS mostraram seguir o padrão de precipitação dos dados observacionais (Gonçalves et al., 2009).

Para a radiação solar, temperatura e umidade específica, notou-se que o conjunto de dados do SALDAS apresentou uma pequena discrepância em relação aos dados observacionais, porém dentro de uma margem de erro aceitável.

5.4 – Fluxos locais medidos em Paraíso do Sul

Foram medidos fluxos locais utilizando a técnica de *eddy covariance*, a partir de instrumentos instalados na torre micrometeorológica instalada na cidade de Paraíso do Sul. Os sensores foram fixados na torre micrometeorológica de 10m de altura, que coletaram dados a uma taxa de 1Hz e 16Hz. Na torre foram instalados um anemômetro sônico Campbell-3D para medidas de turbulência e um analisador de gás de caminho aberto LICOR 6556 para medidas de flutuações turbulentas de vapor d'água e CO₂, ambos a uma frequência de 16Hz.

Medidas adicionais de temperatura e umidade do ar, velocidade e direção do vento, pressão atmosférica, precipitação, radiação de onda longa e radiação de onda curta também foram obtidas através de sensores instalados na torre.

5.5 – O processamento dos dados de IAF do MODIS

Os dados de IAF estimados pelo sensor MODIS foram adquiridos via ftp, no endereço <ftp://e4ftl01u.ecs.nasa.gov/MOLT/>, onde se pode selecionar qual o produto do MODIS que interessa, neste caso o MOD15A2 (vide capítulo 4), que tem armazenados dados de IAF e FPAR. Esses dados são gerados e disponibilizados em intervalos de oito dias, com resolução espacial de 1km, para toda a superfície terrestre, e armazenados no formato *HDF (Hierarchical Data Format)*. Este formato permite a implementação transparente de acesso aos dados, e seus arquivos são autodescritivos, facilitando seu entendimento estrutural.

Para fazer o download dos dados, há necessidade de selecionar quais os *tile's* que serão utilizados no trabalho. Um *tile* corresponde a uma área geocodificada de 1.200 por 1.200 km, conforme mostra a figura 5.4.

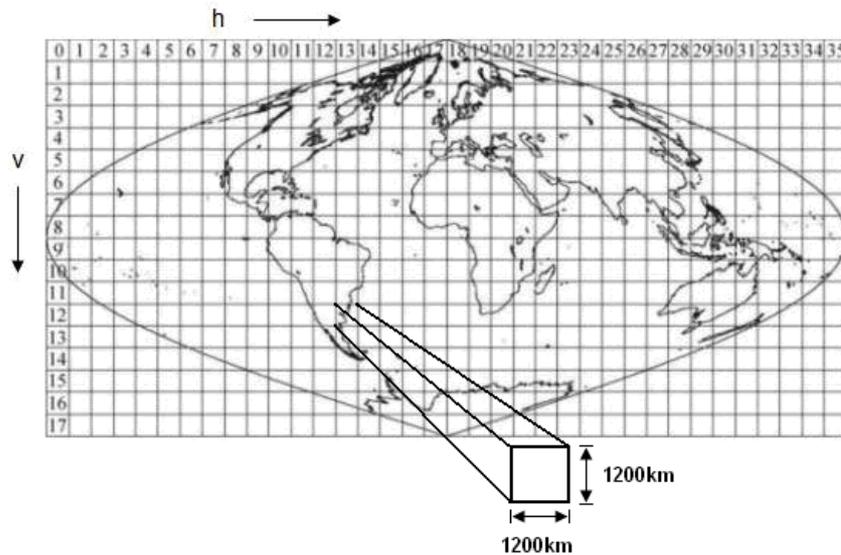


Figura 5.4 – Representação da distribuição espacial dos *tile's* disponíveis para download do sensor MODIS. Fonte: adaptado de Anderson et al. (2003)

Com os dados salvos em um arquivo, devem-se identificar quais as variáveis devem ser extraídas do arquivo original. Para tanto utiliza-se o programa *sdslist* que lê e identifica informações sobre o arquivo, como nome da variável, resolução espacial, tamanho dos dados, entre outros.

Escolhida a variável desejada, nesse caso o *LAI* (do inglês *Leaf Area Index*), cria-se um arquivo de texto com o nome da variável. Após isso, executa-se a aplicação *Modistool*, que é um programa de computador desenvolvido pela NASA, que permite converter a projeção e o formato do produto. O *Modistool* abrirá outro console (janela), onde se deve preencher alguns campos para que se faça a reprojeção e a posterior geração de um novo arquivo. Dentre esses campos, preenche-se o nome do arquivo criado anteriormente, e seleciona-se o tipo de arquivo em que os dados serão salvos, neste caso *Raw Binary*, e o tipo de reprojeção desejada para os dados, aqui se utilizou a projeção geográfica.

Finalmente, o último passo é executar um script em *shell* que cria um arquivo binário que possa ser interpretado pelos softwares que irão fazer os cálculos da estimativa da evapotranspiração e gerar os mapas de IAF.

Neste trabalho, os softwares utilizados para fazer os cálculos e gerar os arquivos de saída são o GFortran, que é o compilador para utilização no sistema operacional Linux, baseado no compilador Fortran (*FORmula TRANslation*), e mais

utilizado para compilar os dados e gerar arquivos de dados; e o GrADS (*Grid Analysis and Display System*) mais utilizado para as saídas gráficas.

Os valores de IAF obtidos a partir do sensor MODIS utilizados neste trabalho referem-se aos *tile's* h11 ao h14, e v10 ao v12 (figura 5.4). O primeiro dado obtido, que é uma composição dos oito primeiros dias de janeiro de 2001, é mostrado na figura 5.5.1(a), que também mostra a delimitação da Bacia do Prata. Já a figura 5.5(b) ilustra o mesmo dado da figura 5.5(a), porém com o recorte da Bacia. Este processo é executado para todos os dados adquiridos do sensor MODIS.

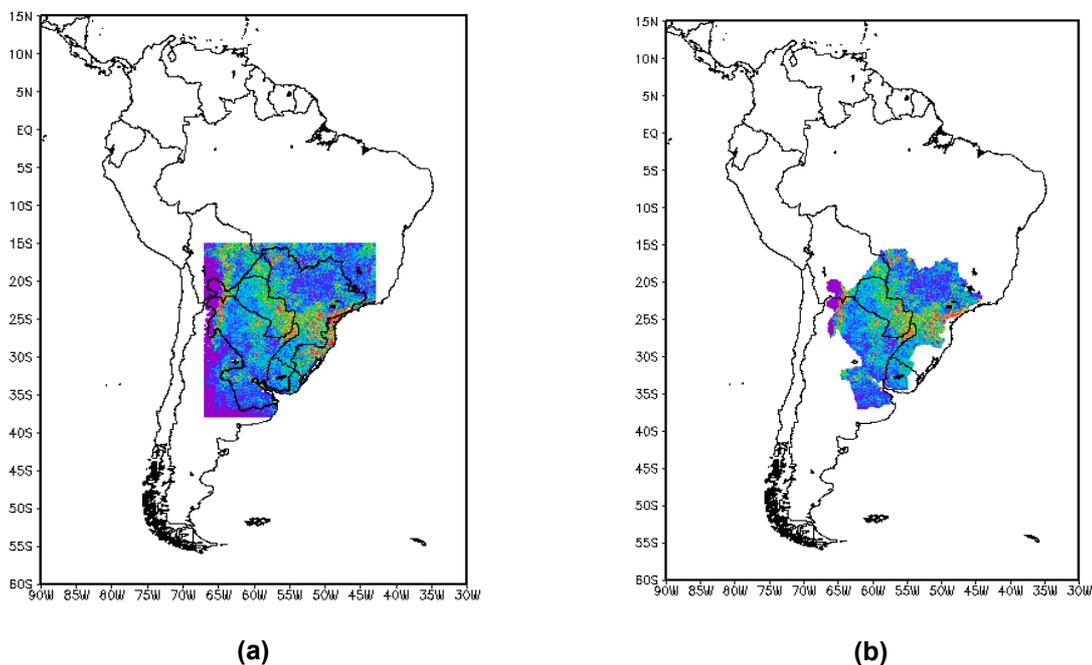


Figura 5.5 – Dados de IAF do MODIS, composição dos oito primeiros dias de janeiro de 2001: (a) sem recorte da Bacia do Prata, (b) com recorte da Bacia do Prata

5.6 – Área de estudo

5.6.1 – Paraíso do Sul: aplicação local

Para a aplicação local do método, foram coletados dados de forçantes atmosféricas a partir da torre micrometeorológica instalada na área rural da cidade de Paraíso do Sul, Rio Grande do Sul (S 29° 44' 39,6", W 53° 8' 59,8"), que faz

parte do projeto CT-HIDRO, com o propósito de descrever as interações superfície-atmosfera para diferentes ecossistemas do país.

O local onde está instalada a torre não pertence a área delimitada pela Bacia do Prata, entretanto fica próximo ao limite desta. O local onde a torre está instalada corresponde a uma área agrícola de cultivo de arroz irrigado. Os dados utilizados neste trabalho correspondem ao período de 27 de junho de 2003 a 26 de junho de 2004. Durante este período, nos meses de novembro a abril o arroz é cultivado em uma extensa área em torno da torre, e nos demais meses a área agrícola não é utilizada, predominando uma vegetação rasteira no solo. Com essas características da cobertura do solo os valores de índice de área foliar apresentaram expressiva variação durante o período de coleta dos dados, apresentado um pico máximo na terceira semana de fevereiro, aproximadamente $3,5\text{m}^2/\text{m}^2$, e um valor mínimo na última semana de julho de 2003 ($0,8\text{m}^2/\text{m}^2$). A orografia do terreno do sítio experimental é predominantemente plana e homogênea, e durante praticamente todo o período do cultivo do arroz a superfície permanece coberta com uma lâmina de água de aproximadamente 5 a 7cm, fato que tem influência direta na taxa de ET.

Na região central do Rio Grande do Sul predomina um clima subtropical, com uma precipitação média mensal de 82,29mm, e temperatura média mensal de $17,39^\circ\text{C}$ (Goergen, R., 2008). As características do clima e do solo favorecem o cultivo do arroz nessa região, que apresenta, segundo a EMATER (<http://taquari.emater.tche.br>), uma expectativa de produtividade para a safra 2009/2010 de 7.199kg/ha, que é a segunda maior região produtora de arroz do RS.

5.6.2 - Bacia do Prata: aplicação regional

A região de estudo, para a aplicação regional da metodologia aqui apresentada, compreende a área da Bacia do Prata (Figura 5.6), no período de 2001 a 2004. A Bacia do Prata é a quinta maior bacia hidrográfica em extensão do mundo, e a segunda maior bacia da América do Sul, ficando atrás apenas da Bacia Amazônica. Sua extensão territorial é de aproximadamente 3,2 milhões de quilômetros quadrados, compreendidos entre os países da Argentina, Bolívia, Paraguai, Uruguai e Brasil.

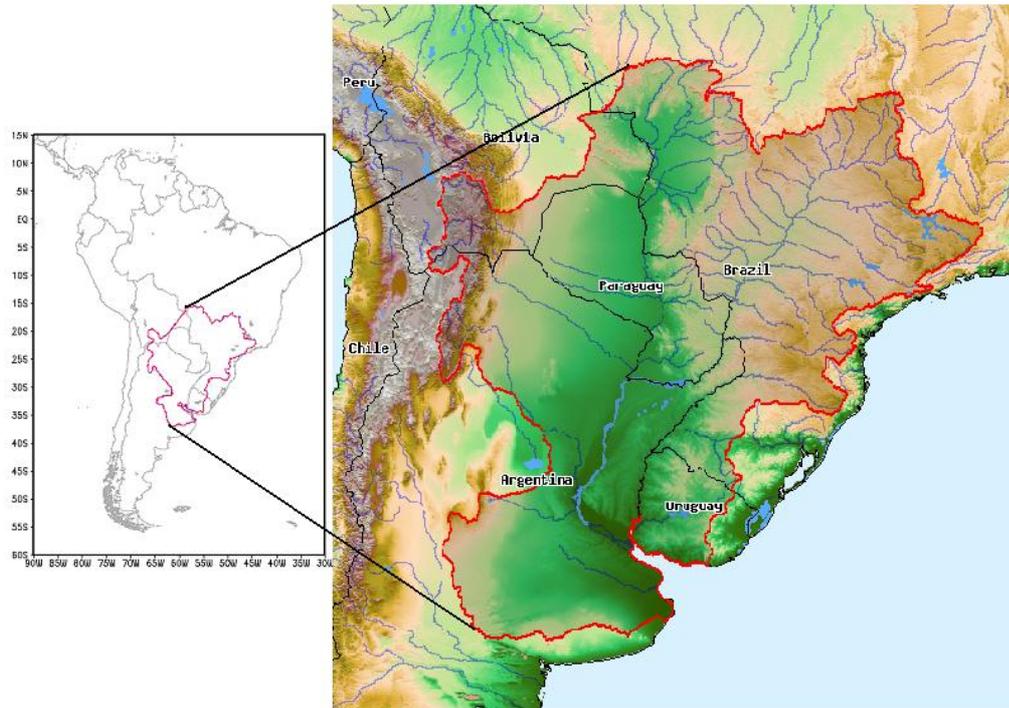


Figura 5.6 – Delimitação da Bacia do Prata. Fonte: adaptado de La Plata Basin Regional Hydroclimate Project

Vários estudos relacionados ao ciclo hidrológico, e, por conseguinte sobre a ET, vêm sendo desenvolvidos sobre a região da Bacia do Prata devido a sua grande importância econômica para os países que ela abrange (Mechoso et al. 2001, Genta et al. 1998, Berbery and Barros 2002, Su and Lettenmaier 2009).

A agricultura e a pecuária são atividades muito difundidas nessa região, sendo uma das regiões de maior produção de alimentos do mundo (soja, trigo, cereais, etc.). A economia da região é baseada na agricultura e na pecuária. Os estados brasileiros abrangidos pela bacia produzem cerca de 30% da soja, arroz, trigo e milho produzidos no resto do país, e aproximadamente 10% da criação de bovinos. Na Argentina os números são ainda mais significativos, pois cerca de 90% da produção de cereais e de culturas geradoras de óleo, e aproximadamente 70% da criação de bovinos do país encontra-se nas províncias que fazem parte da bacia. No Uruguai e no Paraguai, países onde a economia depende fortemente da produção agrícola, quase toda a produção de cereais e de culturas geradoras de óleo são cultivados na região da bacia, além de abranger cerca de 85% da pecuária destes países (Mechoso et al., 2001)

Os rios que constituem a bacia também são a principal fonte de recursos hídricos para um grande número de pessoas, incluindo as duas maiores cidades da América do Sul: São Paulo e Buenos Aires.

Adicionado a isso, na região da Bacia do Prata diversas hidrelétricas são responsáveis por gerar energia elétrica para a região. Entre essas hidrelétricas está Itaipu, a maior usina hidrelétrica em geração de energia do mundo, e principal fonte de energia elétrica para o Brasil e o Paraguai, aproximadamente 20% e 85% de toda energia consumida, respectivamente (ITAIPU Binacional, <<http://www.itaipu.gov.br>>).

Todos esses fatores respaldam a importância dos estudos e pesquisas sobre as mudanças no clima e no ciclo hidrológico sobre esta região. O desenvolvimento sustentável dos recursos naturais da bacia torna importante o diálogo e a cooperação entre cientistas, tomadores de decisão, gestores públicos e a população em geral (Mechoso et al., 2001).

Devido a importância na economia regional e aos complexos processos no clima e no ciclo hidrológico que envolvem esta região, a Bacia do Prata faz parte do *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX, <<http://www.gewex.org/>>), com o Projeto de Hidroclima Regional (*Regional Hydroclimate Project - RHP*) coordenado pelo Prof. Ernesto Hugo Berbery. O entendimento do ciclo hidrológico e das interações entre a superfície da terra e a atmosfera na Bacia do Prata são objetos de interesse não só da comunidade científica, mas também por influenciar questões práticas para na vida das pessoas.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo apresenta os resultados obtidos a partir do cálculo da evapotranspiração através do método de Penman-Monteith, com a inserção dos dados de IAF obtidos do MODIS.

6.1 – Aplicação local da estimativa da evapotranspiração: Paraíso do Sul

6.1.1 – Características do Clima de Paraíso do Sul

A figura 6.1 mostra a variação temporal da temperatura média semanal do ar, estimada pelo sensor instalado na torre micrometeorológica em Paraíso do Sul, para o período de 26/07/03 a 27/06/04. A temperatura apresenta uma variação entre 9,5 e 25,5°C, amplitude de 16°C, durante os 366 dias de coleta dos dados. A temperatura média semanal mais elevada foi registrada na 32ª semana, entre os dias 29 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004; enquanto que a menor temperatura foi registrada na 3ª semana, entre os dias 11 e 17 de julho de 2003. Isto mostra que a radiação solar tem grande influência na temperatura do ar nessa região. Em geral, a região central do Rio Grande do Sul, onde foram realizadas as medidas, é caracterizada por apresentar uma temperatura média anual em torno de 17°C (Goergen, R., 2008). No período de coleta dos dados, a temperatura média semanal foi de aproximadamente 18°C, ficando próximo da média climatológica.

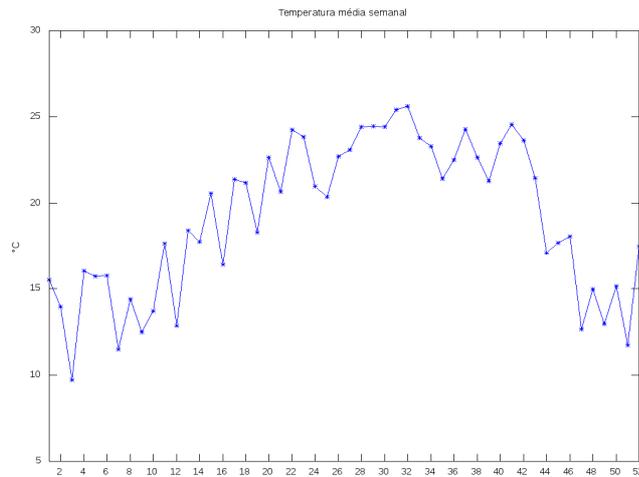


Figura 6.1 - Média semanal (7 dias) da temperatura do ar (°C), estimada pelo sensor instalado na torre micrometeorológica em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.

O comportamento da precipitação (Figura 6.2) mostra que a região de estudo teve chuvas acumuladas mensais irregulares. A chuva acumulada do primeiro mês foi de aproximadamente 125mm, máxima registrada no período, enquanto que o mês de março registrou o menor valor, 6mm. O ano de 2004 foi caracterizado por um regime de precipitação abaixo da média climatológica para a região, em torno de 82mm (Goergen, R., 2008).

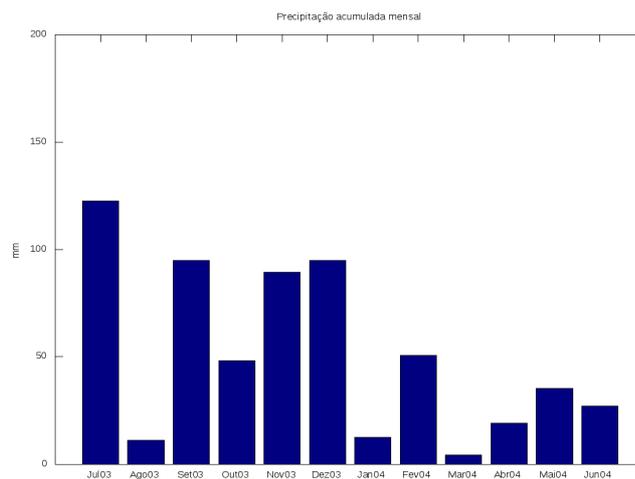


Figura 6.2 - Precipitação mensal acumulada, estimada pelo sensor instalado na torre micrometeorológica em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.

6.1.2 – Comportamento do IAF em Paraíso do Sul

A variação temporal do IAF, estimado através de sensoriamento remoto estimado pelo sensor MODIS, para Paraíso do Sul é mostrada na Figura 6.3. Esses dados representam a composição índice que é feita pelo sensor, em intervalo de oito dias, para o período de estudo (27/06/03 a 26/07/04). Pode-se notar que há uma tendência de crescimento nos valores de índice no período de Julho de 2003 até o final de 2004, quando os valores começam a decrescer. A média do IAF para o período é de $1,93\text{m}^2/\text{m}^2$, entretanto, observa-se que o índice apresenta uma expressiva amplitude, de aproximadamente $2,7\text{ m}^2/\text{m}^2$. Essa variação sazonal do IAF em Paraíso do Sul deve-se basicamente da sistemática do plantio do arroz, que é em geral semeado entre o final de outubro ou início de novembro, e colhido em meados do mês de abril. O pico de IAF ($3,5\text{m}^2/\text{m}^2$) ocorre no final do mês de fevereiro, que condiz com o período de máximo desenvolvimento da cultura.

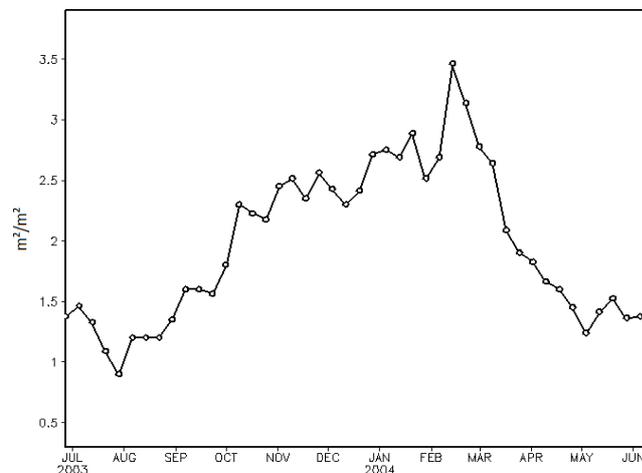


Figura 6.3 – Índice de área foliar obtido do sensor MODIS – Paraíso do Sul/RS. Dados em intervalo de oito dias para o período de 27/06/03 a 26/06/04.

6.1.3 - Estimativas da evapotranspiração em Paraíso do Sul

Estimativas de ET em Paraíso do Sul foram feitas utilizando a equação de Penman-Monteith (eq. 5.13), onde r_s foi calculado utilizando a equação (5.12), com

o IAF obtido do MOD15A2. O valor c_l utilizado neste trabalho foi o proposto do Cleugh et al. (2007). Este parâmetro é determinado empiricamente, e Cleugh et al. (2007), a partir de medidas experimentais, sugerem um valor médio para de 0,0022. Eles mostram que o valor de c_l é similar para ambos os ecossistemas estudados, apesar de um grande contraste de vegetação e clima destes ecossistemas.

Um comparativo entre a taxa semanal de ET estimada pela Penman-Monteith com as forçantes atmosféricas do SALDAS, e a ET média semanal medida no local pode ser visualizadas na figura 6.4. Nota-se que, em geral as estimativas da Penman-Monteith ficaram de acordo com as medidas locais, tanto em magnitude quanto na variação sazonal. As principais discrepâncias ocorrem principalmente entre os meses de dezembro de 2003 e fevereiro de 2004, que pode estar ligado ao fato de que nesse período o solo é inundado, e fica com uma lamina d'água uniforme de aproximadamente 7cm. A média da ET estimada pela Penman-Monteith para todo o período foi de aproximadamente 2,8mm/dia, superestimando as medidas locais em cerca de 10%.

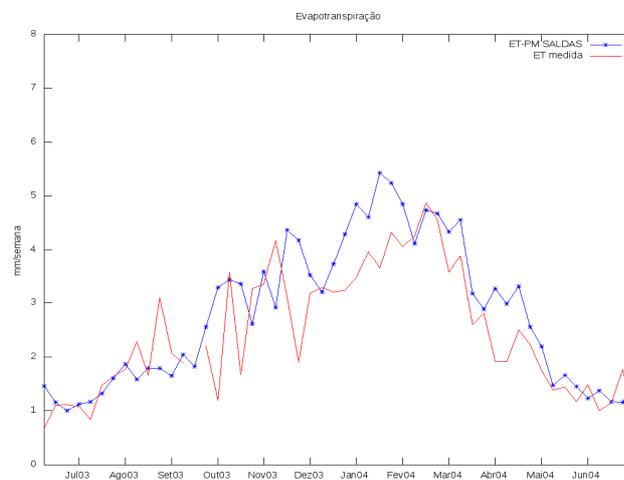


Figura 6.4 – Comparação entre a ET medida no local e a estimada pelo método de Penman-Monteith em Paraíso de Sul – período 27/06/03 a 26/06/04.

O valor do parâmetro ac (altura da cultura), necessário para o cálculo da resistência aerodinâmica (r_a), foi estimado a partir de valores médios do desenvolvimento do arroz, quando a cultura foi inserida no campo agrícola.

6.2 – Estimativa da evapotranspiração em escala regional: Bacia do Prata

O desempenho da estimativa semanal da ET através do método de Penman-Monteith, por meio da inserção de dados de IAF, para a localidade de Paraíso do Sul foi considerado satisfatório, e motivou a aplicação da metodologia em escala regional. A proximidade da localização do sítio experimental de Paraíso do Sul com a área delimitada pela Bacia do Prata, permite inferir que a metodologia aqui apresentada pode ser aplicada para esta região. Os próximos itens apresentam os principais resultados obtidos com essa metodologia.

6.2.1 – Características do Clima da Bacia do Prata

A região sul da América do Sul, onde está localizada a Bacia do Prata, é caracterizada por um clima subtropical úmido, influenciado principalmente por Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e por atividades transientes sobre esta região (Berbery e Barros, 2002).

A distribuição espacial da média anual de precipitação sobre a Bacia do Prata é apresentada na figura 6.5, baseado nos dados do SALDAS (2001-2004). De maneira geral, podemos observar na figura que as regiões central e extremo norte da bacia tem os maiores valores de precipitação; enquanto que os menores valores são encontrados na parte oeste. A média anual da precipitação sobre a bacia apresenta uma tendência de decréscimo do leste para o oeste. Isto concorda com os estudos de Berbery e Barros (2002) que foram baseados nos dados do *Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP)*, no período de 1979 a 2000, e de Su e Lettenmaier (2009) que foram baseados em dados de observações de estações locais, no período de 1979 a 1999. Segundo Berbery e Barros (2002) a região norte da bacia apresenta maiores valores de precipitação durante o verão (Dezembro a Fevereiro - DJF), e está relacionada principalmente a extensão meridional do sistema de monção. Já a região central apresenta elevados índices de precipitação durante todas as estações do ano, impulsionada pelos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e por atividades transientes sobre esta região.

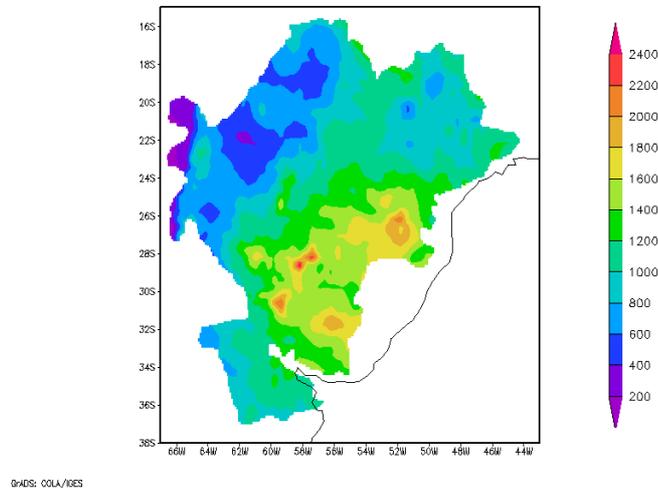


Figura 6.5 – Distribuição espacial da precipitação anual sobre a Bacia do Prata (mm/ano), baseado nos dados do SALDAS (2001-2004)

As figuras 6.6a - d mostram a distribuição espacial média anual da precipitação sobre a bacia para os anos de 2001 a 2004, respectivamente. Nota-se que os anos de 2002 e 2003 apresentam índices de precipitação mais elevados em comparação com os anos de 2001 e 2004. Entretanto, as características de maiores índices de precipitação na região central, e menores índices na região oeste da bacia prevaleceram nos quatro anos.

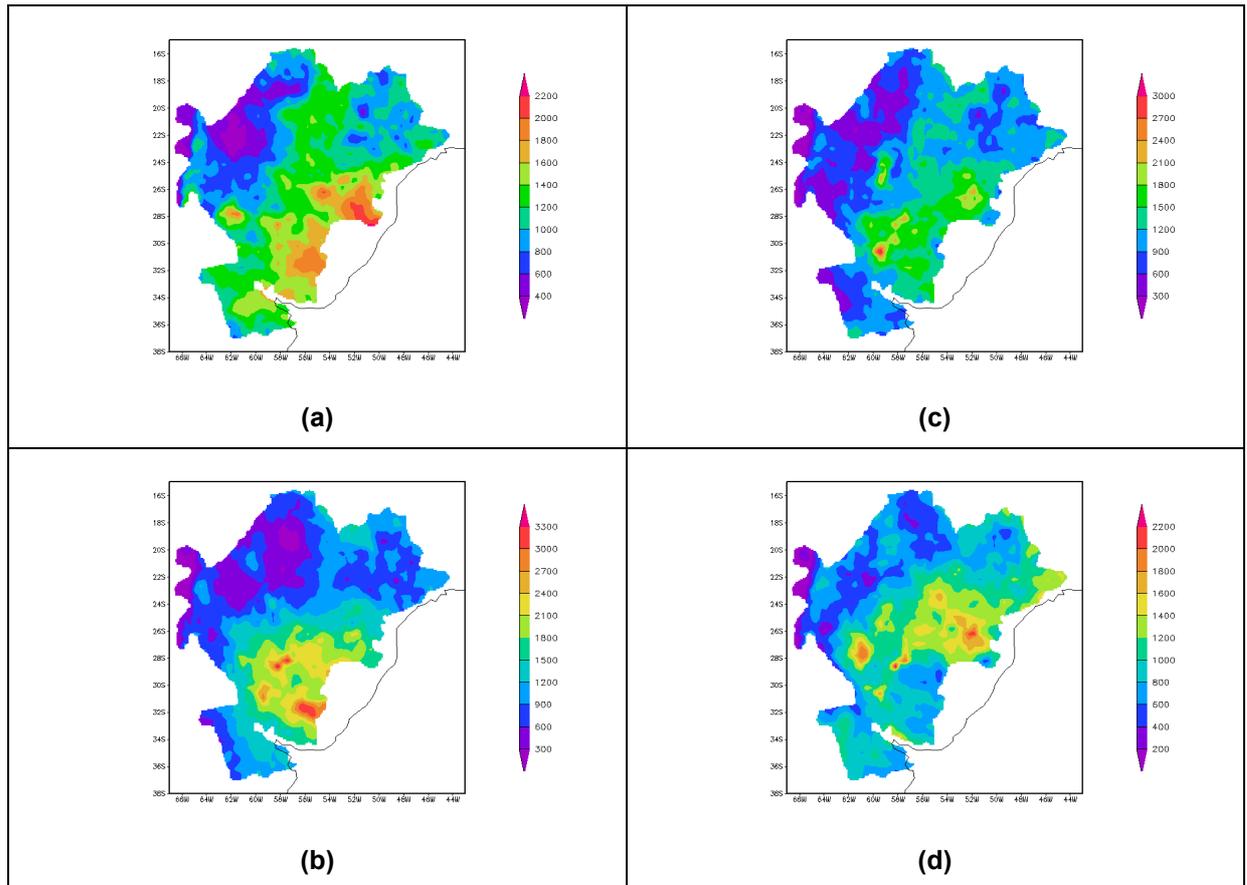


Figura 6.6 - Distribuição espacial da média anual de precipitação sobre a Bacia do Prata (mm/ano) para os anos de 2001 (a), 2002 (b), 2003 (c) e 2004 (d).

Baseado nos dados do SALDAS, a figura 6.7 mostra o ciclo anual da média diária da precipitação sobre a Bacia do Prata. Podemos notar que os maiores valores de precipitação são encontrados no período de outubro a abril, aproximadamente 4mm/dia, e os menores valores de maio a setembro, 1,5mm/dia. Este resultado condiz com o encontrado por Berbery e Barros (2002).

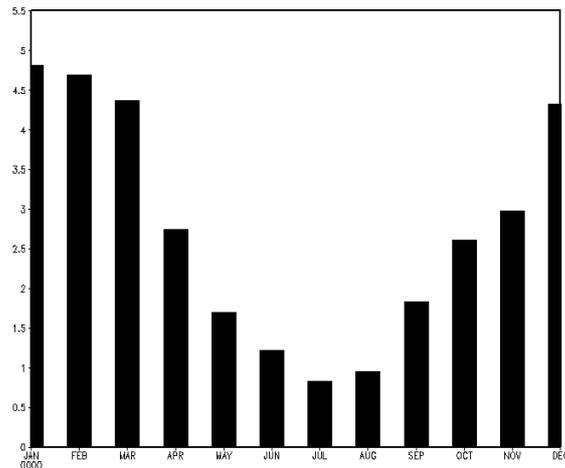


Figura 6.7 - Ciclo anual da média mensal da precipitação sobre a bacia do Prata (mm/dia).

Com relação a média mensal da temperatura, as figuras 6.8a - d ilustram o comportamento desta variável, em °C, para os quatro anos de estudo sobre a Bacia. Segundo a figura, em geral há uma tendência de decréscimo da temperatura nos primeiros meses do ano, e um posterior crescimento da variável a partir do mês de setembro. Também podemos notar que os meses de maio a setembro representam as temperaturas mais baixas do ano sobre a Bacia, quando a temperatura permanece abaixo de 18°C nesses meses. Já nos demais meses do ano, a temperatura média persiste acima dos 18,5°C, com exceção do mês de outubro de 2004, onde a temperatura média registrada foi de 17,6°C. Essa variação do ciclo anual da média mensal da temperatura sobre a Bacia do Prata é de fundamental importância principalmente no que diz respeito ao ciclo de produção de culturas anuais e semi-anuais, pois a variação da temperatura tem influência direta sobre o planejamento da semeadura até a colheita. Logo, esse fator também afeta a ET, pois conforme mencionado no capítulo 2 há uma relação direta entre o período de crescimento da planta e o IAF, e, portanto com a ET. Ainda conforme a figura 5.9, observa-se que a amplitude anual da temperatura média mensal registra valores entre 15 e 21,5°C.

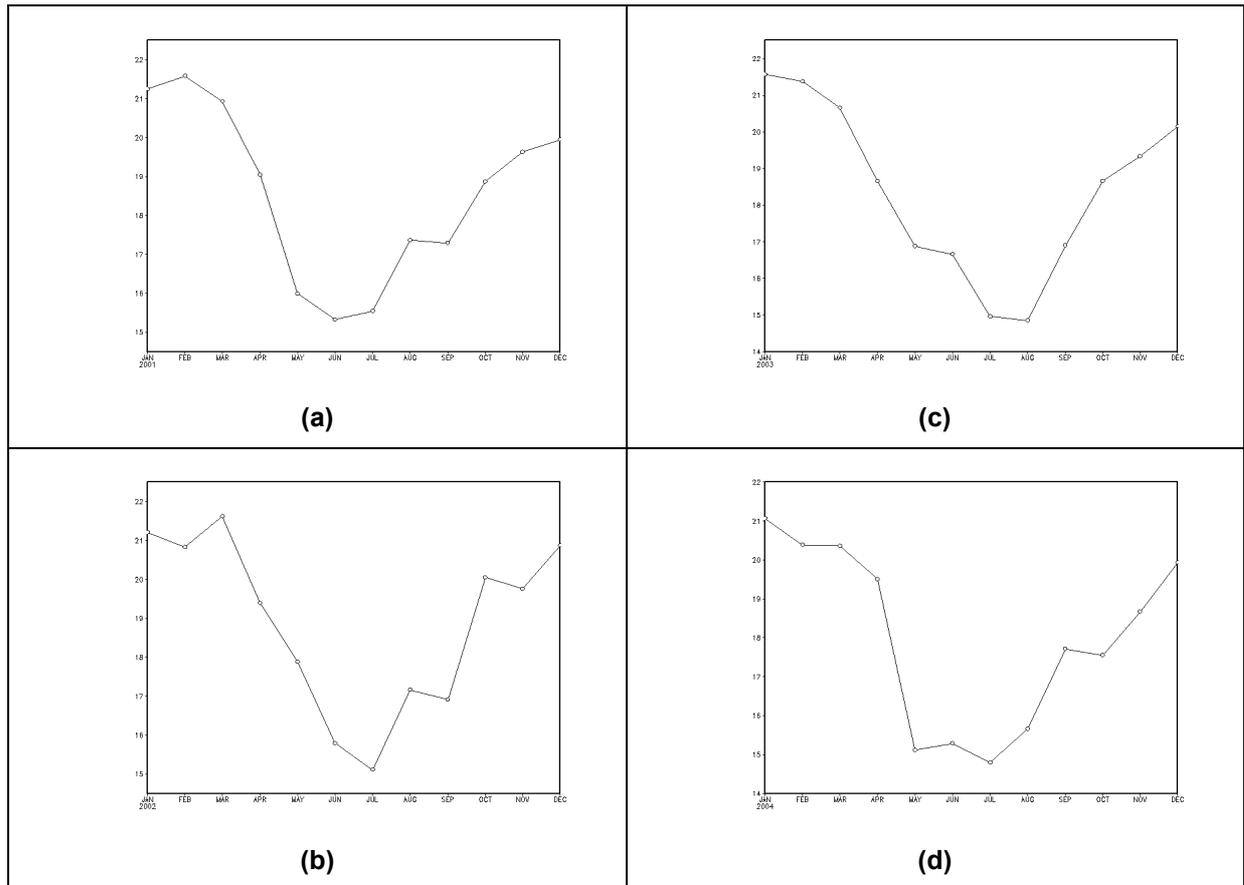


Figura 6.8 – Ciclo anual da média mensal da temperatura: (a) 2001, (b) 2002, (c) 2003, (d) 2004.

6.1.2 – Comportamento do IAF sobre a sobre a Bacia do Prata

O objetivo principal do IAF é informar ao modelo como é o comportamento da vegetação sobre o solo. Esse índice, teoricamente, assume valores entre 0 e $10m^2/m^2$, onde zero representa o solo nulo e dez representa o solo totalmente coberto, com uma densa e uniforme cobertura vegetal.

As figuras 6.9a - d mostram os dados IAF obtidos do sensor MODIS, dos dias 08/01/2001, 16/01/2001, 24/01/2001, 01/02/2001, respectivamente. Com o auxílio da figura podemos notar que apesar da pequena diferença de tempo entre uma composição e outra (apenas 8 dias), os dados de IAF já apresentam uma sensível mudança de comportamento em relação a sua magnitude e distribuição espacial. Nota-se, por exemplo, na comparação entre as figuras 6.9(a) e 6.9(d), que na região centro-leste da Bacia, correspondente aos estados brasileiros de Santa Catarina e do Paraná, os índices apresentam grande variação, chegando a valores próximos a

$6\text{m}^2/\text{m}^2$ na figura 6.9(a), enquanto que na figura 6.9(d), em média, os valores de IAF são de $4\text{m}^2/\text{m}^2$. Essa diferença pode estar ligada a pouca variação temporal entre as aferições do sensor e a provável cobertura de nuvens presente nesse período, embora haja uma filtragem dos dados no próprio sensor, descartando valores que não representem o índice da superfície terrestre. As figuras 6.9a – d também evidenciam que, conforme esperado, a região da Cordilheira dos Andes, no extremo oeste da Bacia do Prata, apresenta valores de IAF próximos de zero, e com pouca variação de uma imagem a outra.

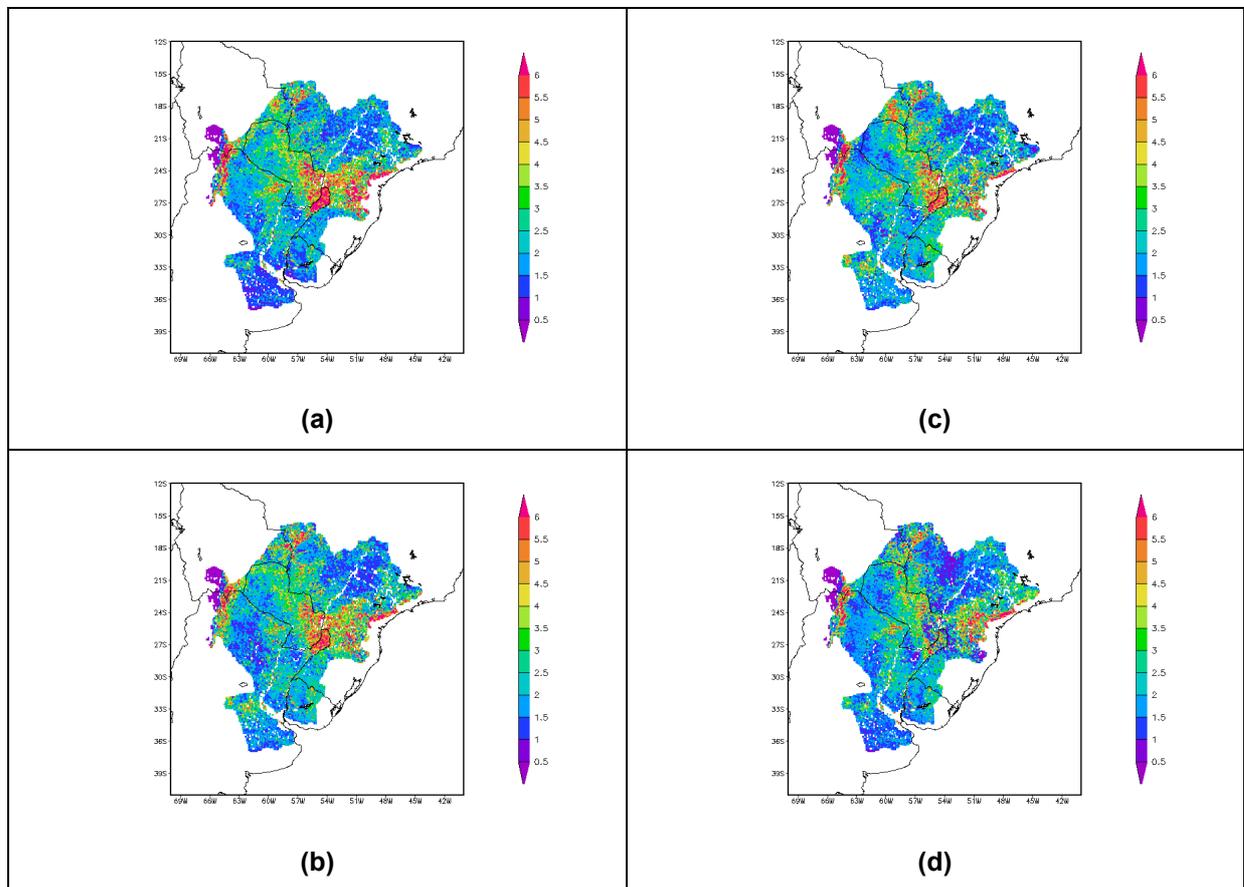
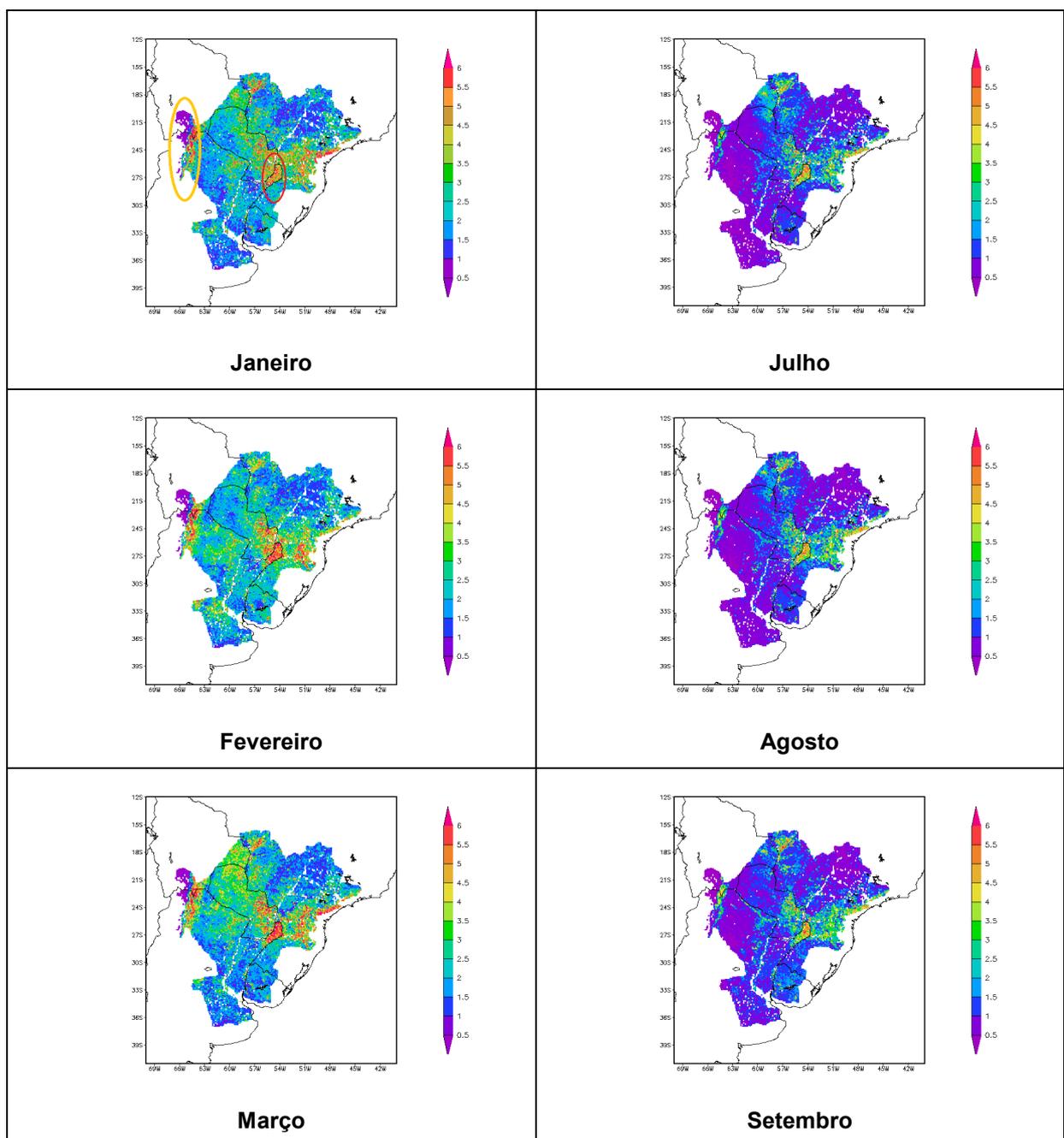


Figura 6.9 – Dados de IAF do sensor MODIS: (a) 08/01/2001, (b) 16/01/2001, (c) 24/01/2001, (d) 01/02/2001

A figura 6.10 apresenta os mapas mensais do IAF para os meses de Janeiro a Dezembro de 2001. Essa figura é de grande importância para que se possa observar a grande variação que este índice apresenta durante os meses do ano. Exceto a região do Andes (em destaque, círculo amarelo figura 6.10 - Janeiro), onde

os valores de IAF são próximos de zeros, e na pequena região argentina da Reserva Nacional de San Antonio, compreendida entre os países do Brasil e do Paraguai (em destaque, círculo vermelho figura 6.10 - Janeiro), onde os valores são próximos a $6\text{m}^2/\text{m}^2$ durante o ano todo, as outras regiões apresentam ampla variação. Isso pode ser observado com clareza quando comparamos, por exemplo, os meses de Janeiro e Julho. No mês de Janeiro, quase toda a região da Bacia apresenta valores acima de $1,5\text{m}^2/\text{m}^2$, enquanto que no mês de Julho, a maioria da região tem valores de IAF próximos a $1\text{m}^2/\text{m}^2$.



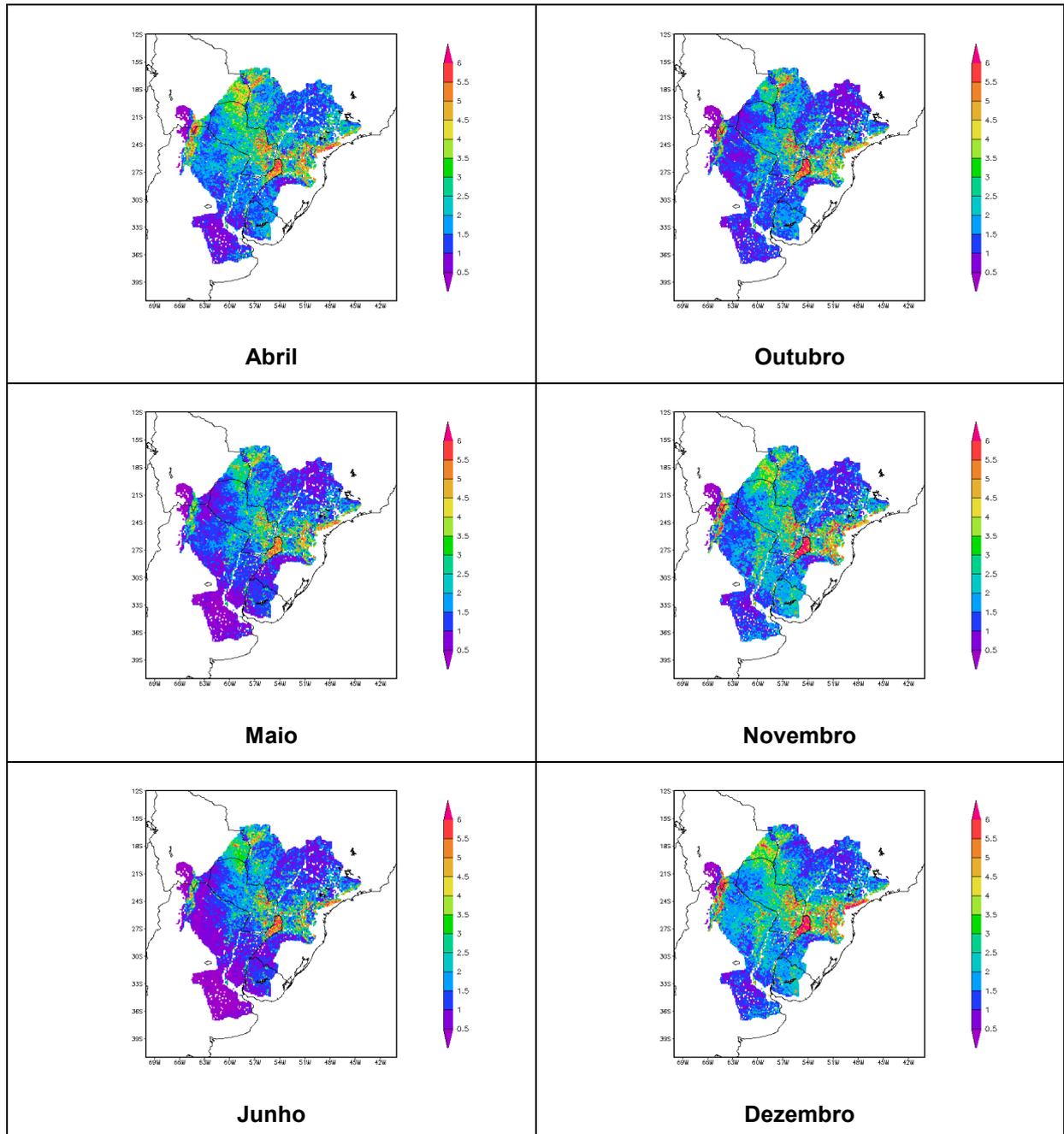


Figura 6.10 – Mapa da variação espacial do IAF para os meses de Janeiro a Dezembro de 2001.

As figuras 6.11 a - d mostram a variação da média mensal do IAF sobre a Baía do Prata, para os quatro anos do estudo. Pode-se observar que nos meses iniciais do ano, os valores de IAF são mais elevados, tendo em geral, um decréscimo a partir do mês de março, atingindo os menores valores nos meses de Maio a Setembro. Em geral a partir do mês de Agosto, o índice retoma o crescimento. Nota-se também que nos quatro anos a amplitude do valores de IAF variam de $1,1\text{m}^2/\text{m}^2$ a $2,5\text{m}^2/\text{m}^2$.

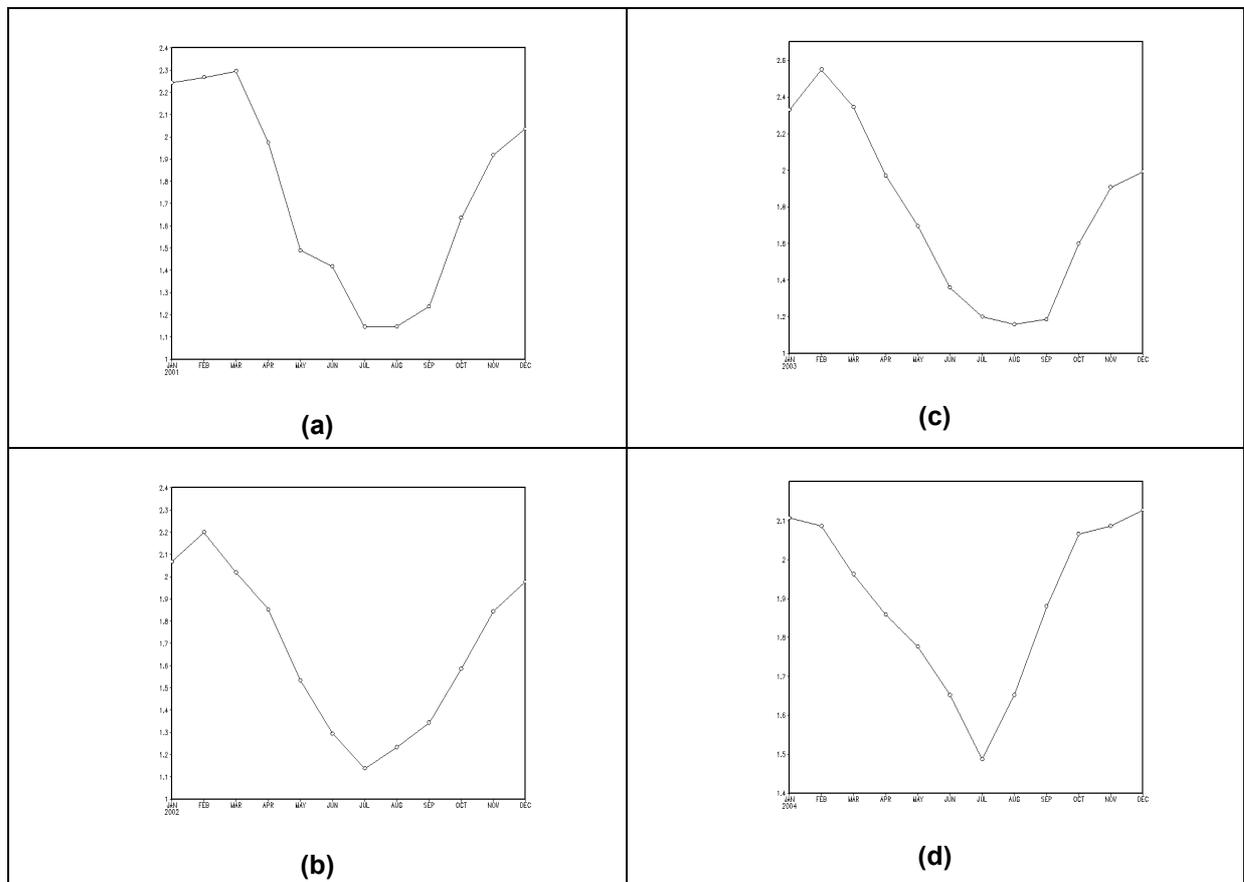


Figura 6.11 – Variação mensal da média do IAF sobre a bacia do Prata: (a) 2001, (b) 2002, (c) 2003, (d) 2004

A figura 6.12 mostra a média espacial do IAF sobre a Bacia do Prata, para o período de 2001 a 2004. A partir da figura podemos notar que os maiores valores de IAF são visualizados nas partes norte e central da bacia, com valores chegando a $5,5 \text{ m}^2/\text{m}^2$. Já as regiões ao sul e nordeste da Bacia, além da região dos Andes, apresentam os menores valores de IAF.

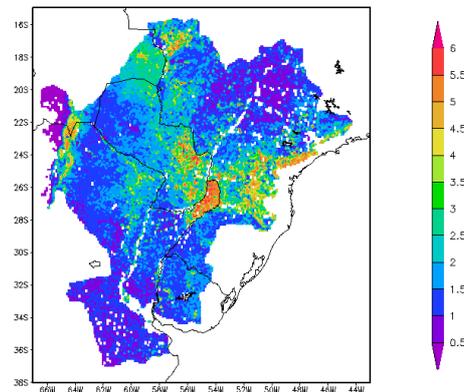


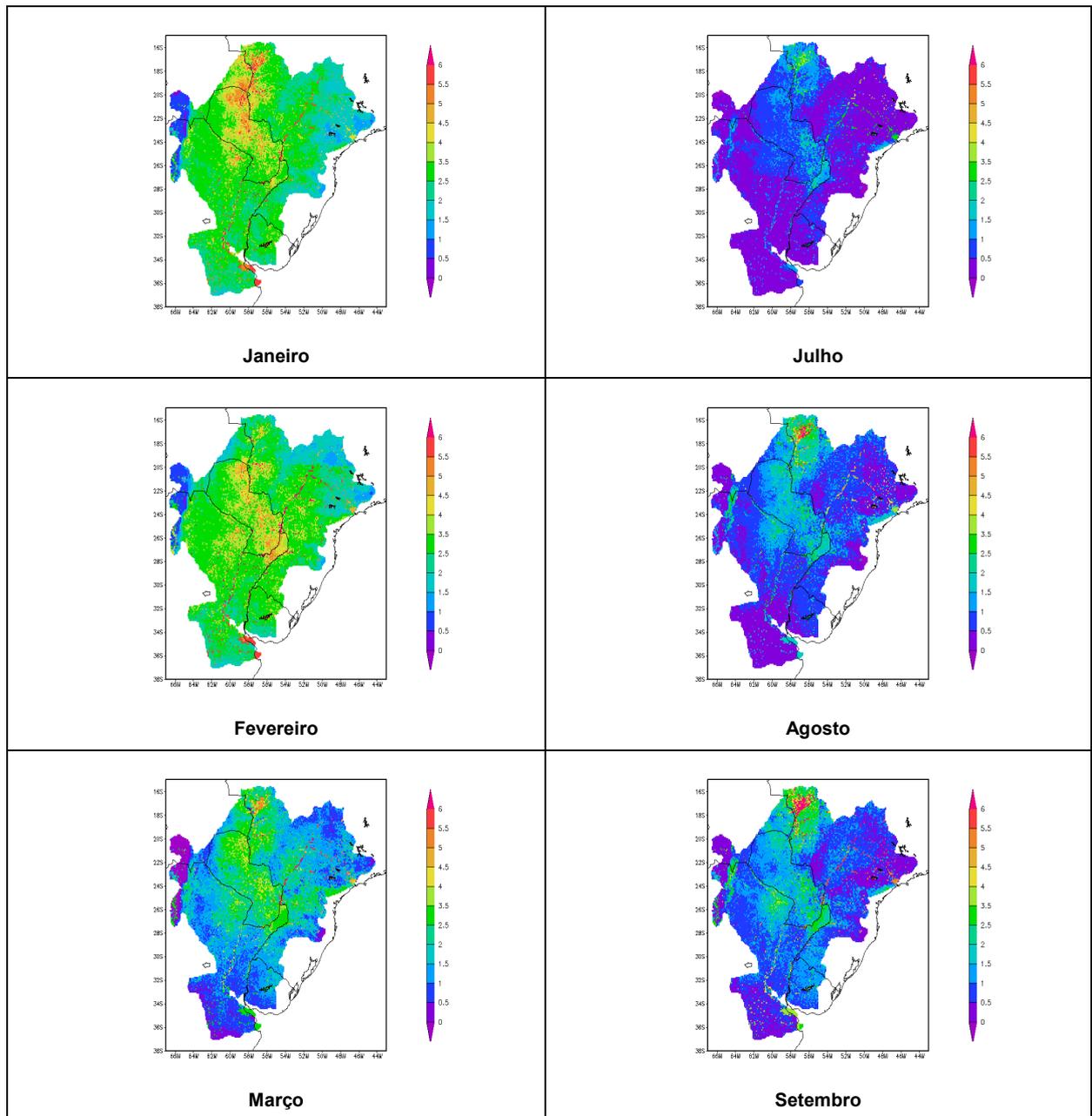
Figura 6.12 – Média espacial do IAF sobre a Bacia do Prata, para o período de 2001 a 2004.

6.2.3 - Estimativa da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata

A partir da inserção dos dados de IAF do sensor MODIS na equação de Penman-Monteith (eq. 5.13), gerou-se mapas de evapotranspiração sobre a região da Bacia do Prata. O valor do parâmetro ac (altura da cultura), necessário para o cálculo da resistência aerodinâmica (r_a), foi tomado constante, igual a 0,12m, embora atualmente mapas de bioma e de vegetação sobre a América do Sul vêm sendo desenvolvidos para fornecerem informações sobre a distribuição espacial dos valores de ac . Essas informações não foram introduzidas na metodologia deste trabalho pois não há uma unanimidade entre os pesquisadores na utilização desses mapas, entretanto, trabalhos futuros podem aperfeiçoar a técnica e possivelmente representar mais fielmente a cobertura vegetal do solo, e em particular a ac .

A figura 6.13 mostra os mapas da variação espacial da ET sobre a Bacia do Prata (mm/dia), para os doze meses do ano. Estes mapas representam a média para o período de 2001 a 2004. A partir dessa figura podemos observar que os meses de outubro a março apresentam os maiores valores de ET sobre a Bacia, enquanto que nos meses de abril a setembro temos os menores valores. Ainda conforme a figura, a evapotranspiração da Bacia apresenta um decréscimo dos valores das regiões norte e central para as regiões sul e leste, em praticamente todos os meses do ano. Os valores mais elevados de ET encontrados nas regiões do norte do Paraguai, sul do Mato Grosso e noroeste do Mato Grosso do Sul podem

estar ligados a grandes áreas de inundação que ocorrem nesse local, onde está situado o Pantanal. Já a baixa taxa de ET, evidenciada principalmente nos meses de abril a setembro, na região nordeste se deve principalmente ao fato de que essa área é essencialmente agrícola, e na região sul por ser área de pampa. Adicionado a esses fatores, nesse período do ano as temperaturas são relativamente menores em comparação com outros meses, o que favorece as baixas taxas de ET.



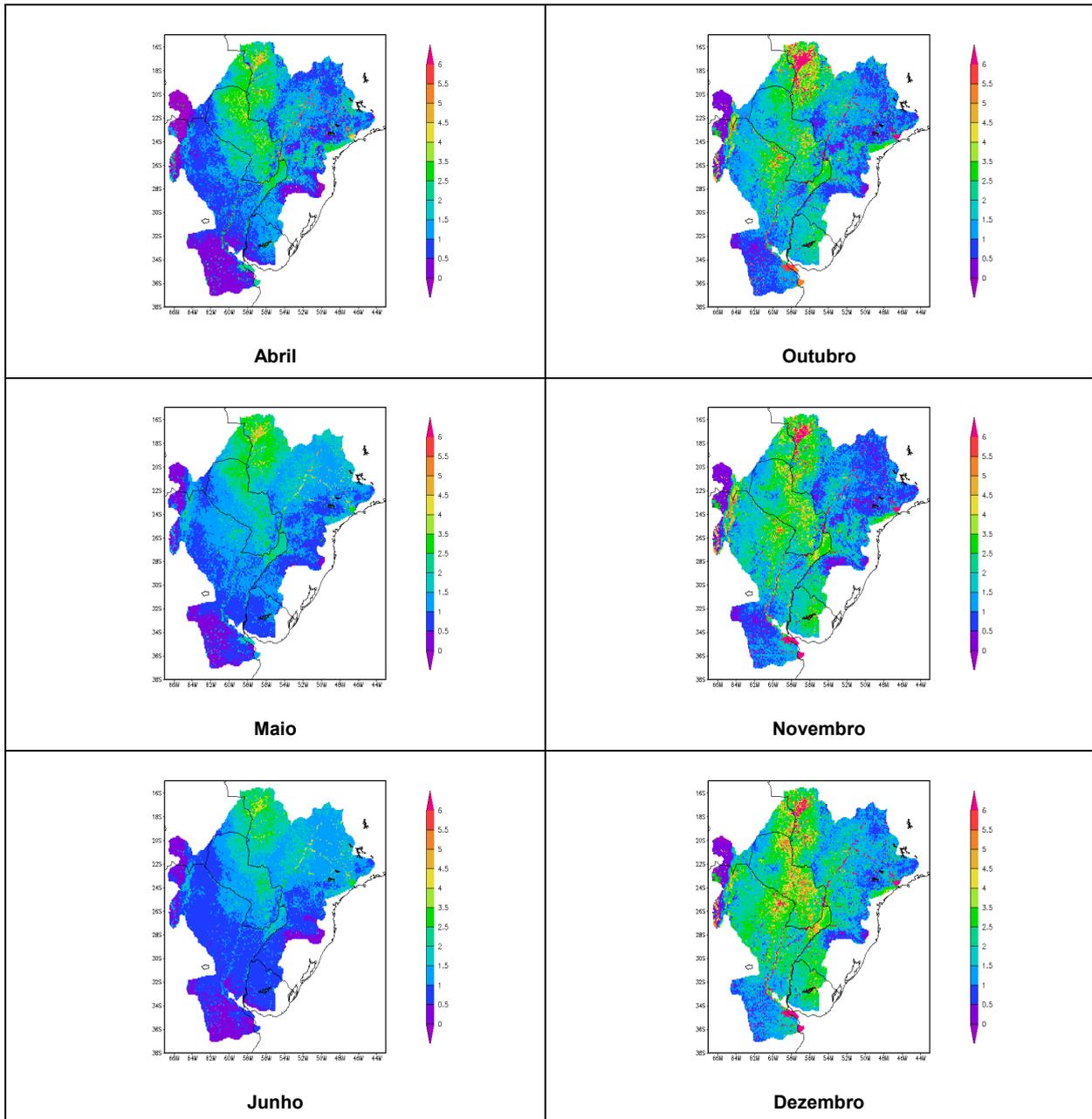


Figura 6.13 – Mapa da variação espacial da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata (mm/dia), período de 2001 a 2004

Na figura 6.14 é apresentada a variação média mensal (mm/dia) da ET sobre a Bacia do Prata, para o período de 2001 a 2004. Nota-se que há um forte decréscimo na taxa de ET de janeiro a julho, quando essa taxa volta a crescer. Durante o período de outubro a março são encontrados os maiores valores de ET, enquanto que nos meses de abril a setembro temos os menores valores. Essa variação sazonal deve-se basicamente ao forte contraste entre as estações quente e fria que há na região sul da América do Sul (Su e Lettenmaier, 2009)

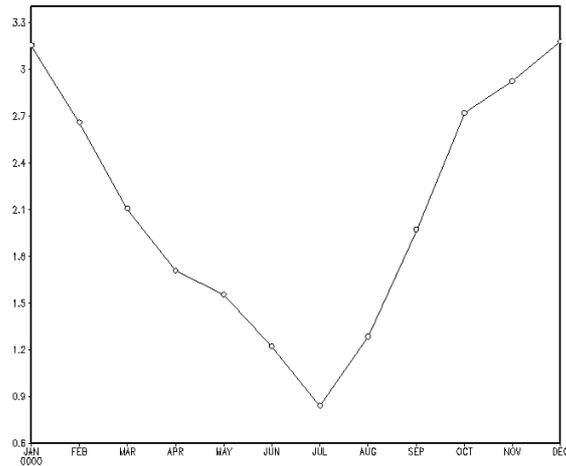


Figura 6.14 - Variação mensal da média da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata (mm/dia), período de 2001 a 2004

O valor da média anual da ET para os quatro anos de estudo foi de 2,18mm/dia, que está próximo do valor encontrado por Su e Lettenmaier (2009), aproximadamente 2,52mm/dia, que utilizou dados observacionais de precipitação e temperatura, do período de 1979 a 1999, no modelo hidrológico de superfície VIC (vide capítulo 2).

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Esta dissertação teve como resultado principal a obtenção mapas mensais de evapotranspiração sobre a Bacia do Prata, referentes a média obtida no período de 2001 a 2004. Para tanto, foram utilizados dados de Índice de Área Foliar (IAF) provenientes do sensor MODIS, inseridos no método indireto de estimativa de evapotranspiração conhecido como Penman-Monteith. Esses dados correspondem a uma composição de imagens feitas pelo sensor em um intervalo de tempo de oito dias, com resolução espacial de 1 km, no período de 2001 a 2004. As forçantes atmosféricas necessárias para o cálculo das estimativas são provenientes do *South American Land Data Assimilation System* (SALDAS), em resolução espacial de 1 km e intervalo de tempo de três horas.

Também foi avaliado o desempenho do método de Penman-Monteith em relação ao fluxo de calor latente estimado na localidade de Paraíso do Sul, RS. Os dados puderam ser obtidos a partir de uma torre micrometeorológica instalada em um campo agrícola, de forma que os fluxos foram estimados a partir da técnica de Eddy Covariance, para o período de 27 de junho de 2003 a 26 de junho de 2004. Na comparação entre a evapotranspiração estimada pelo método de Penman-Monteith e a estimada pela torre, pode-se observar que o comportamento satisfatório das estimativas, constatando-se uma superestimativa do método de Penman-Monteith em torno de 10% em aos fluxos locais.

Foi avaliada a variação espacial e temporal das estimativas médias mensais feitas para o período de 2001 a 2004, sobre a Bacia do Prata, e se pode notar que há um forte contraste na taxa de evapotranspiração entre os meses de abril a setembro, menores valores, e os meses de outubro a março, em que as taxas são mais elevadas. Adicionado a isso, observou-se que as regiões nordeste e sul da Bacia apresentam as maiores variações na taxa de evapotranspiração. Nos meses iniciais do ano essa taxa é, em média, próxima a 3mm/dia, enquanto que nos meses de abril a setembro essa taxa fica próxima a 1mm/dia. A ampla variação constatada nessas regiões deve-se principalmente ao fato de que a região nordeste da Bacia é

essencialmente agrícola, apresentando grande variação na cobertura vegetal durante o ano, enquanto que a região sul tem característica do bioma Pampa. Adicionado a esses fatores, nesse período do ano as temperaturas médias do ar são relativamente menores em comparação com outros meses, o que favorece as baixas taxas de evapotranspiração.

Também se observou que a Bacia do Prata apresenta um ciclo anual de precipitação bem definido, e forte contraste entre estação chuvosa e seca. Além disso, existe uma grande variabilidade espacial do regime de precipitação, com diferenças entre as regiões central e noroeste chegam a 150%. Essas características refletiram diretamente nas estimativas da evapotranspiração, que apresentou grandes diferenças tanto sazonalmente quanto espacialmente.

8. TRABALHOS FUTUROS

Esta dissertação deteve-se principalmente no objetivo de inserir dados de sensoriamento remoto, do sensor MODIS, no método de estimativa de evapotranspiração chamado Penman-Monteith. Há a possibilidade de utilizar dados provenientes de outros sensores, entre eles o AVHRR, em tal estimativa. Isso proporcionaria um conjunto de dados maior para que houvesse uma inter-comparação entre as estimativas.

Estudos futuros também poderão ser desenvolvidos no sentido de introduzir os dados de altura da cultura, necessários para o cálculo da resistência aerodinâmica, no método de Penman-Monteith. Esses dados são provenientes essencialmente de mapas de bioma e vegetação que são desenvolvidos a fim de estimar a variação espacial desse parâmetro.

Neste trabalho obtiveram-se estimativas de evapotranspiração sobre toda a Bacia do Prata, que é a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul. Devido a sua grande extensão territorial, o cômputo do balanço hídrico é de difícil mensuração, entretanto, há a possibilidade de em trabalhos futuros obter dados de vazão e precipitação observacionais das sub-bacias que a compõem, e então estimar o balanço hídrico da região, a fim de avaliar com exatidão o balanço entre suas componentes.

A obtenção de dados de fluxos de calor latente e sensível estimados a partir de instrumentos instalados em torres micrometeorológicas abre a possibilidade da comparação entre medidas experimentais de evapotranspiração e estimativas feitas a partir da metodologia apresentada neste trabalho. Essa comparação oportunizará a validação das estimativas aqui apresentadas, respaldando assim este trabalho. Tal comparativo poderá ser inicialmente realizado para uma torre micrometeorológica instalada na cidade de Cruz Alta, noroeste do estado do Rio Grande do Sul, que está inserida na região delimitada pela Bacia do Prata. Esta torre está em operação desde novembro de 2008, e, portanto as estimativas da evapotranspiração poderão ser realizadas a partir do momento em que os dados das forçantes atmosféricas do SALDAS estiverem disponíveis a partir deste período, fato que segundo a NASA deverá ocorrer em breve.

Outra sugestão ligada ao tema desta dissertação seria testar a sensibilidade do IAF e das forçantes que compõem o método de Penman-Monteith. Estes testes poderiam fornecer informações sobre quais forçantes tem maior relevância no método, e, portanto trabalhar no intuito de estimar com maior precisão tais forçantes.

9. REFÊRENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C., 2008, comunicação pessoal.

AHMADI, S. H, e FOOLADMAND, H. R. Spatially distributed montly reference evapotraspiration derived from the calibration of Thornthwaite equation: a case study, South of Iran, **Irrg Sci**, v. 26, p. 203-312, 2008.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Itália, 1998. Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.HTM>>. Acesso em: 25 nov. 2009.

ANDERSON, L. O. et al. **O sensor MODIS: uma abordagem geral**, INPE, São José dos Campos, 2003. 54 p.

ARAVÉQUIA, J. A. et al. Reanálise Regional 2000-2004 Sobre a América do Sul com o Modelo Rpsas/Eta: Descrição do Experimento e dos Produtos Devirados. **Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 71–74, 2008.

BERBERY, E. H., e BARROS, V. R. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630–645, 2002.

BERBERY, E. H. et al. La Plata Basin (LPB) Continental Scale Experiment Implementation Plan, 2005. Disponível em: <http://www.atmos.umd.edu/~berbery/lpb/lpb_implementation_plan_23dec05.pdf>. Acesso em: 10 fev. 2010.

BEZERRA, B. G.; DA SILVA B. B.; FERREIRA N. J. Estimativa da Evapotranspiração Real Diária Utilizando-se Imagens Digitais TM-LANDSAT 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

- BOIS, B. et al. Using remotely sensed solar radiation data for reference evapotranspiration estimation at a daily time step. **Agric. Forest Meteorol.**, DOI: 10.1016/j.agrformet.2007.11.005, 2007.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. Londres: D. Reidel Pub. Co., 1982. 299p.
- CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J.; de SOUZA, J. M. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **Journal Geophysics Research**, DOI: 101029/2003JD003531, 2004.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. United States of America: McGraw-Hill, 1988. 572 p.
- CLEUGH, H. A. et al. Regional Evaporation Estimates from Flux Tower and MODIS Satellite Data. **Remote Sensing of Environment**, n. 106, p. 285-304, 2007.
- FERREIRA, A. G. **Interpretação de imagens de satélites meteorológicos: uma visão prática e operacional do Hemisfério Sul**. Brasília: Stilo, 2002. 170 p.
- GENTA, J. L.; PEREZ-IRIBARREN, G. e MECHOSO, C. R. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2858–2862, 1998.
- GLOBAL ENERGY AND WATER CYCLE EXPERIMENT. Disponível em: <<http://www.gewex.org/>>. Acesso em: 17 dez. 2009.
- GOERGEN, G.; ROBERTI, D. R.; GONÇALVES, L. G. G. de. Estimativa da evapotranspiração sobre a Bacia do Prata utilizando climatologia do IAF. **Revista Ciência e Natura**, Universidade Federal de Santa Maria, Volume especial, p. 77-80, 2009.

GOERGEN, R. **Análise de precipitação e temperatura do Rio Grande do Sul por meio de séries temporais**. 146f. Monografia (Especialização em Estatística e Modelagem Quantitativa) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

GONÇALVES, L. G. G. de et al. The South America Land Data Assimilation System (SALDAS) 5-Year, **American Meteorological Society**, DOI 10.1175/2009JHM1049.1, 2009.

HUFFMAN, G. J., et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, DOI 10.1175/JHM560.1, 2007.

ITAIPU Binacional. Disponível em: <<http://www.itaipu.gov.br>>. Acesso em: 28 jan. 2010.

KUO, C. et al. Using Penman-Monteith method to estimate potential evapotranspiration in Taiwan by using AVHRR and MODIS satellites remote sensing data. **The 26th Asian Conference on Remote Sensing**, Hanoi, Vietnam, NSC-91-2211-E-006-038, 2005.

LA PLATA BASIN REGIONAL HYDROCLIMATE PROJECT. Disponível em: <<http://www.eol.ucar.edu/projects/lpb/>>. Acesso em: 26 jan. 2010.

LETTENMAIER, D. P., 2009, comunicação pessoal.

MECHOSO, C. R., et al. Climatology and hydrology of the Plata Basin. **A Document of VAMOS/CLIVAR Scientific Study Group on the Plata Basin**, 2001. 55 p.

MONTEITH, J. L. Evaporation and Enviroment. **Symp. Soc. Expl. Biol.**, v. 19, p. 205-234, 1965.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/>>. Acesso em: 15 dez. 2009.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**, 2. ed., London: Taylor Francis Group, 1987. 435 p.

PEREIRA, A. R.; NOVA, N. A. V.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

PEREIRA, A. R. e PRUITT, W. O. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. **Agricultural Water Management**, v. 66, p. 251-257, 2004.

RAUPACH, M. R. Simplified expressions for vegetations roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 71, p. 211-216, 1994.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos, Processos e Aplicações**. Barueri, São Paulo: Manole, 2004. 500 p.

RUNDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**, São José dos Campos, SP: Parêntese; 2007. 423 p.

SEDIYAMA, G. C. Estimativa da Evapotranspiração: Histórico, Evolução e Análise Crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. i-xii, 1996.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, Boston, 1988. 666 p.

SU, F. e LETTENMAIER, D. P. Estimation of the Surface Water Budget of the La Plata Basin, **American Meteorological Society**, DOI 10.1175/2009JHM1100.1, 2009.

TUCCI, C. E. M., BELTRAME, L. F. S. **Evaporação e Evapotranspiração**, Hidrologia: ciência e aplicação, 2. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS: ABRH, 1997. 943 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**, Recife: Versão Digital 2, 2006. 463 p.

VILA, D. A. et al. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America. **Journal of Hydrometeorology**, DOI 10.1175/2008JHM1048.1, 2009.