



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-10128-RPQ/751

**GEOPROCESSAMENTO DE INFORMAÇÕES
AGROCLIMATOLÓGICAS**

Márcio de Morisson Valeriano
Angélica Giarolla Picini

*A Ângelo Paes de Camargo,
com devoção e simpatia*

*Quem sabe realmente manter-se em seus limites raramente erra
(Kung Fu Tsu)*

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Dra. Maria Helena de Almeida Mello e ao Dr. Marcelo Paes de Camargo (Centro de Pesquisa e Desenvolvimento de Ecofisiologia e Biofísica/IAC) pela estruturação do arquivo de dados meteorológicos e apoio nas discussões, bem como por suas valiosas lições além da vida científica; ao Dr. Mário José Pedro Júnior (Centro de Pesquisa e Desenvolvimento de Ecofisiologia e Biofísica/IAC), pela assistência e encorajamento necessários ao início da programação do cálculo especializado do balanço hídrico; aos Eng. André Ricardo de Melo e Wander José Pallone Filho (FEAGRI/UNICAMP), respectivamente, pela decodificação e georeferência da imagem de altitude; ao Dr. Jurandir Zullo Júnior (CEPAGRI/UNICAMP) pela captura e corte da imagem RADARSAT-1; ao Dr. Orivaldo Brunini (Centro de Pesquisa e Desenvolvimento de Ecofisiologia e Biofísica/IAC) pelo fornecimento dos dados meteorológicos; ao DAEE pela manutenção e operação dos postos de coleta; ao CNPq pela bolsa concedida à Dra. Angélica Giarolla Picini.

Aos incansáveis colegas Ludmila Alexandra dos Santos Sarraipa e Ivan Paulo Mendes Negreiros, pelas numerosas intervenções de geoprocessamento e cartografia ao longo do desenvolvimento deste e de outros projetos.

Este trabalho advém de atividades relacionadas ao projeto de pesquisa para o Zoneamento Edafo-Climático do Café no Estado de São Paulo. MINITABTM é uma marca da Minitab Inc. nos Estados Unidos e outros países e foi usada neste trabalho com a permissão do fabricante.

RESUMO

Neste trabalho, são apresentadas metodologias de processamento de dados de temperatura e precipitação, desenvolvidas para a geração de mapas digitais de variáveis agroclimáticas. A proposta metodológica baseia-se na operação de bases digitais espacializadas com recursos de Sistemas de Informação Geográfica (SIG). A espacialização prévia das variáveis básicas foi feita de maneira individual e otimizada, com inserção de informações do relevo para melhoria dos planos de informação gerados. O mapeamento foi elaborado com vistas a estudos regionais na escala 1:1.000.000, com dados termo-pluviométricos do Estado de São Paulo. A espacialização da temperatura foi feita com modelos de regressão, calculados mensalmente em relação a latitude e à altitude, com dados altimétricos do sensor RADARSAT-1. Os dados pluviométricos foram interpolados com subsídio de análises geoestatísticas da variabilidade e da anisotropia, estratificadas em função da predominância de alinhamentos no relevo em estruturas direcionais diferentes. Sobre estes planos foram aplicadas funções de SIG para o cálculo de variáveis agroclimáticas. Foram obtidos planos de informação de elementos do balanço hídrico, bem como de fatores climáticos de modelos de degradação agrícola de solos e água. São apresentados mapas mensais e anuais das variáveis: armazenamento de água no solo, evapotranspiração real, excedente hídrico, deficiência hídrica, erosividade (Equação Universal de Perda de Solos) e fator Beta (Modelagem da Perda de Produtividade de Solos). Estão apresentadas também as linhas de comando dos procedimentos desenvolvidos, na estrutura de programas de lote, ou linguagem de macro.

GEOPROCESSING OF AGROCLIMATOLOGICAL INFORMATION

ABSTRACT

This work presents methodologies for processing temperature and rainfall data, developed to generate digital maps agroclimatic variables. The methodological approach is based on the operation of previously spatialized databases in Geographical Information Systems (GIS). Data spatialization step was optimized individually for each basic variable, with the insertion of elevation data to improve quality of the rasterized information. Map generation was projected to support regional studies in the 1:1,00,000 scale, with temperature and rainfall data of São Paulo State. Temperature was mapped through regression models, monthly calculated in respect to latitude and elevation maps derived from RADRSAT-1 data. Rainfall data were interpolated with guidance of geostatistical analysis of variability and anisotropy, stratified according to the local prevailing of relief alignments into different directional structures. GIS functions were applied on these raster databases for the calculation of agroclimatic variables. Information layers of the water budget elements, as well as the climatic factors of agricultural land and water degradation models, were obtained. Monthly and annual maps of the following variables were shown: soil water storage, real evapotranspiration, water excess and deficit, erosivity (Universal Soil Loss Equation) and Beta (EPIC: Erosion-Productivity Impacto Calculator). Also shown were the command lines of the developed procedures, which were structure in batch job, or macro language, programs.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	15
1.1 – <u>Temperatura</u>	16
1.2 – <u>Precipitação</u>	19
1.3 – <u>Balanço hídrico</u>	21
1.4 – <u>Indicadores climáticos da erosão</u>	27
<u>CAPÍTULO 2 - DESENVOLVIMENTO</u>	37
2.1 – <u>Recursos computacionais</u>	37
2.2 – <u>Dados de Entrada</u>	37
2.3 – <u>Preparação dos planos de informação básicos</u>	38
2.3.1 – <u>Altimetria</u>	38
2.3.2 – <u>Temperatura</u>	46
2.3.3 – <u>Precipitação</u>	53
2.4 – <u>Geoprocessamento de informações agroclimáticas</u>	61
2.4.1 – <u>Balanço Hídrico</u>	61
2.4.2 – <u>Erosividade</u>	67
2.4.3 – <u>Fator beta</u>	68
<u>CAPÍTULO 3 - RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>	73
3.1 – <u>Planos de informação básicos</u>	73
3.1.1 – <u>Altimetria</u>	73
3.1.2 – <u>Temperatura</u>	74
3.1.3 – <u>Precipitação</u>	77
3.2 – <u>Mapas de Elementos do Balanço Hídrico</u>	80
3.3 – <u>Erosividade</u>	100
3.4 – <u>Fator beta</u>	102
<u>CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES</u>	109
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	111
<u>APÊNDICE A - LINHAS DE COMANDO PARA A GERAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO DE TEMPERATURA</u>	121
<u>APÊNDICE B - LINHAS DE COMANDO PARA A GERAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO</u>	123
<u>APÊNDICE C - LINHAS DE COMANDO PARA O CÁLCULO ESPECIALIZADO DO BALANÇO HÍDRICO</u>	125
<u>ANEXO I – TABELAS PARA O CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL</u>	131

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Os sistemas de informações geográficas (SIG) lidam com dados espaciais e tabulares, sendo ferramenta bastante útil em estudos de planejamento agrícola, principalmente em pesquisas que envolvem modelagem de variáveis numéricas com espacialização geográfica. Os trabalhos de mapeamento de variáveis agronômicas via SIG indicam a viabilidade da aplicação espacializada dos modelos desenvolvidos a partir de conhecimentos e experimentos localizados, que pode ser traduzida em operações matemáticas escalares e de sobreposição entre imagens digitais (Eastman, 1995).

O mapeamento estadual de informações importantes ao empreendimento agrícola, como o balanço hídrico e a erosividade, entre outros, requer a manipulação numérica de mapas de temperatura e precipitação pluvial, altamente favorecida quando operada em ambiente digital. A geração desses mapas com técnicas de geoprocessamento permite ainda que se avaliem, durante o processo, as particularidades numéricas e espaciais da variável, que caracterizarão a precisão do mapa final. As vantagens da geração de mapas em SIG (atualização automática; armazenamento de valores contínuos; edição; flexibilidade de escala; manipulação digital; metodologia objetiva; testes de precisão) não poderiam ser atingidas através da simples reedição dos mapas das mesmas variáveis anteriormente publicados (Camargo et al., 1974 e Minas Gerais, 1980). Uma vez desenvolvida livre da subjetividade de processos interpretativos, as metodologias de geração de mapas de variáveis climáticas por geoprocessamento podem ser aplicadas em iniciativas recentes de zoneamentos similares (Carvalho Jr. et al., 2001, Araújo & Assad, 2001; Pandolfo et al., 2001). Com fins igualmente práticos, pesquisas recentes com dados meteorológicos em SIG (Tommaseli et al., 1999, Baldo et al., 2000 e Wrege et al., 2001, por exemplo) lidaram com a espacialização dos dados climáticos de variadas formas.

1.1 Temperatura

A temperatura do ar, entre outras variáveis climáticas, é responsável por significativas variações de produtividade nas lavouras. A magnitude da resposta das culturas a esses elementos meteorológicos depende do estágio fenológico no qual a planta se encontra. O conhecimento dessas variáveis climáticas torna-se fundamental em estudos de planejamento agrícola e em análises de adaptação de culturas a determinadas regiões com características distintas. A temperatura do ar é um elemento que pode ser simulado, entre outras formas, por modelos que consideram apenas a latitude e a altitude do local. Pinto et al. (1972), Coelho et al. (1973), Pereira et al. (1973) e Pinto & Alfonsi (1974) estimaram a temperatura média mensal a partir de regressões múltiplas para os Estados de São Paulo, Minas Gerais, Paraná e Rio de Janeiro, respectivamente. Mais recentemente, Camargo e Ghizzi (1991) apresentaram uma metodologia para a estimativa da temperatura média mensal para a região Sudeste do Brasil e, especificamente para o Estado de São Paulo, Pedro Júnior et al. (1991) desenvolveram modelos de simulação para a temperatura média mensal máxima e mínima baseados em regressão múltipla, com exceção da região litorânea.

O geoprocessamento de dados altimétricos, neste contexto, representa uma importante forma de obter planos de informação relacionados à temperatura. A manipulação digital de modelos espacializados de altimetria, os chamados Modelos Digitais de Elevação (MDE), trazem uma série de vantagens técnicas e operacionais para a geração e manuseio de planos de informação de temperatura. Dessa e de várias outras aplicações dos MDE, decorre toda uma frente de pesquisa e desenvolvimento.

Embora existam MDE de várias origens, as curvas de nível constituem uma importante fonte de dados para sua construção, visto que dessa maneira numerosos trabalhos de SIG integram mapas topográficos a outros planos de informação. Essencialmente, este processo consiste na digitalização dos dados topográficos e sua posterior interpolação, quando as elevações são estimadas ponto a ponto de uma grade regular para seu armazenamento sistemático (Valeriano, 2002). Por outro lado, a utilização de bases topográficas digitais obtidas por sensores orbitais vem sendo apontada como uma

alternativa de grande interesse para suprir a carência de mapeamentos, sobretudo na África, Oceania e América do Sul. Áreas cobertas com mapeamentos sistemáticos são também beneficiadas à medida que a preparação do material cartográfico para o processamento em SIG demanda mão-de-obra e tempo.

A informação topográfica de RADAR tem sido de comprovada importância para estudos de geomorfologia (Robinson et al., 1978; Ross & Moroz, 1997, Toutin & Laurence, 2000). O Modelo Numérico do Terreno (MNT, ou Modelo Digital de Elevação-MDE) formado pelos dados RADARSAT-1 constitui uma base topográfica importante para estudos que requeiram geoprocessamento em escala estadual. Embora grande parte das aplicações desenvolvidas em SIG para manipulação de dados topográficos tenham sido desenvolvidas para escalas detalhadas (Wang & Yin, 1998), este plano de informação apresenta demanda e potencial estratégicos para o reconhecimento de domínios morfoclimáticos em escala regional (Miliarensis, 2001). Desdobramentos do dado topográfico RADARSAT-1 poderão ser elaborados para atender à demanda de informações para geoprocessamento através do desenvolvimento de metodologias apropriadas de análise digital desse MNT (Turcotte et al., 2001, Thompson et al., 2001).

Trabalhos recentes têm pesquisado o potencial de informação de bases topográficas mundiais obtidas por sensoriamento remoto, como o GTOPO30 (Miliarensis & Argialas, 1999), MOMS-02 (Konecny & Schiewe, 1996) e o RADARSAT-1 (Toutin & Laurence, 2000). Entretanto, deve-se considerar três critérios para avaliar produtos de sensoriamento remoto quanto à sua utilização como base cartográfica: exatidão planimétrica, exatidão altimétrica e perceptibilidade/detectabilidade das feições a serem mapeadas. Uma vez que o terceiro critério é por si o principal alvo da pesquisa metodológica em sensoriamento remoto e geoprocessamento, a adequação das imagens orbitais de altimetria para fins cartográficos depende do atendimento aos dois primeiros.

O critério planimétrico deve ser atingido com o processo de georreferência (Eastman, 1995), para o qual os SIG dispõem de recursos específicos, designados ao preparo de qualquer produto de sensoriamento remoto. Embora as bases topográficas digitais

mundiais tenham sido georreferenciadas antes de sua disponibilização, a exatidão planimétrica atinge níveis aceitáveis em escalas continentais, que podem estar inadequados quando se consideram porções menores da superfície terrestre. Além da correção geométrica em si, o processo de georreferência em SIG calcula e fornece as figuras de mérito relativas à exatidão planimétrica do produto final.

Na imagem de relevo sombreado da altimetria fornecida pelo RADARSAT-1, foram observados picos de altimetria inexistentes na informação topográfica constante em produtos cartográficos consagrados. Tal efeito foi observado em numerosos pontos da região oeste do Estado, em torno do rio Paraná, da linha de Assis a Votuporanga, se estendendo pelo Estado de Mato Grosso do Sul. As feições sugeridas por este efeito, referidas por artefatos, não correspondem à realidade do terreno, representando sério comprometimento da exatidão altimétrica nos locais em que ocorrem. Exames detalhados dessas ocorrências permitiram verificar que algumas correspondem a localidades onde existiam torres de antena de rádio à época dos levantamentos para cartografia sistemática (em torno de 1965), conforme registrado em folhas topográficas 1:250.000 (Figura 1.1).

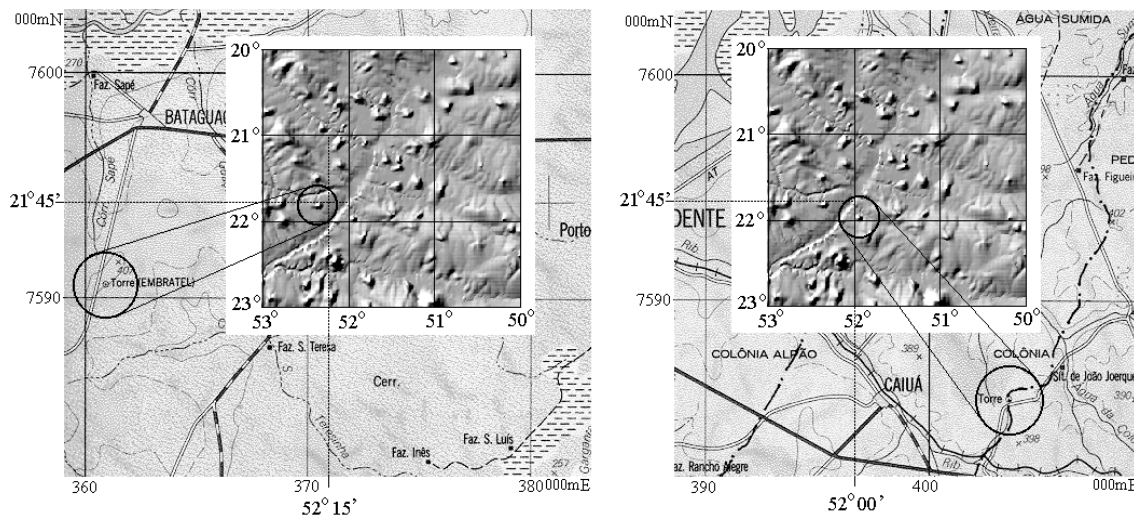


FIGURA 1.1 - Correspondência entre os artefatos na imagem (detalhe) e a presença de torres: torre Embratel , município de Bataguá (esq.); torre no município de Caiuá (dir.). Folha IBGE (1:250000) SF-22-V-D.

Numa perspectiva de utilização do modelo topográfico gerado pelo RADARSAT-1 para mapeamentos com base em seus valores de altitude, é necessário remover estes

artefatos. Em alternativa à correção artesanal, em que se modifica cada feição individualmente, existe a possibilidade de um tratamento digital para resolver o problema. Embora uma correção ideal exija a reposição das cotas após uma inuciosa verificação em mapas, é possível tratar a imagem de modo simples para eliminar os artefatos, interpolando posteriormente os valores de sua vizinhança.

1.2 Precipitação

Mather (1974) ilustra o efeito da densidade de postos de coleta de dados sobre as isoietas (Figura 1.2) com o exemplo de uma tempestade (16/17 de julho de 1950, na região central de Illinois, EUA). Partindo dessas observações, espera-se que irregularidades na densidade de distribuição dos postos podem ser encobertas pelo processo de interpolação, num mapeamento em escala regionalizada. Após a interpolação, as áreas cobertas por uma baixa densidade de postos de coleta terão padrão de distribuição de isoietas semelhantes a áreas em que os níveis se apresentem realmente uniformes.

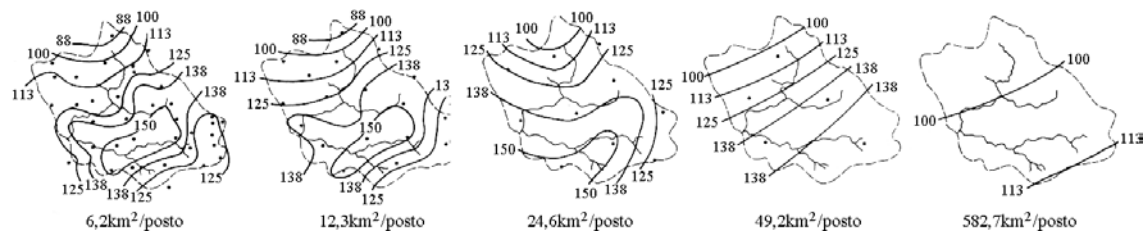


FIGURA 1.2 - Efeito da densidade de postos nas isoietas (Adaptado de Mather, 1974).

Os programas associados aos SIG possuem uma série de recursos de interpolação para a formação de imagens numéricas a partir de dados pontuais. Embora dotados de diversos algoritmos de interpolação, grande parte dos aplicativos de SIG traz de fábrica uma configuração *default* para realizar interpolações ponderando os pontos pelo Inverso do Quadrado da Distância (IQD) em relação ao local estimado (Watson, 1994). Ao se optar por outro interpolador (linear ou krigagem, por exemplo), este também se configura automaticamente, na falta de especificações. As configurações *default* permitem que

qualquer usuário de SIG possa utilizar estes interpoladores sem que necessite tomar conhecimento do processo executado, chegando assim a seu objetivo.

Entretanto, interpolações requerem, a rigor, o conhecimento da estrutura de variabilidade espacial do conjunto de dados, sob risco de se criarem resultados indesejáveis. Há uma série de trabalhos de pesquisa específicos para o desenvolvimento de métodos para gerar mapas de dados pluviométricos com técnicas de geoprocessamento mais confiáveis, embora menos expeditas. Dirks et al. (2000) e Borga & Vizzaccaro (1997) relataram o desempenho de algoritmos de interpolação para a precipitação pluvial, concluindo os últimos a superioridade da krigagem em situações de fraca densidade de dados.

Jeffrey et al. (2001) elaboraram uma base digital de dados climáticos da Austrália, no qual sofisticadas técnicas de krigagem foram requeridas em especial para os dados pluviométricos. A krigagem perfaz a estimativa dos valores da variável nos pontos de grade ponderando as observações experimentais em função do *alcance*, da *escala* e do *efeito pepita* do semivariograma, calculado com análise geoestatística (Burrough, 1987). O *alcance* representa o raio de influência dos pontos amostrados sobre sua vizinhança, indicado pela distância na qual a semivariância se estabiliza. O valor de interseção do semivariograma com o eixo y corresponde ao *efeito pepita*, que é a estimativa da variação espacialmente aleatória. A amplitude restante corresponde à componente espacialmente correlacionada, que será referida aqui como *escala*, de acordo com a terminologia encontrada em aplicativos de interpolação. A altura então atingida corresponde à variância máxima dos dados, englobando a variação aleatória (pepita) junto com a componente espacialmente correlacionada (escala). Dados com efeito pepita grande em relação à escala indicam a ocorrência de variações abruptas em curtas distâncias e apresentam, portanto, fortes restrições para sua interpolação e conseqüente mapeamento (Valeriano & Santos, 2002). Por outro lado, a generalização cartográfica (Robinson et al., 1978), necessária para representar dados com excessiva aleatoriedade espacial, pode ser atingida pela incorporação deste efeito na interpolação, controlando-se assim a possibilidade de desvio das estimativas em relação aos dados observados com critério geoestatístico.

Quando a variabilidade espacial dos dados ocorrer da mesma maneira em todas as direções, o comportamento é chamado de isotrópico. Se não, é chamado anisotrópico. A isotropia ocorre em situações em que não há um controle direcional atuando na forma do padrão espacial (Burrough, 1987). Os dados de precipitação pluvial, enquanto relacionados ao relevo por diversos mecanismos, são tipicamente anisotrópicos, em função das formas de relevo aliado à dinâmica das massas de ar que condicionam a ocorrência do fenômeno pluvial. Uma ilustração desse efeito, retirada do Atlas de Recursos Naturais da Colúmbia Britânica por Bruce & Clark (1969), mostra que a variação local dos níveis de precipitação acompanha a superfície topográfica do relevo, embora os níveis absolutos possam apresentar uma variação regional independente (Figura 1.3).

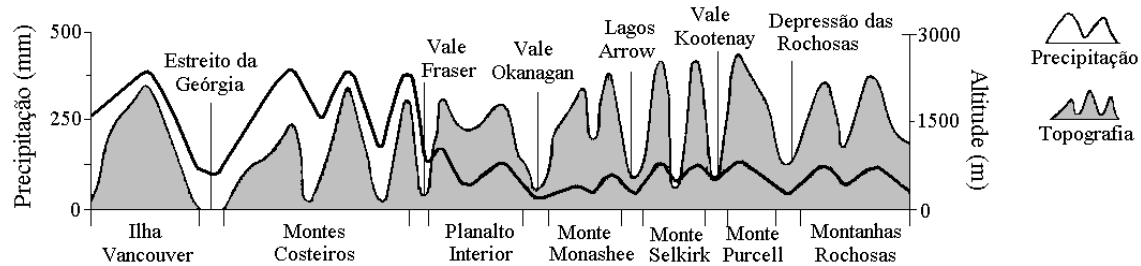


FIGURA 1.3 – Efeito da topografia sobre a precipitação através do sudoeste da Colúmbia Britânica (Adaptado de Bruce & Clark, 1969).

A inclusão de tais premissas permitem que a espacialização dos dados possa atenuar os efeitos da densidade irregular ou mesmo baixa, através da incorporação de informações do relevo para melhorar ou uniformizar o detalhamento das isoietas. A incorporação do efeito da topografia na krigagem dos dados pluviométricos tem se mostrado interessante para aumentar a fidelidade dos mapas (Goovaerts, 2000, Wotling et al., 2000).

1.3 Balanço hídrico

A contabilidade da água envolvida nas trocas entre os sistemas solo, atmosfera e planta, bem como sua distribuição dentro de parâmetros estabelecidos é chamada de Balanço hídrico. Sua interpretação conduz a estimativas de ganho, perda e armazenamento de água pelo solo.

Sob o ponto de vista da planta, os processos básicos envolvidos em um balanço hídrico são: a absorção, a condução e a perda de água para a atmosfera. Para que o balanço hídrico da planta seja mantido a níveis razoáveis, ou seja positivo, é necessário que as taxas a que estes três processos ocorrem se ajustem. O balanço torna-se negativo sempre que a absorção de água for inferior à transpiração. Se os estômatos diminuírem a sua abertura devido a este déficit, então a transpiração pode diminuir sem que haja alteração na absorção e um balanço próximo de zero pode ser restabelecido após uma passagem transitória por valores positivos. Assim, o balanço hídrico de uma planta está continuamente a oscilar entre desvios positivos e negativos. Estas oscilações podem ser de curta ou de longa duração.

Ao climatologista, o balanço hídrico interessa pelos aspectos fitotécnicos relativos sobretudo à implantação de culturas agrícolas, ao planejamento da irrigação e drenagem e às possibilidades de captação das águas superficiais em reservatórios. Outros interesses advêm dos processos de degradação de solos e água, à medida em que fornece informações relacionadas à possibilidade de lixiviação e escoamento superficial. Segundo Sentelhas et al. (2003), o balanço hídrico climatológico de Thornthwaite & Mather (1955) é mais frequentemente apresentado na escala mensal e para um ano médio, ou seja, o balanço hídrico cíclico, elaborado a partir das normais climatológicas de temperatura média e chuva do local. Mencionam ainda que o balanço hídrico climatológico é um instrumento agrometeorológico útil e prático para caracterizar o fator umidade do clima, sendo sua utilização indispensável na caracterização climática e também, na definição da aptidão agrícola da região estudada. Na forma de imagens digitais, os elementos do balanço hídrico podem ser prontamente integradas com outros planos de informação, tais como solo, relevo, incluindo-se dados de sensoriamento remoto, sobretudo relativos à cobertura e uso do solo.

Muitos trabalhos aplicam o balanço hídrico a estudos de geoprocessamento, sobretudo a Zoneamentos Agrícolas em escalas variadas, geralmente estadual. Tais estudos utilizam planos de informação criados mediante interpolações dos elementos do balanço hídrico calculados pontualmente em cada posto meteorológico. Os planos de informação resultantes são classificados de acordo com as necessidade de determinadas culturas,

com vistas ao mapeamento da aptidão climática. À parte de algumas vantagens e desvantagens técnicas e operacionais, a proposta de se operar o balanço hídrico sobre modelos numéricos de seus dados de entrada permite que esta espacialização prévia seja feita independentemente, respeitando-se as características de estrutura e variabilidade espacial de cada dado. Esta independência permite, por sua vez, que a criação dos planos de informação básicos seja otimizada caso a caso.

No presente estudo, são aplicados os procedimentos para cálculo do balanço hídrico pelo método de Thornthwaite & Mather (1955), embora seja feita a ressalva de que outros métodos estejam disponíveis e sejam igualmente eficientes. O método compreende uma série de operações realizadas entre médias mensais de temperatura e precipitação, visando ao cálculo dos elementos do balanço hídrico e permite comparar, quantitativamente e numa mesma escala de unidades, dois elementos opostos: a precipitação e a evapotranspiração. Com isso, o fator hídrico do solo pode ser tratado de uma forma contábil e torna-se possível estimar a disponibilidade hídrica para a vegetação, bem como, as deficiências nos períodos secos e chuvosos (Camargo, 1966).

Para uma determinada cultura, as raízes exploram uma certa profundidade de solo, que pode variar segundo a espécie e seu estágio fenológico. Uma vez que solos argilosos têm capacidade de retenção de água maior do que solos arenosos, a água disponível na faixa de profundidade explorada pelas raízes varia em função da textura. A variável fundamental do solo no cômputo no balanço hídrico, a Capacidade de Água Disponível (CAD) do solo, é definida por uma diferença entre os níveis de umidade correspondentes à Capacidade de Campo (quantidade máxima de água retida, contra a força da gravidade) e ao Ponto de Murcha Permanente (umidade sob a qual a planta não sobrevive). A seguinte expressão define a CAD:

$$CAD=0,01(CC\%-PMP\%) d z \quad 1.1$$

em que CAD é a capacidade de água disponível (mm); CC% é a capacidade de campo (%); PMP% é o ponto de murcha permanente (%); d é a densidade global aparente do solo; e z é a profundidade do volume explorado pelo sistema radicular.

Os elementos básicos de entrada do balanço hídrico são as médias mensais de temperatura (T) e de precipitação (P). Com estes elementos dispostos em colunas de uma tabela, inicia-se com o cálculo da evapotranspiração não corrigida (ET), obtida em tabela (Anexo I), em função da temperatura mensal e anual. Em função da latitude do local e da época do ano, calcula-se um fator de correção (COR) pela expressão $COR=N*ND/12$, onde N é o fotoperíodo e ND é o número de dias do período considerado. Com este fator, obtém-se a evapotranspiração potencial (EP), igual ao produto $ET*COR$. O passo seguinte é a subtração da evapotranspiração potencial (EP) da precipitação (P), obtendo-se o elemento $P-EP$, que mantém o sinal positivo ou negativo.

As duas próximas colunas, negativo acumulado (NAC) e armazenamento (ARM) são feitas simultaneamente.

Nos meses chuvosos, os valores de $P-EP$ são positivos, enquanto que nos meses secos $P-EP$ é negativo, representando perda potencial de água nesse caso. Portanto, no decorrer do ano, há um conjunto de valores positivos seguido de valores negativos de $P-EP$. Existem portanto, duas alternativas bem definidas: uma quando a soma dos valores positivos (chamaremos de M) é maior ou igual à soma dos valores negativos (N); outra, quando ocorre a situação inversa, conforme descrevem Pereira et al. (1997). Assim:

Primeiro caso: quando a soma anual de $P - EP \geq 0$. Isto significa que a soma dos valores positivos de $P-EP$ é igual ou maior que a soma dos valores negativos. Nessa situação, no fim do período chuvoso, o solo está plenamente abastecido de água, isto é, o armazenamento (ARM) se iguala à capacidade de água disponível (CAD), ou $ARM=CAD$. Quando se inicia o período seco, o ARM do primeiro mês será dado pela equação:

$$ARM = CAD \exp [- L/CAD] \quad 1.2$$

com $L = - (P-EP)$ daquele mês. Se no próximo mês também apresentar valor negativo de $P-EP$, o ARM deste mês será dado pelo valor acumulado de L, denominado NAC (negativo acumulado). Essa seqüência se repete até o fim do período seco. Quando

aparecer um mês com valor positivo de P-EP, o ARM desse mês será igual à soma de P-EP ao ARM do mês anterior. Conhecendo-se ARM, utiliza-se a equação 2 para calcular o respectivo L (=NAC). Isso se repete até ARM se igualar à CAD, quando L = 0.

$$\text{Ln} [\text{ARM} / \text{CAD}] = - L / \text{CAD} \quad 1.3$$

Segundo caso: soma anual de P-EP < 0. Essa é uma característica de regiões onde as chuvas, geralmente, se concentram em poucos meses, quando P – EP é positivo. Mesmo nessa situação, se a CAD adotada for menor que o somatório (M) dos valores positivos de P-EP, isto é, CAD <= M, o cálculo funciona como se a soma anual de P-EP >=0 (conforme descrito acima). No entanto, se a CAD > M, então ARM nunca será igual à CAD, mesmo no fim do período chuvoso. Portanto, os valores iniciais de ARM e L serão desconhecidos, e são necessárias algumas manipulações algébricas para que seja possível a realização do balanço hídrico climatológico. Para facilitar o desenvolvimento matemático, no caso quando CAD > M, é melhor expressar a equação 1 na forma adimensional, isto é:

$$\alpha = \exp[-\lambda] \quad 1.4$$

em que

$$\alpha = \text{ARM} / \text{CAD} \quad \text{e} \quad \lambda = L / \text{CAD} \quad 1.5$$

Sejam N e M as somas dos valores mensais, respectivamente, negativos e positivos de P-EP. Tornando-os também adimensionais tem-se:

$$n = N / \text{CAD} \quad \text{e} \quad m = M / \text{CAD} \quad 1.6$$

No último mês do período úmido, λ é um valor desconhecido que será representado por x, isto é, $\lambda = x$. No fim da estação seca, λ será igual ao valor inicial da estação (x) menos o total negativo acumulado durante o período seco (n), ou seja, $\lambda = x - n$. No fim da estação seca, α também será desconhecido, mas igual a

$$\alpha = y = \exp [-\lambda] = \exp [-x + n] \quad 1.7$$

Lembrando que, no caso, o balanço hídrico é cíclico e para um “ano médio”, no fim da estação úmida α será igual ao armazenamento final da estação seca (y) mais o total positivo acumulado (m) durante o período úmido, isto é:

$$\alpha = y + m = \exp [-x] \quad 1.8$$

$$\exp [-x+n]+m = \exp [-x] \quad 1.9$$

o que resulta em:

$$x = -\text{Ln} [m / 1 - \exp (n)] \quad 1.10$$

que é a solução procurada para o negativo acumulado ($L = x \text{ CAD}$) no último mês da estação úmida, com o respectivo ARM. No entanto, só se aplica a eq. 9 quando m é menor do que $1 - \exp(n)$, ou quando $M < \text{CAD}$, ou seja, quando o somatório anual dos valores positivos de $P - EP$ for menor do que a CAD adotada.

Após preencher as colunas de NAC e ARM, continua-se com as demais, uma por vez. A alteração (ALT) do nível de armazenamento em um mês é calculada como a diferença entre ARM do mês em questão e o ARM mês anterior. A evapotranspiração real (ER) é calculada sob duas condições:

$$1) \text{ ER} = \text{EP} \text{ quando } P - \text{EP} > 0 \quad 1.11$$

$$2) \text{ ER} = P + |\text{ALT}| \text{ quando } \text{ALT} < 0 \quad 1.12$$

A deficiência hídrica (DEF) de um mês é a diferença entre EP e ER, sempre que o solo não estiver plenamente abastecido. Reciprocamente, o excedente hídrico (EXC) ocorre com armazenamento pleno (quando $\text{ARM} = \text{CAD}$) e calculado nesse caso, como:

$$\text{EXC} = (P - \text{EP}) - \text{ALT} \quad 1.13$$

A perspectiva de cálculo especializado do balanço hídrico requer a incorporação de todas as variantes do balanço hídrico, para contemplar os diferentes padrões sazonais possíveis por toda a extensão da área estudada. Uma alternativa é a aplicação dos diferentes cálculos em paralelo, para uma posterior seleção das áreas em que cada modalidade é pertinente, seguido de uma concatenação dos resultados correspondentes. Do ponto de vista do geoprocessamento, tais cálculos requerem operações escalares

(entre uma imagem e um número), sobreposições (entre duas ou mais imagens) e transformações numéricas (logaritmos e exponenciais de uma imagem, por exemplo). A concatenação dos diferentes resultados poderá ser feita mediante a sobreposição ordenada de produtos destes com booleanas apropriadas a cada caso.

Uma vantagem potencial, possibilitada pelo cálculo espacializado, é a operação do balanço hídrico utilizando um plano de CAD, espacializado em função das diferentes condições de solo. Embora exista metodologia para estimativa dessa variável (Arruda et al., 1987), as informações publicada nos mapeamentos pedológicos não contemplam essa possibilidade, embora as informações levantadas o façam.

1.4 Indicadores climáticos da erosão

Em regiões tropicais ou subtropicais úmidas, como o território paulista, a erosão mais pronunciada se dá pela ação das chuvas, sendo a sua intensidade um fator muito importante. O processo erosivo pode ser considerado em três etapas: desagregação, transporte e deposição. A desagregação é provocada pelo impacto das gotas da chuva sobre o solo nu, havendo o rompimento dos agregados da superfície. O escoamento superficial da água transporta as partículas desprendidas na primeira fase do processo erosivo. Na seleção de práticas de conservação do solo, em áreas cultivadas, uma importante ferramenta é a estimativa das perdas de solo por erosão hídrica, através de equações empíricas, para a identificação das áreas de risco de erosão

O impacto da difusão do uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) sobre as metodologias de planejamento agrícola não esteve limitado às questões de velocidade e praticidade de integração dos dados. Um dos reflexos qualitativos decorrente do uso de SIG foi a flexibilização (de escalas, critérios e demais condições de operação). Outro reflexo foi o desenvolvimento de métodos baseados no cálculo da degradação de solos e água através do geoprocessamento de dados do meio físico.

Estas cartas vêm sendo obtidas em caráter experimental, havendo necessidade de aprimoramentos e testes no sentido de possibilitar sua efetiva aplicação no planejamento da ocupação agrícola. Portanto, em várias áreas da pesquisa de solos e recursos naturais

há trabalhos dedicados à determinação precisa de variáveis utilizadas em modelos de aplicações diversas, para a validação dos resultados e procedimentos.

Equação Universal de Perda de Solo (EUPS)

A Equação Universal de Perda de Solo, ou *Universal Soil Loss Equation* - USLE (Wischmeier & Smith, 1978) é um modelo de larga aceitação, devido à sua simplicidade de aplicação e flexibilidade funcional. Todos os fatores empregados são passíveis de obtenção a partir de dados disponíveis em cartografia e levantamentos feitos para regiões agrícolas. Foi desenvolvida com vistas à aplicação prática por técnicos e administradores. Embora esteja estruturada de maneira linear, a concepção funcional da equação permite o refinamento do cálculo em função de avanços na determinação de seus fatores. Há, neste contexto, uma ampla frente de pesquisa, com vários trabalhos em metodologia de determinação de cada fator, podendo-se destacar estudos relativamente recentes visando ao cálculo em áreas extensas, como o de Price (1993) (dados Landsat/TM aplicados na determinação do fator C, de cobertura vegetal) e Rocha et al. (1996) e Valeriano & Garcia (2000), (geoprocessamento para o cálculo do fator L, de comprimento de rampa). Partes da equação permitem o cálculo de aspectos correlatos da erosão, servindo a EUPS, desse modo, de base para outros modelos envolvendo perdas de solo.

Trabalhos de geoprocessamento voltados à conservação de solos e água contrapõem os fluxos recíprocos de diagnóstico e planejamento. Tomando-se a estrutura clássica da Equação Universal de Perda de Solos – EUPS (Wischmeier & Smith, 1978; Bertoni & Lombardi Neto, 1992), tem-se que o diagnóstico das perdas (A) causadas pela erosão corresponde ao produto dos fatores de solo (erodibilidade – K), de chuva (erosividade – R), da topografia (LS) e de cobertura e manejo (CP). O planejamento é a estimativa inversa de algum desses fatores, quando se estabelece um nível tolerável de perda (T), em relação aos demais. Como exemplo, pode-se planejar o terraceamento (LS) em função de R.K.CP ou a cobertura/manejo (CP) do terreno em função de R.K.LS (produto conhecido como Potencial Natural de Erosão), respectivamente, atendendo-se às relações:

$$LS = T / (R K CP) \quad 1.14$$

$$CP = T / (R K LS) \quad 1.15$$

Em analogia à EUPS, novos modelos foram desenvolvidos, dos quais se destacam, pela sua ampla difusão e por incluírem a estimativa do material depositado que ocorre nos perfis côncavos e convexos das vertentes, o modelo *Erosion Productivity Impact Calculator* – EPIC (Sharpley & Williams, 1990), que pode ser usado para determinar o efeito de estratégias de manejo agrícola sobre os recursos hídricos e a produtividade de solos; *Water Erosion Predict Project* – WEPP (Flanagan & Nearing, 1995), que se baseia em simulação numérica para estimar a erosão do solo; *Agricultural Non-Point Source Pollution* – AGNPS (Young et al., 1989), desenvolvido para modelar a distribuição da poluição agrícola no terreno; e *Areal Nonpoint Source Watershed Environmental Response Simulation* – ANSWERS (Beasley & Huggins, 1982), que simula o escoamento superficial e a erosão em microbacias predominantemente agrícolas. Apesar dos limites e restrições atribuídos à EUPS (Ranieri et al., 1998), esta continua sendo o principal modelo aplicado em estudos de erosão de microbacias por geoprocessamento. A estrutura da EUPS permite que, espacializados os fatores em mapas individuais, o restante do cálculo pode ser feito com operações simples de sobreposição, permitindo simulações de cenários (Castro & Valério Filho, 1997) e inversão do modelo (Nogueira et al., 2000).

Todos estes modelos levam em conta explícita ou implicitamente a proteção do solo pela cobertura vegetal frente à ação da chuva. No diagnóstico espacializado da erosão por geoprocessamento, as classes de uso do solo são levantadas por sensoriamento remoto e associadas a um fator de proteção do solo, definido pela cultura e seu manejo, a ser operado na equação (Donzeli et al., 1992).

A erosividade representa o potencial erosivo acumulado das precipitações ocorridas no período considerado, expresso em MJ/ha. O dado usado é o **EI** ($\text{MJ.h.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$) ou índice de erosão da chuva, que equivale ao produto de **Ec**, ou energia cinética da chuva ($\text{MJ.mm}^{-1}.\text{ha}^{-1}$), pelo **I₃₀** (mm.h^{-1}) ou intensidade máxima da chuva em 30 minutos. Segundo Bertoni & Lombardi Neto (1992), esse produto representa um fator que integra

os efeitos de impacto, salpico e turbulência das gotas de chuva, que provocam a desgregação do solo, com o potencial de produção de escoamento, que promove a remoção e transporte das partículas de solo. Acumulando-se o **EI** para o período de tempo considerado, obtém-se o fator **R** correspondente. Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) apresentaram uma aproximação de grande valor prático para a estimativa da erosividade a partir de médias mensais de precipitação:

$$EI_i = 89,823 (P_i^2/P_T)^{0,759} \quad 1.16$$

Onde EI_i é a erosividade no mês i (MJ.mm/ha.h), P_i é a precipitação média mensal do mês i (mm) e P_T é a precipitação total anual (mm). De acordo com recomendações de Valeriano et al. (2002), a equação deve ser aplicada sobre os dados previamente espacializados, devido à observação de variados padrões de distribuição espacial da precipitação ao longo do ano.

Modelo EPIC (*Erosion-Productivity Impact Calculator*)

EPIC (*Erosion Productivity Impact Calculator*) consiste em um conjunto de modelos matemáticos desenvolvido nos Estados Unidos, com a finalidade de quantificar a relação entre erosão e produtividade das culturas. Trata-se, portanto, de equações baseadas em componentes físicos para simular a erosão (Sharpley & Williams, 1990; López, 1991; Rao et al., 2000) e avaliar a sustentabilidade da capacidade produtiva do solo. É considerado como um modelo amplo em aplicações. Os simuladores de dados meteorológicos do EPIC foram utilizados para avaliar o impacto do El Niño na agricultura do Norte da América e constatou-se que o EPIC explicou 87% do total da variação histórica da produtividade em uma amostra de produtores (Izaurre et al., 1999). Aplicado em sua forma mais ampla, os componentes considerados na análise são: hidrologia, clima, erosão do solo, nutrientes, práticas de cultivo, temperatura do solo, aspectos econômicos e cultura, totalizando assim, diferentes módulos de processamento dos componentes citados em amplo processo de interação. Na Tabela 1.1 são descritos resumidamente os dados de entrada, de saída e exemplos de aplicações do EPIC.

TABELA 1.1 - Resumo dos dados de entrada, saída e possíveis aplicações dos resultados simulados pelo EPIC.

Entradas	Clima: chuva, temperatura máxima ou mínima do ar, vento, umidade relativa do ar, radiação solar (diários) Solo: características da localidade e dados físicos e químicos do solo. Manejo agrícola: todas as informações sobre o tratamento e informações da cultura.
Saídas	Perda de solo e da produção agrícola em função da erosão Balanço de água (evapotranspiração potencial, infiltração e outros) e de nutrientes do solo. Crescimento de culturas (diários) e produção agrícola. Os dados são fornecidos conforme a descrição das características
Aplicações	Avaliação de períodos secos ou chuvosos para a agricultura Impacto de perda do solo Análise de mudanças climáticas em grande escala Planejamento em escala de propriedades rurais Efeitos da translocação de agrotóxicos e nutrientes sobre a qualidade da água

Fonte: http://www.usf.uni-kassel.de/waves/szenarien/mosdel_pt.pdf

Uma das maiores dificuldades na aplicação desses modelos é a obtenção de dados de entrada confiáveis, entre eles, os dados meteorológicos (Meinke et al., 1995). Juntamente com a preocupação em ajustar modelos de simulação para determinados locais, está a tentativa de espacialização das entradas e saídas do modelo para escalas regionais, úteis no planejamento agrícola. Nesse sentido, os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) constituem-se em tecnologia de interesse estratégico, cujo potencial para a análise de informações e representação cartográfica de diferentes aspectos ambientais oferece importantes recursos para o entendimento desses problemas.

Williams et al. (1990) discute a possibilidade de desenvolvimento e refinamento dos componentes individuais dos simuladores do EPIC. Trabalhos como Stockle et al. (1992), Cooter & Dhakhwa (1995) e Easterling et al. (1996), entre outros, são exemplos de adaptações dos simuladores de dados meteorológicos do EPIC às condições dos locais de interesse.

Embora tenha sido testado e aplicado para diversas localidades em diferentes países, incluindo o Brasil (Sentelhas et al., 2001), não há relatos sobre a parametrização e avaliação da sensibilidade dos simuladores dos dados meteorológicos de entrada do EPIC para as condições nacionais. Uma vez que esses simuladores são considerados parte primordial entre os demais módulos do EPIC por abrangerem processos

dinâmicos, há a necessidade de avaliação e ajuste nos modelos de simulação das variáveis meteorológicas de entrada para as condições de cada local estudado. As variáveis precipitação pluvial, temperatura e radiação solar necessárias como entradas fundamentais no gerador de dados meteorológicos do EPIC são utilizadas para cálculos de escoamento superficial da água, erosão do solo, transporte químico de nutrientes e outros processos do sistema solo-planta.

Os modelos do EPIC são designados para preservar a dependência no tempo, a correlação interna e as características sazonais que existem nos dados observados para as localidades estudadas a fim de computar os coeficientes mensais. Precipitação e vento são gerados independentemente de outras variáveis. Por outro lado, as temperaturas máxima e mínima e a radiação solar são condicionados à ocorrência de dias secos ou chuvosos (Richardson & Nicks, 1990).

O modelo de probabilidades de sequências de dias úmidos e secos utilizado no EPIC foi desenvolvido por Nicks (1974) e trata-se de uma Cadeia de Markov (Gabriel & Neumann, 1962) de primeira ordem, com dois estados: seco ou “dry” (D) e úmido ou “wet” (W). Esse modelo é formulado nos termos da ocorrência ou não de chuva em determinado dia e não na quantidade de chuva. Nesse caso, trata-se de um tipo de modelagem que descreve o sistema como um processo caracterizado pelos seus estados e a forma pela qual eles se alternam.

As estimativas dessas probabilidades, portanto, são as proporções de ocorrência de precipitação observadas, dadas as condições dos dias antecedentes. Considerando dois estados de transição, sendo um dia úmido (W) e um dia seco (D), tem-se as seguintes seqüências de probabilidades : W|W (úmido/úmido), W|D (úmido/seco), D|W (seco/úmido) e D|D (seco/seco). Segundo Sansigolo (1988), os parâmetros a serem estimados são, portanto, as probabilidades de transição $p(t)$, ou seja, as probabilidades de chuva no dia (t) condicionais ao estado $i(0|1)$ do dia (t-1). Pode ser considerado portanto, conforme Gabriel & Neumann (1962):

$$P1 = P(\text{dia úmido} | \text{dia seco anterior}) \quad 1.17$$

$$P0 = P(\text{dia úmido} | \text{dia úmido anterior}) \quad 1.18$$

Conforme discutem Geng et al. (1986), embora as magnitudes de flutuação sobre o tempo e espaço de duas probabilidades tendam a ser diferentes, $P(W|W)$ é normalmente maior do que $P(W|D)$. Em adição, o peso da média $P(W)$ segue uma tendência similar de mudanças sobre diferentes períodos e locais, sugerindo uma relação linear entre essas probabilidades. Explorando essas possibilidades, Geng et al. (1986) computaram as probabilidades transicionais baseadas em vinte anos de dados para 31 locais nos Estados Unidos. Observou-se forte relação linear entre $P(W|D)$ e as frações de dias úmidos. Além disso, essa relação pareceu ser independente para cada localidade. Uma similar tendência também existiu entre as frações $P(W|W)$ e as frações de dias úmidos, com somente uma variação ligeiramente maior. Uma análise de regressão foi então avaliada para cada localidade separadamente e, posteriormente, para os dados combinados. A alta correlação entre $P(W|D)$ e as frações de dias úmidos obtidos resultaram na seguinte equação:

$$P(W | D) = \beta * P(W) \quad 1.19$$

Para as condições testadas:

$$P(W | W) = 0.75 * P(W) \quad 1.20$$

onde: $P(W|D)$ é a probabilidade de transição de um dia úmido para um dia seco; $P(W)$ é a probabilidade de dias úmidos; β (beta) é um fator de ajuste dessa transição. Para as condições climáticas dos Estados Unidos, β apresenta o valor de 0.75 como sendo satisfatório para a estimativa de $P(W|D)$, conforme Sharpley & Williams (1990).

Beta (β) seria então o coeficiente de inclinação da reta, com valor 0.75. Esse valor foi então adotado para o modelo de precipitação considerado no EPIC e segundo Sharpley & Williams (1990) responde satisfatoriamente para as localidades nos E.U.A. Entretanto, segundo Geng et al. (1986) em função da variação sazonal da chuva ao longo do ano, a Cadeia de Markov poderia ser melhor aplicada para cada mês separadamente.

Para o cálculo de $P(W)$, utiliza-se a equação:

$$PW = \frac{NWD}{ND} \quad 1.21$$

onde: PW é a probabilidade de ocorrer um dia úmido, NWD é o número de dias úmidos e ND é o número total de dias do mês. De acordo com a metodologia apresentada pelo EPIC, considerou-se no presente estudo que um dia com chuva ou úmido deveria apresentar valores iguais ou superiores a 0.2 mm (Richardson & Nicks, 1990). A partir dessas definições, a probabilidade de dia úmido seguido de dia úmido pode ser calculada segundo Sharpley & Williams (1990):

$$NW = NWD + NWW \quad 1.22$$

$$NW = ND * P(W | D) + NW * P(W | W) \quad 1.23$$

$$NW - NW * P(W | W) = ND * P(W | D) \quad 1.24$$

$$NW - ND * P(W | D) = NW * P(W | W) \quad 1.25$$

$$P(W | W) = \frac{[NW - ND * P(W | D)]}{NW} \quad 1.26$$

$$P(W | W) = \frac{1.0 - P(W | D) * ND}{NW} \quad 1.27$$

$$P(W | W) = \frac{1.0 - \beta * P(W) * (N - NW)}{NW} \quad 1.28$$

$$P(W | W) = 1.0 - \beta * P(W) * \left[\frac{1}{P(W) - 1} \right] \quad 1.29$$

$$P(W | W) = 1.0 - [\beta - \beta * P(W)] \quad 1.30$$

$$P(W | W) = 1.0 - \beta + P(W | D) \quad 1.31$$

onde: NW é o número de dias úmidos em um período; ND é o número de dias secos em um período; N é o número total de dias em um período; P(W|W) é a probabilidade de transição de dia chuvoso|chuvoso e P(W|D) é a probabilidade de transição de um dia chuvoso para dia seguinte seco. O fator β se apresenta como uma variável de interesse para a adaptação do indicador climático relativo à precipitação para diferentes locais de interesse. Embora tenha sido estabelecido originalmente como um valor constante, as relações com a precipitação indicam sua variabilidade espacial e temporal.

CAPÍTULO 2

DESENVOLVIMENTO

2.1 Recursos computacionais

Os seguintes programas foram utilizados:

- *MINITAB*TM (Minitab Inc., 1995): análises estatísticas;
- *VarioWin* (Pannatier, 1996): análises geoestatísticas;
- *Surfer* (Golden Software Inc., 1995): interpolações; e
- *Idrisi* (Eastman, 1995): geoprocessamento.

2.2 Dados de entrada

Os dados de 378 postos termo-pluviométricos do DAEE, (1962 a 1992), foram estruturados em arquivo de registros do tipo $x, y, z_1, z_2, \dots, z_n$, onde x, y são as coordenadas geográficas (latitude e longitude), z_1 a cota altimétrica e z_2-z_{13} as temperaturas médias mensais dos meses do ano.

As estimativas de precipitação pluvial para os postos termo-pluviométricos do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) foram elaboradas no Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas (CIIAGRO) do Centro de Ecofisiologia e Biofísica do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), para o projeto de “Regiões Agroecológicas para reorganização da cafeicultura no Estado de São Paulo”, vinculado ao Programa Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (PNP&D/Café).

Os dados de altimetria provieram de uma base topográfica mundial, elaborada a partir de dados de sensoriamento remoto, no formato de imagem. A imagem foi copiada da rede mundial de computadores diretamente do endereço da agência espacial RADARSAT (www.radarsat.com), que esteve disponível até meados de 2000. Na área do Estado de São Paulo, a imagem apresentou pixels retangulares de dimensões em

torno de $0,00833 \times 0,00863$ graus (aproximadamente 1km no terreno), o que dificulta o tratamento adequado da mesma, bem como sua integração com outros planos de informação. A captura do arquivo de dados RADARSAT-1 consistiu da seleção da área de interesse e o respectivo corte do arquivo, correspondente ao retângulo envolvente do Estado de São Paulo. O arquivo foi transformado para o formato do SIG, no qual se converteram os referenciais de *datum* Geodésico para Córrego Alegre (Elipsóide Internacional) antes de ser analisado e processado.

2.3 Preparação dos planos de informação básicos

2.3.1 Altimetria

De todo o pré-processamento (Figura 2.1), duas operações, em essência, foram aplicadas sobre os dados da imagem RADARSAT-1 até a obtenção de uma imagem de altimetria corrigida: a remoção dos artefatos e a georreferência., conforme detalhado em Valeriano et al. (2002). A obtenção de uma imagem dos canais de drenagem por derivação constituiu uma etapa acessória, apenas para possibilitar a georreferência.

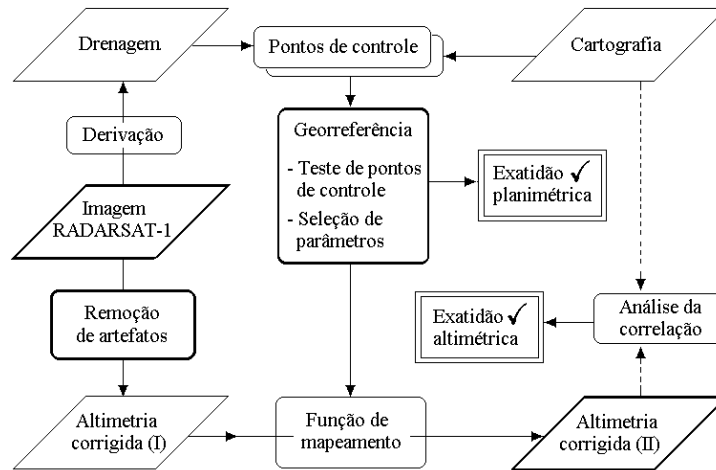


FIGURA 2.1 – Pré-processamento da altimetria a partir da imagem RADARSAT-1.

As figuras de mérito do produto deste processo são relativas à exatidão planimétrica e à exatidão altimétrica. A exatidão planimétrica foi avaliada durante o

georreferenciamento, uma vez que o Erro Quadrático Médio (EQM) é um indicador intrínseco do processo em si. A seleção dos parâmetros da georreferência, bem como dos pontos de controle, é coordenada pelo EQM resultante. A exatidão altimétrica foi avaliada com base em análises de regressão entre pontos amostrados sobre cartas topográficas e os níveis correspondentes da imagem de altimetria corrigida. Os pontos foram amostrados das cartas 1:250.000 (cerca de 5 pontos por folha), num total de 73 amostras semi-sistemáticas.

Para a extração dos pontos de controle para o georreferenciamento, foi utilizada a Base Cartográfica do Estado de São Paulo Escala 1:1.000.000 (IGC, 1982), com Elipsóide Internacional de referência, *datum* horizontal Córrego Alegre (MG) e *datum* vertical Marégrafo Imbituba (SC), compilado da Carta do Brasil Escala 1:250.000 (IBGE, 1974;1975;1976). Os dados de altimetria usados para avaliar a exatidão altimétrica foram extraídos das folhas 1:250.000 do Estado, nas cruzetas de referência presentes nos mapas. A tomada da altimetria desses pontos foi feita de uma forma expedita, através de interpolação visual entre as curvas de nível, que apresentam equidistância vertical de 50m e 100m conforme a folha. Casos ambíguos da leitura altimétrica foram descartados e substituídos.

A preparação da imagem deve prever uma estrutura geométrica de armazenamento dos dados passível de integração com outras informações na escala e na resolução desejadas. Portanto, o pixel teve suas dimensões retangulares originais modificadas para aquelas de um quadrado de 0,005° graus. Seguindo a documentação cartográfica (escala 1:1.000.000) existente do Estado, a projeção cartográfica escolhida foi Cônica Conforme de Lambert (Snyder, 1987), sistema de coordenadas Latitude/Longitude em graus. A estrutura geométrica definida para o armazenamento das imagens contendo todo o Estado com uma margem de segurança está resumida na Tabela 2.1.

TABELA 2.1 – Estrutura geométrica de imagem para o Estado de São Paulo

Eixo	Mínimo	Máximo	Resolução	Colunas/Linhas
x	-54° 00' 00"	-43° 30' 00"	0,005° (~500m)	2100
y	-26° 00' 00"	-19° 00' 00"	0,005° (~500m)	1400

A resolução adotada nessa estrutura garante que, na escala 1:1.000.000, o mapa apresente 200 pixels por grau geográfico (aproximadamente 0,54mm por pixel). Para a georreferência, foi aplicado sobre a imagem um procedimento especial para evidenciar canais de drenagem e divisores de água (Valeriano e Moraes, 2001), que são as feições topográficas notáveis do registro cartográfico. A coleta dos pontos de referência foi feita via monitor, utilizando-se o vetor correspondente à digitalização das fronteiras do Estado e seus principais rios. Foi possível identificar 72 pontos com correspondência entre a imagem de divisores e drenagem e a base cartográfica, os quais foram coletados sobre confluências e outras singularidades de rios. Análises prévias da georreferência levaram ao descarte de 8 desses pontos, tendo sido usados, portanto, 64 ao todo (Figura 2.2).

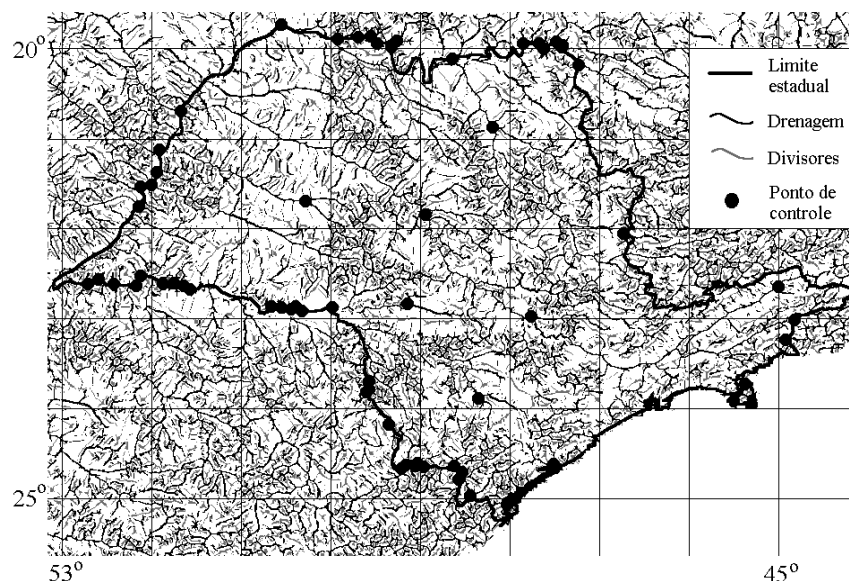


FIGURA 2.2 – Imagem de drenagem/divisores e pontos de controle utilizados para o georreferenciamento.

Foram testadas as funções de mapeamento linear, quadrática e cúbica, para a transformação das coordenadas. A análise dos Erros Quadráticos Médios (EQM) e verificações visuais levaram à seleção da função cúbica. A avaliação do georreferenciamento feita pelo SIG perfaz análise dos resíduos excluindo cada ponto de controle por vez, usando os demais para a transformação das coordenadas. A EQM é calculada com base na média desses resíduos. Selecionados os pontos de controle e os

parâmetros de operação sobre a imagem de drenagem, o processo foi repetido sobre a imagem de altimetria, após a correção dos artefatos. Para possibilitar diferentes aplicações desta base, a transferência dos valores de pixel para a nova estrutura foi feita pelo vizinho mais próximo e com reamostragem (interpolador bi-linear), armazenando-se os dois produtos. Conforme o objetivo e o funcionamento dos processos a que será submetida, um ou outro produto terá desempenho melhor.

A técnica desenvolvida para a remoção dos artefatos consistiu em (a) identificar os locais afetados; (b) eliminar sua área de influência; (c) exportar cotas altimétricas válidas; e (d) interpolar valores de cota. As etapas (b), (c) e (d) são procedimentos básicos de geoprocessamento, envolvendo as funções SIG reclassificação, sobreposição, conversão raster-vetor, exportação e interpolação. Foi necessário, entretanto, um desenvolvimento particularizado para a etapa (a) de identificação dos artefatos.

A identificação dos artefatos foi feita através da operação de filtros espaciais, elaborados especificamente para este fim. Filtros, aplicados na forma de janelas móveis sobre imagens digitais, podem ser arbitrariamente dimensionados, atribuindo-se à célula (pixel) central o resultado de um polinômio definido pelos pesos atribuídos aos pixels vizinhos. Esta operação é repetida por toda a imagem, resultando numa imagem com novos valores. Os filtros utilizados neste trabalho foram dimensionados em 21 linhas por 21 colunas, e fazem uma comparação entre as cotas dos quatro cantos em relação à cota central (Figura 2.3). A escolha de sua dimensão foi baseada na área de influência em torno dos artefatos, observada sob grande ampliação. Para reconhecer os artefatos, tipicamente cônicos, são necessárias duas condições: o ponto central deve ser destacadamente superior em relação às bordas e estas devem estar relativamente no mesmo nível. As duas condições pressupõem limiares, que foram selecionados mediante testes com apreciação visual de seus resultados.

O modelo geométrico do artefato teorizado para o desenvolvimento dos filtros tem a forma de uma pirâmide. O primeiro filtro calcula a diferença de nível entre o pixel central e a base, resultando numa imagem, a qual chamaremos de *altura*; uma série de outros quatro filtros atribuem ao mesmo ponto central (em outra imagem) o desvio de

cada canto em relação à altitude média da base, formando quatro imagens, que foram sobrepostas para o cálculo do desvio padrão entre os cantos. A *altura* foi, diretamente, uma das condições pelas quais se identificaram os picos existentes na imagem. Testes permitiram estabelecer uma altura mínima de 70 metros como uma boa indicação inicial dos artefatos.

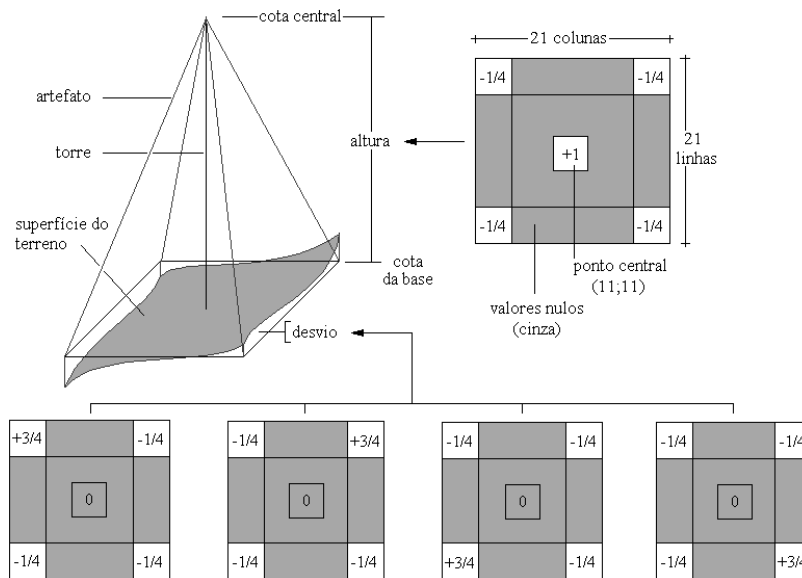


FIGURA 2.3 – Modelo geométrico dos artefatos e filtros espaciais para a sua identificação.

Uma nova sobreposição foi feita dividindo-se a imagem de *altura* pelo desvio padrão da base, resultando em valores (imagem *proporção*) que indicam a possibilidade de cada ponto corresponder a um formato cônico. Quanto maior o valor de *proporção*, maior a semelhança da superfície do terreno em relação a um formato cônico. Com limiares baixos, foram assinalados numerosos pontos, incluindo picos que realmente existem na topografia. Com limiares altos, somente os artefatos mais pronunciados foram assinalados. Os limiares foram testados até que se estabelecesse um valor crítico de *proporção* ao redor de 4 unidades. Fatiando-se nesse nível de corte e selecionando-se pontos de altura calculada maior do que 70 metros, foram definidas as áreas onde se encontram os artefatos.

Um procedimento especial foi isolar a região das serras do Mar e Paranapiacaba de todo o processo, pois o relevo acidentado dessa região não permitiu que se separassem artefatos de picos naturais. Na hipótese da presença de artefatos nessa região, estes foram deixados como estavam. Outro detalhe igualmente contornado no processo de correção foi a presença de uma formação local conhecida como Morro do Diabo, localizado na área de maior incidência dos artefatos, próximo ao Pontal do Paranapanema. Estas ressalvas foram feitas delimitando-se as áreas a serem mantidas através de imagens booleanas, que controlam a abrangência geográfica da correção, assim como de qualquer processamento.

Um operador de distância foi aplicado sobre os artefatos identificados para ampliar um pouco a área a ser removida, pois estas tiveram somente a porção central assinalada. As áreas removidas corresponderam, portanto, à região de influência das torres sobre a altitude sensoriada pelo RADAR. A remoção consistiu em atribuir valores nulos para as áreas assinaladas, mantendo-se o valor de cota original para o restante da imagem. No processo de exportação de dados para uma interpolação, os pixels de valores nulos são desprezados. O processo de interpolação foi feito sobre uma estrutura geométrica idêntica à original, de modo que os valores de altimetria fossem preservados onde não houvesse correção.

A georreferência foi sensivelmente favorecida com a derivação da imagem de altitude RADARSAT -1 na imagem de drenagem e divisores de água. Observou-se, no entanto, que os canais de drenagem evidenciados apresentaram largura de dois ou mais pixels, o que corresponde à precisão esperada dos pontos de controle. De fato, o processo resultou em Erro Quadrático Médio (EQM) de 0.018° (aproximadamente 1,8km no terreno ou 2mm no cartograma). Embora a resolução de armazenamento esteja em torno de 500m, a qualidade de georreferência atingida na escala do Estado abarca erros posicionais até cerca de 2km. Uma vez que esta medida corresponde a aproximadamente 4 pixels, estes erros devem causar desvios altimétricos absolutos, sobretudo em áreas de grandes declividades (Imhoff, 1982).

A superioridade das funções de mapeamento não-lineares, indicada durante o georreferência se deve à forte distorção, além do deslocamento, do produto RADARSAT em relação à base cartográfica. Apesar dos números razoáveis da aferição da georreferência, devido à função cúbica de mapeamento, erros posicionais importantes podem ocorrer nas áreas desprovidas de pontos de controle.

A técnica de remoção dos artefatos produzidos pelo RADARSAT-1 mostrou resultados satisfatórios e a imagem corrigida, após a interpolação, adquiriu o aspecto natural da topografia (Figura 2.4), coerente com o relevo da região afetada.

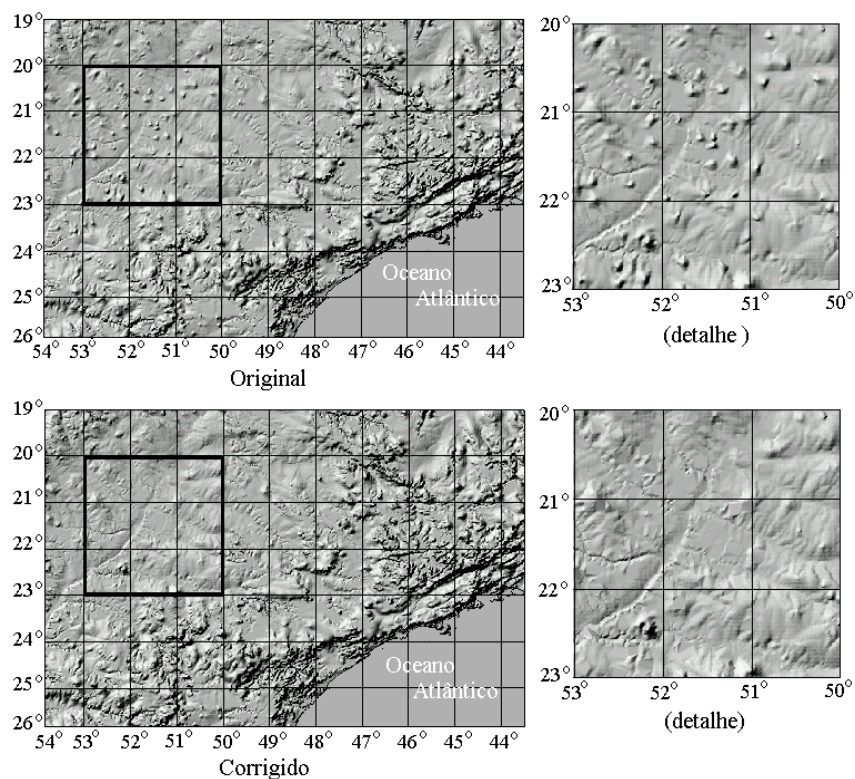


FIGURA 2.4 – Eliminação dos artefatos da imagem de RADARSAT-1.

Algumas implicações indesejáveis da remoção destes efeitos devem ser consideradas. A primeira é que as informações das áreas corrigidas são estimadas por interpolação das áreas vizinhas, ao passo que toda a informação restante provém de sensoriamento remoto. Visto que advêm de torres, estas feições ocorrem em pontos relativamente altos e planos, o que faz da interpolação da altitude circunvizinha uma prática razoável.

Apesar disso, a técnica apresentada pode descaracterizar ocasionais detalhes morfológicos do terreno em torno desses pontos. Uma vez que a identificação dos artefatos foi feita por processamento automático, sem uma rigorosa supervisão sobre os cartas topográficas, é possível que feições reais do terreno sejam eliminadas. Com problemas semelhantes, Miliareis & Argialas (1999) reconheceram artefatos sobre base topográfica similar (GTOPO30) e os corrigiram baseados no conhecimento da fisiografia local. O erro oposto (manutenção dos artefatos) também é possível em todo o Cinturão Orogênico do Atlântico, serras de Botucatu e São Roque, uma vez o processo não foi aplicado onde teria causado a remoção de feições topográficas reais.

A avaliação da exatidão altimétrica da imagem corrigida não mostrou diferenças entre os métodos de atribuição de cotas na georreferência, vizinho mais próximo e interpolação (Figura 2.5). A análise de correlação das imagens com as cartas topográficas resultou em coeficientes de determinação altos ($r^2 \sim 0,90$) e a regressão indicou uma relação mapa-imagem próxima da identidade (coeficiente angular 1 e constante nula), não se recomendando nenhum ajuste sistemático para este caso.

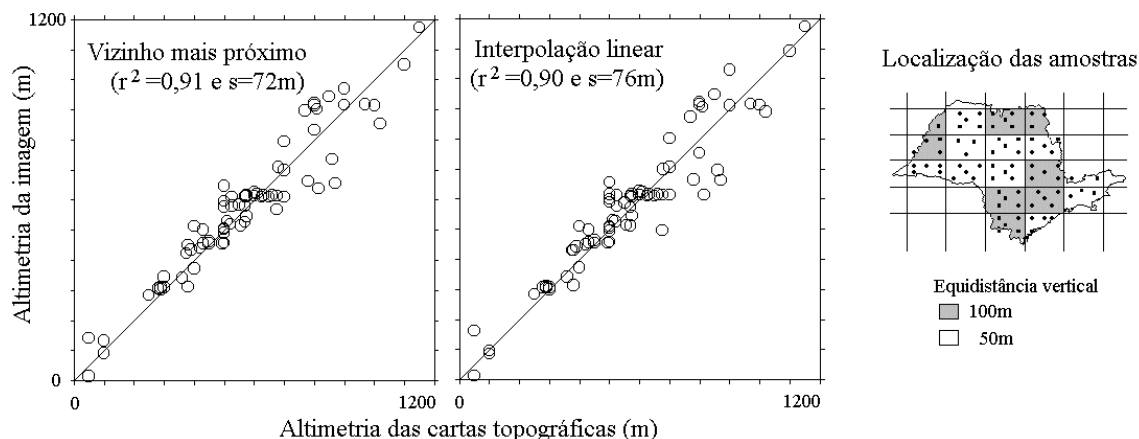


FIGURA 2.5 – Exatidão altimétrica da imagem em relação às cartas topográficas (r^2 : coeficiente de determinação; s: erro padrão).

Os níveis de erro padrão das duas imagens se apresentaram em torno de 75m, altura compatível com a equidistância vertical com que foram lidas as cotas altimétricas na verificação. Apesar da escala 1:1.000.000 de representação do terreno, este erro

equivaleria a um Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) classe C, ou inferior, se tomarmos como referência os mapas na escala 1:250.000. Estão incluídos nesse erro médio, além do erro de mapeamento em si, a imprecisão do método de leitura da altimetria sobre as cartas topográficas e o efeito do erro posicional da imagem. A dispersão se mostrou maior nos dados de maior altitude. No relevo paulista, essas áreas correspondem também a maiores declividades e, coerentemente (Imhoff, 1982), o coeficiente de determinação decresceu para cerca de $r^2=0,50$ quando se analisaram somente dados acima de 650m.

2.3.2 Temperatura

O estudo relatado a seguir teve como objetivo desenvolver uma metodologia para aplicar funções de análise de SIG à obtenção da temperatura do ar, visando ao mapeamento desse elemento meteorológico a partir de modelos de simulação. Foram avaliadas a distribuição e o número de amostras dos postos termo-pluviométricos, assim como a eficiência da operacionalização das funções do SIG para esse fim em todo o Estado de São Paulo. Posteriormente, foi verificado como os modelos se comportam diante dos diferentes compartimentos geomorfológicos do Estado. Foi estudada ainda a dinâmica dos estimadores de temperatura, buscando-se ampliar a aplicação dos modelos às estimativas decendiais (Valeriano & Picini, 2000).

Os dados meteorológicos foram separados em dois conjuntos, conforme a região geomorfológica considerada (Figura 2.6). O Estado foi dividido em duas regiões, dentro das quais se esperava uma uniformidade de resposta da temperatura média mensal em relação à altitude e à latitude. A primeira corresponde à Bacia Sedimentar do Paraná (unidade morfoestrutural), que abrange as unidades morfoesculturais Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica. A segunda região engloba indistintamente as unidades morfoestruturais Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas, abrangendo um número bem maior de unidades morfoesculturais (Ross & Moroz, 1997). Nesta região é esperado um efeito da continentalidade, de maneira diversa em relação à Bacia Sedimentar do Paraná, onde a temperatura do ar deve responder à altitude e latitude de maneira isolada. Além da proximidade com o oceano,

a segunda região é caracterizada pelas suas particularidades orográficas, marcada pelas encostas íngremes a partir das Planícies Litorâneas, além do relevo extremamente acidentado do próprio Planalto Atlântico (serras da Mantiqueira, Bocaina e Vale do Paraíba).

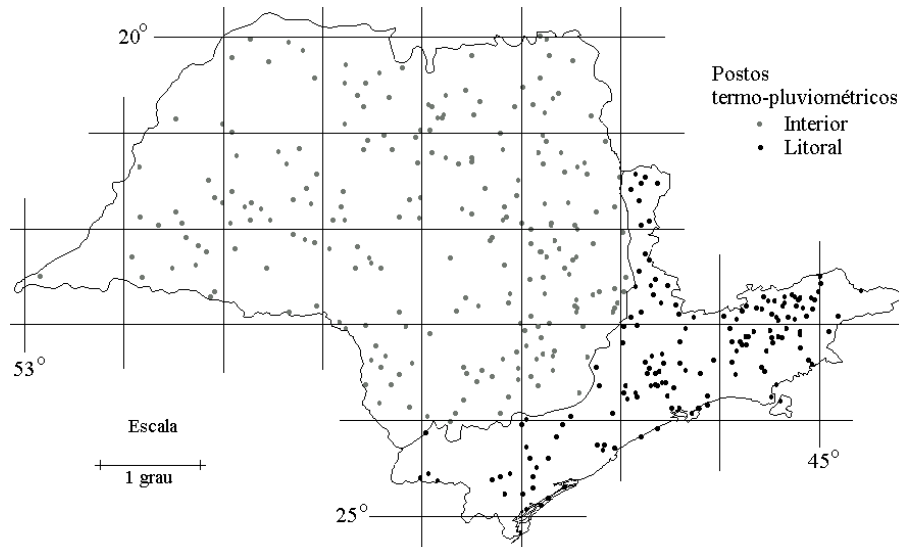


FIGURA 2.6 – Localização dos postos termo-pluviométricos do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) no Estado de São Paulo

Plotando-se a altitude contra a latitude dos postos termo-pluviométricos, observa-se uma distribuição irregular das condições de coleta de dados, verificando-se que os postos localizados em baixa altitude concentram-se no sul do Estado (Figura 2.7). Em cinza se observam as condições de todo o território do Estado, cuja distribuição suplanta aquela dos postos termo-pluviométricos. Verifica-se assim, por exemplo, que a planície litorânea, abaixo dos 200m de altitude, é representada por postos que ocupam, em grande maioria, o litoral sul, estando o litoral a norte de Santos pouco representado. Considerando a topografia do litoral, pode-se dizer que isto ocorre naturalmente, uma vez que a altitude aumenta rapidamente em direção ao interior no litoral norte, havendo planícies mais largas no litoral sul. Por outro lado, os postos de extrema altitude correspondem à região da serra da Mantiqueira. Estas condições exercem influência sobre as equações obtidas, restringindo a validade dos resultados encontrados dentro dos intervalos combinados de latitude, altitude e temperatura do ar.

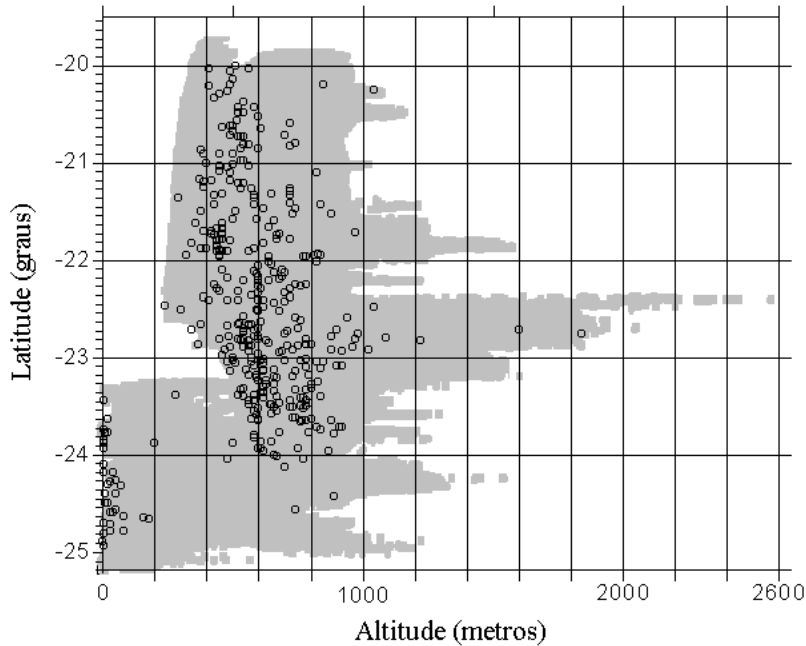


FIGURA 2.7 – Distribuição dos 378 postos (o) do DAEE-SP pelas condições de latitude e altitude do Estado de São Paulo (cinza)

Seguindo a formulação apresentada por Pedro Júnior et al. (1991), os dados foram ajustados de modo a se obterem equações de regressão múltipla do tipo:

$$y = a + bx + cx_1 \quad 2.1$$

onde y é a temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$); a , b e c são os coeficientes da equação de regressão; x é a altitude (m) e x_1 é a latitude (min).

Cada conjunto foi analisado mês a mês, aplicando-se uma análise de regressão múltipla em relação aos dois fatores, latitude e altitude, conforme o fluxo geral de processamento apresentado na Figura 2.8. Os valores de altitude das estações aplicados nas análises de regressão foram extraídos diretamente dos arquivos de dados do DAEE. Para manter uniformidade com a metodologia apresentada por Pedro Júnior et al. (1991), as coordenadas de latitude foram transformadas de graus para minutos. Foram avaliados, além das equações de regressão encontradas, o coeficiente de determinação (r^2), a significância de cada fator das equações de ajuste, a significância da regressão em si e o erro padrão de estimativa.

Os mapas foram gerados aplicando-se o par de equações (litoral+interior) de cada mês sobre as imagens de altitude e latitude para formar, inicialmente, dois mapas. A parte útil de cada um foi isolada da outra, cujos valores foram anulados. Isoladas, as duas partes puderam então ser somadas (sem sobreposição), formando o território do Estado em uma única imagem, com as duas regiões calculadas conforme as respectivas equações. Embora os resultados tenham sido designados para a utilização direta dos valores de temperatura de forma contínua, sua visualização em mapa requereu a classificação em estratos de 2°C.

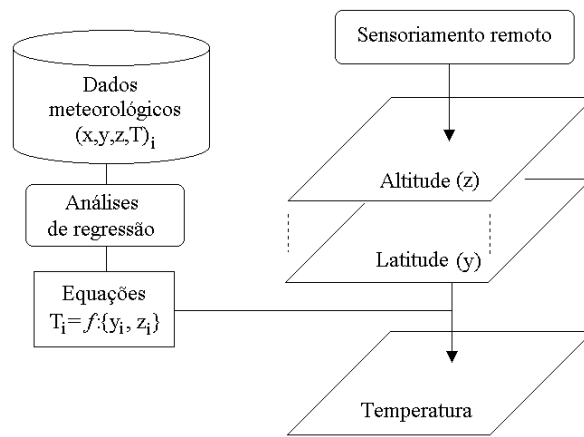


FIGURA 2.8 – Fluxo geral de processamento adotado para obtenção dos mapas de temperatura média mensal.

As equações de regressão múltipla da temperatura do ar em relação à latitude e à altitude foram obtidas em cada mês para as duas regiões consideradas, e estão representadas nas Tabela 2.2 e 2.3, *Litoral* e *Interior*, respectivamente. Junto a cada equação, estão registrados o erro padrão da estimativa (s) e o coeficiente de determinação (r^2). As significâncias dos estimadores das equações estão assinaladas nas mesmas, classificando-se a probabilidade de $Pr > t$ em 1% (**), 5% (*) e não significativo (ns). A sensibilidade dos modelos encontrados em relação a cada fator (altitude e latitude) pode ser indicada pelo módulo do coeficiente angular correspondente.

Observou-se que todas as regressões foram significativas a 1% de probabilidade, embora o coeficiente de determinação tivesse sido sistematicamente menor para a área

do Litoral. Também para o Litoral, nos meses de verão, a influência da latitude foi não-significativa (janeiro a março) e significativa a 5% de probabilidade (dezembro). As entradas de massa de ar frio, que atuam na influência da latitude, diminuem durante os meses de verão. Dezembro, entretanto, ainda sofre esses efeitos, principalmente no sul da região litorânea. O erro padrão foi também sistematicamente maior nessa região. O desempenho inferior no *Litoral* pode ser explicado por um menor número de pontos submetidos à análise, porém deve-se considerar com maior importância o fato da área ter sido definida abrangendo unidades morfológicas diferentes. A área do *Interior*, como definida, compreendeu uma região mais uniforme, sendo a temperatura, portanto, melhor correlacionada ao cálculo.

TABELA 2.2 – Coeficientes do modelo utilizado para estimativa das médias de temperatura e avaliação de sua significância estatística pelos testes t e F e erro padrão - (I): área do *Interior*

mês	constante	Coeficiente angular da altitude	coeficiente angular da latitude	erro padrão (s)	Coeficiente de determinação (r^2)
jan	32,5**	- 0,00542**	- 0,00372**	0,4369	0,738**
fev	32,3**	- 0,00559**	- 0,00335**	0,4443	0,736**
mar	34,2**	- 0,00562**	- 0,00516**	0,4334	0,774**
abr	36,7**	- 0,00559**	- 0,00862**	0,4225	0,831**
mai	36,5**	- 0,00545**	- 0,01020**	0,4152	0,852**
jun	37,6**	- 0,00537**	- 0,01200**	0,4071	0,874**
jul	38,3**	- 0,00527**	- 0,01280**	0,4091	0,879**
ago	44,3**	- 0,00552**	- 0,01580**	0,4847	0,874**
set	48,1**	- 0,00523**	- 0,01760**	0,4516	0,899**
out	45,8**	- 0,00533**	- 0,01500**	0,4414	0,885**
nov	40,1**	- 0,00555**	- 0,01020**	0,4459	0,835**
dez	35,8**	- 0,00560**	- 0,00654**	0,5194	0,729**

Os coeficientes de determinação das Tabelas 2.2 e 2.3 sugerem a conveniência de se dividir a área do *Litoral* em regiões uniformes. Entretanto, espera-se que os ganhos sejam compensados pelo menor número de postos por região, principalmente quando se considera que estão englobados o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas, em grande número de unidades morfoesculturais. Deve-se considerar também a complexidade orográfica, além da própria presença do oceano, por imprimirem componentes de variação na temperatura do ar independentes da latitude e altitude. Mais do que uma nova segmentação da área, estas características recomendam

que se incluam outras variáveis, tais como ângulo de exposição e continentalidade, nas análises de regressão. Para o presente trabalho, a avaliação dos modelos para o *Litoral* pode ser considerada satisfatória, dentro do contexto de zoneamento edafo-climático para a cultura do café, de âmbito estadual e que lhe deu origem.

TABELA 2.3 – Coeficientes do modelo utilizado para estimativa das médias de temperatura e avaliação de sua significância estatística pelos testes t e F e erro padrão - (II): área do *Litoral*

mês	constante	coeficiente angular da altitude	coeficiente angular da latitude	erro padrão (s)	coeficiente de determinação (r^2)
jan	31,6**	- 0,00539**	- 0,00291 ^{ns}	1,218	0. 690**
fev	31,4**	- 0,00556**	- 0,00258 ^{ns}	1,247	0. 695**
mar	33,1**	- 0,00552**	- 0,00425 ^{ns}	1,245	0. 683**
abr	35,6**	- 0,00532**	- 0,00773**	1,207	0. 659**
mai	35,3**	- 0,00517**	- 0,00936**	1,169	0. 650**
jun	36,8**	- 0,00513**	- 0,01140**	1,163	0. 637**
jul	37,4**	- 0,00512**	- 0,01200**	1,162	0. 634**
ago	43,0**	- 0,00553**	- 0,01460**	1,258	0. 625**
set	46,9**	- 0,00523**	- 0,01660**	1,198	0. 610**
out	44,7**	- 0,00525**	- 0,01410**	1,191	0. 625**
nov	39,2**	- 0,00550**	- 0,00941**	1,239	0. 654**
dez	35,4**	- 0,00551**	- 0,00615*	1,241	0. 673**

Os coeficientes das duas áreas variaram de modo similar, com diferenças sistemáticas entre os coeficientes correspondentes (Figura 2.9). Apenas os coeficientes angulares da altitude apresentaram-se com padrões de variação relativamente diferentes para as duas áreas. Observou-se, também para este coeficiente, uma modificação abrupta de seus valores no mês de agosto. Assumindo-se uma continuidade temporal da variação destes coeficientes, o cálculo das médias decendiais de temperatura pode ser feito interpolando-se os coeficientes mensais, para cada dia central de decêndio (dia 5 ou 25 do mês).

Os traços verticais de grade centralizados nos nomes dos meses correspondem ao dia 15 de cada mês, ou seja, ao centro do 2^o decêndio do mês. Os traços à esquerda e à direita correspondem, respectivamente, aos dias 5 e 25 daquele mês (1^o e 3^o decêndio). Para o mapeamento da média de temperatura do ar do primeiro decêndio de maio, por exemplo, basta registrar os coeficientes encontrados graficamente no traço vertical de

grade imediatamente à esquerda do ponto central daquele mês. Os três valores (dos coeficientes angulares e da constante, Equação 2.1) determinados são aplicados, através da formulação de Pedro Júnior et al. (1991), com operações matemáticas e de sobreposição sobre a imagem de altimetria disponível da área estudada.

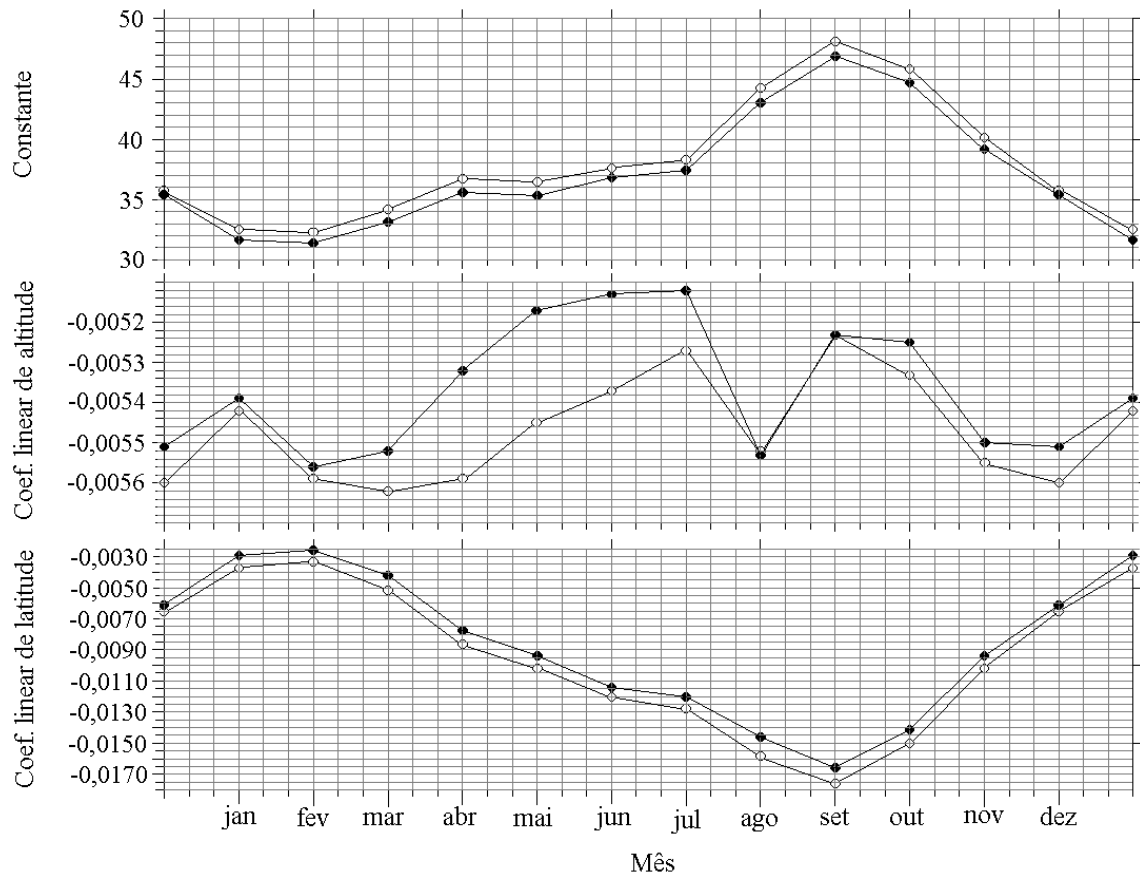


FIGURA 2.9 – Variação temporal dos coeficientes (coef.) de regressão para o cálculo das médias mensais de temperatura do ar nas regiões do Interior(●) e do Litoral (○).

Uma vez que os procedimentos de cálculos (operação das equações de regressão sobre as imagens de latitude e altitude), corte (das regiões do *Litoral* e *Interior*) e sobreposição (integralização do Estado) foram repetidos para os 12 meses, um programa de lote (“*Idrisi macro language*”) foi elaborado, modificando-se apenas os coeficientes (6 ao todo) entre um mês e outro (Apêndice A). O programa executa 186 linhas de comando (18 das quais são apenas para limpar os arquivos desnecessários), as quais envolvem as operações de sobreposição e adição de imagens, bem como adição,

subtração e multiplicação escalar de imagens. Este recurso permitiu o controle e a padronização das operações, além de possibilitar a repetição dos mapeamentos, caso seja necessário. Fazendo-se as mesmas análises com dados de temperaturas mínimas ou máximas, pode-se modificar os coeficientes no programa para realizar o mapeamento destas variáveis.

2.3.3 Precipitação

O estudo relatado a seguir apresenta o desenvolvimento de técnicas de análise e interpolação dos dados de precipitação mensal que contemplem as diferenças de anisotropia esperadas entre diferentes domínios geomorfológicos do Estado de São Paulo, com vistas à geração de mapas básicos de confiabilidade conhecida. As características da variabilidade espacial ao longo do ano serão observadas e suas conseqüências discutidas sob o ponto de vista do geoprocessamento de informações ligadas à precipitação pluvial.

Os dados dos 378 postos pluviométricos do DAEE (1962 a 1992) foram estruturados em arquivo de registros do tipo $x, y, z_1, z_2, \dots, z_n$, onde x, y são as coordenadas geográficas e z_1-z_{12} as precipitações pluviiais médias mensais dos meses de janeiro a dezembro. As análises seguiram um fluxo duplo, com os dados estratificados nas duas regiões (*Interior* e *Litoral*) até que as duas imagens interpoladas de cada mês fossem concatenadas (Figura 2.10). O fluxo foi desenvolvido em função das demandas observadas nos resultados, as quais eram incorporadas e os testes repetidos, até que se atingissem resultados aceitáveis.

Embora menos correlacionados à altimetria do que a temperatura, os dados de precipitação pluvial são reconhecidamente influenciados pela topografia. O efeito orográfico de terrenos montanhosos é promover a ascensão do ar, favorecendo a condensação através de resfriamento adiabático. Este efeito foi considerado a priori na estratificação dos dados segundo sua localização no Interior ou no Litoral.

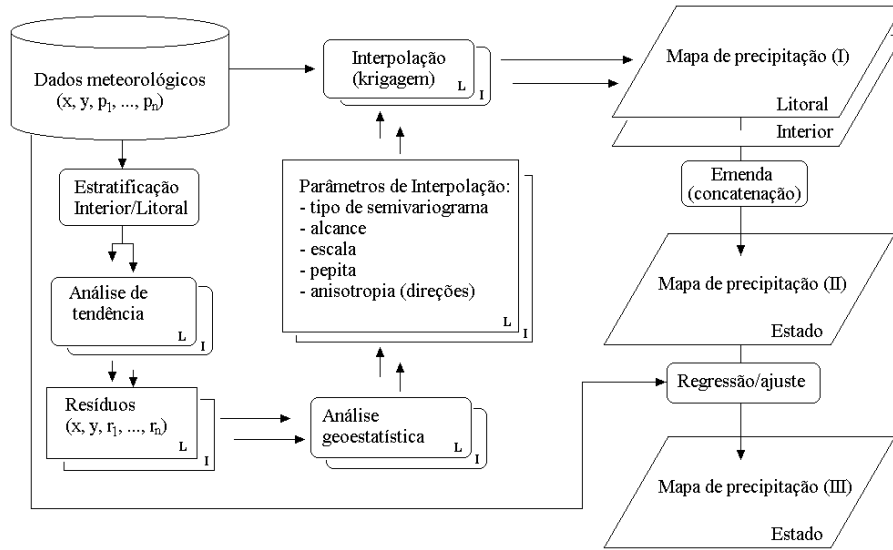


FIGURA 2.10 – Fluxo de dados para o mapeamento da precipitação pluvial média mensal.

A região do *Interior* (Bacia Sedimentar do Paraná), conforme definida, é caracterizada pelos vales dos rios Mogi-Guaçu, Pardo, Turvo, Tietê, Aguapeí, do Peixe e Paranapanema. Estes rios correm no sentido noroeste, predominando esta orientação, embora se possa considerar sua disposição ligeiramente radial partindo do centro do Estado. A conformação da topografia segue esta disposição, com um leque de divisores de água entre estes leitos. A região do *Litoral* foi estabelecida como o restante do Estado, constituindo-se principalmente do Cinturão Orogênico do Atlântico, englobando as Bacias Sedimentares Cenozóicas e Depressões Tectônicas. Nesta região, a morfologia apresenta orientação predominantemente a nordeste, do Planalto de Paraitinga e Paraibuna ao de Serra Negra e Lindóia, assim como nos Planaltos de Jundiá e São Roque. A Depressão do Médio Paraíba e as Planícies Litorâneas seguem esta conformação. Das grandes feições desta região, somente o Planalto de São Paulo e a depressão do Baixo Ribeira apresentam configuração isotrópica. As diferenças estruturais e de orientação do relevo entre esses compartimentos geomorfológicos sugerem graus e direções diferentes de anisotropia. Por isso, foram confeccionados semivariogramas direcionais para a seleção dos sistemas de eixos de anisotropia para cada condição pressuposta. Seleccionadas as direções, as análises geoestatísticas foram aplicadas definitivamente para a determinação dos parâmetros de interpolação.

Nas análises preliminares, foi observada tendência geográfica em quase todas as condições, havendo, portanto, a necessidade de se aplicar a análise geoestatística aos resíduos, quando da determinação dos parâmetros de krigagem a serem utilizados. Wotling et al. (2000) enfatizam esta necessidade como característica dos dados de precipitação pluvial. Numa primeira série de análises, selecionaram-se os eixos direcionais com base na semelhança/diferença entre semivariogramas correspondentes aos eixos ortogonais dos sistemas N-S/L-W e NE-SW/NW-SE. Havendo semelhança cruzada, elegeram-se ainda direções equivalentes aos dois sistemas de eixos ortogonais intermediários a estes. Os parâmetros de krigagem anisotrópica encontrados para cada região foram aplicados na interpolação em Surfer (Golden Software, 1995) de todos os dados, formando-se duas imagens do Estado para um mesmo mês. Importadas ao SIG Idrisi (Eastman, 1995), estas imagens foram emendadas através da soma ponderada das partes correspondentes, com um gradiente ao longo de uma distância de 1° (pelo sistema de coordenadas geográficas) em torno do limite entre as duas regiões (mapas da Figura 2.11). Esta técnica contornou efeitos pictóricos indesejáveis (artefatos) produzidos por eventuais contrastes entre as duas regiões, o que nos testes realizados produziu feições angulosas no limite.

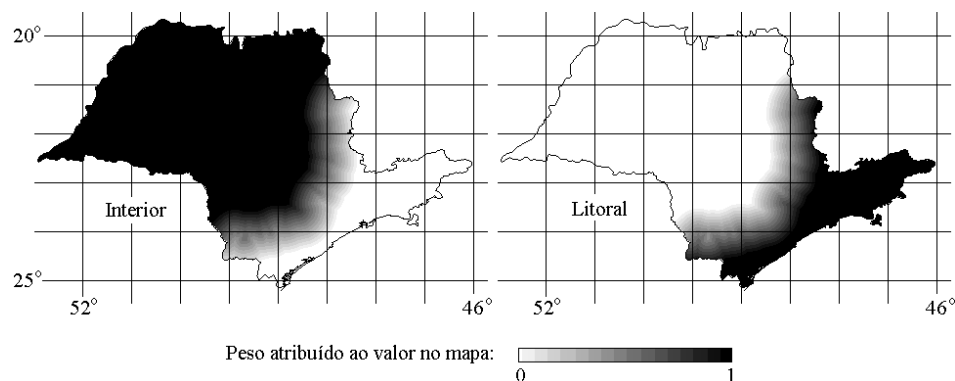


FIGURA 2.11 – Distribuição dos pesos aplicados na somatória entre as imagens interpoladas com modelos diferentes para o Litoral e o Interior.

A interpolação dos dados foi realizada mediante um programa de lote que contém nas suas linhas de comando todos os parâmetros geoestatísticos encontrados, controlando o fluxo de operações, os dados de entrada e os arquivos de armazenamento dos resultados. Além da vantagem operacional de não se repetirem manualmente os procedimentos, a

programação das interpolações permite que o mesmo cálculo seja feito sobre uma outra especificação cartográfica de escala de mapa, área mapeada, resolução espacial e testes de alteração em parâmetros. Outra vantagem logo percebida foi a possibilidade de se localizarem (e corrigirem) erros dentro de uma longa lista de operações. Formadas as imagens de todo o Estado, verificou-se a necessidade de ajuste dos valores mapeados em relação aos dados originais. Equações de regressão foram aplicadas sobre as imagens totais e os resultados dessa análise serviram de base para a avaliação final da qualidade dos mapas. Os mapas foram gerados na forma de superfície numérica de variação contínua, sob a mesma estrutura geométrica estabelecida para a altimetria e, conseqüentemente, para a temperatura. Para apresentação visual de todo o conjunto, os mesmos foram classificados de 25mm em 25mm, resultando nas faixas de variação dos mapas apresentados no resultado.

As amostras se evidenciaram como sendo provenientes de populações com distribuição lognormal. Tais amostras foram submetidas à análise de regressão multivariada aplicadas aos valores totais médios mensais de precipitação pluvial de cada ponto em relação às suas coordenadas cartesianas. Devido à necessidade de repetição desse tipo de análise aplicada à amostras das duas regiões, elaborou-se um programa para essa finalidade, o qual armazenou em arquivo as 24 equações encontradas, ordenadas conforme respectivas superfícies de tendência mensal da Figura 2.12.

As direções, gradientes e significâncias das tendências mostraram variações ao longo do ano. Observou-se tendência fraca ou ausente durante o mês de outubro, nas duas regiões indistintamente. A significância da tendência se relaciona com a significância da latitude utilizada como estimador. Freqüentemente, a longitude se evidenciou como não-significante. No *Interior*, os meses de abril e outubro corresponderam a fases de transição, em torno da qual a tendência se inverteu; no inverno, o gradiente indicou maior pluviosidade ao Sul do Estado. No verão ocorreu o inverso, ou seja, o padrão foi menos evidente no *Litoral*, tendo sido os coeficientes de correlação coerentemente mais fracos, observando-se tendência invertida em novembro/dezembro.

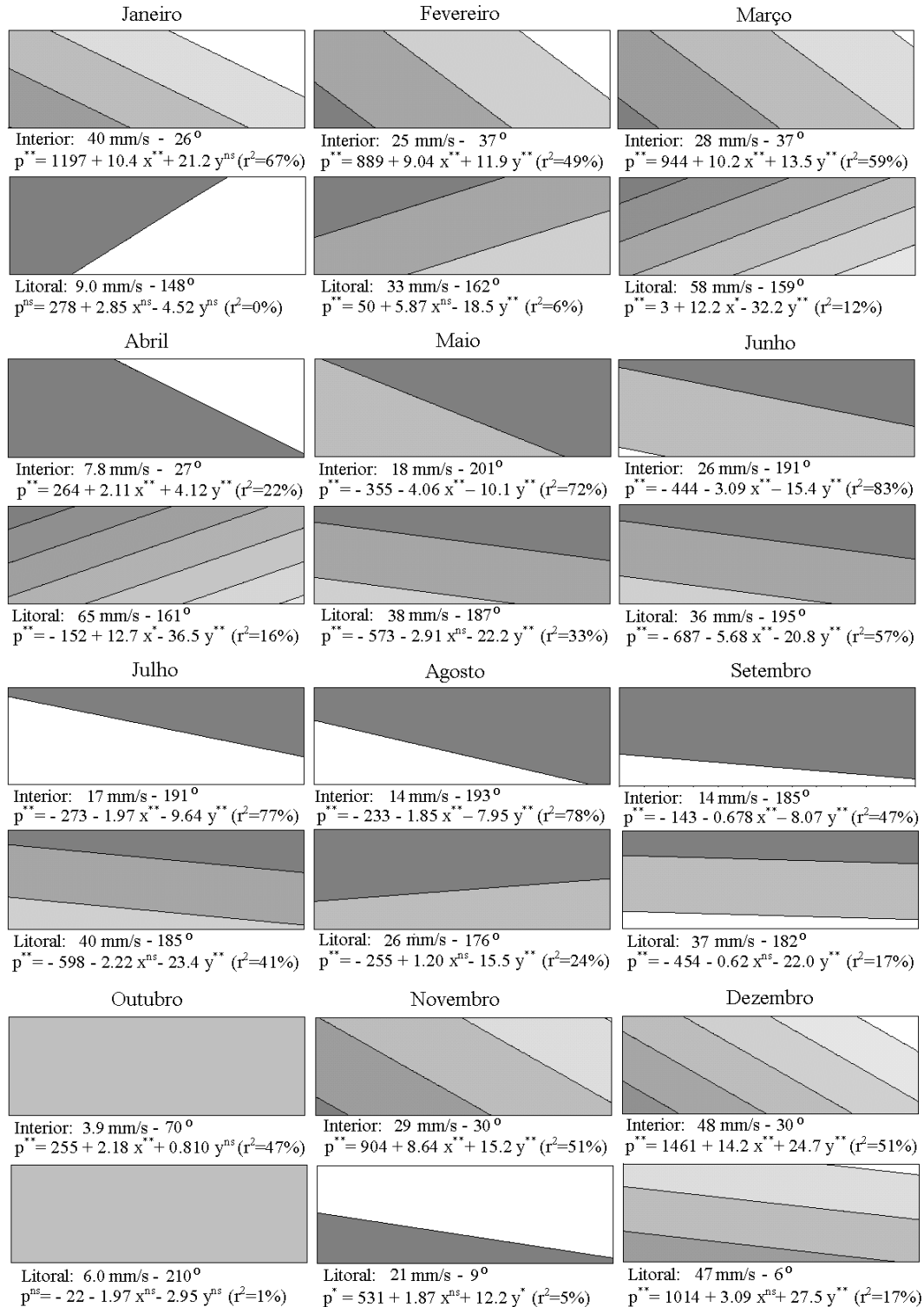


FIGURA 2.12 – Tendência geográfica dos dados de médias mensais de precipitação pluvial nas duas regiões: gradiente (mm/s), direção (graus) e significância dos termos da equação (**: 1%; *: 5%; e ns: não significativo). Níveis de brilho proporcionais à precipitação (branco=máximo).

Para cada uma das regiões, foram subtraídos dos respectivos valores de tendência, obtidos através das equações que constam na Figura 2.12, resultando em dois conjuntos mensais de séries de resíduos. As análises geoestatísticas feitas sobre estas séries determinaram os parâmetros geoestatísticos dos semivariogramas teóricos ajustados para as duas regiões, os respectivos tipos de modelos e a indicação de suas direções (Tabela 2.4).

TABELA 2.4 – Parâmetros geoestatísticos¹ dos resíduos à tendência linear dos dados de precipitação pluvial média mensal, com anisotropia nos eixos direcionais selecionados

Interior						Litoral ²				
Mês	Direção	Tipo ³	Alcance	Escala	Pepita	Direção	Tipo	Alcance	Escala	Pepita
jan	22,5°	exp	3,384	0,39	0,69	67,5°	gau	0,510	0,73	0,44
	112,5°	gau	1,116	0,26	0,84	157,5°	esf	0,540	1,00	0,20
fev	22,5°	esf	3,024	0,42	0,66	67,5°	gau	0,510	0,76	0,40
	112,5°	esf	1,260	0,55	0,60	157,5°	esf	0,570	1,00	0,19
mar	45°	gau	1,040	0,41	0,64	67,5°	esf	0,630	1,00	0,24
	135°	esf	0,972	0,62	0,45	157,5°	gau	0,465	1,00	0,19
abr	67,5°	esf	1,656	0,41	0,66	67,5°	esf	0,510	1728	945
	157,5°	esf	1,008	0,64	0,42	157,5°	esf	0,555	1431	1296
mai	67,5°	esf	1,872	0,61	0,55	67,5°	esf	0,600	569	190
	157,5°	gau	1,512	0,36	0,69	157,5°	gau	0,495	299	445
jun	0°	gau	1,512	0,26	0,80	67,5°	gau	0,480	186	111
	90°	esf	1,800	0,82	0,49	157,5°	esf	0,510	159	150
jul	67,5°	gau	1,656	1,00	0,40	67,5°	gau	0,480	360	185
	157,5°	esf	2,376	0,85	0,25	157,5°	gau	0,495	212	333
ago	22,5°	exp	1,692	0,67	0,43	67,5°	gau	0,420	292	109
	112,5°	exp	1,512	0,63	0,46	157,5°	esf	0,600	183	226
set	0°	esf	2,16	0,41	0,76	67,5°	esf	0,510	1080	435
	90°	exp	1,58	0,85	0,35	157,5°	gau	0,525	465	1020
out	67,5°	esf	1,944	0,73	0,43	67,5°	esf	0,510	1360	700
	157,5°	esf	1,296	0,73	0,34	157,5°	esf	0,600	920	1120
nov	22,5°	gau	1,836	0,84	0,44	67,5°	esf	0,480	1456	792
	112,5°	gau	1,260	0,56	0,56	157,5°	esf	0,450	1320	880
dez	0°	esf	2,088	0,79	0,31	67,5°	gau	0,450	1430	1196
	90°	esf	1,692	0,86	0,40	157,5°	gau	0,285	1794	831

(¹) modelos obtidos com semivariância escalonada; (²) no *Litoral*, a partir de abril, foi utilizado como estimador do semivariograma o inverso da covariância; (³) tipo do modelo teórico de semivariograma ajustado (exp:exponencial; gau: gaussiano e esf: esférico).

No *Interior*, com exceção dos meses de julho, agosto, outubro e dezembro, os semivariogramas apresentaram grandes diferenças de proporção entre as escalas de direções ortogonais. Os valores de pepita mostraram-se relativamente altos, indicando uma forte componente aleatória. Casos extremos podem ser exemplificados pelos meses

de janeiro, junho e setembro (direção = 0°). Nestes dois últimos, as diferenças de escala entre as direções e as respectivas ortogonais evidenciaram a acentuada anisotropia desta componente. De modo geral, na região do *Litoral*, os semivariogramas mostraram maior proporção da escala em relação à pepita. Maiores pepitas (e menores escalas) predominaram na direção 157,5°. Estes resultados parecem estar relacionados com o controle da variabilidade devido à orientação geral da topografia, em que predominam alinhamentos na direção 67,5°. Coerentemente, os semivariogramas em torno da direção desses alinhamentos (67,5°) mostraram as menores pepitas. Somente no *Litoral*, de abril a dezembro, não foi possível interpretar o gráfico da semivariância, sendo então necessário usar o inverso da covariância como estimador do semivariograma. Na direção de 157,5°, observou-se um forte “efeito buraco” (um pico na variância experimental, em torno do alcance), que dificulta o ajuste de um modelo teórico ao semivariograma.

Os histogramas das imagens formadas mostraram amplitude mais estreita do que aquela dos dados originais, de certa forma esperado, pela operação de interpolação resultar na criação de valores intermediários. Este efeito deve ter sido intensificado devido à inclusão da componente aleatória, que promove um desvio da interpolação em relação a pontos medidos em função dos valores de sua vizinhança. Recorreu-se à análise de regressão para avaliar possibilidades de ajuste e determinar equações para correção dos mapas. Coerentemente, os coeficientes angulares resultaram todos acima de 1.0 (de 1.05 a 1.30), o que amplia a variação calculada, enquanto que as constantes foram todas negativas, o que reduz o valor mínimo. Os coeficientes de determinação, apresentados na verificação da Figura 2.13, indicam ter havido pouca dispersão dos dados, permanecendo em torno de 90% (de 84% a 94%).

Os erros médios mostraram-se pequenos em relação ao valor médio de cada mês. O maior erro médio absoluto foi de 18mm no mês de dezembro, o que corresponde a aproximadamente 8% da média mensal (234mm). Os erros médios e as percentagens da determinação, apresentados nos diagramas de dispersão da Figura 2.13, se referem à precisão dos mapas gerados. A dispersão dos dados mostrou que os valores de máximo de precipitação pluvial de cada mês foram sistematicamente subestimados no

mapeamento. O mesmo não ocorreu com os valores de mínimo, podendo-se explicar tal diferença pela distribuição lognormal dos dados, assimétrica para valores baixos. Nesta condição de assimetria, cada amostra com valor de máximo local têm numerosos vizinhos de valor inferior.

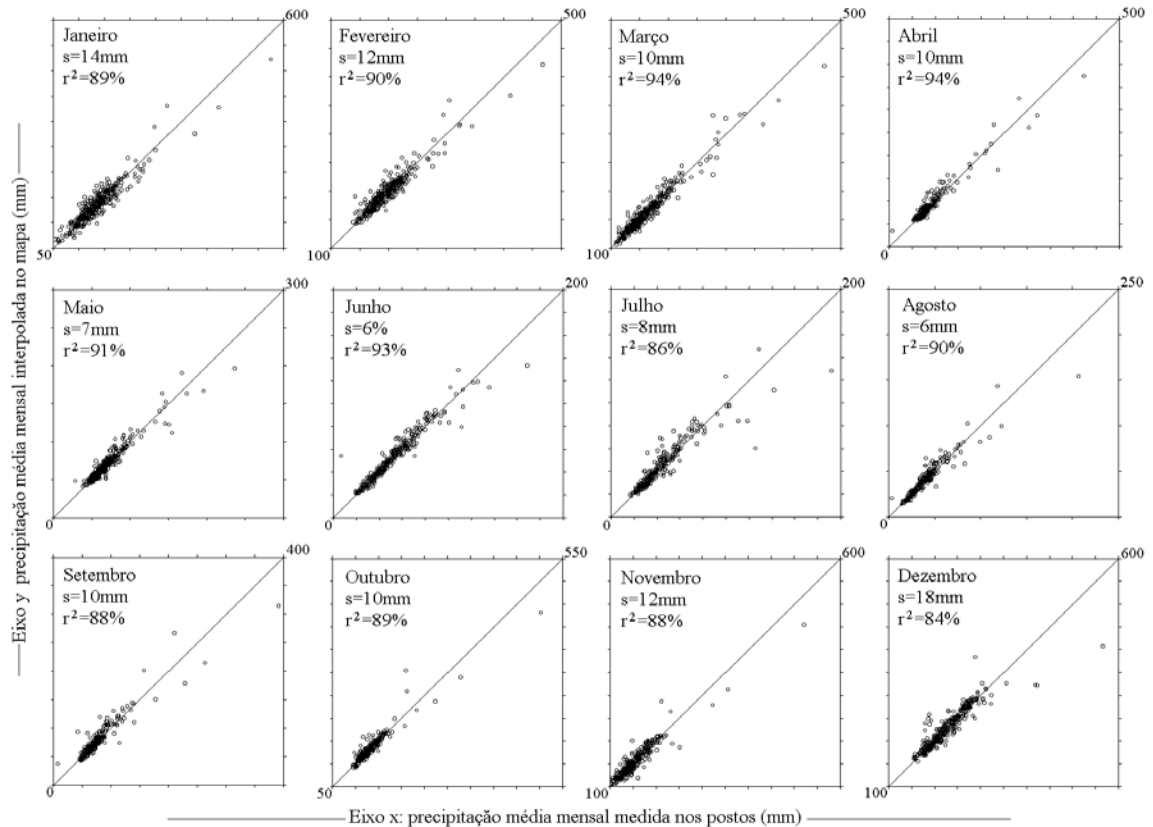


FIGURA 2.13 – Verificação dos dados de precipitação pluvial medidos e mapeados, erro médio (s) e percentagem da determinação (r², em %).

Para comparação, foram geradas com os dados de janeiro três imagens similares de pluviometria com os interpoladores Linear, Inverso do Quadrado da Distância (IQD) e Krigagem Linear Isotrópica, amplamente usados (Figura 2.14). Os três algoritmos usados na comparação são isotrópicos, bem como consideram os dados isentos de aleatoriedade. Por este último aspecto, os mapas assim gerados apresentaram excessivo detalhamento nas isolinhas, com evidente necessidade de generalização cartográfica. O interpolador linear mostrou-se particularmente inaceitável ao expressar este efeito em isolinhas geométricas irrealistas.

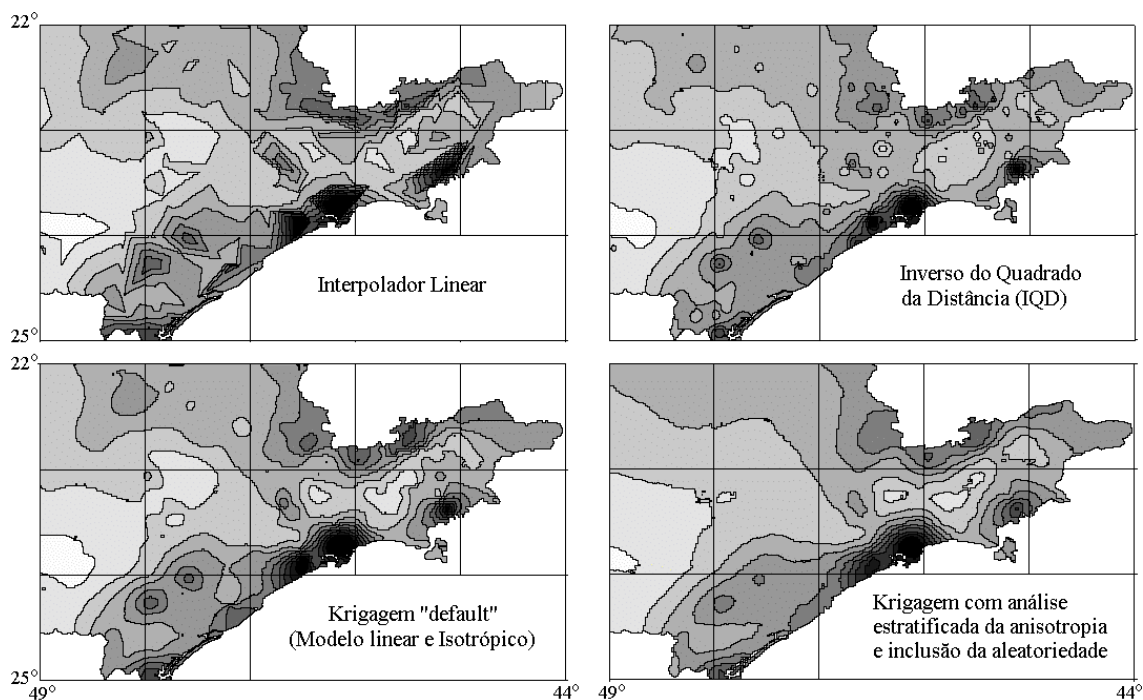


FIGURA 2.14 – Detalhe de mapas de precipitação pluvial média mensal (janeiro) do Estado de São Paulo obtidos com diferentes métodos de interpolação.

A inclusão do efeito pepita na operação de interpolação mostrou-se uma forma criteriosa de generalização, removendo os frequentes picos e vórtices observados na Figura 2.14, em conformidade com as verificações de Valeriano & Santos, 2002. A supressão da anisotropia causou o aparecimento de numerosas formas concêntricas em torno dos postos de coleta, principalmente para o IQD, com um fundo médio de valor relativamente constante em torno destes. A incorporação da anisotropia resultou em contornos de classes harmoniosos com a topografia, diferentemente para as duas regiões, reduzindo a coalescência dos valores de postos que, embora próximos, pertençam a áreas geomorfológica e climaticamente distintas.

2.4 Geoprocessamento de informações agroclimáticas

2.4.1 Balanço hídrico

O balanço hídrico foi aplicado sobre as imagens digitais de temperatura e precipitação (médias mensais), seguindo os passos descritos por Pereira et al. (1997) para o cálculo

desenvolvido por Thornthwaite & Mather (1955). Os passos encadeados compreendem uma série de alternativas de cálculos, cada qual adequada a determinadas situações específicas da dinâmica das variáveis do balanço hídrico. Inicialmente, porém há uma série de passos invariáveis até a obtenção da Evapotranspiração Potencial mensal (EP_i), a partir das temperaturas mensais (T_i) e da latitude local (Figura 2.15). Tais passos englobam a consulta de duas Tabelas, nominalmente A e B, que se encontram no Anexo I. Na Tabela A, entra-se com as temperaturas médias mensais (T_i) e médias anuais (T_A) para a leitura da evapotranspiração tabular não ajustada para o comprimento do dia (ET_i). O ajuste de ET_i para EP_i é feito com um fator multiplicativo de correção (COR_i), que depende do número de dias do mês (ND_i) e da duração máxima da insolação diária (N_i). Esta última variável é obtida pela Tabela B, em função da latitude local e do mês em questão (mês i).

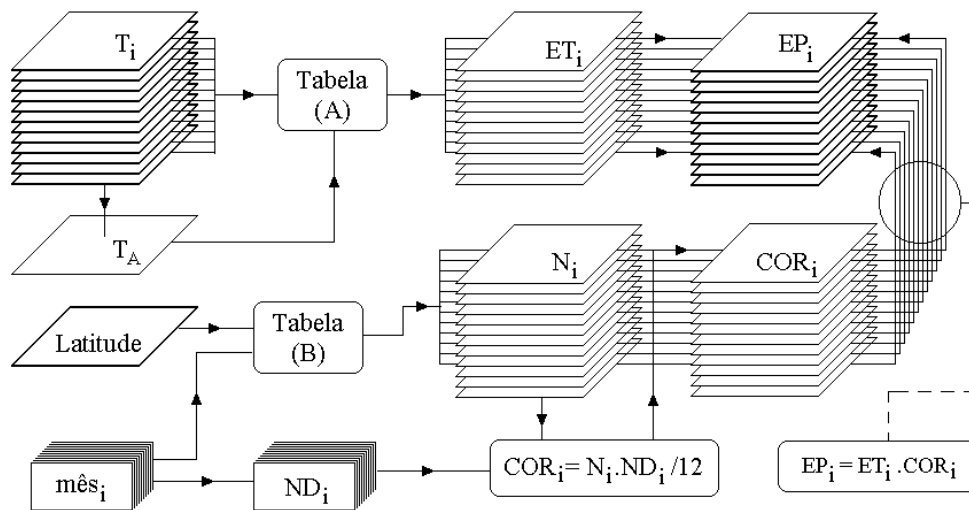


FIGURA 2.15 – Obtenção dos planos de Evapotranspiração Potencial (EP_i).

A partir da evapotranspiração potencial (EP_i), calcula-se o saldo potencial de cada mês (PEP_i), dado pela subtração $P_i - EP_i$, onde P_i é a precipitação no mês i . A análise mensal de PEP conduz a diferentes alternativas que devem ser seguidas conforme a situação de cada mês. O primeiro passo é a determinação do primeiro mês “seco”, que pode variar de um local a outro, conforme a dinâmica observada em cada pixel. Define-se o primeiro mês “seco” como o primeiro mês em que aparece valor negativo de PEP após um período de valores positivos cuja soma de PEP_i seja maior ou igual à CAD. Para

definir tal situação, os valores de PEP_i foram analisados mensalmente e em relação ao período imediatamente anterior, levando-se também em conta a CAD adotada. A estratégia consiste em localizar um mês de saldo potencial (PEP) negativo que seja precedido de um período úmido o suficiente para garantir armazenamento pleno, correspondente à CAD. O fluxo de decisão adotado para localizar esta situação avalia até o quarto mês anterior ao primeiro mês seco, caso não se atendam às condições até esse ponto. Em cada instância verificada, uma resposta negativa (n) leva à avaliação do mês seguinte (Figura 2.16).

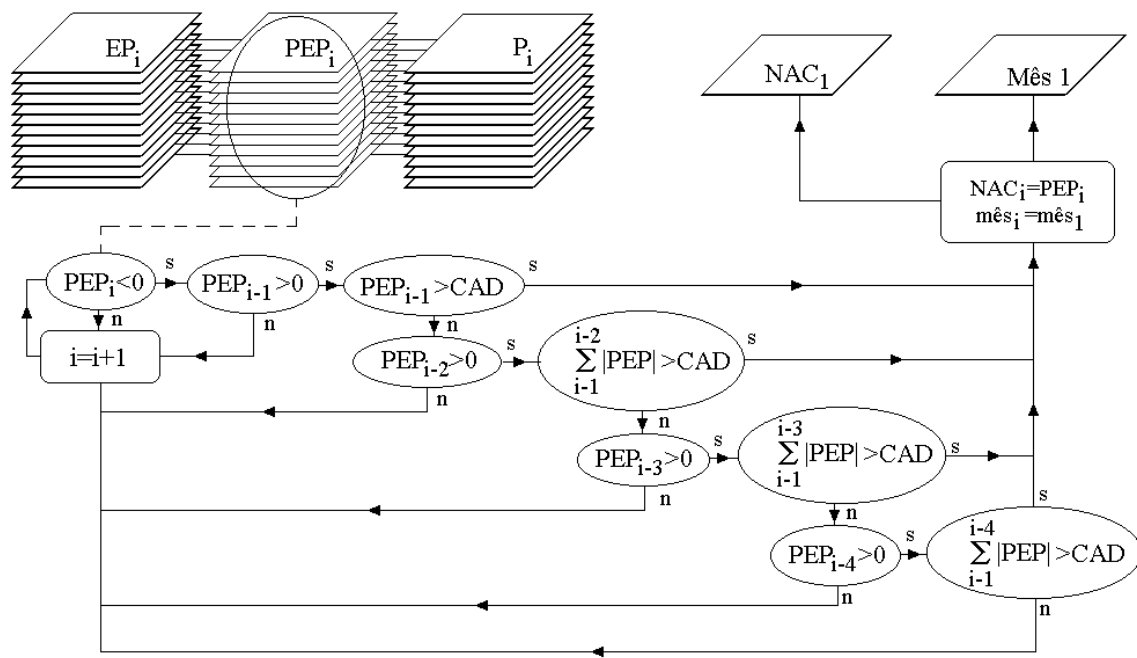


FIGURA 2.16 – Análise de P-EP para definição do primeiro mês seco (*mês 1*) e do respectivo negativo acumulado (NAC_1).

Para fins práticos, o primeiro mês seco encontrado será referido como *mês 1*. Numa situação de grande variação climática (ou escalas generalizadas), o mês 1 pode variar de uma região à outra, com o conseqüente início dos cálculos em diferentes meses do ano. A imagem “mês 1” deve, portanto, abarcar valores de $i=1$ (janeiro) a $i=12$ (dezembro). Em correspondência a esta, incia-se o cálculo de negativos acumulados (NAC_i), que no mês 1 de cada pixel assume o valor de PEP_i . A partir desse ponto, o cálculo a seguir será descrito com os meses expressos relativamente ao mês 1 local, indexador k ,

independentemente do mês do ano correspondente. Da mesma forma que a definição do mês 1, o armazenamento dos negativos acumulados (NAC_k) e o concomitante registro do armazenamento mensal (ARM_k) são ditados pelo sinal de PEP_k (Figura 2.17).

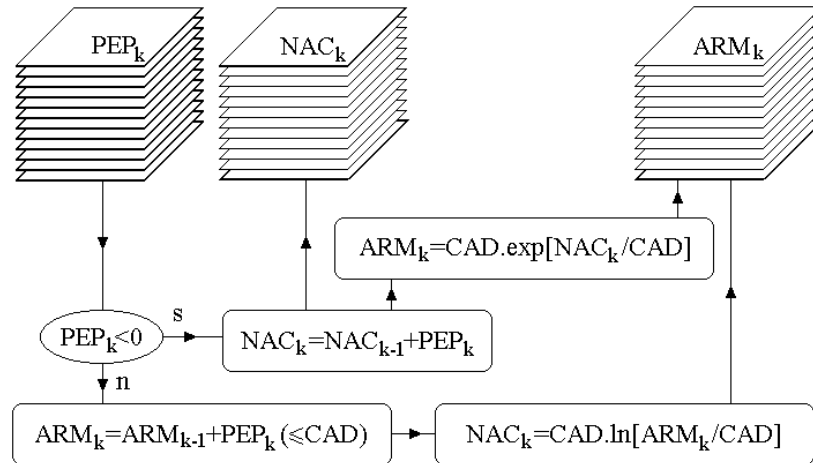


FIGURA 2.17 – Cálculo do negativo acumulado (NAC_k) e do armazenamento (ARM_k).

Deve-se lembrar que, por definição, o armazenamento no mês 0 (ou mês 12) corresponde à CAD adotada e $NAC_0=0$ (ou $NAC_{12}=0$). Na prática, portanto, o cálculo apresentado na Figura 2.17 inicia-se após o mês 1, no qual $NAC_1=PEP_1$.

A partir dos resultados de NAC_k e ARM_k , os valores encontrados no cálculo devem ser reorganizados em termos dos meses originais i , com o auxílio da imagem “mês 1”. Foi necessário uma série de operações de classificação sobre a imagem “mês 1” e de sobreposição entre esses resultados e as imagens ARM_k e NAC_k para a organização de ARM_i e NAC_i . Exemplos: pixels onde “mês 1”=4 (ou abril), os valores de NAC e ARM obtidos para o mês k devem ser atribuídos a um mês i , tal que $i=k+3$ (ou $ARM_i=ARM_{k-3}$ e $NAC_i=NAC_{k-3}$); em pixels com “mês 1”=1 (janeiro), $ARM_i=ARM_k$ e $NAC_i=NAC_k$. Com a organização de ARM_i , a alteração mensal (ALT_i) do armazenamento é obtida pela diferença entre o armazenamento do mês em questão e aquele do mês anterior. A análise de PEP_i conduz a dois modos de cálculo da evapotranspiração real (ER_i), conforme se esquematiza na Figura 2.18: quando PEP_i é negativo, ER_i é a soma da precipitação (P_i) com a alteração (ALT_i), que pode ser negativa ou positiva. Caso contrário, a evapotranspiração real equivale à potencial, ou $ER_i=EP_i$.

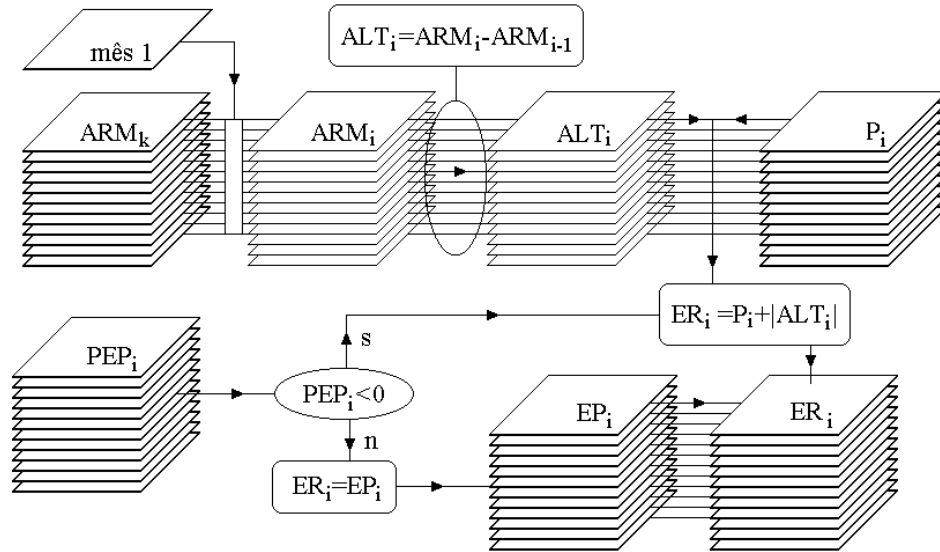


FIGURA 2.18 – Cálculo da Evapotranspiração Real (ER_i).

Embora a literatura apresente condicionantes para o cálculo da deficiência hídrica (DEF_i), esta pode ser calculada invariavelmente como a diferença entre EP_i e ER_i . Desse modo, a deficiência será sempre positiva ou sempre negativa, quando não nula, conforme se convencionar a ordem dessas parcelas. O cálculo do excedente hídrico (EXC_i), por sua vez, depende da situação do armazenamento (ARM_i) em relação à CAD (Figura 2.19).

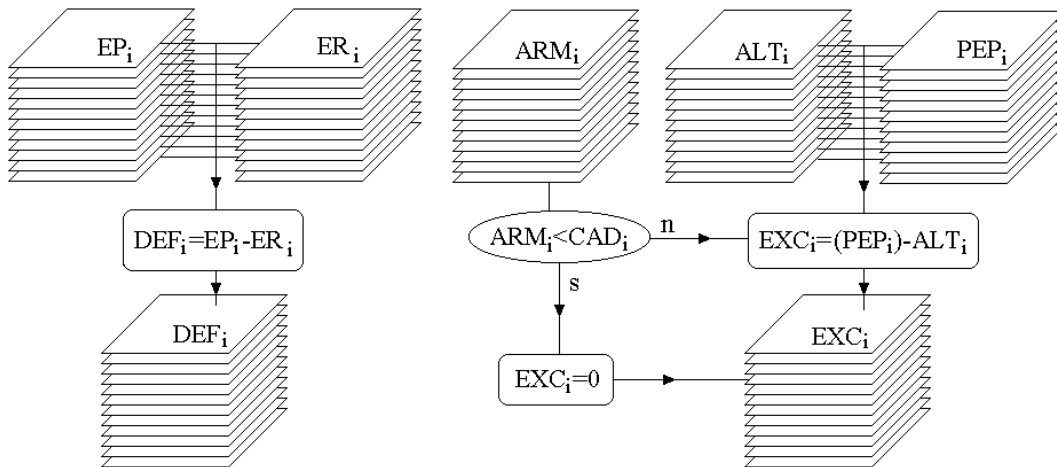


FIGURA 2.19 – Cálculo da Deficiência Hídrica (DEF_i) e do Excedente Hídrico (EXC_i).

Numa programação em estrutura de macro, ou processo em lote, as operações recaem sobre os planos de informação por inteiro. Não há como condicionar diferentes vias de cálculo da maneira descrita, ou seja, perfazendo-se um ou outro cálculo de acordo com a condição de cada pixel. A alternativa adotada consistiu em transformar todas as 12 condições controladoras, representadas pelas figuras ovais dos fluxogramas (*e.g.*, $PEP_i < 0?$) em imagens booleanas, para controle dos cálculos de modo indireto. Desse modo, a variável controladora (*e.g.* PEP_i) foi reclassificada, atribuindo-se os valores 1 ou 0 conforme seja o atendimento da condição para uma determinada via de cálculo verdadeiro ou falso, respectivamente. A multiplicação desses valores sobrepostos aos resultados de cada via particular de cálculo resulta em planos cujos resultados são espacialmente excludentes, de modo que podem ser somados. O resultado é um único plano da variável de interesse, cujos valores respondem localmente às diferentes formas de cálculo onde estas são pertinentes. As linhas de comando do programa estão apresentadas no Apêndice C.

Para simplificação da programação de macro face às condições vigentes no Estado de São Paulo, a variável P-EP foi avaliada mensalmente (Figura 2.20). Observou-se que os valores de PEP_i foram todos positivos de dezembro a fevereiro, com algumas áreas do Estado começando a apresentar valores negativos a partir de março.

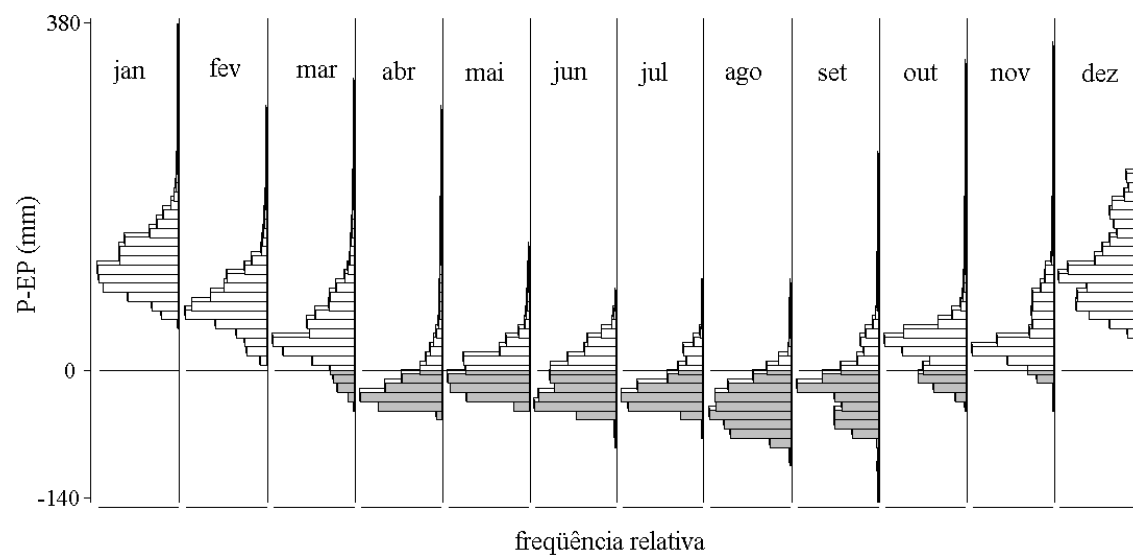


FIGURA 2.20 – Avaliação mensal de P-EP para o Estado de São Paulo.

Portanto, o cômputo de NAC_i foi iniciado diretamente nesse mês. Tal simplificação restringe o programa desenvolvido para locais em que até fevereiro não se observam PEP negativos. Em outras áreas, deve-se estender essa análise aos meses anteriores a março, conforme o fluxo estabelecido para determinação do mês 1 e de NAC_1 (Figura 2.16).

A capacidade de água disponível (CAD), uma das bases de todo o balanço hídrico, está definida na primeira linha do programa, de modo que se escolha um determinado nível. Na presente listagem (Apêndice C) este nível está fixado em 50, constante para toda a imagem. O usuário deve modificar esta linha para o nível de CAD de interesse, substituindo o valor 50. Entretanto, de posse de valores espacialmente variáveis de CAD, o usuário pode eliminar a primeira linha, desde que prepare, na mesma estrutura geométrica das demais entradas, um plano de informação de CAD.

2.4.2 Erosividade

De posse dos mapas de chuva, é possível aplicar a fórmula de estimativa da erosividade em função das médias mensais e do total anual (conforme a equação 1.16). Tal aplicação requer a operação de recursos simples do SIG para operações matemáticas entre planos de informação (sobreposição) e entre estes e valores tabulares (escalar). Com SIG provido de calculadora para álgebra de mapas (como no presente caso), uma única operação de funções escalares e de sobreposição englobou todas as operações necessárias à equação 1.16 (Figura 2.21). Os passos programados (*Idrisi Macro Language*) para facilitar repetições do cálculo da erosividade estão no Apêndice B.

Tal como no balanço hídrico, estas operações foram feitas com especialização prévia das variáveis de entrada. Tal cuidado mostra-se recomendável, conforme sugerem as diferenças sazonais de estrutura da variabilidade espacial encontradas. Alternativamente, a interpolação da erosividade posterior ao seu cálculo individual nos postos pluviométricos deve trazer uma simplificação espacial de todas as estruturas de variabilidade observadas ao longo do ano, com provável prejuízo da qualidade do mapeamento.

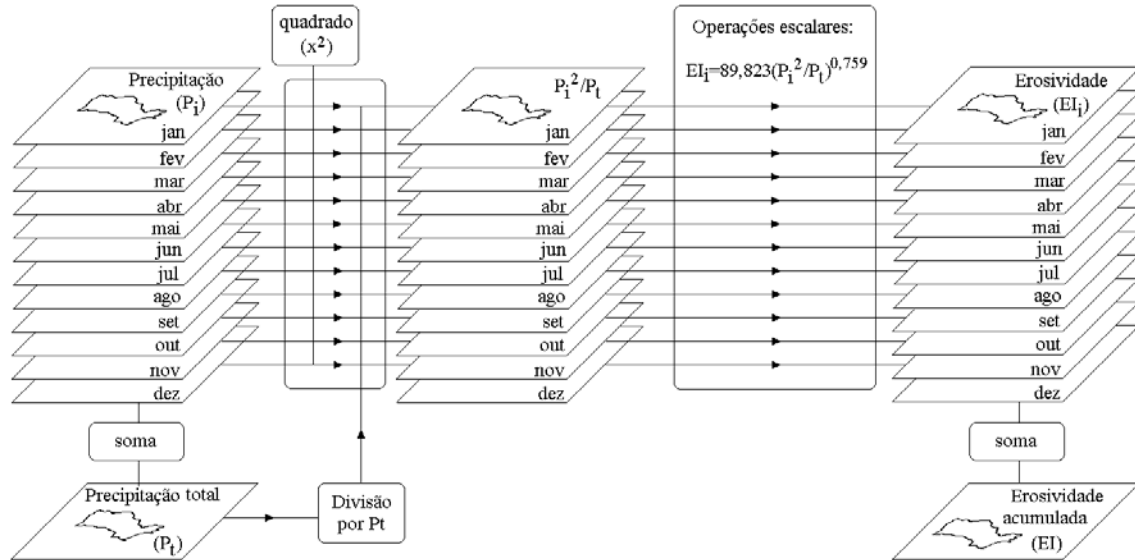


FIGURA 2.21 – Obtenção dos mapas de erosividade estimada.

2.4.3 Fator beta

Os dados meteorológicos necessários para a avaliação dos modelos de clima do EPIC para o Estado de São Paulo foram fornecidos pelo Centro de Pesquisa e Desenvolvimento de Ecofisiologia e Biofísica do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC). O período considerado foi de 1962 a 1999, abrangendo, portanto, trinta e sete (38) anos de observações diárias para cada elemento. Consideraram-se dados de temperatura máxima do ar ($^{\circ}\text{C}$), temperatura mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), chuva (mm) e horas de insolação (h) para Campinas, Jaú, Manduri, Mococa, Pindorama e Ubatuba (Figura 2.22). Em regiões com alta variabilidade climática é particularmente importante simular longas seqüências para assegurar os efeitos sobre tendências na produção de culturas (Meinke et al., 1995). Segundo Richardson (1985), o uso de valores médios de dados meteorológicos nos modelos de simulação da produtividade de culturas do EPIC ocasionaram superestimativas nos resultados e devido a isso, ressalta que a entrada dos dados deve ser em escala diária para a obtenção de predições realísticas.

A escolha dos municípios para o teste dos simuladores de dados meteorológicos do EPIC foi baseada na disponibilidade de banco de dados diários e consistentes. Adicionalmente, procurou-se selecionar postos localizados em diferentes condições

geomorfológicas, com vistas a uma variação dos dados suficiente para avaliar o comportamento e a sensibilidade dos simuladores de dados meteorológicos. Nesse sentido, segundo Ross & Moroz (1997), Campinas situa-se na Depressão Periférica paulista ou Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná; Jaú e Manduri situam-se no Planalto Ocidental; Mococa situa-se na região de encontro entre as escarpas e cristas da Serra da Mantiqueira e Depressão do Mogi-Guaçu; Pindorama situa-se no Planalto em Patamares Estruturais de Ribeirão Preto e Ubatuba localiza-se na Planície Litorânea.



FIGURA 2.22 - Localização dos municípios paulistas considerados nas análises do modelo EPIC.

Não foi possível testar os simuladores da umidade relativa do ar e de vento em função da falta de dados desses elementos. São pouco os locais que apresentam longos registros e sem falhas de dados provenientes de problemas dos equipamentos de medição. No entanto, a erosão eólica pode ser considerada desprezível para esse Estado, sendo esta mais preocupante nos Estados do nordeste brasileiro.

Organizou-se o banco de dados meteorológicos diários de chuva para cada localidade a partir dos anos de 1962 a 1989 para a parametrização e dos anos de 1990 a 1999 para o teste. Determinaram-se valores médios de β (beta) para cada mês do ano, a fim de se

avaliar: 1) a variação sazonal desses fatores de ajuste ao longo do ano; e 2) se ao adotar apenas um valor médio para cada fator, como apresentado no EPIC, não estaria ocorrendo uma simplificação excessiva em relação à sensibilidade dos modelos.

Dessa forma, foram testadas as equações 1.19 e 1.31 utilizando-se inicialmente o valor proposto conforme a indicação do manual do EPIC para $\beta = 0,75$, referente ao modelo de probabilidades de seqüências de dias úmidos e secos para os municípios descritos. Paralelamente, calcularam-se valores de β para os mesmos locais, porém considerando-se a média anual obtida a partir dos anos de 1962 a 1989 (parametrização), bem como calcularam-se os valores desses coeficientes para cada mês.

Dados observados não incluídos na parametrização de modelos são considerados essenciais para o teste dos resultados, já que são utilizados para a comparação da previsão do modelo. São tidos, portanto, como dados independentes. Ao correlacionar valores estimados com aqueles observados pela análise de regressão, pode-se considerar os seguintes índices de validade das equações: precisão (r) e concordância ou exatidão (d). A precisão (aderência dos valores à média) é dada pelos coeficientes de correlação (r) ou de determinação (R^2). Conforme descrevem Camargo & Camargo (2000), esses são índices estatísticos que indicam o grau de dispersão dos dados obtidos, ou seja, o erro aleatório.

Os coeficientes de correlação poderão indicar alta precisão da estimativa, embora possibilitem apresentar vício de origem, com grande erro sistemático, podendo resultar em informação precisamente errada. A concordância refere-se à exatidão ou à aproximação dos dados estimados com os observados e pode ser avaliada graficamente pelo afastamento da reta determinada dos pontos cotados no gráfico de regressão em relação à reta de valores iguais 1:1. Para quantificar matematicamente essa aproximação, foi desenvolvido por Willmott et al. (1985) um coeficiente designado concordância ou exatidão, representado pela letra d . Seus valores variam de 0,0 para nenhuma concordância e 1,0 para concordância perfeita entre eles. O modelo pode ser assim representado:

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad 2.2$$

em que: P_i são os valores estimados; O_i são os valores observados e O é a média dos valores observados.

Outras medidas de desempenho do modelo são os erros sistemáticos (E_s) e não-sistemáticos ou aleatórios (E_a), os quais são componentes da raiz quadrada do erro médio e do erro médio absoluto (EAM), uma medida da magnitude entre as diferenças dos valores estimados e os reais (Camargo et al., 1994).

Uma vez avaliados os modelos de probabilidades para todas as localidades, testou-se uma metodologia para mapeamento de β com a finalidade de gerar uma equação para a interpolação desses fatores de ajuste. O intuito seria ter, para qualquer localidade do Estado de São Paulo, valores desse fator para o uso dos modelos de simulação anteriormente descritos.

Para obter o mapeamento mensal de β , Ω_T e Ω_R em escala 1:1000.000 no Estado de São Paulo, foram consideradas duas etapas de processamentos:

- 1) geração de mapas de precipitações mensais para São Paulo, a partir dos planos de informações dessa variável conforme apresentado anteriormente.
- 2) análise de equações de regressões entre o fator β e a chuva e operações em um Sistema de Informação Geográfica (SIG), com os mapas de chuvas mensais já interpolados para todo o Estado.

Organizou-se banco de dados contendo os valores de precipitação associados aos valores de β para cada mês. Os valores dos fatores de ajuste e da chuva são resultantes da parametrização dos modelos de probabilidades correspondendo portanto, ao período de 1962 a 1989. Todos os locais (Campinas, Jaú, Manduri, Mococa, Pindorama e Ubatuba) foram avaliados em conjunto, a fim de se obter total de dados igual a 72 para chuva e para β .

Em seguida foram realizadas análises de regressões mensais entre β e a chuva, para a obtenção de uma equação de regressão onde esse fator passaria a ser função da precipitação mensal. A partir das equações obtidas, o banco de dados mensais de chuva armazenados em SIG seria utilizado para a confecção de mapas mensais em escala 1:1.000.000. O procedimento para o mapeamento de β é esquematizado na Figura 2.23.

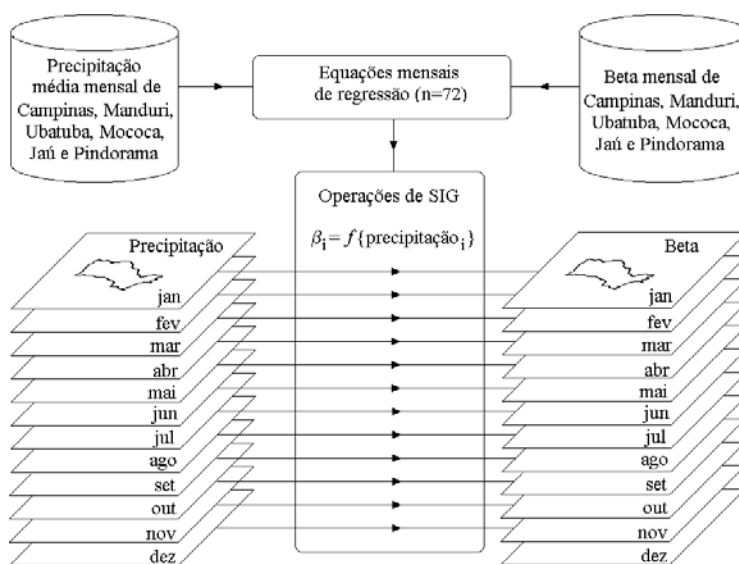


FIGURA 2.23 - Geração de mapas de β para o Estado de São Paulo.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Planos de informação básicos

3.1.1 Altimetria

Os dados RADARSAT-1 puderam ser preparados como base topográfica para geoprocessamento de informações estaduais na escala 1:1.000.000 (Figura 3.1). A estrutura do dado fornecido mostrou-se adaptável para armazenamento em imagem digital de SIG e em arquivos de cotas (x,y,z) , passível, portanto, de interpolações e migração entre diferentes programas. Estudos demandando informação altimétrica em formato digital na escala 1:1.000.000 ou menores podem ser supridos com o dado RADARSAT-1.

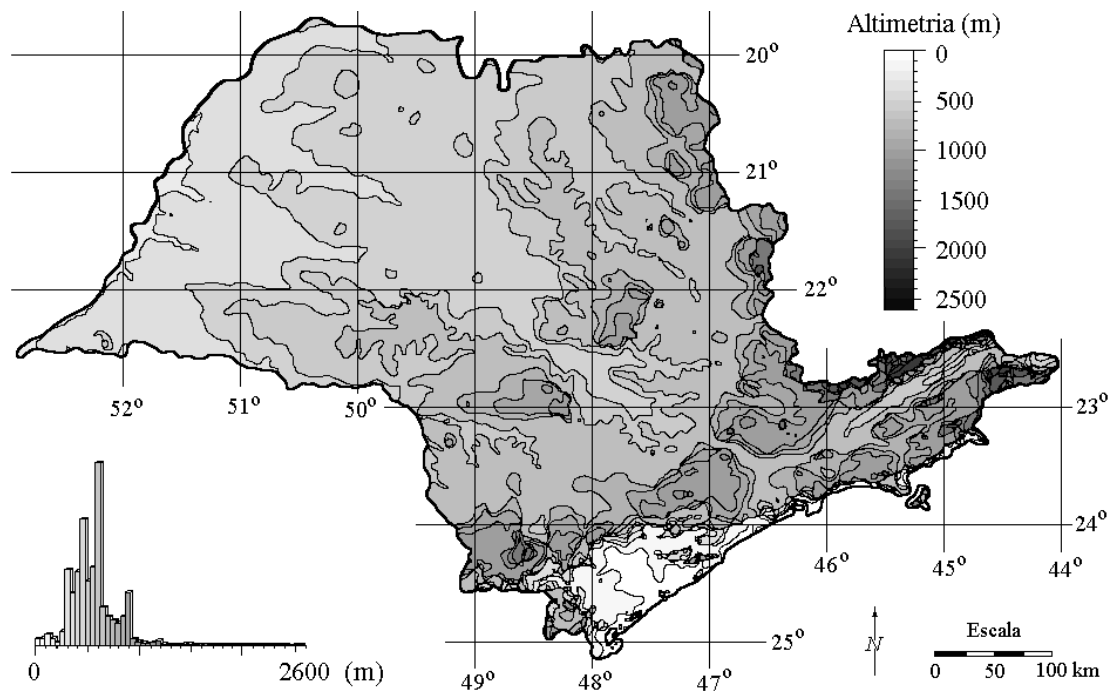


FIGURA 3.1 – Plano de informação da altimetria

A informação altimétrica contida na imagem digital permitiu que técnicas de derivação evidenciassem pontos de controle, associados à drenagem, para a realização do georreferenciamento. O erro posicional médio atingido para o Estado de São Paulo foi menor do que 2km. A menor correlação da altimetria entre as cartas topográficas e a imagem em áreas de grandes altitudes foi explicada em parte pela combinação dos erros posicionais com a distribuição da declividade.

Antenas de radiodifusão alteraram a informação altimétrica do RADARSAT-1, conferindo à imagem numerosos e evidentes artefatos em forma de picos. Os mesmos puderam ser removidos com processamento digital, baseado na detecção de formas com filtros espaciais. A informação topográfica original das áreas afetadas, irremediavelmente perdida, teve que ser interpolada a partir da altimetria de pixels vizinhos.

3.1.2 Temperatura

Os mapas de temperaturas médias mensais do ar calculados em SIG estão apresentados na Figura 3.2. Os mapas mostraram um grande detalhamento geométrico, em conformidade com o detalhamento original do mapa de altitude utilizado. Isto significa que, em estudos que requeiram maior detalhamento espacial da temperatura, é necessário operar as equações sobre imagens de mapas topográficos igualmente detalhados. O programa desenvolvido pode ser aplicado sobre um conjunto correspondente de imagens (latitude e altitude) que tenham especificações geométricas (resolução, dimensões e posição) diferentes das operadas no presente trabalho.

Os mapas mostraram que a segmentação do estado em duas áreas não causou um corte abrupto na variação da temperatura na linha divisória. Isto indica que as diferenças funcionais entre as equações de cada área resultaram em valores semelhantes em torno do limite, o que é desejável, embora se pudesse esperar uma evidenciação desta linha. As diferenças entre os coeficientes (Tabelas 2.2 e 2.3 e Figura 2.9) foram, de fato, pequenas, estando os coeficientes correspondentes de cada área proporcionalmente semelhantes.

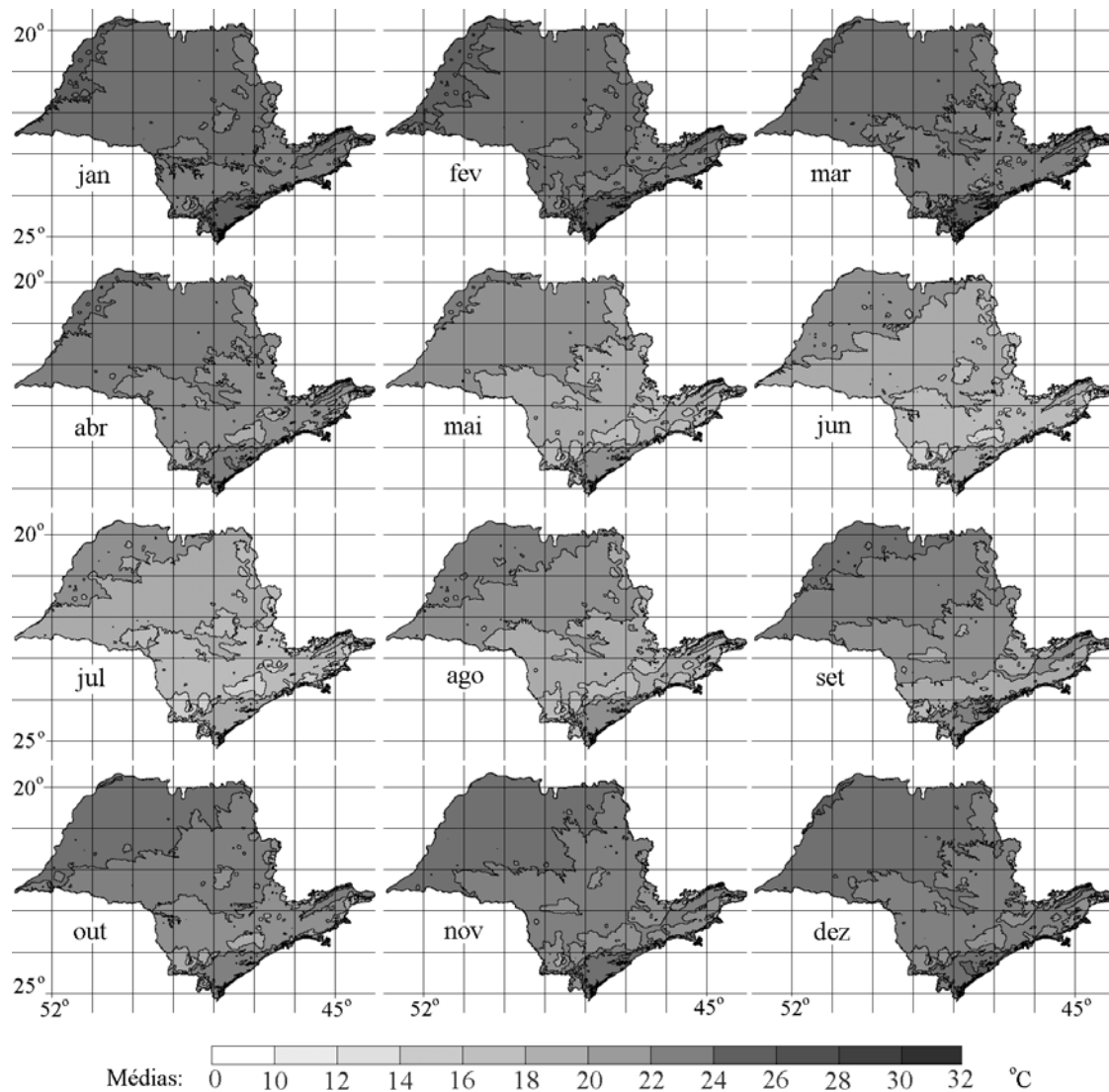


FIGURA 3.2 – Mapas de média mensal de temperatura do ar.

Os coeficientes das equações mensais obtidas apresentaram continuidade do padrão temporal de variação, o que permite a interpolação dos mesmos para períodos decendiais. Esta técnica, de execução simples, corresponde a uma expressiva economia de trabalho de coleta e organização de dados, bem como de análises, ampliando a aplicabilidade dos resultados atingidos.

A aplicação dos modelos obtidos em sistemas de informação geográfica possibilitou a geração de mapas com riqueza geométrica de detalhes correspondente àquela do mapa de altimetria utilizado. A segmentação das análises em regiões homogêneas (com posterior concatenação) mostrou-se conveniente e não apresentou efeitos indesejáveis de compartimentação exagerada dos valores atingidos. A metodologia desenvolvida é operacionalmente interessante, e pode ser aplicada em qualquer região em mapeamentos sob escalas diversas, dependendo unicamente das especificações do mapa de altimetria. Os mesmos passos aqui praticados podem ser aplicados para a geração de mapas de temperatura mínima e máxima.

Com uma operação de álgebra de mapas, as médias mensais foram aplicadas ao mapeamento da média anual de temperatura, apresentada na Figura 3.3.

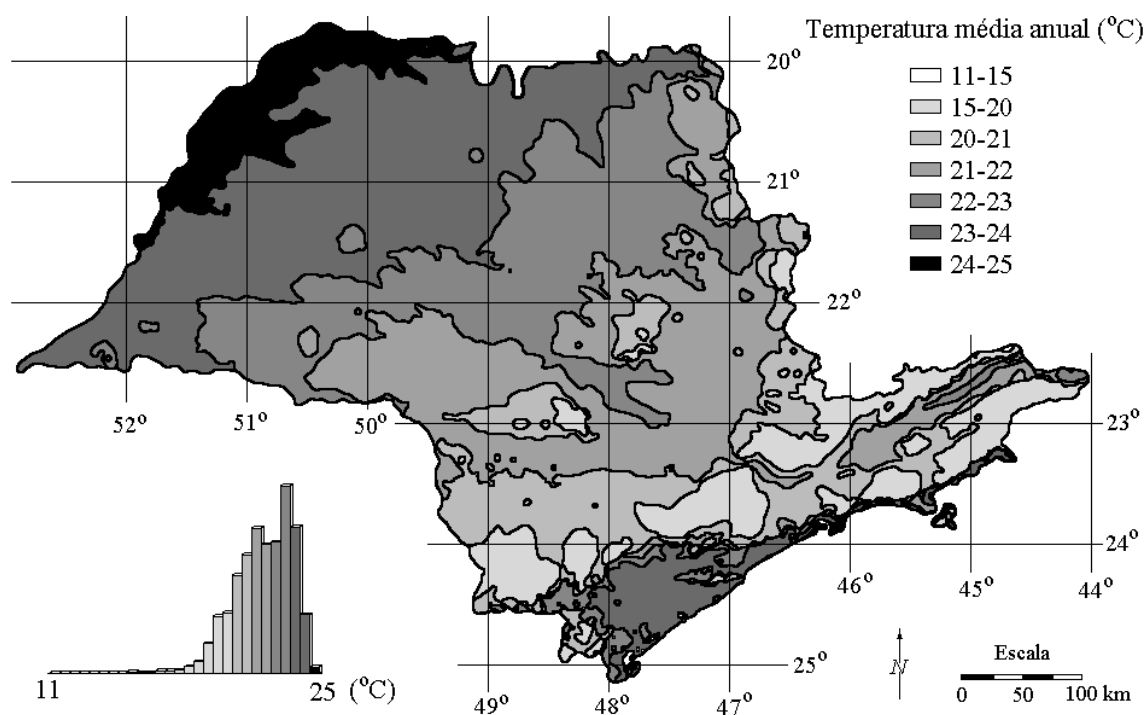


FIGURA 3.3 – Mapa de média anual de temperatura do ar.

3.1.3 Precipitação

Os dados pluviométricos dos postos que compõem a rede de observações do DAEE apresentaram variabilidade espacial marcada por tendência geográfica, grande componente aleatória e por anisotropia diferenciada entre as duas regiões estabelecidas, Interior (Bacia Sedimentar do Paraná) e Litoral. A distribuição geral dos valores de precipitação pluvial (Figura 3.4) mostrou-se compatível com as tendências observadas nas análises preliminares, apresentando inversões semelhantes ao longo dos meses.

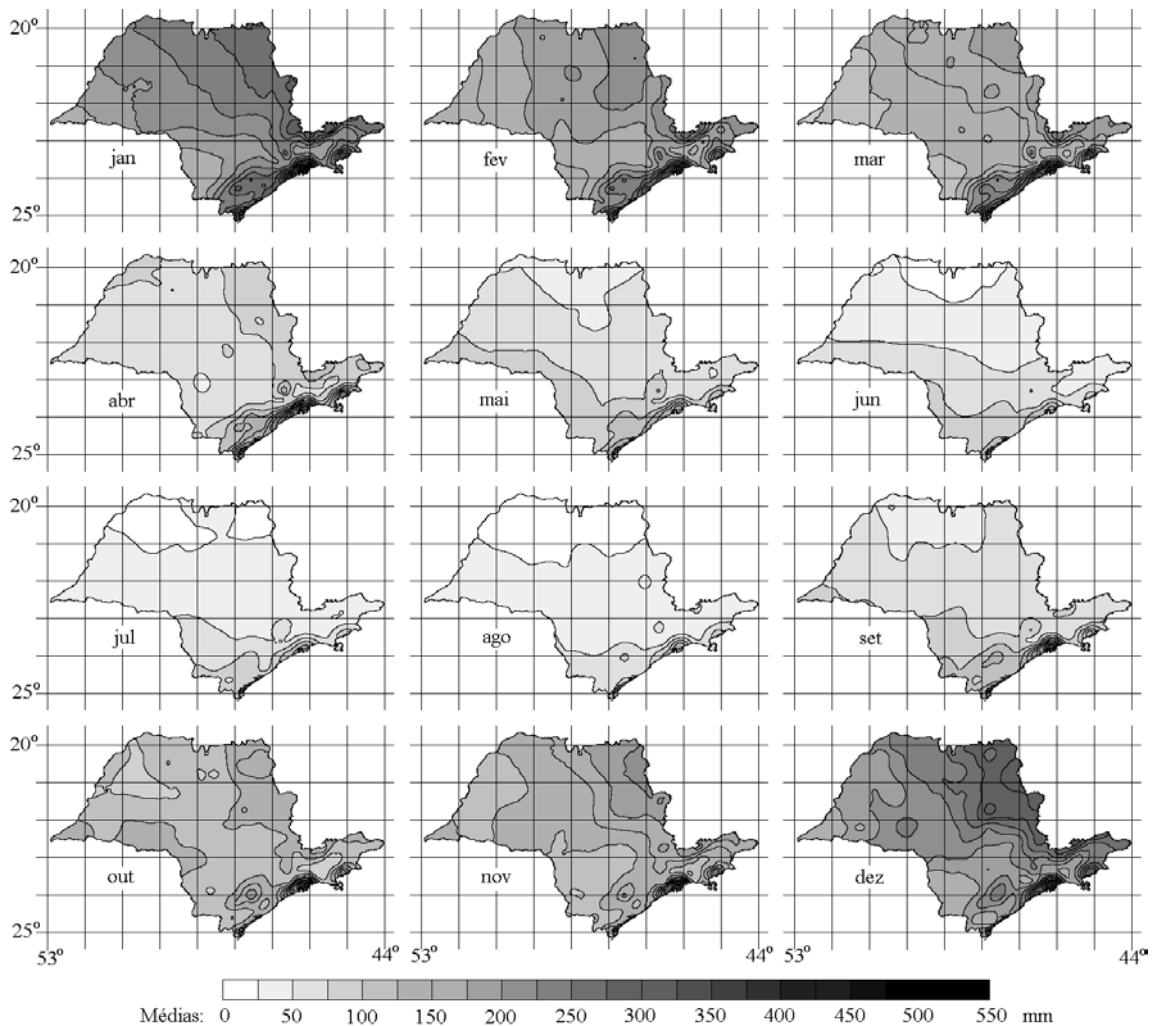


FIGURA 3.4 – Mapas de precipitação pluvial média mensal do Estado de São Paulo.

A interpolação por krigagem anisotrópica permitiu a obtenção de imagens coerentes com as análises de tendência e em conformidade com feições geomorfológicas. Uma

vez que as direções e os demais parâmetros de interpolação foram aplicados em função dos resultados das análises, foi possível observar que a associação entre o relevo e a distribuição de precipitação variou mensalmente, conforme o processo predominante de formação de chuvas. As expressivas mudanças sazonais do comportamento espacial da precipitação pluvial indicam ser recomendável a operação entre os dados através da integração dos mapas (para cálculos como erosividade e balanço hídrico, por exemplo) após a espacialização de cada variável pluviométrica individualmente e não antes.

A inclusão do efeito pepita no procedimento de interpolação causou um efeito necessário de generalização cartográfica na imagem gerada, minimizando ou suprimindo efeitos indesejáveis de interpolação como picos e vórtices. Os procedimentos desenvolvidos mostraram-se capazes de contornar os principais problemas de espacialização do conjunto de dados de pluviometria, com reflexo positivo nos coeficientes de correlação verificados com relação aos dados originais.

Com uma operação de álgebra de mapas, os mapas de médias mensais foram aplicados ao mapeamento do total anual de precipitação, apresentado na Figura 3.5.

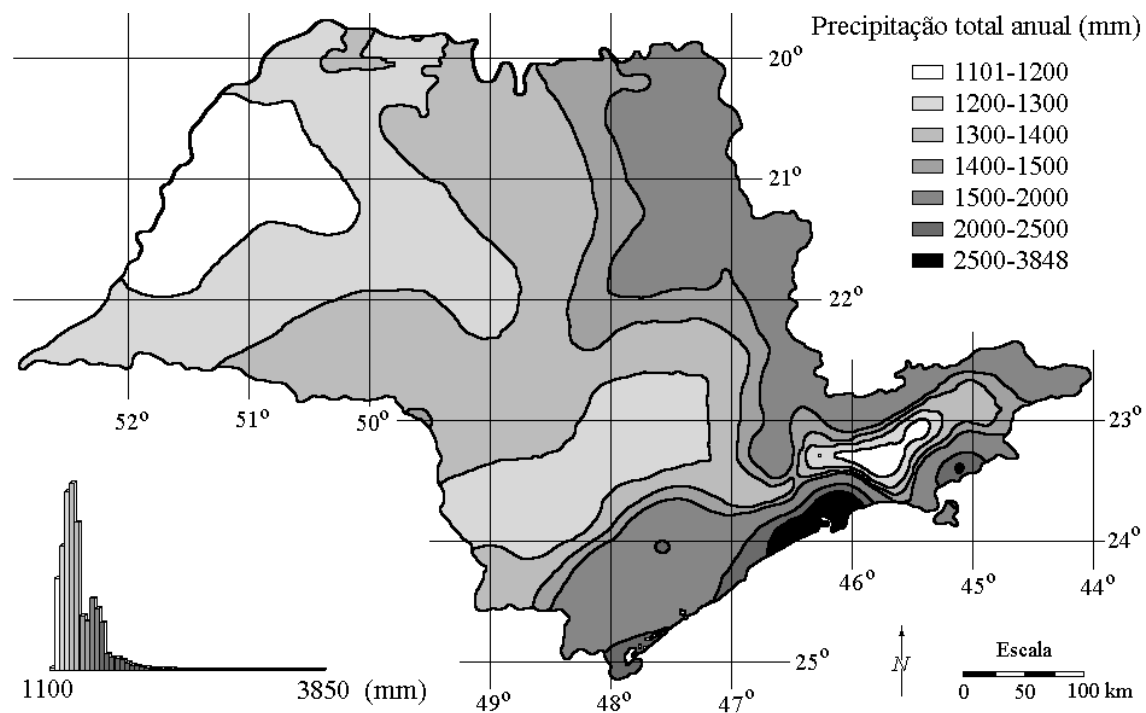


FIGURA 3.5 – Mapa de total anual de precipitação.

Numa verificação do efeito topográfico sobre a distribuição de chuvas no Estado, foram traçados transectos para extração dos dados altimétricos e de totais de precipitação com correspondência geográfica. Plotando-se os respectivos valores em escalas compatíveis (Figura 3.6), observa-se que a variação da precipitação anual acompanha os desníveis altimétricos, embora os valores absolutos não sejam correlacionados na totalidade dos dados.

Nos perfis apresentados na Figura 3.6, observa-se que a variação dos dados pluviométricos acompanha grandes feições orográficas apenas. Feições menores como divisores de água e canais de drenagem não se manifestaram em variações pluviométricas. Além da menor intensidade da ação orográfica nesses casos, um pouco da independência dos dados pode ser explicada também pela diferença de nível de detalhamento atingido pelo mapeamento para as diferentes variáveis. Outra observação de interesse é um grande aumento de nível pluviométrico apresentado na zona costeira, num efeito independente (e inverso) ao efeito topográfico descrito.

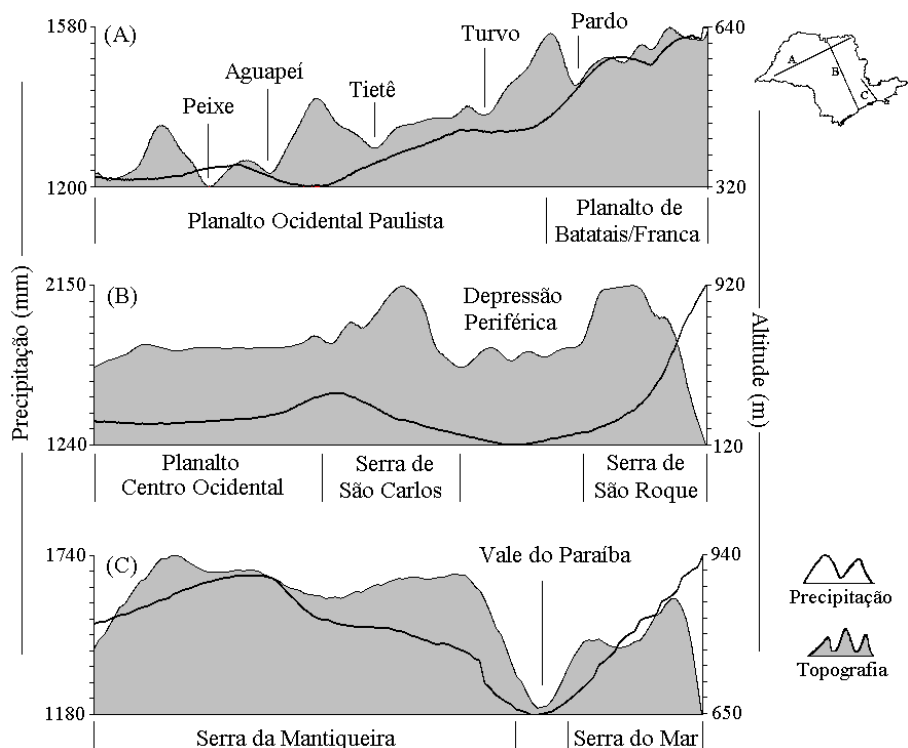


FIGURA 3.6 – Observação do efeito da topografia sobre a precipitação em transectos.

3.2 Balanço hídrico

Dos mapas das variáveis resultantes do balanço hídrico, as classes de intervalo de variação apresentadas foram adotadas especificamente para dar maior eficiência às ilustrações. Na prática, os resultados de interesse são constituídos dos planos de informação, correspondentes a estes mapas, cujos valores são numericamente contínuos. Diretamente, destinam-se a classificações por critérios variáveis em função do objetivo da análise, para o mapeamento de regiões homogêneas sob determinado ponto de vista. Com maior elaboração, essas variáveis são empregadas em cálculos e modelos, na forma de planos numéricos, para o atendimento de análises espacializadas e integração com outros dados.

São apresentados mapas das variáveis armazenamento de água no solo, evapotranspiração real, excedente hídrico e deficiência hídrica (Figura 3.7 a Figura 3.26). Para cada variável, apresentam-se 4 conjuntos de mapas mensais, correspondentes a 4 níveis de CAD (125mm, 100mm, 75mm e 50mm), seguida dos mapas anuais da mesma nos mesmos 4 níveis. Para os mapas anuais, os dados mensais podem ser integrados em combinações diferentes entre uma variável e outra, para que a síntese resultante apresente significado prático. No caso do armazenamento de água no solo, uma vez que a média ou a somatória não têm qualquer aplicação potencial, a síntese anual consistiu no nível de armazenamento mínimo. Esta variável indica a situação de máxima necessidade de irrigação, ou de máximo risco de perda da cultura por estresse hídrico. No caso das demais variáveis, optou-se pela somatória, ou valor acumulado, ao longo dos doze meses.

Estas variáveis apresentam comportamento espacial e temporal que alternam características das distribuições de temperatura e precipitação, combinadas em função das complexas relações entre estas no balanço hídrico. Uma vez que os mapas de temperatura vêm de uma transformação linear dos dados de altitude e latitude, a influência dessa variável pode ser avaliada visualmente pela facilidade de reconhecimento de feições do relevo. Os mapas de chuva, embora também relacionados à topografia, mantêm uma relação mais independente de feições do relevo. No caso do

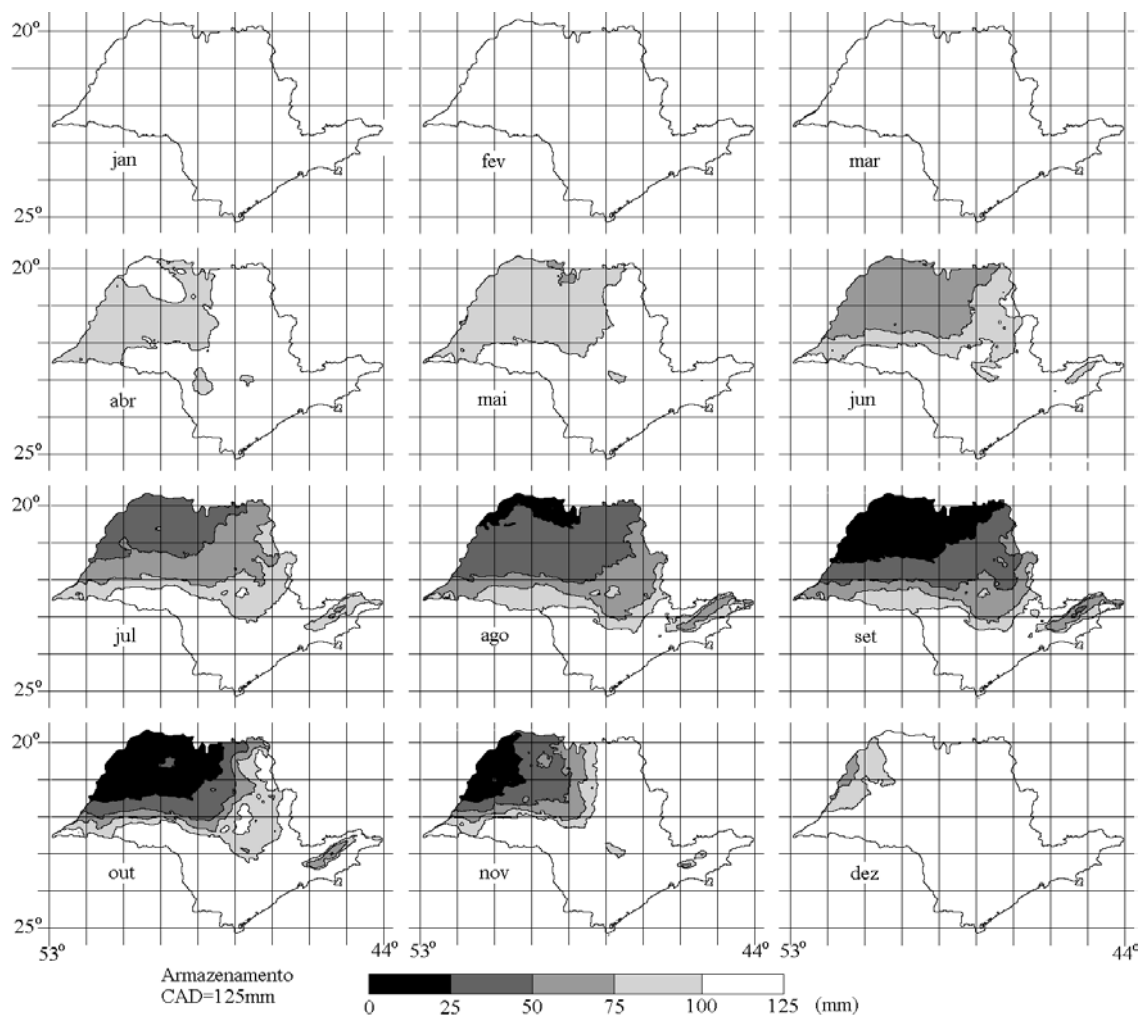


FIGURA 3.7 – Mapas médias mensais de armazenamento de água no solo (ARM) do Estado de São Paulo para CAD=125mm.

armazenamento de água no solo, observa-se que as classes estabelecidas apresentam contornos relativamente detalhados, que portanto indicam a temperatura como a principal fonte de variação em termos espaciais. No entanto, a distribuição temporal apresenta variação fortemente ligada aos níveis de precipitação, pois observa-se armazenamento máximo nos meses chuvosos (verão), a despeito da forte evaporação causada pelas altas temperaturas desse período.

Observa-se que no noroeste do Estado a redução do armazenamento de água no solo sob CAD de 125mm (Figura 3.7) inicia-se de março a abril, só recuperando os níveis plenos (isto é, a 80% da CAD) depois de dezembro. Outras regiões iniciam o período de

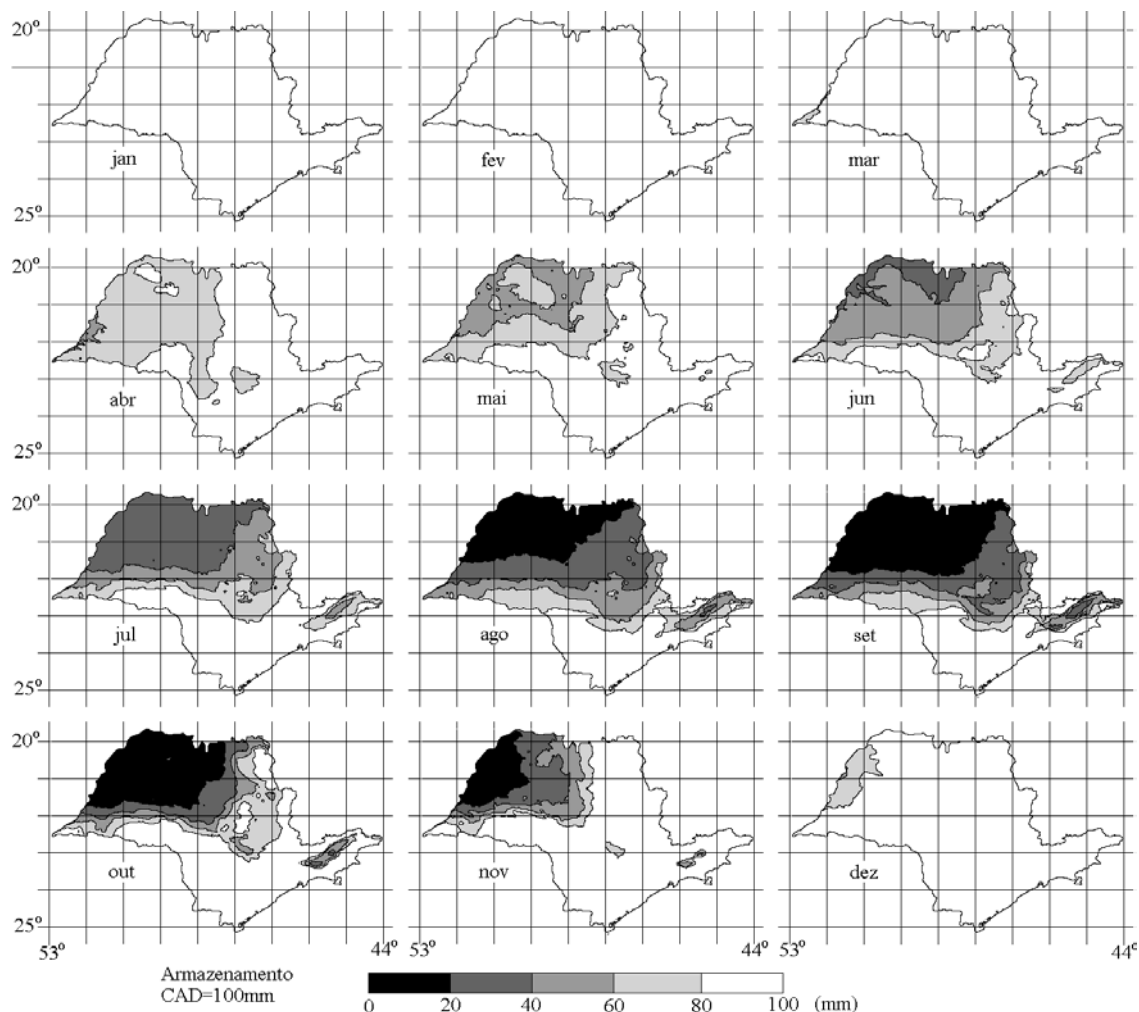


FIGURA 3.8 – Mapas médias mensais de armazenamento de água no solo (ARM) do Estado de São Paulo para CAD=100mm.

redução do armazenamento mais tarde e recuperam os níveis mais cedo, como o centro do estado. A região litorânea e o sul do Estado permanecem sob armazenamento pleno durante todo o ano.

À medida que se reduz a CAD para 100mm (Figura 3.8), observa-se que a redução do armazenamento começa antes, com uma pequena área no extremo oeste do estado apresentando já em março a redução do armazenamento. Se, por um lado, um reservatório menor é esvaziado mais rápido, por outro, a recuperação também é mais rápida. Portanto, sob CAD de 100mm, os níveis de armazenamento de dezembro, embora também incompletos, se apresentam superiores àqueles calculados sob CAD de

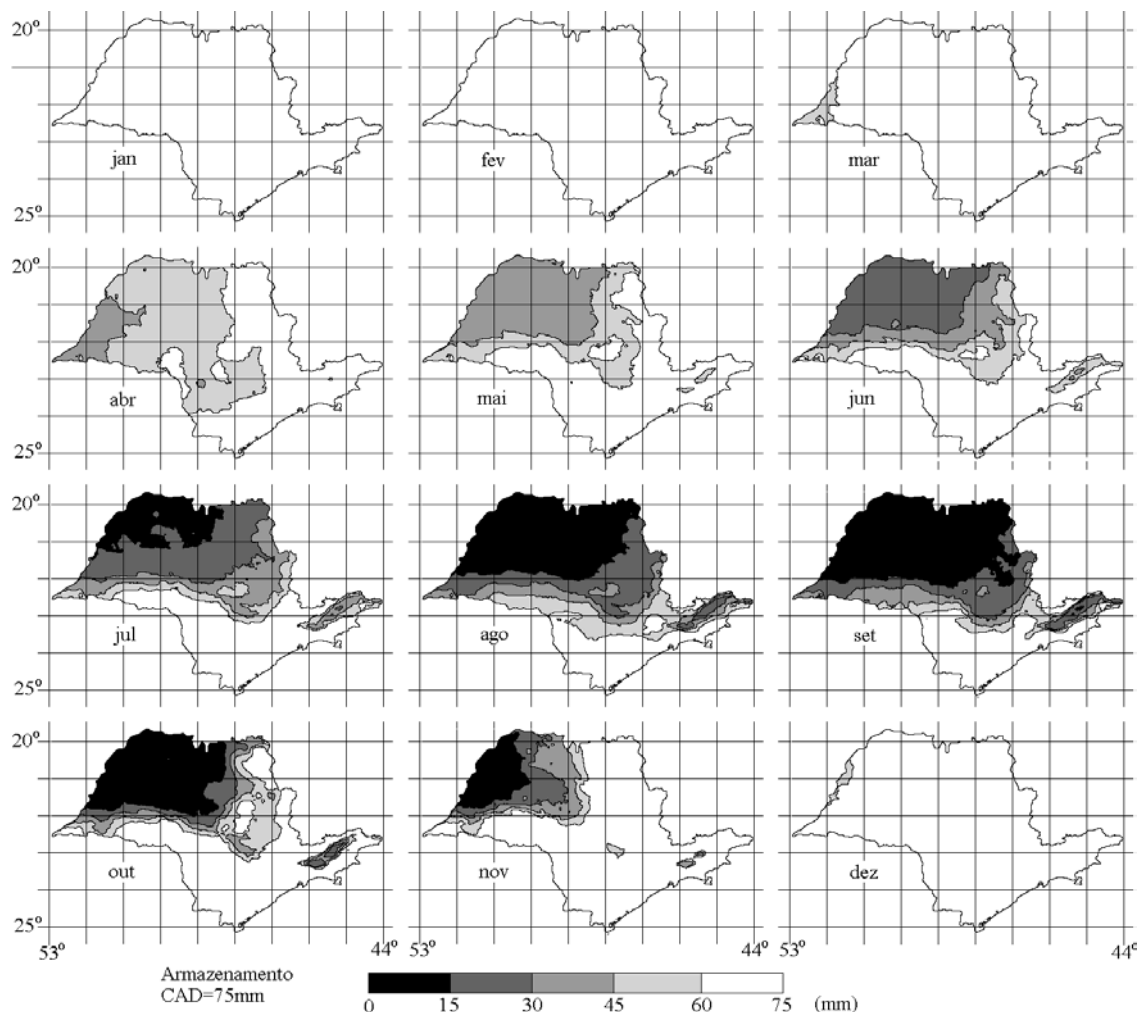


FIGURA 3.9 – Mapas médias mensais de armazenamento de água no solo (ARM) do Estado de São Paulo para CAD=75mm.

125mm. Essa tendência prossegue sistematicamente com a redução da CAD para 75mm (Figura 3.9) e 50mm (Figura 3.10). Em outras palavras, sob CAD menores, a redução do armazenamento é mais intensa e ocorre antes do que em condições de CAD maiores, enquanto a reversão ocorre em menos tempo. Deve-se ressaltar que esta comparação é válida tanto em termos absolutos (mm) como em termos relativos (porcentagem da CAD).

Observando os períodos de menor armazenamento (julho a outubro), verifica-se que a metade norte do Estado tem os níveis tanto mais reduzidos quanto menor for a CAD. Nesse período, com a redução da nível de CAD, há também uma maior concentração de

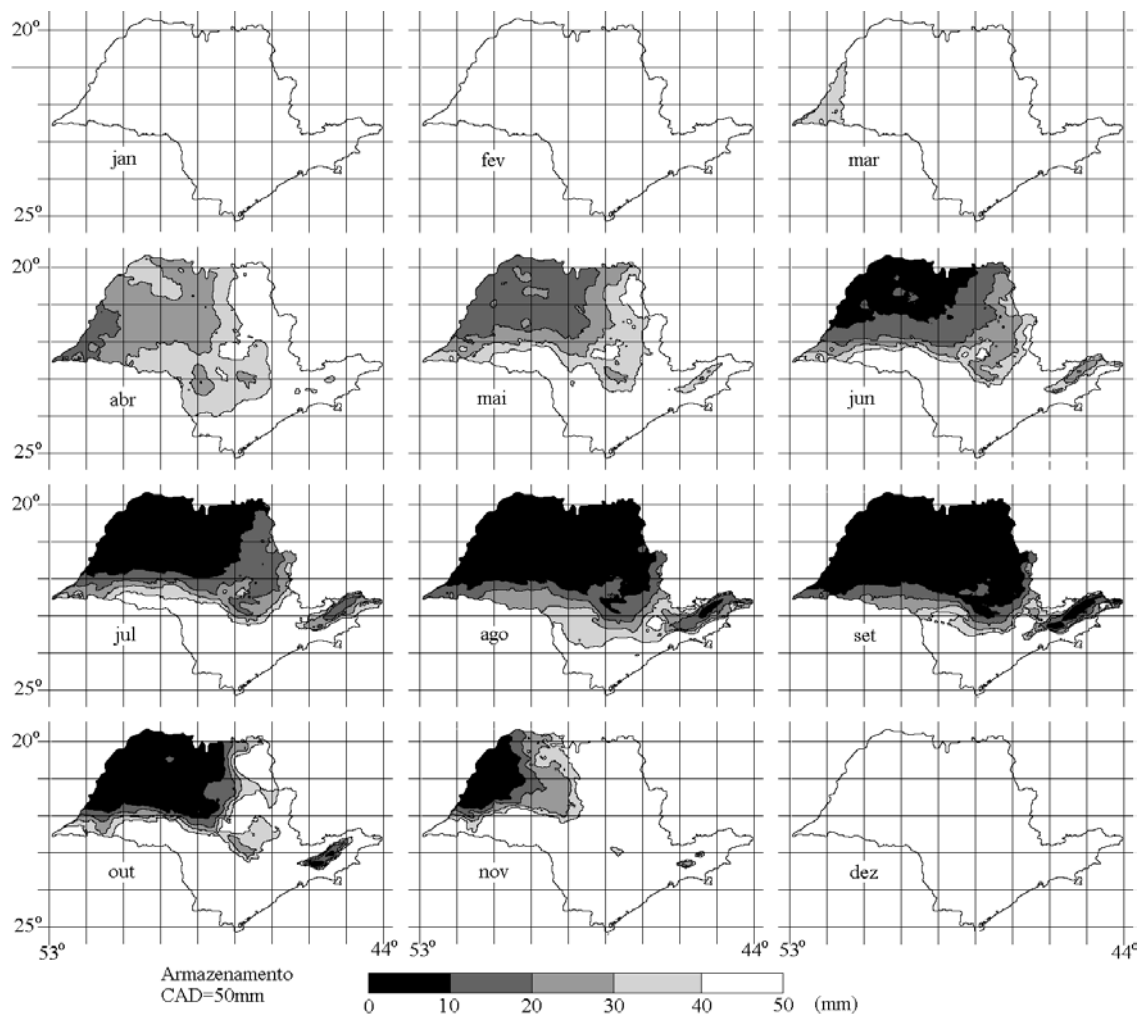


FIGURA 3.10 – Mapas médias mensais de armazenamento de água no solo (ARM) do Estado de São Paulo para CAD=50mm.

área sob a condição de menor armazenamento. Reciprocamente, a adoção de CAD maiores permite uma gradação mais ampla das condições de armazenamento, como resultado das variações climáticas.

Apesar de estar cercado de áreas imunes à redução do armazenamento, como a Serra do Mar e da Mantiqueira, o vale do rio Paraíba do Sul (extremo leste do estado) apresenta redução no armazenamento relativamente grande, se comparado às áreas de mesma latitude e distância do mar. Os mapas anuais (Figura 3.11) indicam que esta região apresenta níveis de armazenamento mínimo compatíveis com as regiões reconhecidamente mais secas do Estado, no extremo oeste. Tal condição se explica em

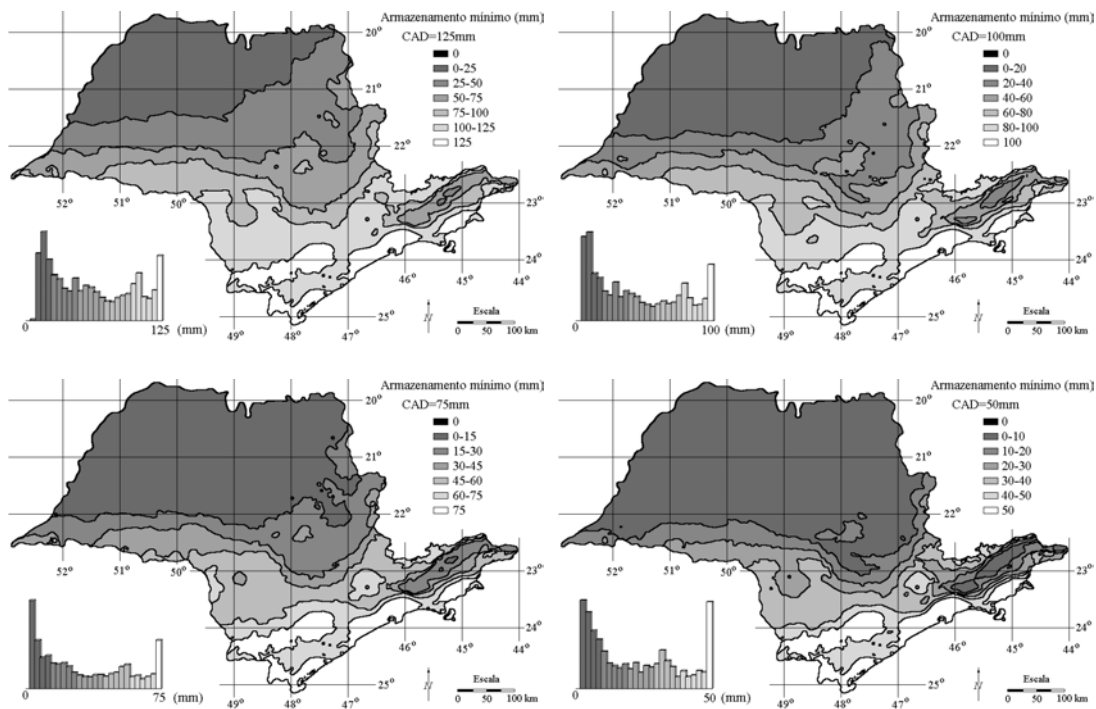


FIGURA 3.11 – Mapas anuais de armazenamento mínimo de água no solo (ARM) do Estado de São Paulo para diferentes níveis de CAD.

parte pelos índices pluviométricos registrados nas estações pluviométricas situadas no vale, mas o contraste local do armazenamento de água mostra-se mais relacionado às baixas altitudes locais (em torno de 500m no fundo do vale) em relação à altitude das serras circunvizinhas, onde predominam altitudes de 1000m a 2000m. Tal gradiente altitudinal se refletiu nas variações de temperatura, as quais determinam a distribuição da evapotranspiração potencial, que dá início a todo o cálculo de balanço hídrico.

Por outro lado, o litoral, cujas temperaturas correspondem às máximas do Estado, apresenta regiões com armazenamento pleno (Figura 3.11), independentemente da condição de CAD. Nesse caso, o potencial de evapotranspiração dado pelas temperaturas locais não foi suficiente para compensar os altíssimos registros pluviométricos do litoral, conforme foi verificado nos transectos B e C da Figura 3.6

Os mapas de evapotranspiração real (Figura 3.12 a Figura 3.16) apresentam certa correlação com aqueles do armazenamento de água no solo, descritos anteriormente. A

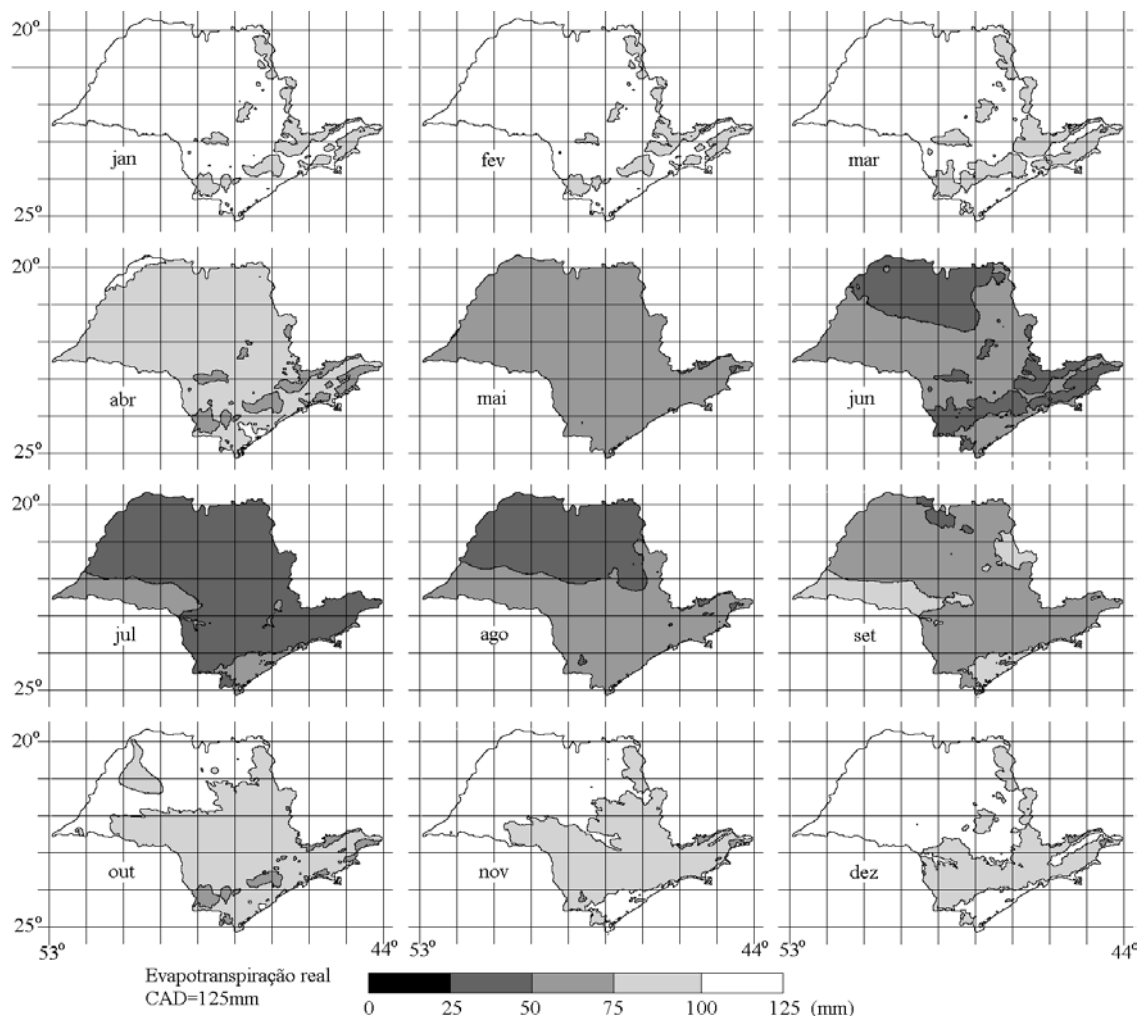


FIGURA 3.12 – Mapas médias mensais de evapotranspiração real (ER) do Estado de São Paulo para CAD=125mm.

razão para isso é a dependência de ambas variáveis em relação à quantidade de água presente no meio. A temperatura, a princípio, desempenha um papéis inversos, isto é, quanto maior a temperatura, maior a evapotranspiração real, porém com conseqüente redução do armazenamento no solo. Nos meses chuvosos (outubro a março), observa-se que há algumas áreas com evapotranspiração relativamente reduzida, cuja distribuição em áreas de maior altitude revelam a limitação devido a menores temperaturas. Isso é reforçado pelas formas mapeadas nesse período, que apresentam notável relação com feições de relevo.

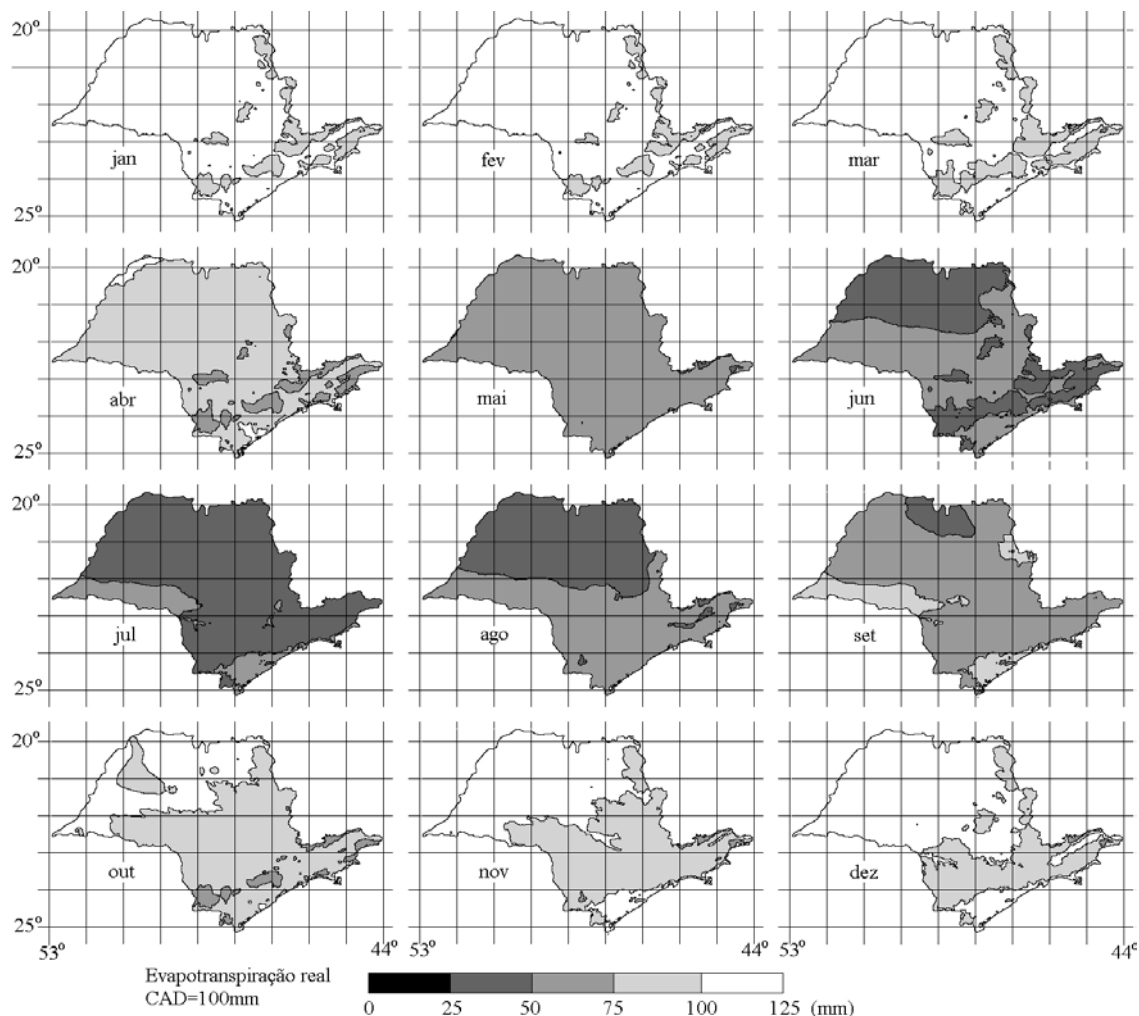


FIGURA 3.13 – Mapas médias mensais de evapotranspiração real (ER) do Estado de São Paulo para CAD=100mm.

Reciprocamente, no período de julho-agosto, mais frio e com pequena disponibilidade hídrica, as formas se apresentam mais arredondadas, caracterizando que a variação espacial da evapotranspiração real é nessa época determinada predominantemente pelos níveis de precipitação.

Entre os diversos níveis de CAD testados, observa-se que a evapotranspiração real apresenta diferenças somente no período seco (junho a setembro), quando a quantidade de água disponível para o fenômeno depende mais do fornecimento pelo solo (Figuras 3.12 a 3.15).

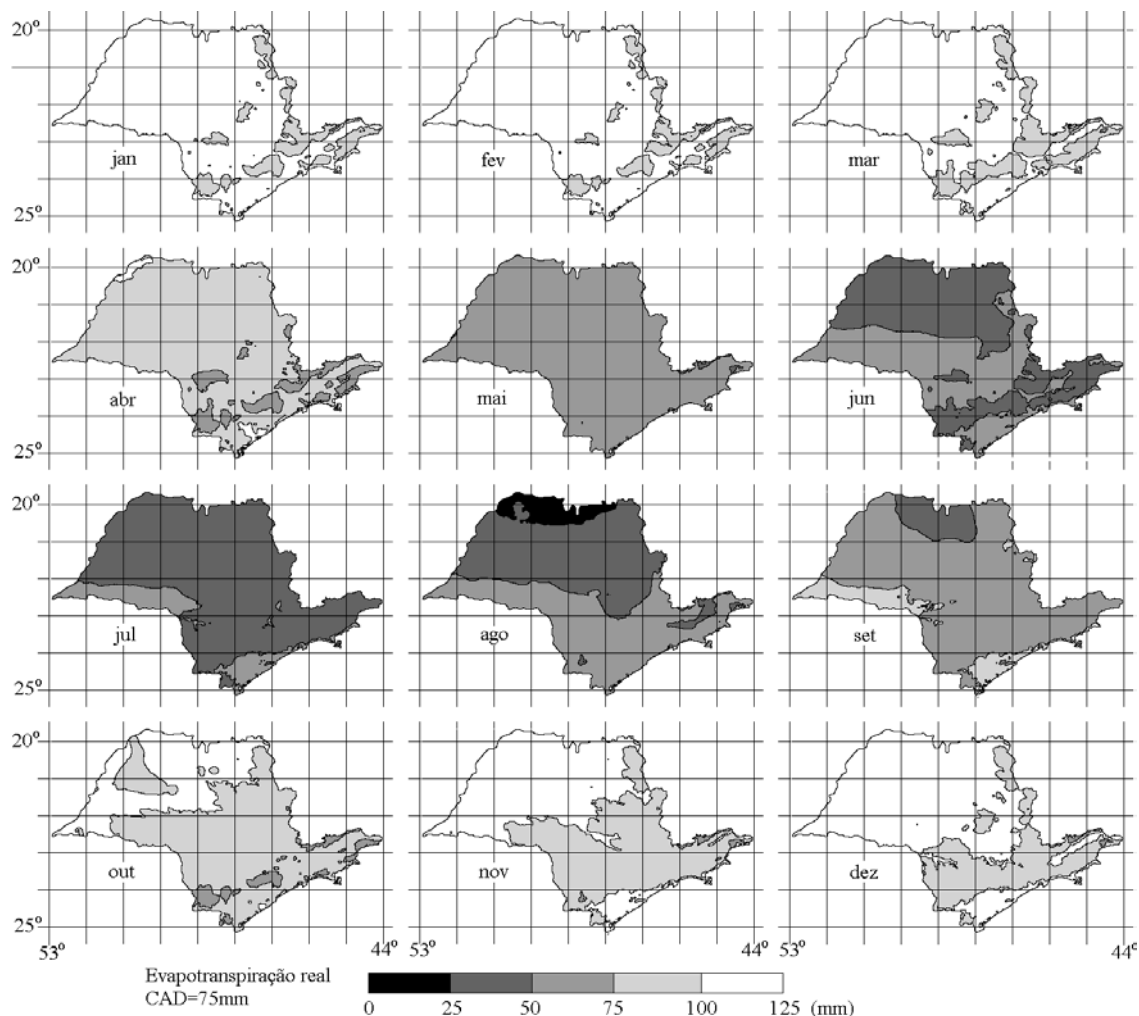


FIGURA 3.14 – Mapas médias mensais de evapotranspiração real (ER) do Estado de São Paulo para CAD=75mm.

Até o mês de maio, a retirada de água do solo e a conseqüente redução do armazenamento ainda não representaram restrições à evapotranspiração. A partir de junho, quanto menor o nível de CAD, menor a evapotranspiração. Essa relação perdura até o mês de outubro, quando a precipitação abastece o sistema solo-atmosfera água suficientemente para que o processo esteja limitado somente pela temperatura. De outubro a abril, os mapas se apresentam independentes da CAD.

As considerações relacionando a CAD à evapotranspiração real baseadas em períodos secos ou úmidos não valem para a região litorânea, pelo fato desta região estar

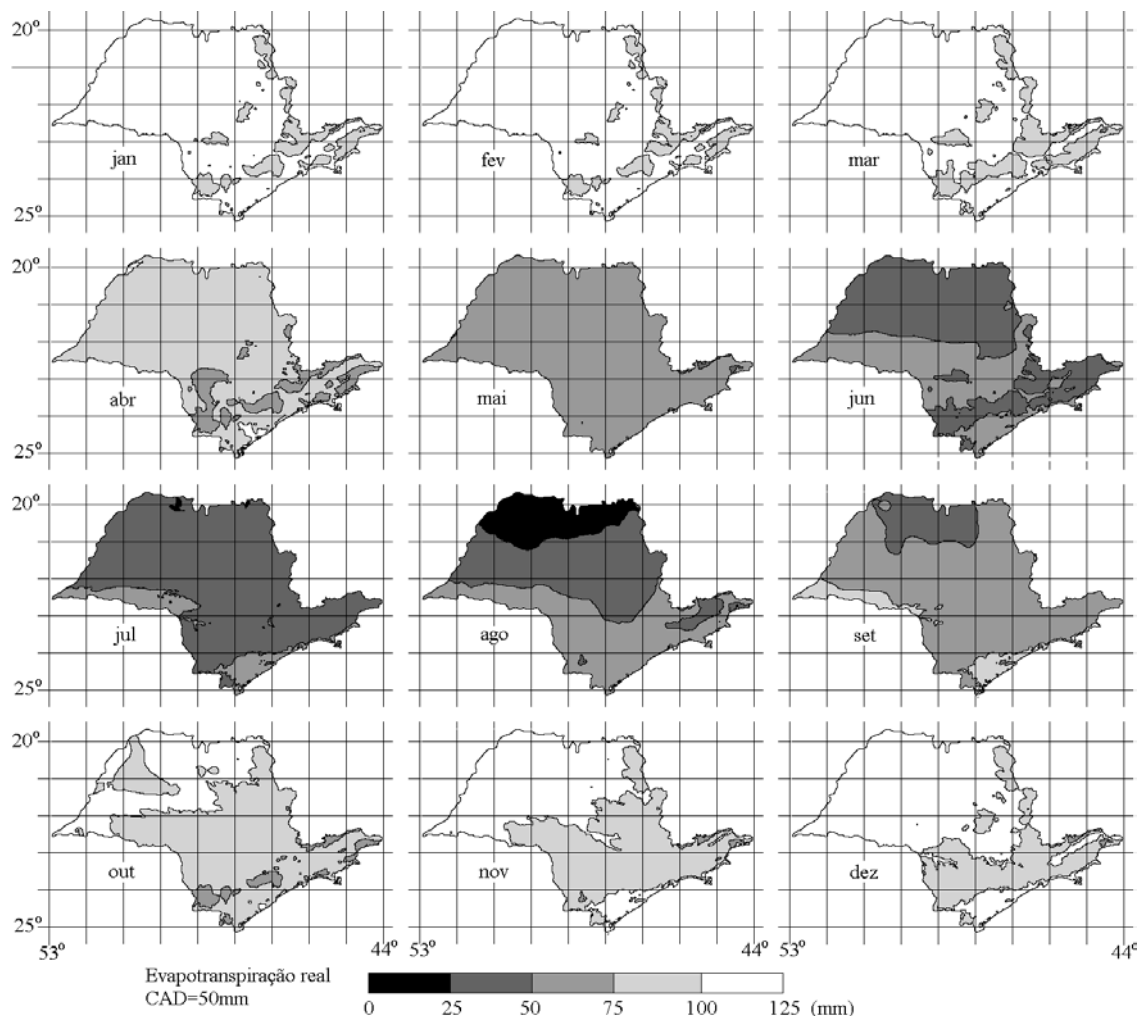


FIGURA 3.15 – Mapas médias mensais de evapotranspiração real (ER) do Estado de São Paulo para CAD=50mm.

constantemente sob precipitações intensas. Nessas condições a evapotranspiração varia predominantemente em função das variações locais e mensais de temperatura.

Tal independência em relação à CAD se apresenta mais claramente nos mapas de totais anuais de evapotranspiração real (Figura 3.16). Nestes mapas, o condicionamento dos níveis de CAD pelos mecanismos discutidos imprimem variações somente na região aqui referida como *Interior*, que corresponde à Bacia Sedimentar do Paraná.

Nos totais anuais de evapotranspiração real (Figura 3.16) observa-se que os índices mínimos ocorrem no Cinturão Orogênico do Atlântico, sobretudo nas terras altas das

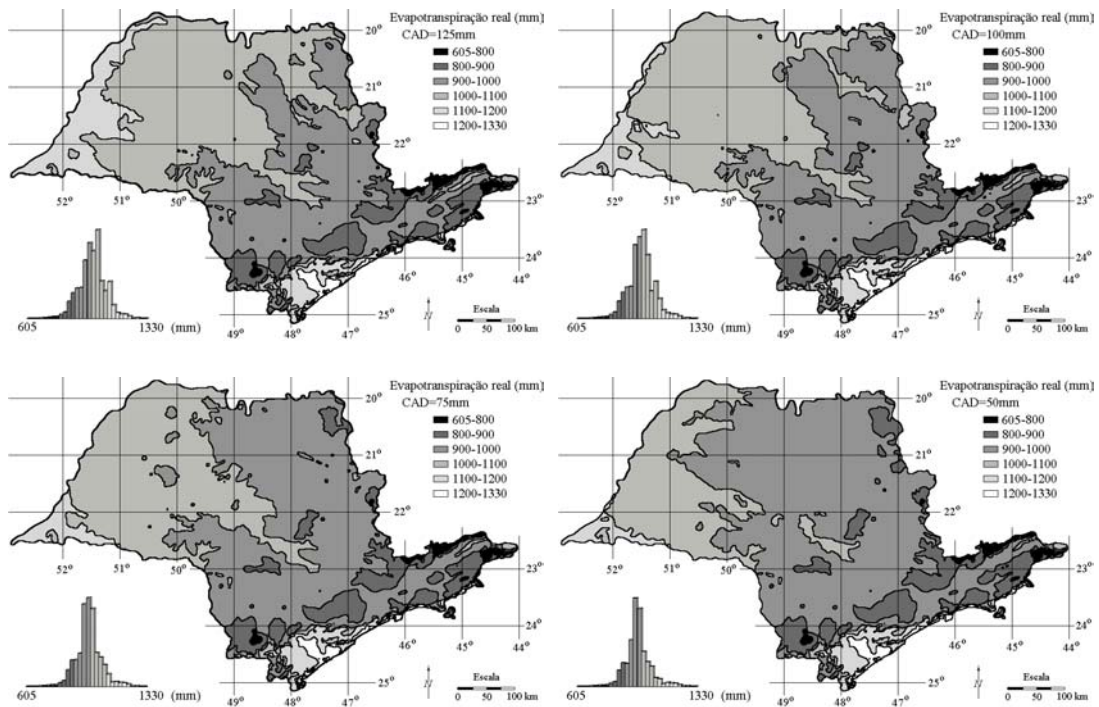


FIGURA 3.16 – Mapas anuais de evapotranspiração real (ER) do Estado de São Paulo para diferentes níveis de CAD.

serras. Uma vez que esses locais são reconhecidos por altos índices pluviométricos e clima ameno ou frio, essa observação indica que os mínimos anuais de evapotranspiração estiveram mais relacionados à distribuição de temperatura do que à precipitação. Tal combinação chuva-temperatura configura uma situação de intensa entrada de água no sistema solo-planta sem uma retirada correspondente da atmosfera, o que resulta em excedentes hídricos, condição para infiltração e escoamento intensos.

Em termos anuais, a situação oposta ocorre no extremo oeste, com menores índices pluviométricos e altas temperaturas. Embora tal combinação sugira uma situação de pouca água disponível para plantas, a evapotranspiração anual resultante é intensa em comparação com a condição média do Estado.

O cálculo resultou em níveis máximos de evapotranspiração real nas terras baixas do vale do Ribeira, ao sul do Estado, onde a combinação de altas temperaturas e intensa precipitação provocou uma evapotranspiração anual em torno de 1330mm.

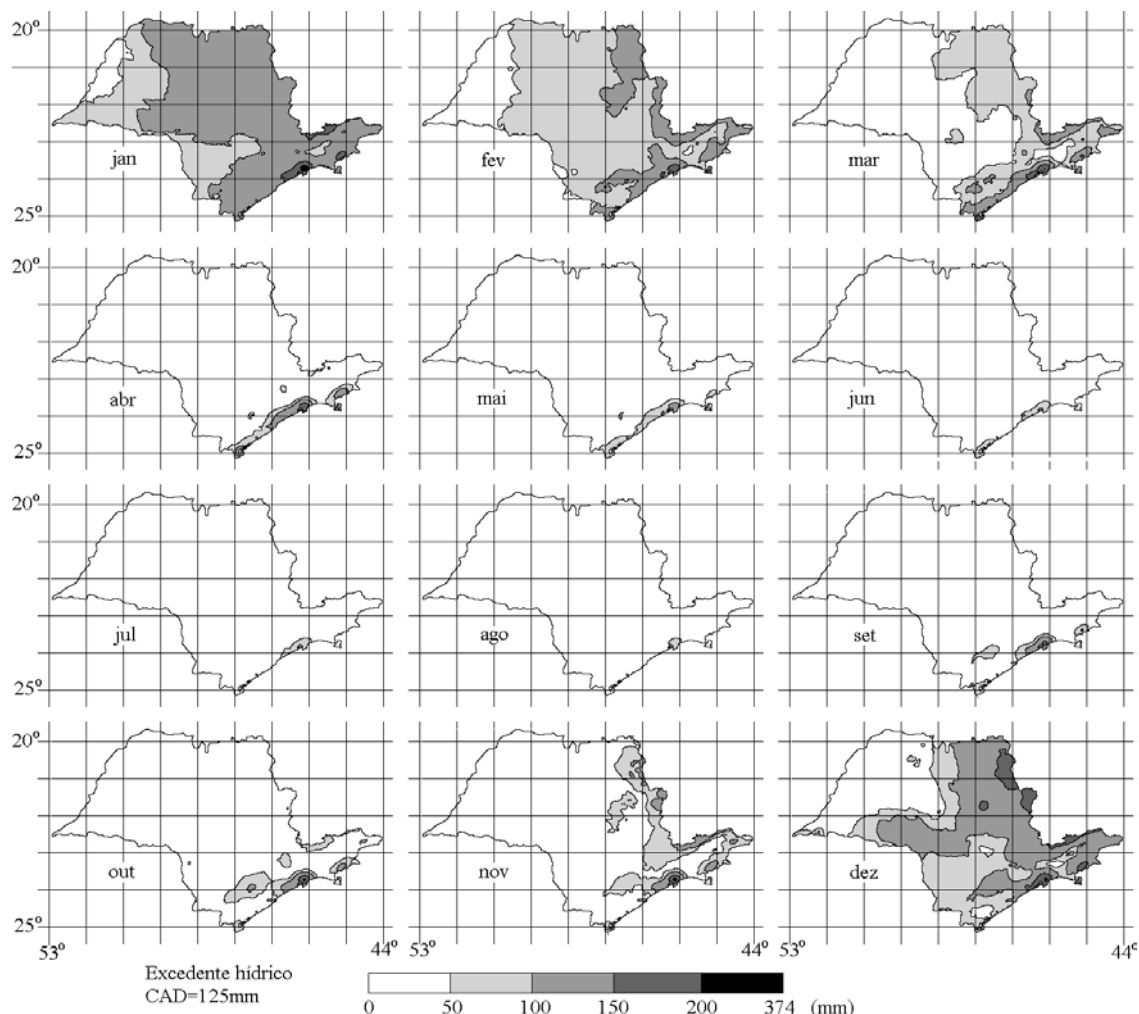


FIGURA 3.17 – Mapas médias mensais de excedente hídrico (EXC) do Estado de São Paulo para CAD=125mm.

Os mapas mensais de excedente hídrico (Figura 3.17 a 3.20), com exceção de algumas regiões litorâneas, mostraram níveis expressivos dessa variável de novembro a março.

De abril a outubro, pode-se dizer que o Estado está, de modo geral, livre de excedente hídrico, com exceções de áreas minoritárias. A metade oeste do Estado inicia esse período já em março. As exceções são representadas pelas regiões de Santos, Ubatuba e da Serra da Mantiqueira, cujos excedentes começam a se manifestar a partir de setembro e outubro. A região de Santos, que apresenta os níveis máximos de excedente hídrico, apresenta excedente ao longo de todo o ano.

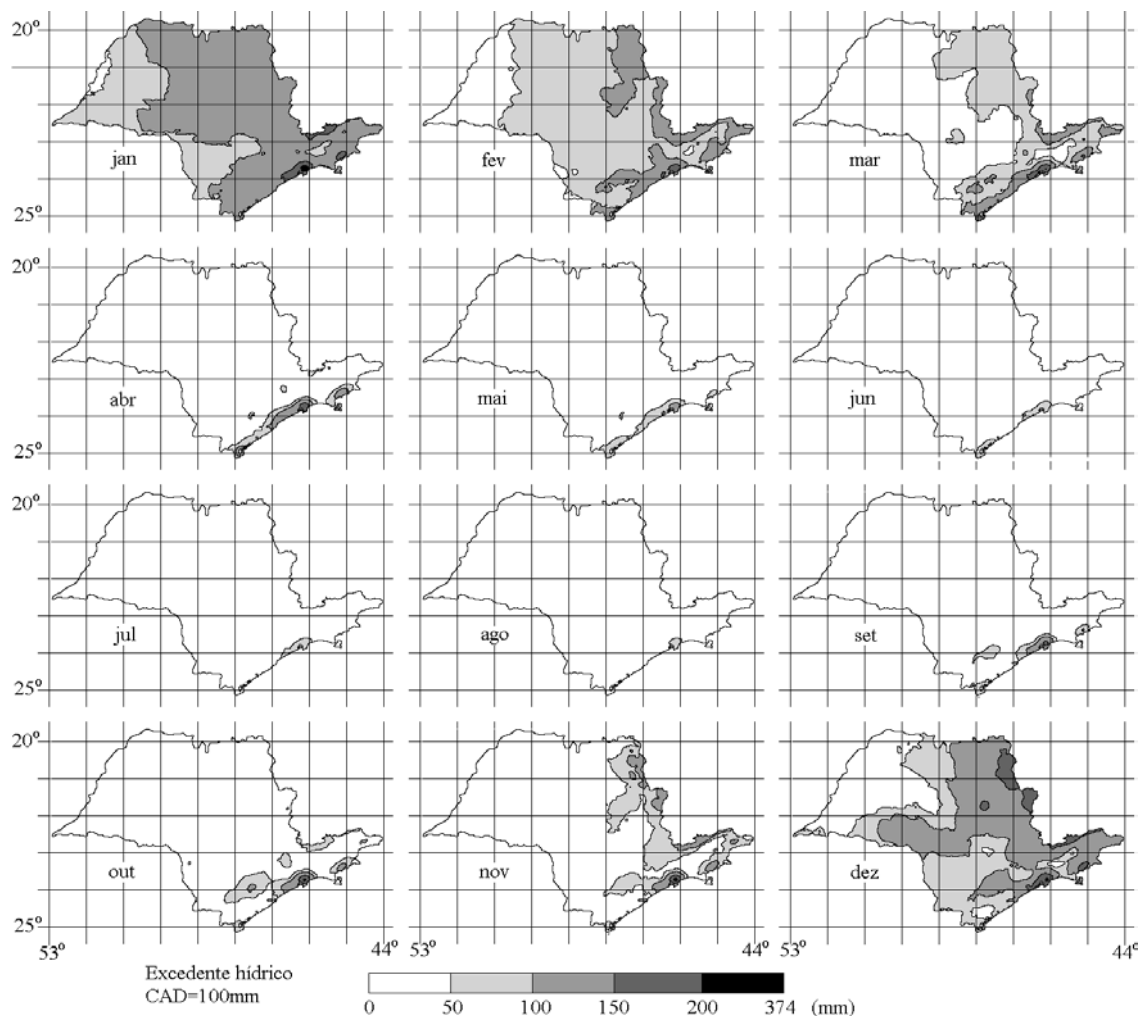


FIGURA 3.18 – Mapas médias mensais de excedente hídrico (EXC) do Estado de São Paulo para CAD=100mm.

A região noroeste do Estado apresenta os menores excedentes, conforme se pode concluir com as observações sobre a avapotranspiração real. As condições de temperatura e precipitação dessa região tornam a CAD uma variável importante no cálculo do excedente hídrico. Comparando-se os mapas obtidos sob CAD diferentes (Figura 3.17 a 3.20), observa-se um expressivo aumento do excedente hídrico nessa região nos meses chuvosos (janeiro, por exemplo) com a diminuição da CAD.

Uma vez que as atividades agrícolas do Estado se concentram na região do *Interior*, a ocorrência de excedentes hídricos nos meses de verão torna recomendável a adoção de práticas que favoreçam a infiltração de água no solo, para evitar a produção de

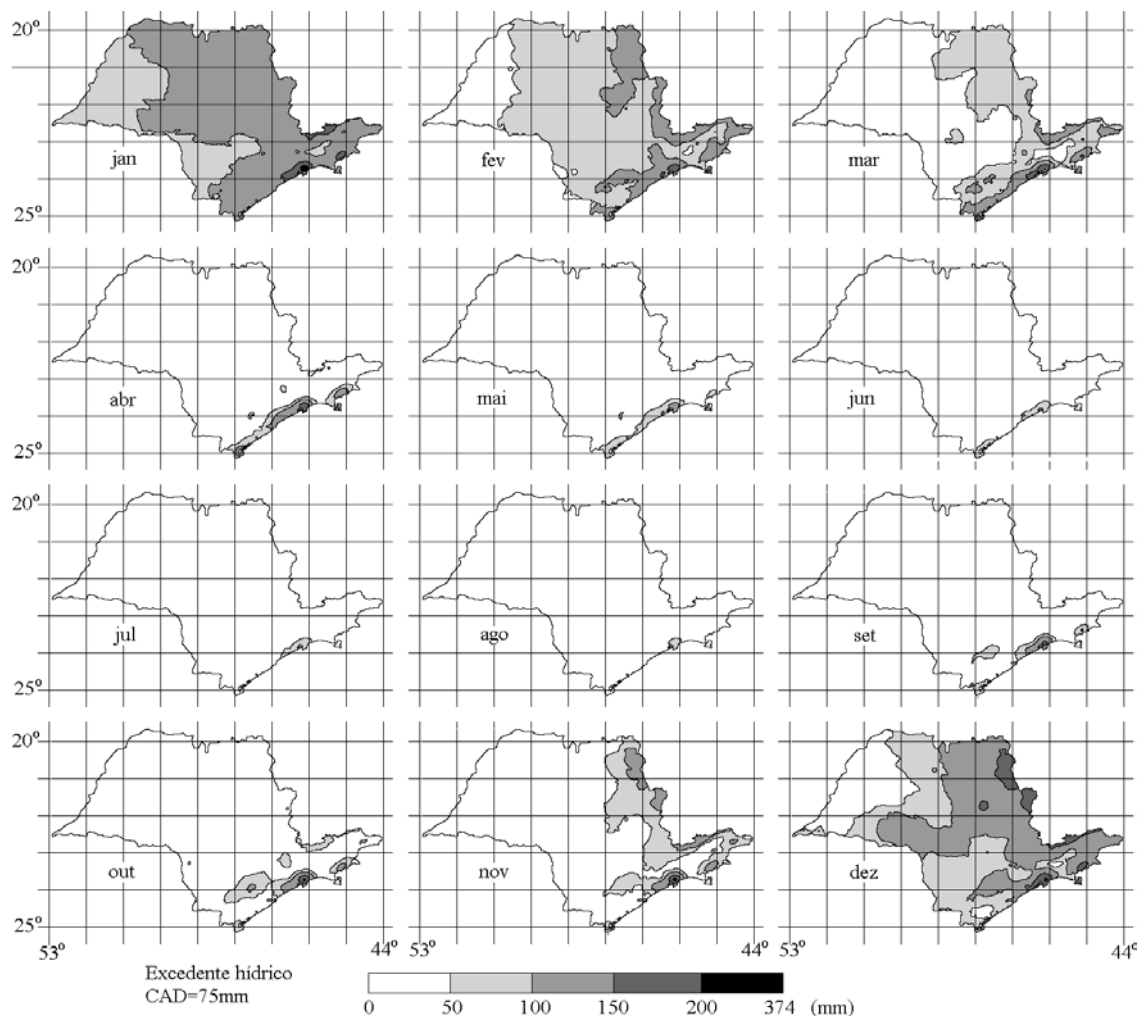


FIGURA 3.19 – Mapas médias mensais de excedente hídrico (EXC) do Estado de São Paulo para CAD=75mm.

escoamento superficial. Tais cuidados devem ser observados mais atentamente em solos de baixa retenção de água e baixa infiltração, mais aptos a produzir escoamento. Os solos com horizonte B textural mostram-se especialmente vulneráveis a este processo, devido à baixa capacidade de retenção da camada superficial associado à baixa capacidade de infiltração no horizonte subsuperficial. Estes solos ocorrem sobre relevo relativamente movimentado, o que favorece o movimento horizontal da água excedente, quando sob condição de solo saturado.

Os níveis de excedente hídrico mensal apresentados nos mapas podem fornecer alguma indicação para o dimensionamento de estruturas de drenagem nos casos necessários,

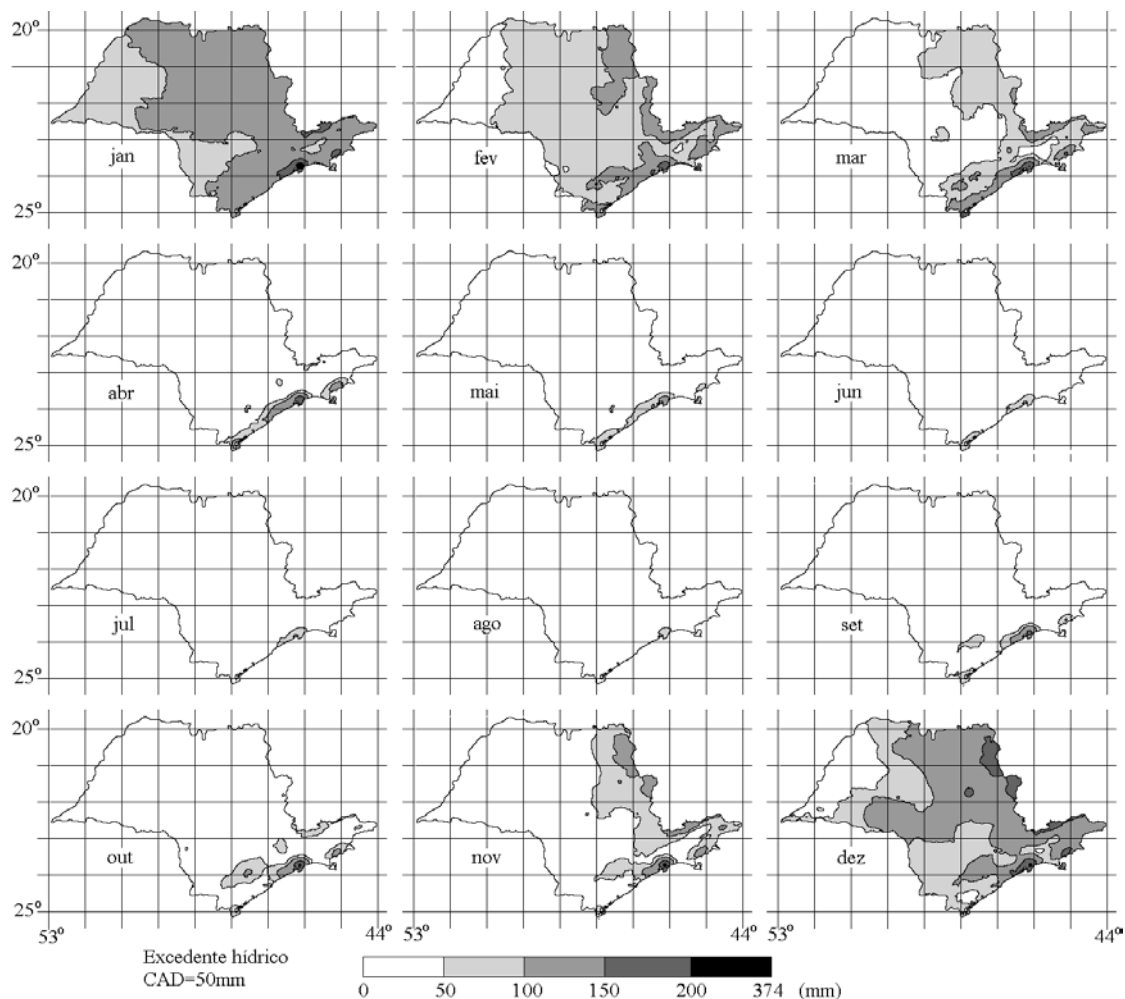


FIGURA 3.20 – Mapas médias mensais de excedente hídrico (EXC) do Estado de São Paulo para CAD=50mm.

porém estes cálculos devem se apoiar também em registros momentâneos de precipitação, sobretudo em termos de sua intensidade. A utilização correta dos valores mapeados deve se restringir à abordagem de aspectos de médio a longo prazo, devido ao caráter climatológico, à adoção de unidades mensais e à generalização cartográfica da informação.

Os totais anuais de excedente hídrico (Figura 3.21) mostram-se invariáveis em relação aos níveis de CAD em grande parte do território estadual. Somente nas áreas mais secas, no noroeste do Estado, apresentaram respostas à CAD em termos de totais anuais. Se, por um lado, regiões menos suscetíveis a excedente hídrico se mostram sensíveis à

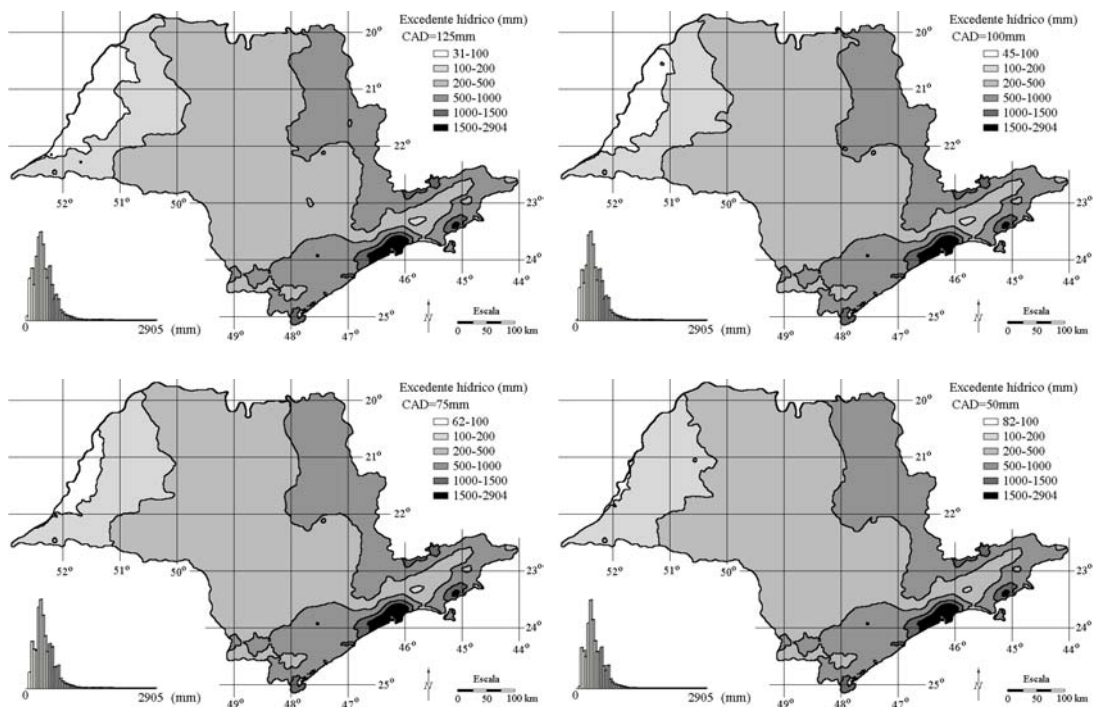


FIGURA 3.21 – Mapas anuais de excedente hídrico (EXC) do Estado de São Paulo para diferentes níveis de CAD.

CAD, deve-se considerar que as demais áreas estão sujeitas a altos níveis de excedente hídrico independentes da condição do solo. Tal fato caracteriza a vulnerabilidade dessas últimas à agressividade da chuva, corroborada pela freqüente incidência de enchentes, deslizamentos e processos erosivos intensos que ocorrem nessas regiões do Estado.

Em certo aspecto, os mapas de deficiência hídrica (Figura 3.22 a Figura 3.26) são complementares àqueles de excedente hídrico, uma vez que os períodos de ocorrência de uma e de outra variável são excludentes. O período de ocorrência da deficiência hídrica está restrito aos meses de maio a outubro, sob CAD de 125mm (Figura 3.22), estendendo o período desde abril para CAD menores (Figura 3.23 a Figura 3.25). Observa-se que as áreas de deficiência hídrica se concentram no norte do Estado, com a exceção do vale do rio Paraíba do Sul, que apresenta sensível deficiência nos meses de agosto e setembro, quando o período seco está avançado. A região litorânea não apresenta deficiência hídrica em nenhuma época do ano.

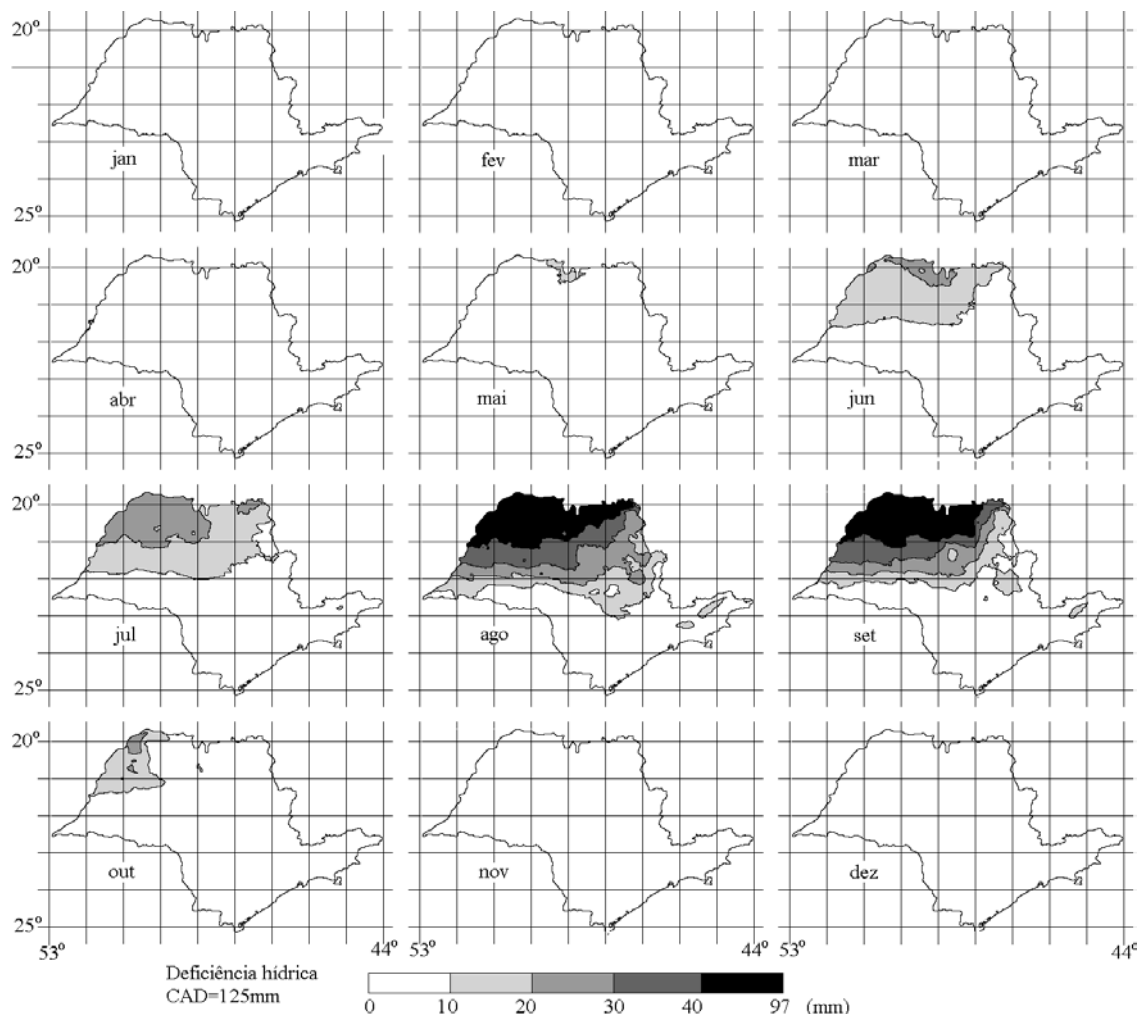


FIGURA 3.22 – Mapas médias mensais de deficiência hídrica (DEF) do Estado de São Paulo para CAD=125mm.

Observa-se que as áreas de deficiência regridem rapidamente com o início da estação chuvosa, principalmente de setembro para outubro. Nesta transição, os níveis de deficiência no norte do Estado regridem de 99mm, aproximadamente, para menos de 10mm, permanecendo ainda em outubro um faixa com deficiência em torno de 10mm a 20mm na região noroeste.

A variação de CAD modificou a evolução da deficiência hídrica com intensificação e adiantamento de seu período de ocorrência, conforme se pode verificar pelo aumento das áreas de deficiência quando se comparam seqüencialmente os mapas da Figura 3.22 à Figura 3.25. Com o reinício do período chuvoso, observa-se um ligeiro atraso na

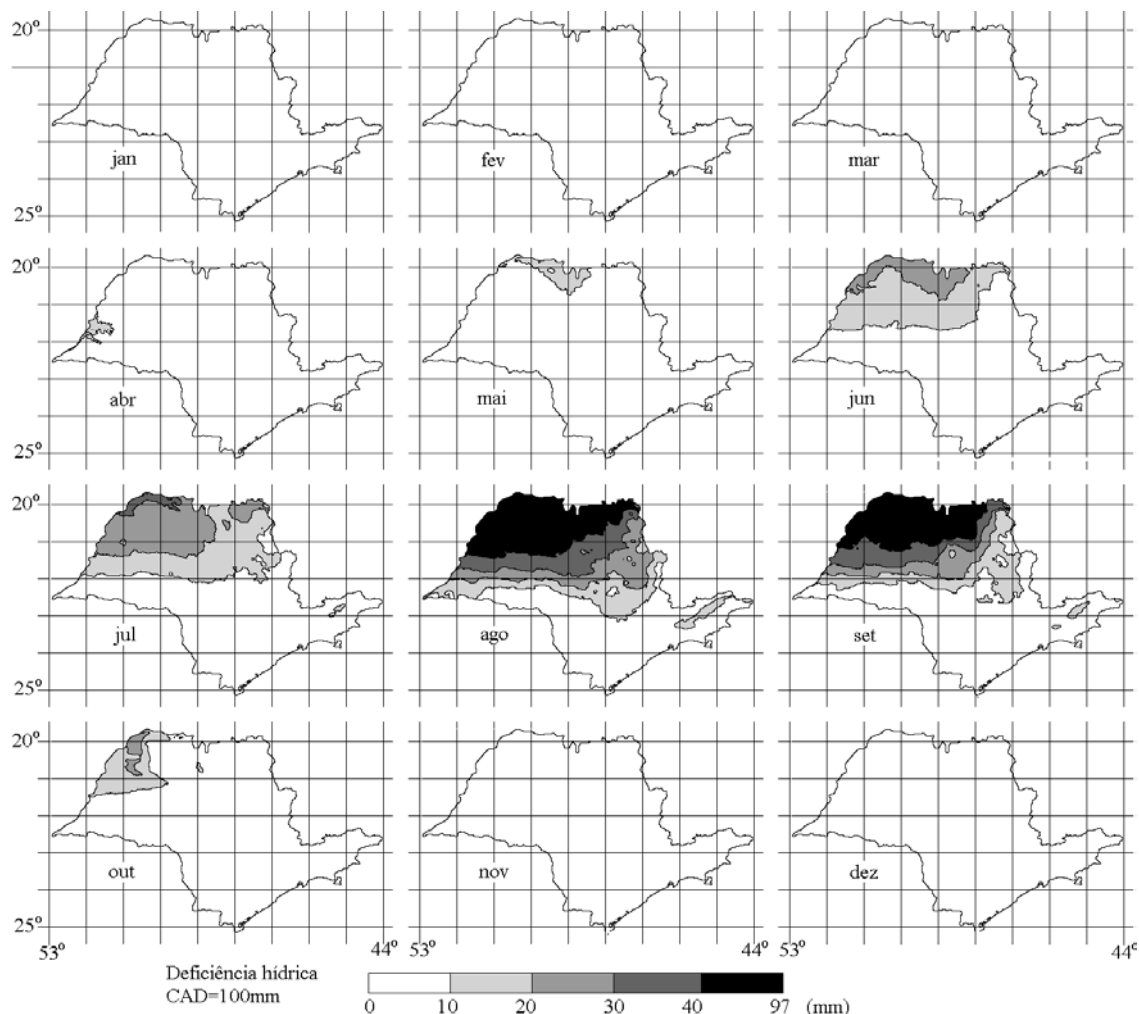


FIGURA 3.23 – Mapas médias mensais de deficiência hídrica (DEF) do Estado de São Paulo para CAD=100mm.

reversão da deficiência com CAD menores. Tal atraso indica uma maior intensidade da deficiência hídrica, que requer maior volume de reposição de água para a recomposição do armazenamento no solo, a despeito da sua menor capacidade.

A região do vale do rio Paraíba do Sul se apresenta como uma área susceptível à deficiência geograficamente isolada da extensa área de deficiência hídrica descrita ao norte do Estado. Ao contrário desta, apresenta predomínio de solos com pouca capacidade de armazenamento (Cambissolos e Litossolos), o que caracteriza uma situação semelhante àquela apresentada sob CAD de 50mm (Figura 3.25). Nesta situação, os níveis de deficiência atingidos em agosto, por exemplo, são comparáveis

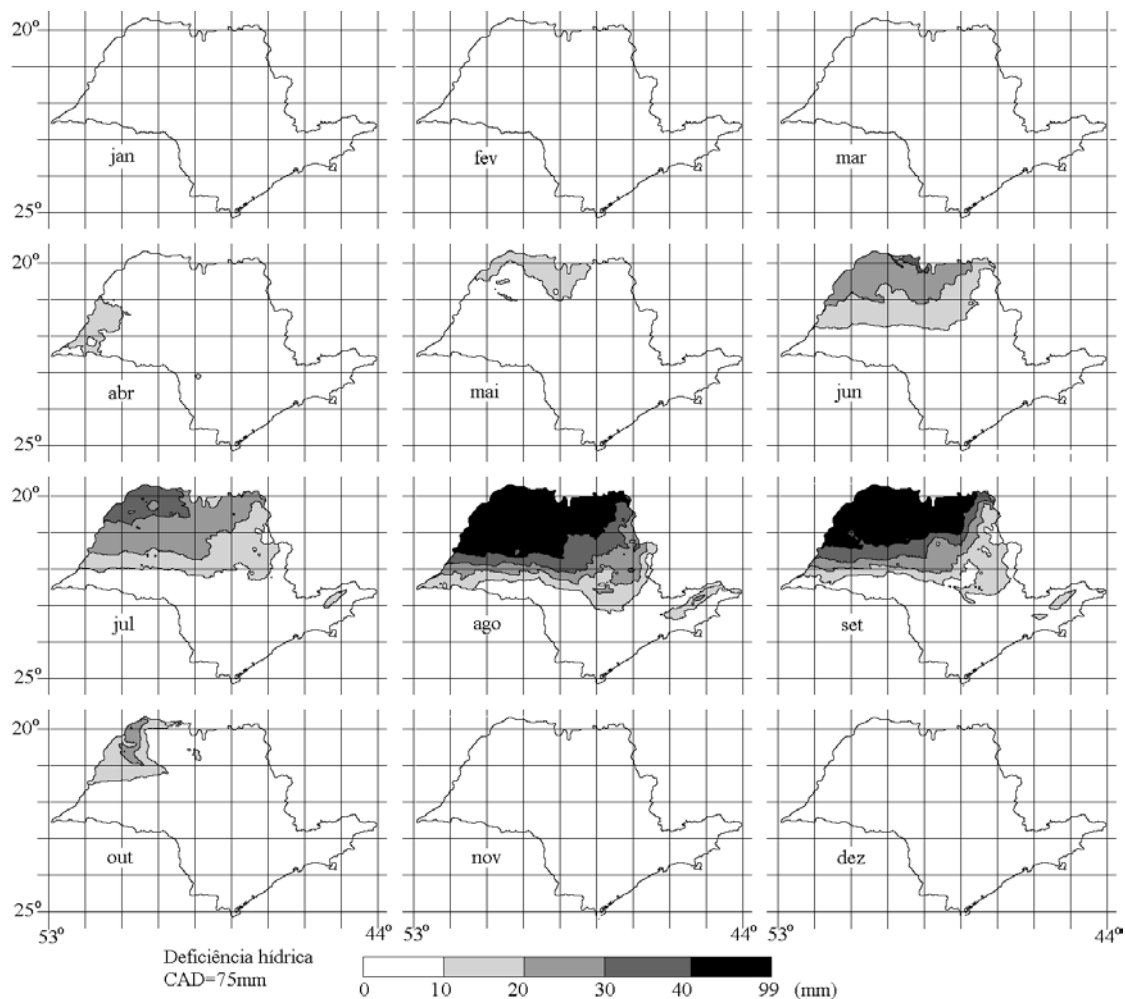


FIGURA 3.24 – Mapas médias mensais de deficiência hídrica (DEF) do Estado de São Paulo para CAD=75mm.

aos de muitas áreas da região de Presidente Prudente (extremo oeste), onde predominam Latossolos e Argissolos (Podzólicos), solos de maior capacidade de armazenamento. O período calculado de deficiência hídrica na região do rio Paraíba do Sul sob CAD de 50mm inicia-se 1 mês antes do mesmo quando calculado sob CAD de 125mm.

Observando os mapas anuais de deficiência hídrica (Figura 3.26), verifica-se uma faixa independente da CAD por todo o litoral que se estende em direção ao interior ao sul da linha de aproximadamente 23°30'S. Nesta área, as deficiências são permanentemente nulas ou baixas, o que está de acordo com a independência observada dos níveis deficiência em relação à variação de CAD.

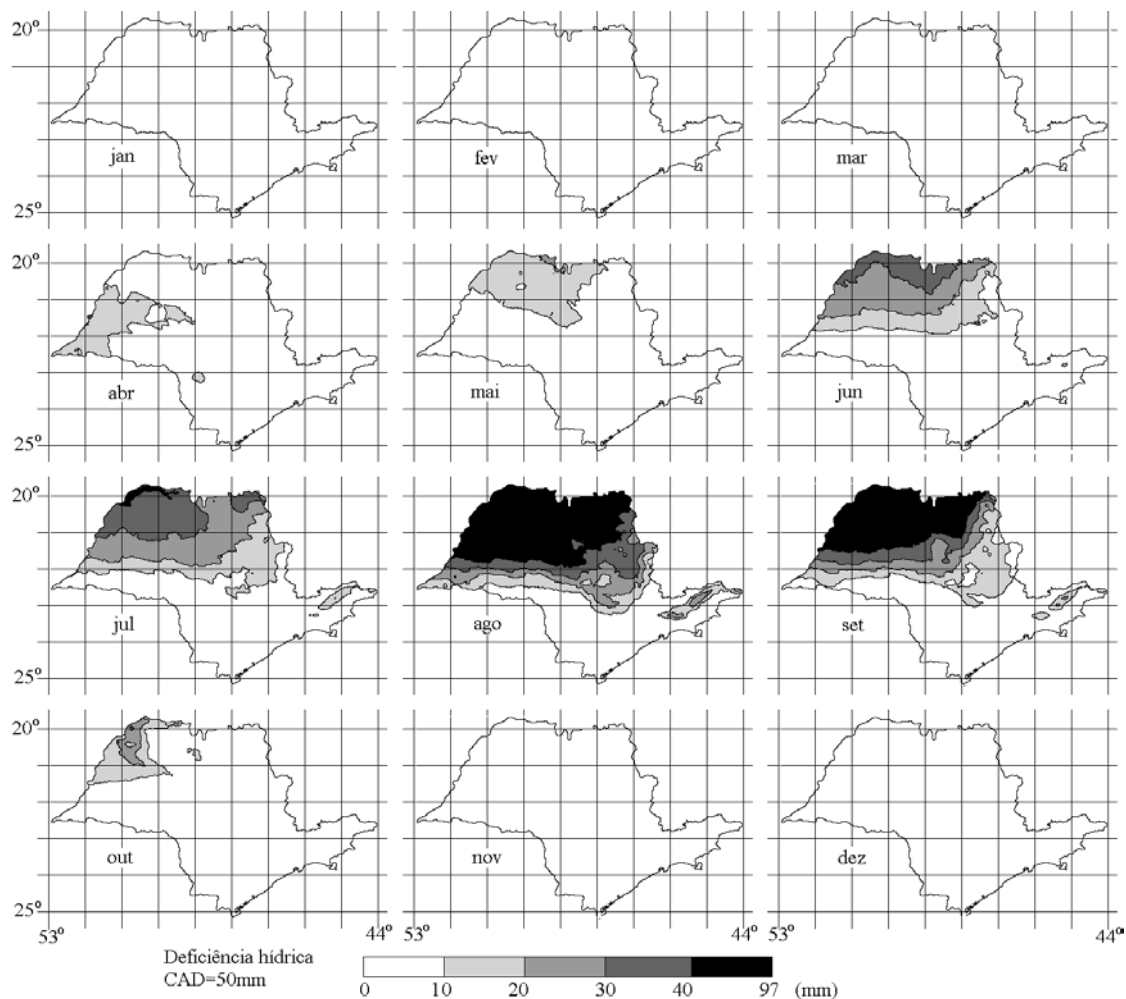


FIGURA 3.25 – Mapas médias mensais de deficiência hídrica (DEF) do Estado de São Paulo para CAD=50mm.

Por outro lado, nas áreas sujeitas anualmente à ocorrência de deficiência hídrica (região norte e vale do rio Paraíba do Sul), a distribuição interna das faixas de variação se modifica conforme a CAD (Figura 3.26). No entanto, a área total de ocorrência no Estado permanece relativamente constante, mostrando que alterações da CAD podem ser importantes no cômputo da intensidade de deficiência, mas não o foram na determinação de sua expressão geográfica.

Resultados diretos mais importantes do que estas observações, relatadas a partir da apreciação visual dos mapas, os planos de informação armazenados com o processamento do balanço hídrico permitem variadas possibilidades de consulta, gráfica

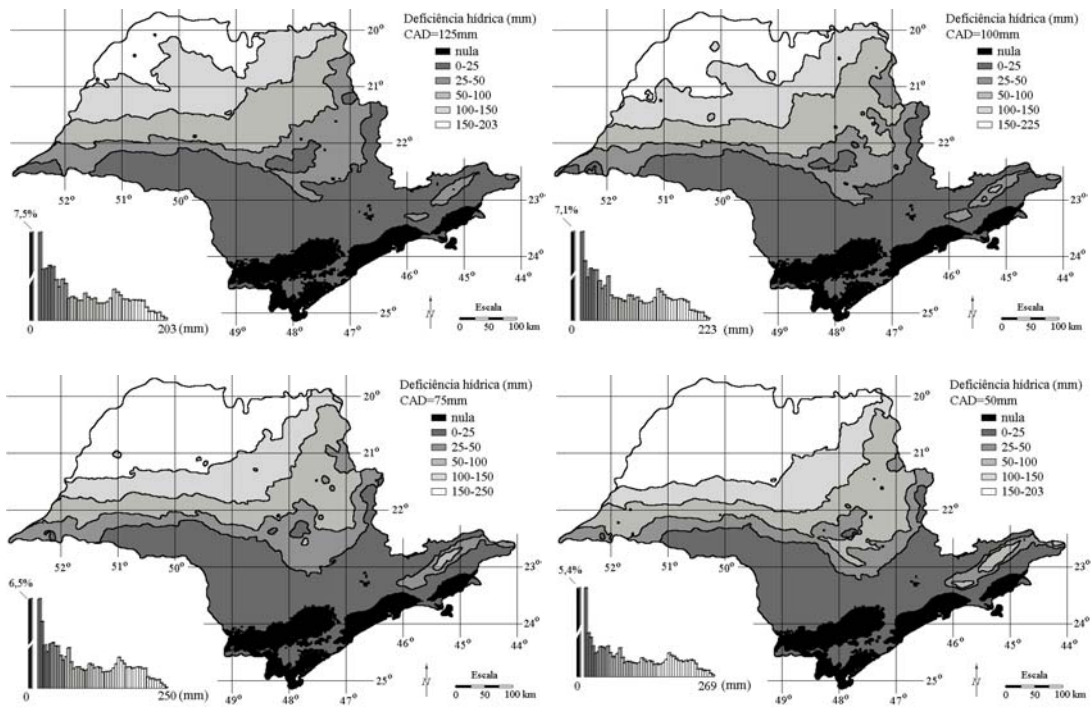


FIGURA 3.26 – Mapas anuais de deficiência hídrica (DEF) do Estado de São Paulo para diferentes níveis de CAD.

ou numérica, além da geração de arquivos tabulares e listagens para inserção em análises de interesse.

Outro aspecto de interesse é a otimização de tratamento, análise e consulta de informações agroclimatológicas sobre áreas originalmente desprovidas de postos de coleta de dados. O cálculo do balanço hídrico sobre bases previamente espacializadas permite que a espacialização das variáveis de entrada seja otimizada individualmente, contornando-se assim a necessidade de espacialização de uma variável de estrutura espacial mais complexa.

3.3 Erosividade

Os mapas de erosividade obtidos mostram que o Estado de São Paulo está sujeito a níveis que variam de 20MJ.mm/ha.h (agosto) a 2120MJ.mm/ha.h (dezembro), com tendências direcionais fortemente variáveis ao longo do ano (Figura 3.28).

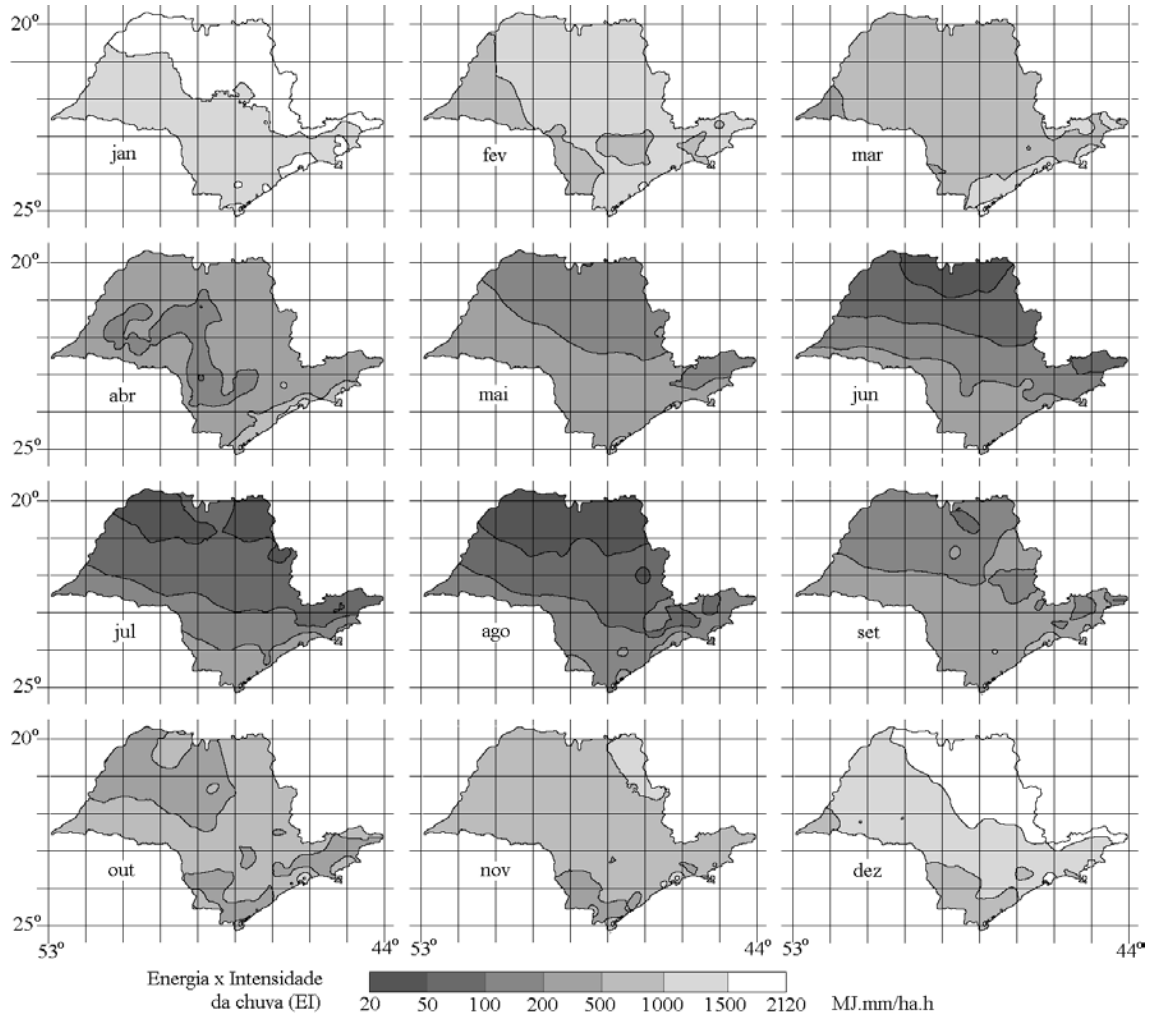


FIGURA 3.28 – Mapas de EI mensal do Estado de São Paulo.

De fato, as tendências de erosividade da estação seca e da estação chuvosa apresentam direções de gradiente opostas na região do Interior: erosividades maiores no sul durante a estação seca e maiores no norte durante a estação chuvosa (Figura 3.29). Os totais anuais de erosividade retratam a região do Litoral, especialmente a área de Santos, como sujeita aos mais altos níveis de erosividade. Essa região apresenta notável incidência de deslizamentos, explicados por uma combinação de condições extremas de relevo e pluviosidade. Num contexto generalizado, pode-se dizer que o Estado de São Paulo apresenta níveis anuais de erosividade médios a elevados (6.000MJ.mm/ha.h a 8000MJ.mm/ha.h) e, portanto, requer cuidados relativos aos fatores de erosão manejáveis (Figura 3.29).

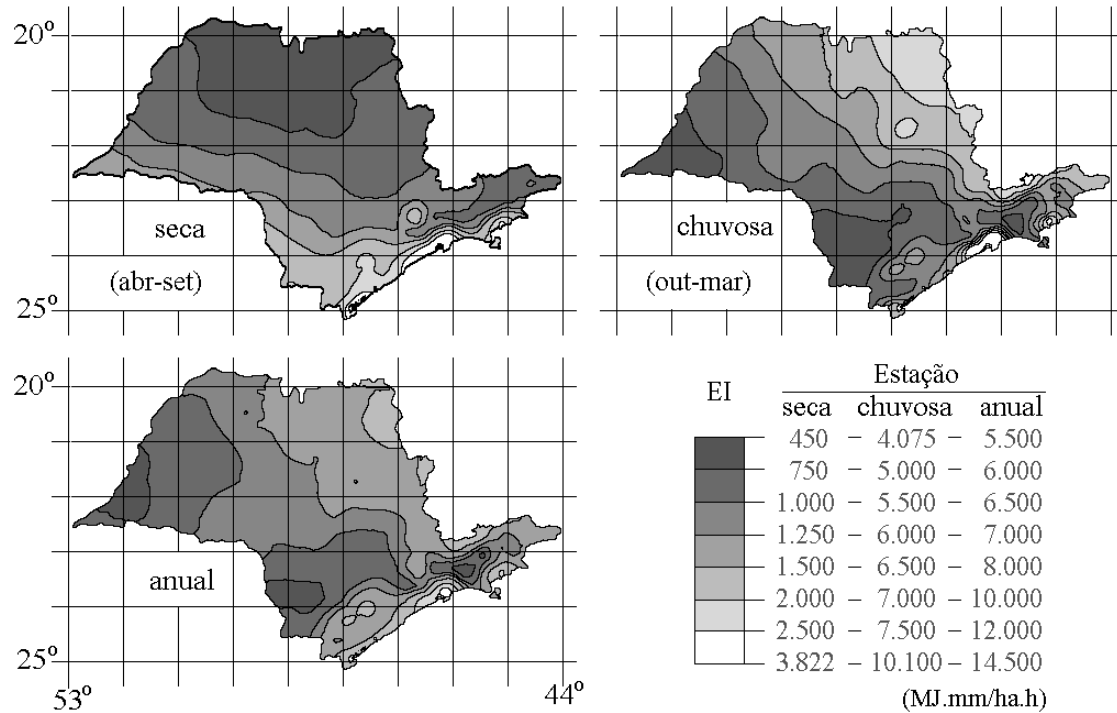


FIGURA3.29 – Mapas de EI da estação seca, estação chuvosa e total anual do Estado de São Paulo.

3.4 Fator Beta

As equações da precipitação foram ajustadas para todos os locais a partir dos dados diários (1962 a 1989) e se obtiveram separadamente um valor de beta (β) para cada mês e um valor médio anual (Tabela 3.1).

Observou-se a variação sazonal de β para todos os locais, apresentando um comportamento inverso ao da chuva durante o ano. Nos meses mais secos observa-se a tendência de beta com valores mais altos em todos os locais, de acordo com o modelo. Conforme discutido anteriormente, β é o coeficiente angular das equações que estimam $P(W|D)$ e $P(W|W)$, dando o devido peso para essas probabilidades de transição em função da ocorrência ou não de chuvas. É esperada, portanto, relação inversa com a chuva.

Ao se compararem os resultados dos diversos locais, notou-se o valor anual baixo de beta para Ubatuba (0,36) na Tabela 3.1. Isso se deve ao fato de Ubatuba apresentar chuva durante o ano todo praticamente, sem a estação de seca característica apresentada

nas demais localidades. Como β varia inversamente proporcional ao número de dias úmidos, esperam-se valores mais baixos. Outro resultado importante encontra-se no fato de nenhum local haver apresentado valor de β igual a 0,75. Segundo as referências do EPIC, esse seria um valor médio satisfatório conforme os testes realizados nas diferentes localidades. Observa-se que o valor médio anual mais alto atingiu 0,51 em Campinas e Pindorama. Essa situação ressalta a importância mencionada anteriormente da escala temporal utilizada em modelos matemáticos, já que a média geral pode mascarar os efeitos do clima.

TABELA 3.1 - Valores mensais e anuais de β referente ao ajuste do modelo de probabilidades obtidos a partir da série de 1962 a 1989 para Campinas, Jaú, Manduri, Mococa, Pindorama e Ubatuba.

Mês	Campinas	Jaú	Manduri	Mococa	Pindorama	Ubatuba
Janeiro	0,36	0,36	0,34	0,27	0,35	0,29
Fevereiro	0,44	0,33	0,33	0,33	0,32	0,25
Março	0,47	0,47	0,44	0,40	0,38	0,31
Abril	0,60	0,58	0,55	0,53	0,59	0,33
Maio	0,56	0,56	0,48	0,64	0,63	0,44
Junho	0,50	0,55	0,49	0,62	0,63	0,46
Julho	0,66	0,63	0,63	0,64	0,62	0,46
Agosto	0,65	0,59	0,54	0,59	0,65	0,47
Setembro	0,53	0,51	0,49	0,54	0,59	0,40
Outubro	0,51	0,49	0,51	0,49	0,53	0,37
Novembro	0,46	0,50	0,51	0,39	0,48	0,31
Dezembro	0,33	0,34	0,34	0,26	0,32	0,24
ANUAL	0,51	0,49	0,47	0,48	0,51	0,36

Os resultados do teste de concordância (d) para os modelos P(W|D) e P(W|W) para Campinas, Jaú, Manduri, Mococa, Pindorama e Ubatuba estão apresentados na Tabela 3.2. Os testes foram realizados tanto para valores de beta (β), determinados para cada mês, como para beta (β) média anual e também para beta (β) igual a 0,75 (valor recomendado por Sharpley & Williams, 1990).

Analisando-se inicialmente o desempenho do modelo para a estimativa de P(W|D), nota-se que ao se utilizar $\beta = 0,75$, o desempenho foi pior em relação aos modelos com valores de β mensais e anual. Mesmo quando ocorre alto valor de R^2 , observam-se

baixo índice d e elevados níveis de erro. Para as condições no estado de São Paulo, os valores encontrados de β permaneceram no intervalo entre 0,47 e 0,51.

TABELA 3.2 - Resultados do teste de concordância (d) de Willmott referentes aos modelos $P(W|D)$ e $P(W|W)$, com os respectivos coeficientes de determinação (R^2) e erros médios absoluto (EMA), sistemático (Es) e aleatório (Ea).

Modelo	R^2	R^2	d	EMA	Es	Ea	d	EMA	Es	Ea
Campinas						Mococa				
P(W D) beta anual	0,78	0,78	0,85	0,04	0,04	0,85	0,89	0,03	0,03	0,03
P(W W) beta anual	0,62	0,62	0,31	0,20	0,03	0,74	0,33	0,23	0,03	0,28
P(W D) beta mensal	0,53	0,53	0,85	0,03	0,04	0,92	0,97	0,01	0,01	0,01
P(W W) beta mensal	0,39	0,39	0,55	0,18	0,05	0,85	0,63	0,21	0,04	0,22
P(W D) beta 0,75	0,79	0,79	0,59	0,09	0,06	0,85	0,59	0,11	0,06	0,13
P(W W) beta 0,75	0,62	0,62	0,15	0,15	0,03	0,74	0,10	0,17	0,03	0,20
Jaú						Pindorama				
P(W D) beta anual	0,89	0,89	0,92	0,03	0,03	0,90	0,89	0,03	0,03	0,04
P(W W) beta anual	0,78	0,78	0,31	0,21	0,02	0,82	0,31	0,22	0,02	0,26
P(W D) beta mensal	0,92	0,92	0,97	0,01	0,01	0,90	0,97	0,01	0,01	0,01
P(W W) beta mensal	0,71	0,71	0,55	0,20	0,03	0,89	0,61	0,20	0,03	0,20
P(W D) beta 0,75	0,88	0,88	0,62	0,09	0,04	0,90	0,65	0,09	0,04	0,11
P(W W) beta 0,75	0,78	0,78	0,15	0,13	0,02	0,82	0,09	0,14	0,02	0,17
Manduri						Ubatuba				
P(W D) beta anual	0,63	0,63	0,88	0,03	0,04	0,25	0,48	0,03	0,04	0,01
P(W W) beta anual	0,52	0,52	0,34	0,22	0,03	0,13	0,44	0,16	0,01	0,19
P(W D) beta mensal	0,42	0,42	0,73	0,03	0,03	-	-	-	-	-
P(W W) beta mensal	0,49	0,49	0,57	0,20	0,05	0,48	0,57	0,16	0,05	0,17
P(W D) beta 0,75	0,60	0,60	0,63	0,08	0,06	0,24	0,09	0,20	0,08	0,21
P(W W) beta 0,75	0,52	0,52	0,26	0,13	0,03	0,23	0,39	0,23	0,01	0,26

EMA, Es e Ea são adimensionais.

Em Campinas, o melhor desempenho foi para β anual com $R^2 = 0,78$ e $d = 0,85$ e ao aplicar β mensal, as estimativas decresceram. Jaú e Mococa apresentaram boas estimativas para $P(W|D)$, com melhor resultado para β mensal em ambos os casos. Manduri também apresentou valores mais baixos de β em relação às outras localidades nos meses de maio e junho. Consultando os dados, constatou-se que os valores de $P(W)$ e de $P(W|D)$ de Manduri foram altos durante o período de 1962 a 1989, superiores a Campinas e Pindorama, por exemplo.

Pindorama teve bom desempenho para o modelo nas duas situações de β . Ubatuba, por outro lado, apresentou pior desempenho entre todas as localidades, e não houve correlação entre dados observados e estimados para β mensal. Nesse local não foi possível aplicar o modelo de $P(W|D)$ nas condições de parametrização. Pode-se atribuir isso, no entanto, ao fato de Ubatuba praticamente não apresentar estação seca durante o ano e nesse caso o limiar recomendado pelo EPIC (0,2 mm) pode estar muito baixo para essas condições de regime de chuvas. Da mesma forma, como o total de chuva durante o ano é elevado em Ubatuba, essa situação pode mascarar a frequência de $P(W|D)$ para a determinação de β .

Para as estimativas de $P(W|W)$, o comportamento foi semelhante ao das estimativas com β igual a 0,75 (EPIC) e para β anual em quase todos os locais. Para os casos em que se adotou valor 0,75, o desempenho foi satisfatório, ou seja, melhor do que as estimativas para $P(W|D)$. Esse resultado talvez possa ser atribuído ao fato desses modelos apresentarem comportamento inverso no que se refere às probabilidades de transição ($W|D$ ou $D|W$). A partir dos resultados do modelo $P(W|W)$ para as condições anuais e mensais, é possível verificar que as duas condições apresentaram comportamento diferenciados, o que leva à suposição de que, para esse modelo, outros fatores além da ocorrência de chuva podem interferir. Entre este figuram as probabilidades $P(D|W)$ ou $P(D|D)$, principalmente no comportamento mensal, que pode refletir características das estações do ano. Além disso, pode haver uma limitação nas estimativas de $P(W|W)$ por se tratar de um modelo empírico. Ubatuba não apresentou resultados satisfatórios também para a estimativa de $P(W|W)$.

Verificou-se forte correlação entre β e a precipitação ($r^2 = 0,90$) e a variação entre eles ocorre de forma inversa, ressaltando a coerência da definição de β . A partir do resultado de regressão univariada, foi possível descrever β como função da precipitação (pp) média mensal, atingindo-se bons resultados com a seguinte equação:

$$\beta_i = 0,646 - 0,00128 pp_i \quad 3.1$$

Uma vez obtida a equação para β com a melhor correlação, simularam-se valores para esse fator de ajuste a partir de dados de precipitação normais para esses locais, com os valores de chuva como dados independentes na equação de beta. Os resultados foram comparados aos dados de β calculados a partir do banco de dados do IAC. Os valores de $R^2 = 0,90$ e de índice $d = 0,97$ possibilitaram o mapeamento mensal de β em função da precipitação (Figura 3.30).

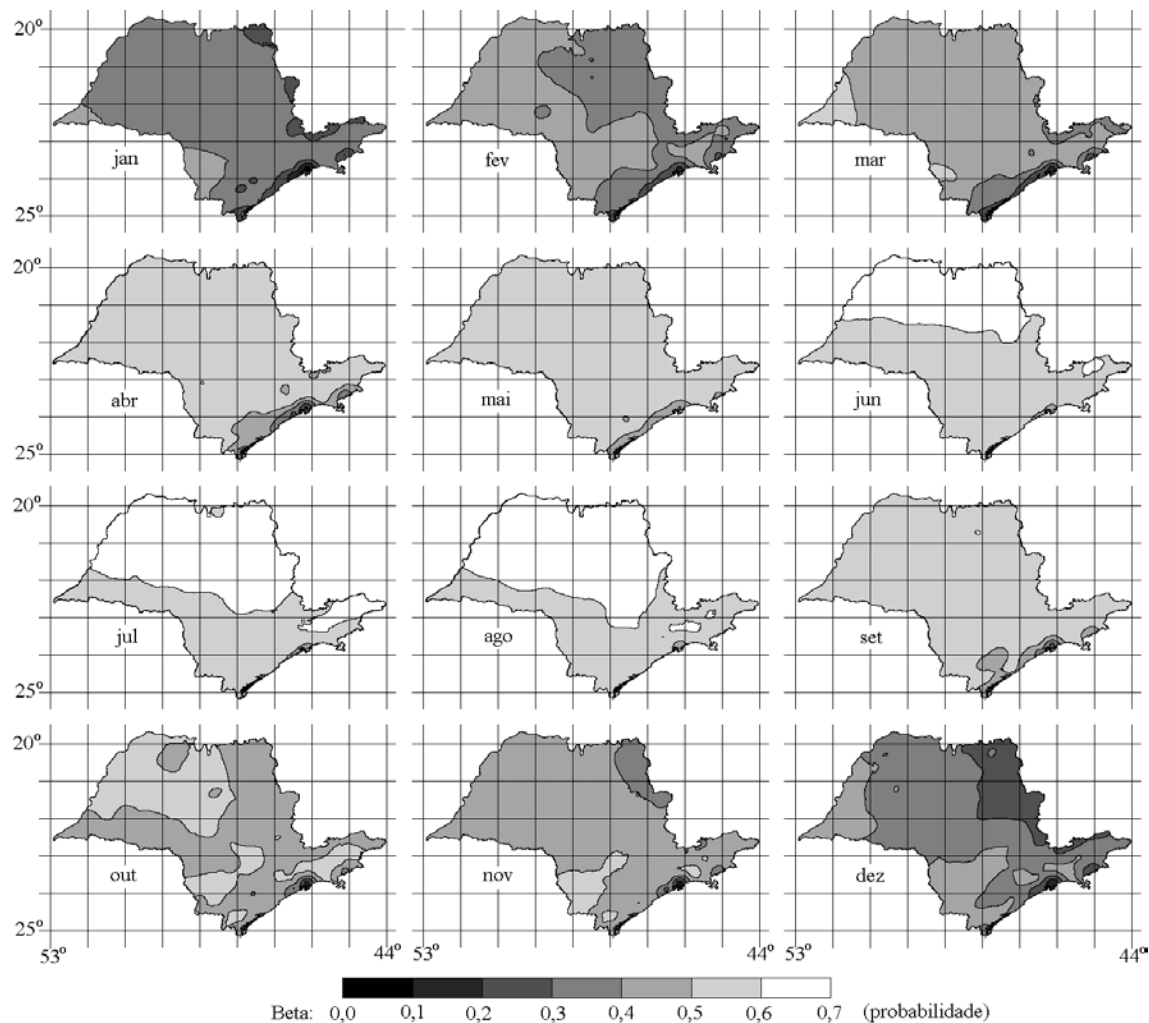


FIGURA 3.30. Mapas de β médios mensais para o Estado de São Paulo.

É possível observar que a variação de β ocorre no espaço e no tempo, com marcada sazonalidade. Na região do Litoral ocorrem baixos valores de β nos meses de primavera e verão, com aumento de β nos meses de outono a inverno, mas sempre com valor

menor em relação à região do Interior, pois apresenta períodos mais chuvosos. Para a região do Interior, ocorre aumento gradativo de β a partir dos meses de verão para os meses de outono e inverno. Nota-se também bom ajuste entre os resultados do mapeamento de β e o ajuste desse fator (Tabela 3.2).

CAPÍTULO 4

CONCLUSÕES

Os resultados deste estudo permitiram o estabelecimento das seguintes conclusões:

1 - Os dados de precipitação apresentaram variabilidade espacial marcada por tendência geográfica variáveis mensalmente, grande componente aleatória e por anisotropia diferenciada entre as regiões estabelecidas, Interior (Bacia Sedimentar do Paraná) e Litoral (Cinturão Orogênico do Atlântico). As regiões apresentaram anisotropia em graus e direções diferentes, que foram variáveis ao longo do ano. A interpolação por krigagem anisotrópica resultou em imagens coerentes com as análises de tendência e em conformidade com feições geomorfológicas. As mudanças sazonais do comportamento espacial da precipitação tornam recomendável a operação entre os dados através da integração dos mapas após a espacialização e não antes.

2 - Os procedimentos desenvolvidos mostraram-se capazes de contornar os principais problemas de espacialização do conjunto de dados de pluviometria, com reflexo positivo nos coeficientes de correlação verificados com relação aos dados originais.

3 - A espacialização da série de dados de temperatura por regressão múltipla em relação à altitude e latitude locais em sistemas de informação geográfica possibilitou a geração de mapas com riqueza geométrica de detalhes correspondente àquela do mapa de altimetria utilizado. Todas as regressões obtidas foram estatisticamente significativas e os coeficientes de determinação se mostraram aceitáveis. Os coeficientes das equações mensais obtidas apresentaram continuidade do padrão temporal de variação, o que permite a interpolação dos mesmos para períodos decenais.

4 - Uma vez armazenadas em SIG na forma de imagens digitais, as variáveis básicas temperatura e precipitação mostraram-se passíveis de aplicação espacializada a cálculos consagrados de climatologia, desenvolvidos originalmente em experimentos localizados, casas de vegetação ou pequenas parcelas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, A. G.; LOPES ASSAD, M. L. Zoneamento Pedoclimático por Cultura a Partir de Levantamento de Solos de Baixa Intensidade. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa (MG), v.25, n.1, p.103-111, 2001.

ARRUDA, F. B.; ZULLO JR., J.; OLIVEIRA, J. B. Parâmetros de solo para o cálculo da água disponível com base na textura do solo. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa (MG), v.11, p. 11-15, 1987.

BALDO, M. C.; ANDRADE, A. R.; MARTINS, M. L. O. F.; NERY J. T. Análise da precipitação pluvial do Estado de Santa Catarina associada com a anomalia da temperatura da superfície do oceano Pacífico. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.8, n.2, p.283-293, 2000.

BEASLEY, D.B.; HUGGINS, L. F. ANSWERS User's Manual. Chicago: U.S. Environmental Protection Agency Report n°. 905/9-82-001, 1982.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. Conservação do Solo. 3.^a ed. São Paulo, Editora Ícone, 1992. 395p.

BORGA, M.; VIZZACCARO, A. On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and krigging. Journal of Hydrology, v. 195, n.2, p.160-171. 1997.

BRUCE, J. P.; Clark, R. H. Introduction to Hydrometeorology. 1969 (1.a.ed. 1966) Pergamon Press, Oxford. 319p.

BURROUGH, P. A. Spatial aspects of ecological data. In: Jongman, R. H.; ter Braak, C. J. F.; Tongeren, O. F. R. Data analysis in community and landscape ecology. Wageningen: Pudoc (Ed.), p. 213-251, 1987.

CAMARGO, A. P de; GHIZZI, S. M. Estimativa de temperaturas médias mensais com base em cartas de temperatura potencial normal ao nível do mar para a região sudeste do Brasil. Campinas: Instituto Agrônomo, 1991. 29 p. (Boletim Técnico, 141).

- CAMARGO, A. P. Aplicação do balanço hídrico segundo Thornthwaite, na determinação da viabilidade climática da agricultura no Brasil. In: resumos Internacional sobre problemas de la agricultura em los tropicos humidios de America Latina. Belém, 1966, 12 p.
- CAMARGO, A. P.; PEDRO JÚNIOR, M. J.; BRUNINI, O.; ORTOLANI, A. A.; ALFONSI, A. A. Clima do Estado de São Paulo. In: SÃO PAULO. Secretaria da Agricultura de São Paulo. Zoneamento Agrícola do Estado de São Paulo. São Paulo, 1974. 80p.
- CAMARGO, A.P. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Bragantia*. Campinas, v. 21, p. 163-213, 1962.
- CAMARGO, A.P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*. Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.
- CAMARGO, M. B. P.; HUBBARD, K. G.; FLORES-MENDOZA, F. Test of a soil water assessment model for a sorghum crop under different irrigation treatments. *Bragantia*. Campinas, v. 53, n. 1, p. 95-105, 1994.
- CARVALHO JÚNIOR, W.; CHAGAS, C. S.; AMARAL, F. C. S.; PEREIRA, N. R. Zoneamento Pedoclimático do Estado do Paraná para cultura do arroz. In: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 2001, Londrina, PR. Resumos..., Londrina: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2001. p.239.
- CASTRO, A. G.; VALÉRIO FILHO, M. Simulação da expectativa de perdas de solo em microbacia sob diferentes manejos florestais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.21, n.3, p.419-26, 1997.
- COELHO, D. T.; SEDIYAMA, G. VIEIRA, M. Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais no Estado de Minas Gerais. *Revista Ceres, Viçosa*, v. 20, n. 112, p. 455-459, 1973.

- COOTER, E. J.; DHAKHWA, G. B. A solar radiation model for use in biological applications in the south and southeastern USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 78, p. 31-35, 1995.
- DIRKS, K. N.; HAY, J. E.; STOW, C. D.; HARRIS, D. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: Interpolation of Rainfall Data. *Journal of Hydrology*, V. 208, n.2, p.187-193. 2000.
- DONZELI, P. L.; VALÉRIO FILHO, M.; PINTO, S. A. F.; NOGUEIRA, F. P.; ROTTA, C. L.; LOMBARDI NETO, F. Técnicas de Sensoriamento Remoto aplicadas ao diagnóstico básico para planejamento e monitoramento de microbacias hidrográficas. In: LOMBARDI NETO, F. e CAMARGO, O. A. (org.) *Microbacia do córrego São Joaquim (Município de Pirassununga, SP) IAC - SAA/SP, Documentos IAC*, n.o.29, setembro de 1992. p. 91-119
- EASTERLING, W. E.; CHEN, X.; HAYS, C. J.; BRANDLE, J.; ZHANG, H. Improving the validation of model-simulated crop yield response to climate change: na application to the EPIC model. *Climate Research.*, v.6, p. 263-273, 1996.
- EASTMAN, J. R. *Idrisi for Windows – User’s Guide*. Worcester, MA: Clark University, 1995. 440 p.
- FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. USDA water erosion prediction project: hillslop profile and watershed model documentation. Report n. 10, USDA-ARS, 1995.
- GABRIEL, K. R.; NEUMANN, J. A Markov chain for rainfall occurrence at Tel Aviv. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 99, p. 90-95, 1962.
- GENG, S.; PENNING DE VRIES, F. W. T.; SUPIT, I. A simple method for generating daily rainfall data. *Agricultural and Forest Meteorology*, n.36, p.363-376, 1986.
- GOLDEN SOFTWARE. *Surfer Version 6.01- Surface Mapping System*. Golden, Golden Software, Inc. 1995. não paginado.

GOOVAERTS, P. A. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* V. 228, n.1-2, p.113-129. 2000.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Carta do Brasil. Escala 1:250.000. Secretaria do Planejamento da Presidência da República. Rio de Janeiro (RJ), 1974; 1975; e 1976.

IGC-Instituto Geográfico e Cartográfico. Base Cartográfica do Estado de São Paulo. Escala 1:1.000.000. Secretaria de Estado dos Negócios do Interior. São Paulo (SP), 1982.

IMHOFF, E. Cartographic relief presentation. New York: Walter de Gruyter, 1982.

IZAURRALDE, R. C.; ROSENBERG, N. J.; BROWN, R. A.; LEGLER, D. M.; TISCAREÑO LÓPEZ, M.; SRINIVASAN, R. Modeled effects of moderate and strong “Los Niños” on crop productivity in North America. *Agricultural and Forest Meteorology*, n. 94, p. 259-268, 1999.

JEFFREY, S. J.; CARTER, J. O.; MOODIE, K. B.; BESWICK, A. R. Using spatial interpolation to construct comprehensive archive of Australian climate data. *Environmental Modelling & Software*, V. 16, n.4, p.309-330. 2001.

KONECNY, G. & SCHIEWE, J. Mapping from digital satellite image data with special reference to MOMS-02. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v.51, n.4, p.173-181. 1996.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). *Bragantia*, v.51, n.2, p.189-196, 1992.

LÓPEZ, F. R. Erosión y productividad del suelo. Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Tierras (CIDIATI). Venezuela. 1991. 45 p.

MATHER, J. R. *Climatology: fundamentals and applications*. 1974. McGraw-Hill, Inc. New York. 412p.

MEINKE, H.; CARBERRY, P. S.; McCASKILL, M. R.; HILLS, M. A.; McLEOD, I. Evaluation of radiation and temperature data generators in the Australian tropics and sub-tropics using crop simulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 72, p. 295-316, 1995.

MILIARESIS, G. Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. *Computers and Geosciences*, v.27, n.7, p.715-728, 2001.

MILIARESIS, G.; ARGIALAS, D. Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model/GTOPO30. *Computers and Geosciences*, v.25, n.7, p.715-728, 1999.

MINAS GERAIS. Secretaria da Agricultura de Minas Gerais. Zoneamento Agroclimático do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1980. 114p.

MINITAB INC. Meet MINITAB, Release 13 for Windows. State College, Pennsylvania, 2000.

NICKS, A. D. Stochastic generation of the occurrence, pattern, and location of maximum amount of daily rainfall. In: Proc. Symp. Statistical Hydrology, 1974 (Publ. n° 1275).

NOGUEIRA, F. P.; DONZELI, P. L.; VALERIANO, M. M.; LOMBARDI NETO, F.; MACHADO, H. M. Adequação do uso e manejo do solo no planejamento agroambiental sustentado do município de Vera Cruz, SP. In: XIII REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DE SOLOS E ÁGUA, 2000, Ilhéus, BA. Anais... (CD-ROM). Ilhéus, BA: 2000.

PANDOLFO, C.; BRAGA, H. J.; SILVA, V. P.; MASSIGNAN, A. M.; PEREIRA, E. S. Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina. In: III Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia/XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. 3-6 de julho de 2001, Fortaleza, CE. Resumos..., Fortaleza: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia. Volume I, p.11-12.

- PANNATIER, Y. VarioWin: Software for Spatial Data Analysis in 2D. New York, Springer-Verlag, NY, 1996.
- PEDRO JÚNIOR, M. J.; MELLO, M. H. A.; ORTOLANI, A. A.; et al. Estimativa das temperaturas médias mensais das máximas e das mínimas para o Estado de São Paulo. Campinas: Instituto Agrônômico (Boletim Técnico, 142), 1991.
- PEREIRA, A. R.; ORTOLANI, A. A.; PINTO, H. S.; et al. Análise de regressão como subsídio ao desenvolvimento das cartas de isotermas e isoietas. Revista Geográfica, São Paulo, v. 78, p. 115-130, 1973.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.
- PINTO, H. S.; ALFONSI, R. R. Estimativas das temperaturas médias, máximas e mínimas mensais no Estado do Paraná, em função de altitude e latitude. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 1974. 20 p. (Caderno de Ciências da Terra, 52).
- PINTO, H. S.; ORTOLANI, A. A.; ALFONSI, R. R. Estimativa das temperaturas médias mensais do estado de São Paulo em função de altitude e latitude. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1972. 20p (Caderno de Ciências da Terra, 23).
- PRICE, K. P. Detection of Soil Erosion within Pinyon-Juniper Woodlands Using Thematic Mapper (TM) Data. Remote Sensing of Environment, v.45, n.3, p.233-48, 1993.
- RANIERI, S. B. L.; SPAROVEK, G.; SOUZA, M. P.; DOURADO NETO, D. Aplicação de índice comparativo na avaliação do risco de degradação das terras. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 22, n.4, p.751-60, 1998.
- RAO, M. N.; WAITS, D. A.; MITCHELL, L. N. A GIS-based modeling approach for implementation of sustainable farm management practices. Environmental Modelling & Software. n. 15, p. 745-753, 2000.

RICHARDSON, C. W. Weather simulation for crop management models. Transactions of the A.S.A.E., v. 28, p. 1602-1606, 1985.

RICHARDSON, C. W.; NICKS, A. D. Weather generator description. In: Erosion/Productivity Impact Calculator. Model Documentation. USDA-ARS Technical Bulletin 1768, 235 p. 1990.

ROBINSON, A. H.; SALE, R. D.; MORRISON, J. L.; MUEHRCKE, P. C. Processing and generalizing geographical data. In: ROBINSON, A. H.; SALE, R. D.; MORRISON, J. L.; MUEHRCKE, P. C. Elements of Cartography. John Wiley and Sons (Ed.), New York, 106-136, 1978.

ROCHA, J. V.; LOMBARDI NETO, F.; BARCELAR, A. A. A. Metodologia para determinação do fator comprimento de rampa (L) para a equação universal de perdas de solo. In: SIMPÓSIO de USUÁRIOS IDRISI, 1., 1996, Campinas. Resumos... Campinas, 1996, p.3-6

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Mapas e Relatório. São Paulo, SP: FFLCH/USP e IPT/FAPESP, 1997.

SANSIGOLO, C. A. Modelagem estocástica de precipitações diárias. Revista Brasileira de Engenharia, Caderno de Recursos Hídricos, v.6, n. 1, p. 29-41, 1988.

SENTELHAS, P. C.; FARIA, R. T.; CHAVES, M. O; HOONGENBOOM., G. Evaluation of the WGEN and SIMMETTEO weather generators for the brazilian tropics and subtropics, using crop simulation models. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v. 9, n.2, p. 357-376, 2001.

SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H.; SWART, S.; BHBRASIL – Balanços Hídricos Climatológicos de 500 Localidades Brasileiras. <http://ce.esalq.usp.br/dce/nurma.htm>. 27/07/2003.

SHARPLEY, A. N.; WILLIAMS, J. R. Erosion/Productivity Impact Calculator. Model Documentation. USDA-ARS Technical Bulletin 1768, 235 p. 1990.

SNYDER, J. P. Map Projections-A Working Manual. (U.S. Geological Survey professional paper; 1395. Washington, DC, 1987.

STOCKLE, C.D.; WILLIAMS, J. R.; ROSENBERG, N. J.; JONES, C. A. A method for estimating direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: Part I. Modification of the EPIC model for climate change analysis. *Agricultural Systems*, v. 38, p. 225-238, 1992.

THOMPSON, J. A.; BELL, J. C.; BUTLER, C. A. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. *Geoderma*, n.100, p.67-89, 2001.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. Centerton, N. J. 1955, 104 p. (Publications in Climatology, v. 8, n. 1).

TOMMASELLI J. T. G.; FREIRE, O.; CARVALHO, W. A. Erosividade da chuva da região oeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.7, n.2, p.283-293, 1999.

TOUTIN, T.; LAURENCE, G. State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. *Computers and Geosciences*, v.26, n.7, p.815-829, 2000.

TURCOTTE, R.; FORTIN, J.-P.; ROUSSEAU, A. N.; MASSICOTTE, S.; VILLENEUVE, J.-P. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, v.240, p.225-242, 2001.

VALERIANO, M. M. Modelos digitais de elevação de microbacias elaborados com krigagem. São José dos Campos: INPE: Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais (INPE-9364-RPQ/736), 2002. 54p.

VALERIANO, M. M.; GARCIA, G. J. The estimate of topographical variables for soil erosion modelling through geoprocessing. International Congress of Photogrammetry and Remote Sensing, 33. Amsterdam, 2000. International Archives of Photogrammetry & Remote Sensing. Amsterdam: ISPRS, 2000, v.33, part B, p.678-685.

VALERIANO, M. M.; MELO, A. R.; SARRAIPA, L. A. S. ; NEGREIROS, I. P. M.; PALLONE FILHO, W. Formação de base topográfica digital (1:1.000.000) do Estado de São Paulo com dados RADARSAT-1. Acta Scientiarum, Maringá, PR, v. 24, n. 6, p. 1825-1831, 2002.

VALERIANO, M. M.; MORAES, J. F. L. Extração de rede de drenagem e divisores por processamento digital de dados topográficos. [CD-ROM] In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10, Foz do Iguaçu, 2001. Anais... São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001. Posters.

VALERIANO, M. M.; PICINI, A. G. Uso de sistema de informação geográfica para a geração de mapas de médias mensais de temperatura do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, RS, v.8, n.2. p.255-262. 2000.

VALERIANO, M. M.; PICINI, A. G.; MELLO, M. H. A. Estratificação de efeitos anisotrópicos do relevo na geração de mapas pluviométricos por geoprocessamento. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, RS, v. 10, n. 1, p. 167-177, 2002.

VALERIANO, M. M.; SANTOS, A. O. Mapping of plant-soil data with high random variability. Acta Scientiarum, Maringá, PR, v. 24, n. 5, p. 921-928, 2002.

WANG, X.; YIN, Z.-Y. A comparison of drainage networks derived from digital elevation models at two scales. Journal of Hidrology, v.210, p.775-786, 1998.

WATSON, D. F. Contouring - A Guide to The Analysis and Display of Spatial Data. Computer methods in The Geosciences, vol.10, s.l. Enchede: Elsevier Science, 1994.

WILLIAMS, J. R.; JONES, C. A.; DYKE, P. T. The EPIC. In: Erosion/Productivity Impact Calculator. Model Documentation 1. USDA-ARS Technical Bulletin 1768, p.3, 1990.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, J. J.; FEDDEMA, K. M.; KLINK, D. R. Statistics for the evaluation and comparison of models. Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 8995-9005, 1985.

WISCHMEIER, W. H. , SMITH, D. D. Predicting Rainfall Erosion Losses : a guide to Conservation Planning. Washington: USDA/ARS, 1978. 58p. (Agricultural Handbook n° 537).

WOTLING, G.; BOUVIER, C.; DANLOUX, J.; FRITSCH, J. –M. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. Journal of Hydrology, V. 233, n.1, p.86-101. 2000.

WREGE, M.; CARAMORI, P. H.; GONÇALVES, S. L.; GALDINO, J.; CAVIGLIONE, J. H. Risco de deficiência hídrica no espigamento do trigo semeado em diferentes épocas no Paraná. In: III Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia/XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. 3-6 de julho de 2001, Fortaleza, CE. Resumos..., Fortaleza: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia. Volume I, p.221-222.

YOUNG, R. A.; ONSTAD, C. A.; BOSCH, D. D.; ANDERSON, W. P. AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. Journal of Soil and Water Conservation, v. 44, n. 2, p. 168-173, 1989.

APÊNDICE A

LINHAS DE COMANDO DO PROCESSO DE MAPEAMENTO DAS TEMPERATURAS MÉDIAS MENS AIS (Arquivo de macro, *Idrisi Macro Language: Tmed.iml*)

O programa TMED.iml requer as seguintes imagens Idrisi (extensões *.doc*, descritor, e *.img*, valores) sob igual estrutura geométrica: alt (altitude em metros); lat (latitude em minutos); litoral (booleana: 1 para região A; 0 para o restante); interior (booleana: 1 para região B; 0 para o restante); estado (booleana: 1 para a área de interesse; 0 para o restante). Os coeficientes referem-se às condições do estado de São Paulo nas regiões delimitadas, conforme descritas no Capítulo 2.

Tmed.IML:

```
scalar x lat lat_a 3 0.00372
scalar x alt alt_a 3 0.00542
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 32.5
scalar x lat lat_a 3 0.00291
scalar x alt alt_a 3 0.00539
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 31.6
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_jan
scalar x lat lat_a 3 0.00335
scalar x alt alt_a 3 0.00559
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 32.3
scalar x lat lat_a 3 0.00258
scalar x alt alt_a 3 0.00556
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 31.4
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_fev
scalar x lat lat_a 3 0.00516
scalar x alt alt_a 3 0.00562
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 34.2
scalar x lat lat_a 3 0.00425
scalar x alt alt_a 3 0.00552
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 33.1
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_mar
scalar x lat lat_a 3 0.00862
scalar x alt alt_a 3 0.00559
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 36.7
scalar x lat lat_a 3 0.00773
scalar x alt alt_a 3 0.00532
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 35.6
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_abr
scalar x lat lat_a 3 0.01020
scalar x alt alt_a 3 0.00545
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 36.5
scalar x lat lat_a 3 0.00936
scalar x alt alt_a 3 0.00517
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 35.3
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_mai
scalar x lat lat_a 3 0.01200
scalar x alt alt_a 3 0.00537
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 37.6
scalar x lat lat_a 3 0.01140
scalar x alt alt_a 3 0.00513
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 36.8
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_jun
scalar x lat lat_a 3 0.01280
scalar x alt alt_a 3 0.00527
```

```

overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 38.3
scalar x lat lat_a 3 0.01200
scalar x alt alt_a 3 0.00512
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 37.4
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_jul
scalar x lat lat_a 3 0.01580
scalar x alt alt_a 3 0.00552
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 44.3
scalar x lat lat_a 3 0.01460
scalar x alt alt_a 3 0.00553
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 43
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_ago
scalar x lat lat_a 3 0.01760
scalar x alt alt_a 3 0.00523
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 48.1
scalar x lat lat_a 3 0.01660
scalar x alt alt_a 3 0.00523
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 46.9
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_set
scalar x lat lat_a 3 0.01500
scalar x alt alt_a 3 0.00533
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 45.8
scalar x lat lat_a 3 0.01410
scalar x alt alt_a 3 0.00525
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 44.7

```

```

overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_out
scalar x lat lat_a 3 0.01020
scalar x alt alt_a 3 0.00555
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 40.1
scalar x lat lat_a 3 0.00941
scalar x alt alt_a 3 0.00550
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 39.2
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_nov
scalar x lat lat_a 3 0.00654
scalar x alt alt_a 3 0.00560
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tint 1 35.8
scalar x lat lat_a 3 0.00615
scalar x alt alt_a 3 0.00551
overlay x 1 alt_a lat_a altlat
scalar x altlat altlat_3 -1
scalar x altlat_tlit 1 35.4
overlay x 3 litoral tlit t_lit
overlay x 3 interior tint t_int
overlay x 1 t_lit t_int temptudo
overlay x 3 estado temptudo tmed_dez
delete x lat_a.doc
delete x alt_a.doc
delete x altlat.doc
delete x tint.doc
delete x tlit.doc
delete x t_lit.doc
delete x t_int.doc
delete x temptudo.doc
delete x lat_a.img
delete x alt_a.img
delete x altlat.img
delete x tint.img
delete x tlit.img
delete x t_lit.img
delete x t_int.img
delete x temptudo.img
delete x altlat_.img
delete x altlat_.doc

```

APÊNDICE B

LINHAS DE COMANDO DO PROCESSO DE MAPEAMENTO DA EROSIVIDADE EI (ENERGIA X INTENSIDADE) (Arquivo de macro, *Idrisi Macro Language: erosivid.iml*)

O programa EROSIVID.iml requer as seguintes imagens Idrisi (extensões *.doc*, *.img*, valores) sob igual estrutura geométrica: pjan, pfev, pmar, pabr, pmai, pjun, pjul, pago, pset, pout, pnov e pdez (médias mensais de precipitação de janeiro a dezembro).

EROSIVID.IML:

```
overlay x 1 pjan pfev 1b
overlay x 1 pmar pabr 2b
overlay x 1 1b 2b 1q
overlay x 1 pmai pjun 1b
overlay x 1 pjul pago 2b
overlay x 1 1b 2b 2q
overlay x 1 1q 2q 12q
delete x 2q.doc
delete x 2q.img
overlay x 1 pset pout 1b
overlay x 1 pnov pdez 2b
overlay x 1 1b 2b 1q
delete x 1b.doc
delete x 1b.img
delete x 2b.doc
delete x 2b.img
overlay x 1 1q 12q PTOT
delete x 1q.doc
delete x 1q.img
delete x 12q.doc
delete x 12q.img
scalar x pjan ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_jan 3 89.823
scalar x pfev ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_fev 3 89.823
scalar x pmar ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_mar 3 89.823
scalar x pabr ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_abr 3 89.823
scalar x pmai ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_mai 3 89.823
scalar x pjun ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_jun 3 89.823
scalar x pjul ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_jul 3 89.823
scalar x pago ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_ago 3 89.823
scalar x pset ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_set 3 89.823
scalar x pout ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_out 3 89.823
scalar x pnov ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_nov 3 89.823
scalar x pdez ti2 5 2
overlay x 4 ti2 ptot pipt
scalar x pipt ite 5 0.759
scalar x ite ERO_dez 3 89.823
delete x ti2.img
delete x ptot.img
delete x pipt.img
delete x ite.img
delete x ti2.doc
delete x ptot.doc
delete x pipt.doc
delete x ite.doc
overlay x 1 ero_jan ero_fev 1b
overlay x 1 ero_mar ero_dez 2b
overlay x 1 1b 2b 1q
overlay x 1 ero_out ero_nov 1b
overlay x 1 1b 1q ERO_chuv
overlay x 1 ero_abr ero_mai 1b
overlay x 1 ero_jun ero_jul 2b
overlay x 1 1b 2b 1q
delete x 2b.doc
delete x 2b.img
overlay x 1 ero_ago ero_set 1b
overlay x 1 1b 1q ERO_seca
delete x 1b.doc
delete x 1b.img
overlay x 1 ero_chuv ero_seca ERO_TOT
delete x 1q.doc
delete x 1q.img
```


APÊNDICE C

LINHAS DE COMANDO DO PROCESSO DE MAPEAMENTO DO BALANÇO HÍDRICO

(Arquivo de macro, *Idrisi Macro Language: BH.iml*)

O programa BH.iml requer as seguintes imagens Idrisi (extensões *.doc*, descritor, e *.img*, valores) sob igual estrutura geométrica: tmed_jan, tmed_fev, tmed_mar, ..., tmed_dez (temperatura média mensal de janeiro a dezembro, em °C); pjan, pfev, pmar, ..., pdez (precipitação média mensal de janeiro a dezembro, em mm); estado (booleana: 1 para a área de interesse; 0 para o restante). As linhas com recuo à esquerda são continuação da linha anterior.

BH.IML:

```
initial x CAD 2 1 50 1 tmed_jan mm
scalar x tmed_jan t_5 4 5
scalar x t_5 ijan 5 1.514
scalar x tmed_fev t_5 4 5
scalar x t_5 ifev 5 1.514
scalar x tmed_mar t_5 4 5
scalar x t_5 imar 5 1.514
scalar x tmed_abr t_5 4 5
scalar x t_5 iabr 5 1.514
scalar x tmed_mai t_5 4 5
scalar x t_5 imai 5 1.514
scalar x tmed_jun t_5 4 5
scalar x t_5 ijun 5 1.514
scalar x tmed_jul t_5 4 5
scalar x t_5 ijul 5 1.514
scalar x tmed_ago t_5 4 5
scalar x t_5 iago 5 1.514
scalar x tmed_set t_5 4 5
scalar x t_5 iset 5 1.514
scalar x tmed_out t_5 4 5
scalar x t_5 iout 5 1.514
scalar x tmed_nov t_5 4 5
scalar x t_5 inov 5 1.514
scalar x tmed_dez t_5 4 5
scalar x t_5 idez 5 1.514
delete x t_5.doc
delete x t_5.img
overlay x 1 ijan ifev ijanfev
delete x ijan.doc
delete x ijan.img
delete x ifev.doc
delete x ifev.img
overlay x 1 imar iabr imarabr
delete x imar.doc
delete x imar.img
delete x iabr.doc
delete x iabr.img
overlay x 1 ijanfev imarabr ijanabr
delete x ijanfev.doc
delete x ijanfev.img
delete x imarabr.doc
delete x imarabr.img
overlay x 1 imai ijun imaijun
delete x imai.doc
delete x imai.img
delete x ijun.doc
delete x ijun.img
overlay x 1 ijanabr imaijun i_1sem
delete x ijanabr.doc
delete x ijanabr.img
delete x imaijun.doc
delete x imaijun.img
overlay x 1 ijul iago ijulago
delete x ijul.doc
delete x ijul.img
delete x iago.doc
delete x iago.img
overlay x 1 iset iout isetout
delete x iset.doc
delete x iset.img
delete x iout.doc
delete x iout.img
overlay x 1 ijulago isetout ijulout
delete x ijulago.doc
delete x ijulago.img
delete x isetout.doc
delete x isetout.img
overlay x 1 inov idez inovdez
delete x inov.doc
delete x inov.img
delete x idez.doc
delete x idez.img
overlay x 1 inovdez ijulout i_2sem
delete x inovdez.doc
delete x inovdez.img
delete x ijulout.doc
delete x ijulout.img
overlay x 1 i_1sem i_2sem IGRANDE
delete x i_1sem.doc
delete x i_1sem.img
delete x i_2sem.doc
delete x i_2sem.img
scalar x igrande iex 5 3
scalar x iex xi3 3 0.00000675
scalar x igrande iex 5 2
scalar x iex xi2 3 -0.0000771
```

```

delete x iex.img
delete x iex.doc
scalar x igrande xil 3 0.01792
scalar x xil x1 1 0.49239
delete x xil1.img
delete x xil1.doc
overlay x 1 x1 xi2 x2
delete x x1.doc
delete x x1.img
delete x xi2.img
delete x xi2.doc
overlay x 1 x2 xi3 A_bhidr
delete x x2.img
delete x x2.doc
delete x xi3.img
delete x xi3.doc
scalar x tmed_jan 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpjan 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_fev 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpfev 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_mar 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpmar 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_abr 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpabr 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_mai 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpmmai 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_jun 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16

```

```

delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpjun 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_jul 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpjul 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_ago 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpago 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_set 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpset 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_out 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpout 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_nov 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpnov 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
scalar x tmed_dez 10t 3 10
overlay x 4 10t igrande 10t_i
delete x 10t.img
delete x 10t.doc
overlay x 6 10t_i a_bhidr e_16
delete x 10t_i.img
delete x 10t_i.doc
scalar x e_16 etpdez 3 16
delete x e_16.img
delete x e_16.doc
delete x igrande.img
delete x igrande.doc
delete x a_bhidr.img
delete x a_bhidr.doc
overlay x 2 pjan etpjan pep_
overlay x 3 estado pep_ pepjan

```



```

overlay x 2 pfev etpfev pep_
overlay x 3 estado pep_ pepfev
overlay x 2 pmar etpmar pep_
overlay x 3 estado pep_ pepmar
overlay x 2 pabr etpabr pep_
overlay x 3 estado pep_ pepabr
overlay x 2 pmai etpmai pep_
overlay x 3 estado pep_ pepmai
overlay x 2 pjun etpjun pep_
overlay x 3 estado pep_ pepjun
overlay x 2 pjul etpjul pep_
overlay x 3 estado pep_ pepjul
overlay x 2 pago etpago pep_
overlay x 3 estado pep_ pepago
overlay x 2 pset etpset pep_
overlay x 3 estado pep_ pepset
overlay x 2 pout etpout pep_
overlay x 3 estado pep_ pepout
overlay x 2 pnov etpnov pep_
overlay x 3 estado pep_ pepnov
overlay x 2 pdez etpdez pep_
overlay x 3 estado pep_ pepdez
delete x pep_.img
delete x pep_.doc
scalar x cad armfev 3 1
reclass x i pepmar nacmar 2 0 0 999
-9999
reclass x i pepmar Bnmar 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
reclass x i pepmar BPmar 2 0 -9999999 0
1 0 999999999 -9999
reclass x i pepmar pepPmar 2 0 -999999 0
-9999
overlay x 4 nacmar cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armPN
reclass x i pepmar Bneg 2 1 -9999999 0 0
0 999999999 -9999
overlay x 3 bneg armpn armpn_
overlay x 7 armpn_ armfev arm
overlay x 8 cad arm armmar
reclass x i pepabr pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepabr Bnabr 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armmar pepP armpp
reclass x i pepabr Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armpp
reclass x i pepabr pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacmar pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMabr
overlay x 4 armabr cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armabr cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
99999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACabr
reclass x i pepmai pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepmai Bnmai 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armabr pepP armpp
reclass x i pepmai Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armpp
reclass x i pepmai pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacabr pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMmai
overlay x 4 armmai cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepjun bneg 2 1 -999999 0 0
0 9999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armmai cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACmai
reclass x i pepjun pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepjun Bnjun 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armmai pepP armpp
reclass x i pepjun Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armpp
reclass x i pepjun pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacmai pepn nacpn
reclass x i nacpn bnac_ 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 3 cad bnac_ armfull
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMjun
overlay x 4 armjun cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepjul bneg 2 1 -999999 0 0
0 9999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armjun cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACjun
reclass x i pepjul pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepjul Bnjul 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armjun pepP armpp
reclass x i pepjul Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armpp
reclass x i pepjul pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacjun pepn nacpn
reclass x i nacpn bnac_ 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 3 cad bnac_ armfull
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac

```

```

transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp arm
overlay x 7 armfull arm ARMjul
overlay x 4 armjul cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepago bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armjul cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACjul
reclass x i pepago pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepago Bnago 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armjul pepP armp
reclass x i pepago Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armp armp
reclass x i pepago pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacjul pepn nacpn
reclass x i nacpn bnac_ 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 3 cad bnac_ armfull
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp arm
overlay x 7 armfull arm ARMago
overlay x 4 armago cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepset bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armago cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACago
reclass x i pepset pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepset Bnset 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armago pepP armp
reclass x i pepset Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armp armp
reclass x i pepset pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacago pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMset
overlay x 4 armset cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepout bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armset cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACset
reclass x i pepout pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepout Bnout 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armset pepP armp
reclass x i pepout Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armp armp
reclass x i pepout pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacset pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMout
overlay x 4 armout cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepnov bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armout cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACout
reclass x i pepnov pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepnov Bnov 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armout pepP armp
reclass x i pepnov Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armp armp
reclass x i pepnov pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacout pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
999999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMnov
overlay x 4 armpnov cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepdez bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armpnov cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACnov
reclass x i pepdez pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepdez Bndez 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armpnov pepP armp
reclass x i pepdez Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 999999999 -9999
overlay x 8 cad armp armp
reclass x i pepdez pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacnov pepn nacpn

```

```

reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
99999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMdez
overlay x 4 armdez cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepjan bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armdez cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACdez
reclass x i pepjan pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepjan Bnjan 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armdez pepP armpp
reclass x i pepjan Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 99999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armp
reclass x i pepjan pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacdez pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
99999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMjan
overlay x 4 armjan cad frac
transfor x frac fator 2
overlay x 3 fator cad nacN
reclass x i pepfev bneg 2 1 -999999 0 0
0 999999 -9999
overlay x 3 bneg nacn nac
overlay x 2 armjan cad d
reclass x i d Bnac 2 1 -99999 0 0 0
9999999 -9999
overlay x 3 Bnac nac NACjan
reclass x i pepfev pepP 2 0 -999999 0
-9999
reclass x i pepfev Bnfev 2 1 -9999999 0
0 0 999999999 -9999
overlay x 1 armjan pepP armpp
reclass x i pepfev Bpos 2 0 -9999999 0 1
0 99999999 -9999
overlay x 8 cad armpp armp
reclass x i pepfev pepN 2 0 0 999 -9999
overlay x 1 nacjan pepn nacpn
reclass x i pepn Bneg 2 1 -9999999 0 0 0
99999999 -9999
overlay x 4 nacpn cad frac
transfor x frac fator 3
overlay x 3 cad fator armpn_
overlay x 8 cad armpn_ armN
overlay x 3 bneg armn armn_
overlay x 7 armn_ armp ARMfev
reclass x i pepfev nacfev 2 0 0 999
-9999
overlay x 2 armjan armdez altjan
overlay x 2 armfev armjan altfev
overlay x 2 armmar armfev altmar
overlay x 2 armabr armmar altabr
overlay x 2 armmai armabr altmai
overlay x 2 armjun armmai altjun
overlay x 2 armjul armjun altjul
overlay x 2 armago armjul altago
overlay x 2 armset armago altset
overlay x 2 armout armset altout
overlay x 2 armnov armout altnov
overlay x 2 armdez armnov altdez
overlay x 2 pjan altjan etrn
overlay x 3 bnjan etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpjan etrjan
overlay x 2 pfev altfev etrn
overlay x 3 bnfev etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpfev etrfev
overlay x 2 pmar altmar etrn
overlay x 3 bnmar etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpmar etrmar
overlay x 2 pabr altabr etrn
overlay x 3 bnabr etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpabr etrabr
overlay x 2 pmai altmai etrn
overlay x 3 bnmai etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpmai etrmai
overlay x 2 pjun altjun etrn
overlay x 3 bnjun etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpjun etrjun
overlay x 2 pjul altjul etrn
overlay x 3 bnjul etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpjul etrjul
overlay x 2 pago altago etrn
overlay x 3 bnago etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpago etrago
overlay x 2 pset altset etrn
overlay x 3 bnset etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpset etrset
overlay x 2 pout altout etrn
overlay x 3 bnout etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpout etrout
overlay x 2 pnov altnov etrn
overlay x 3 bnnov etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpnov etrnov
overlay x 2 pdez altdez etrn
overlay x 3 bndez etrn etr_
overlay x 7 etr_ etpdez etrdez
overlay x 2 etpjan etrjan defjan
overlay x 2 etpfev etrfev deffev
overlay x 2 etpmar etrmar defmar
overlay x 2 etpabr etrabr defabr
overlay x 2 etpmai etrmai defmai
overlay x 2 etpjun etrjun defjun
overlay x 2 etpjul etrjul defjul
overlay x 2 etpago etrago defago
overlay x 2 etpset etrset defset
overlay x 2 etpout etrout defout
overlay x 2 etpnov etrnov defnov
overlay x 2 etpdez etrdez defdez
overlay x 2 armjan cad bar_
overlay x 2 pepjan altjan exc
reclass x i bar_ Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excjan
overlay x 2 armfev cad bar_
overlay x 2 pepfev altfev exc
reclass x i bar_ Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excfev
overlay x 2 armmar cad bar_
overlay x 2 pepmar altmar exc
reclass x i bar_ Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excmar
overlay x 2 armabr cad bar_

```

```

overlay x 2 pepabr altabr exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excabr
overlay x 2 armmai cad bar_
overlay x 2 pepmai altmai exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excmai
overlay x 2 armjun cad bar_
overlay x 2 pepjun altjun exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excjun
overlay x 2 armjul cad bar_
overlay x 2 pepjul altjul exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excjul
overlay x 2 armago cad bar_
overlay x 2 pepago altago exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999

overlay x 3 bar exc excago
overlay x 2 armset cad bar_
overlay x 2 pepset altset exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excset
overlay x 2 armout cad bar_
overlay x 2 pepout altout exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excout
overlay x 2 armnov cad bar_
overlay x 2 pepnov altnov exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excnov
overlay x 2 armdez cad bar_
overlay x 2 pepdez altdez exc
reclass x i bar_Bar 2 0 -999999 0 1 0
999999 -9999
overlay x 3 bar exc excdez

```

ANEXO I

Tabelas para o cálculo da evapotranspiração potencial

TABELA B – Duração máxima da insolação diária (N), em horas, nos meses e latitude de 10°N a 40°S. Os valores correspondem ao 15^o dia de cada mês.

Lat.	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
10°N	11,6	11,8	12,1	12,4	12,6	12,7	12,6	12,4	12,2	11,9	11,7	11,5
8°N	11,7	11,8	12,1	12,3	12,5	12,6	12,5	12,4	12,2	12,0	11,8	11,6
6°N	11,8	11,9	12,1	12,3	12,4	12,5	12,4	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7
4°N	11,9	12,0	12,1	12,2	12,3	12,4	12,3	12,2	12,0	12,0	11,9	11,9
2°N	12,0	12,0	12,1	12,2	12,2	12,2	12,2	12,2	12,1	12,1	12,0	12,0
Equador	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,2
2°S	12,2	12,1	12,1	12,1	12,0	12,0	12,0	12,0	12,1	12,1	12,2	12,2
4°S	12,3	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,3	12,4
6°S	12,4	12,3	12,1	12,0	11,9	11,7	11,8	11,9	12,1	12,2	12,4	12,5
8°S	12,5	12,4	12,1	11,9	11,7	11,6	11,7	11,9	12,1	12,3	12,5	12,6
10°S	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7
12°S	12,7	12,5	12,2	11,8	11,6	11,4	11,5	11,7	12,0	12,1	12,7	12,8
14°S	12,8	12,6	12,2	11,8	11,5	11,3	11,4	11,6	12,0	12,1	12,8	12,9
16°S	13,0	12,7	12,2	11,7	11,4	11,2	11,2	11,6	12,0	12,1	12,9	13,1
18°S	13,1	12,7	12,2	11,7	11,3	11,1	11,1	11,5	12,0	12,5	13,0	13,2
20°S	13,2	12,8	12,2	11,6	11,2	10,9	11,0	11,4	12,0	12,5	13,2	13,3
22°S	13,4	12,8	12,2	11,6	11,1	10,8	10,9	11,3	12,0	12,6	13,2	13,5
24°S	13,5	12,9	12,3	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,6	13,3	13,6
26°S	13,6	12,9	12,3	11,5	10,8	10,5	10,7	11,2	11,9	12,7	13,4	13,8
28°S	13,7	13,0	12,3	11,4	10,7	10,4	10,6	11,1	11,9	12,7	13,5	14,0
30°S	13,9	13,1	12,3	11,4	10,6	10,2	10,4	11,0	11,9	12,8	13,6	14,1
32°S	14,0	13,2	12,3	11,3	10,5	10,0	10,3	10,9	11,9	12,9	13,7	14,2
34°S	14,2	13,3	12,3	11,3	10,3	9,8	10,1	10,9	11,9	12,9	13,9	14,4
36°S	14,3	13,4	12,4	11,2	10,2	9,7	10,0	10,7	11,9	13,0	14,0	14,6
38°S	14,5	13,5	12,4	11,1	10,1	9,5	9,8	10,6	11,8	13,1	14,2	14,8
40°S	14,7	13,6	12,4	11,1	9,9	9,3	9,6	10,5	11,8	13,1	14,3	15,0

Dados interpolados de Smithsonian Meteorological Tables (6^a Edição, 1951 – Quadro 171) por Pereira et al. (1997).

TABELA A – Evapotranspiração tabular diária (mm.d⁻¹), segundo Thorntwaite, não ajustada para o comprimento do dia, correspondente à temperatura média diária (Tmd) entre 6,5 °C e 26,0°C, para condições de temperatura média anual normal (índice T) entre 12,5 °C e 27,0°C. Fonte: Camargo, 1962.

Tmd	Temperatura média anual normal da região, em °C – Índice T																													
	12,5	13,0	13,5	14,0	14,5	15,0	15,5	16,0	16,5	17,0	17,5	18,0	18,5	19,0	19,5	20,0	20,5	21,0	21,5	22,0	22,5	23,0	23,5	24,0	24,5	25,0	25,5	26,0	26,5	27,0
6,5	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,5	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,5	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,0	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
9,5	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
10,0	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
10,5	1,4	1,4	1,4	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
11,0	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
11,5	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
12,0	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1	0,9	0,9	0,9	0,7	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2
12,5	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,0	0,9	1,0	0,8	0,9	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
13,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,1	0,9	1,0	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3
13,5	2,0	1,9	1,9	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0	0,8	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3
14,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4
14,5	2,1	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	0,9	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4
15,0	2,2	2,2	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,5	1,3	1,3	1,0	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5
15,5	2,3	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,6	1,4	1,4	1,0	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6
16,0	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	2,0	2,0	1,8	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,7	1,5	1,5	1,1	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7

(continua)

TABELA A – Evapotranspiração tabular diária (mm.d⁻¹), segundo Thorntwaite, não ajustada para o comprimento do dia, correspondente à temperatura média diária entre 6,5 °C e 26,0°C, para condições de temperatura média anual normal (índice T) entre 12,5 °C e 27,0°C. Fonte: Camargo, 1962. (continuação)

Tmd	Temperatura média anual normal da região, em °C – Índice T																													
	12,5	13,0	13,5	14,0	14,5	15,0	15,5	16,0	16,5	17,0	17,5	18,0	18,5	19,0	19,5	20,0	20,5	21,0	21,5	22,0	22,5	23,0	23,5	24,0	24,5	25,0	25,5	26,0	26,5	27,0
16,5	2,5	2,5	2,4	2,3	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
17,0	2,6	2,6	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9
17,5	2,7	2,7	2,6	2,5	2,5	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9
18,0	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0
18,5	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2	2,2	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1
19,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,3	2,2	2,1	2,0	2,0	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3
19,5	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,7	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5
20,0	3,2	3,2	3,1	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,6	2,6	2,5	2,5	2,4	2,3	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7
20,5	3,3	3,3	3,2	3,2	3,2	3,1	3,0	3,0	3,0	2,9	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2	2,1	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9
21,0	3,4	3,4	3,3	3,3	3,3	3,2	3,1	3,1	3,1	3,0	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1
21,5	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,3	3,2	3,2	3,2	3,1	3,1	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,4	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2
22,0	3,6	3,6	3,5	3,5	3,4	3,4	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,1	3,1	3,1	3,1	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,7	2,6	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4
22,5	3,7	3,7	3,6	3,6	3,6	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,3	3,3	3,2	3,2	3,1	3,1	3,1	3,1	3,0	2,9	2,8	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,6
23,0	3,8	3,8	3,8	3,7	3,7	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,5	3,5	3,4	3,4	3,3	3,3	3,3	3,3	3,2	3,2	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,8
23,5	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,7	3,7	3,7	3,7	3,6	3,6	3,6	3,6	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4	3,3	3,2	3,2	3,2	3,1	3,1	3,1	3,0	3,0
24,0	4,0	4,0	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,8	3,7	3,7	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	3,3	3,3	3,2	3,2	3,2	3,2
24,5	4,1	4,1	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,9	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,7	3,7	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4
25,0	4,2	4,2	4,2	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,9	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,7	3,7	3,7	3,7
25,5	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,1	4,1	4,1	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
26,0	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3

Tmd	Evapotranspiração diária, não ajustada, para Tmd acima de 26,5°C									
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
27,0	4,3	4,6	4,9	5,2	5,4	5,6	5,8	5,9	6,0	6,1
27,5	4,5	4,8	5,1	5,3	5,5	5,7	5,8	6,0	6,1	6,1