

JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

MODELO REGIONAL DE ESTIMATIVA DO BALANÇO HÍDRICO
APLICADO À VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO NORDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em
Recursos Naturais da Universidade Federal da
Paraíba, em cumprimento às exigências para
a obtenção do grau de Doutor

Área de Concentração: Recursos Hídricos
Sub Área: Ciclo Hidrológico

Orientador: Dr. Pedro Vieira de Azevedo

Campina Grande
Dezembro, 2000

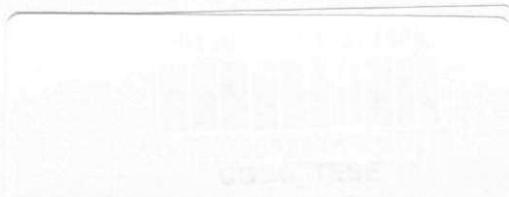
JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

MODELO REGIONAL DE ESTIMATIVA DO BALANÇO HÍDRICO
APLICADO À VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO NORDESTE DO BRASIL

Orientador: Dr. Pedro Vieira de Azevedo

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS

Campina Grande
Dezembro, 2000





Ficha Catalográfica

B862m

Brito, José Ivaldo Barbosa de

Modelo regional de estimativa do balanço hídrico aplicado à variabilidade climática do Nordeste do Brasil / José Ivaldo Barbosa de Brito. – Campina Grande: UFPB, 2000
129p. : il.

Tese (Doutorado). UFPB/CCT
inclui bibliografia

1- Climatologia 2 – Recursos Hídricos
3 – Meteorologia 4 – Variabilidade Climática
5 – Desertificação 6 – Clima 7 – Vegetação
I. Título

CDU 551.58

JOSÉIVALDO BARBOSA DE BRITO

**MODELO REGIONAL DE ESTIMATIVA DO BALANÇO HÍDRICO
APLICADO À VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO NORDESTE DO BRASIL**

APROVADA EM: 19/12/2000

BANCA EXAMINADORA:



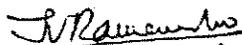
Prof. Dr. PEDRO VEIRA DE AZEVEDO
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB



Dr. EDUARDO JORGE DE BRITO BASTOS
UNIVERSIDADE DO VALE DO PARAÍBA – UNIVAP



Dr. PRAKKY SATYAMURTY
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE



Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB



Prof. Dr. MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Conheces a região onde florescem os limoeiros?
Laranjas de ouro ardem no verde-escuro da folhagem;
Conheces bem? Nesse lugar
Eu desejara estar.

- Goethe -

DEDICATÓRIA

À minha querida esposa Francisca Clenia Pinheiro de Brito
pelo amor, carinho e companheirismo. Obrigado por tudo.

Aos meus filhos Igor e Sara,
crianças alegres e saudáveis

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Pedro Vieira de Azevedo, orientador, meu muito obrigado pelos ensinamentos e incentivos durante todo o curso.

Ao Dr. V.B. Rao, do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) pelas valiosas sugestões no desenvolvimento e enriquecimento do trabalho.

Ao Sr. Raimundo Jaildo dos Anjos, diretor do 3º Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia – Recife, por ter cedido os dados meteorológicos de superfície das estações da região Nordeste.

Ao Sr. José Carlos da Embrapa – Solos – Recife, pelos dados de máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo, de aproximadamente 820 Municípios do Nordeste, dos quais 434 foram utilizados neste trabalho.

Ao Prof. Dr. S. Patel, pelos dados da reanálise do NCEP/NCAR.

Ao Curso de Doutorado em Recursos Naturais

Aos Professores do Curso de Recursos Naturais, pelos ensinamentos durante o curso, e sugestões ao aprimoramento do trabalho.

A Eyres Diana Ventura Silva e Célia Campos Braga.

A Nísia Luciano Leão, pela revisão do texto

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) e Centro de Ciências e Tecnologia (CCT) que me permitiram um afastamento de sete meses para a elaboração desta tese.

Enfim, a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram na elaboração deste trabalho.

SUMÁRIO

	Pág.
RESUMO	
ABSTRACT	
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTAS DE SIGLAS E SÍMBOLOS	
1. INTRODUÇÃO	01
1.1 Objetivo Geral	05
1.1.1 Objetivos Específicos	06
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	08
2.1 Climatologia Regional	08
2.2 Evapotranspiração	10
2.3 Balanço Hídrico	16
2.4 Variabilidade Climática	20
2.5 Desertificação	29
3. MATERIAL E MÉTODOS	35
3.1 Material	35
3.1.1 Área de Abrangência e suas Características Naturais	35
3.1.2 Dados Disponíveis	40
3.2 Métodos	42
3.2.1 Evapotranspiração de Referência	42
3.2.2 Evaporação Potencial	45
3.2.3 Modelo Regional de Regressão para se estimar a Evapotranspiração de Referência	46
3.2.4 Equação do Balanço Hídrico	49
3.2.5 Cálculo da Evaporação Real da Reanálise do NCEP/NCAR	56
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
4.1 Evapotranspiração de Referência	58
4.2 Evaporação Potencial	68
4.3 Balanço Hídrico	70
4.3.1 Evapotranspiração Real	71
4.3.2 Escoamento Superficial	75
4.3.3 Infiltração de Água no Solo e Análise do Balanço Hídrico	78
4.3.4 Índice de Umidade do Solo	83

RESUMO

Verificar a influência dos eventos oceânicos El Niño, La Niña e anomalias da temperatura das águas da superfície do Atlântico Sul (ASN – negativa, ASP – positiva) na variabilidade interanual do balanço hídrico sobre o Nordeste do Brasil, exceto no Maranhão; investigar as possíveis contribuições desta variabilidade nos processos de semi-desertificação de áreas semi-árida no Nordeste e elaborar um modelo regional capaz de estimar a Evapotranspiração de Referência, utilizada como dado de entrada do balanço hídrico, constituíram-se nos principais objetivos deste trabalho. Utilizou-se, como base metodológica, a equação FAO-Penman-Monteith, a técnica de análise de regressão múltipla, o modelo de Thornthwaite-Mather modificado e a equação simplificada do balanço hídrico na atmosfera. Usaram-se dados de 52 estações meteorológicas principais da rede de observação do INMET, de 434 postos pluviométricos da SUDENE, FUNCEME e INMET, e capacidade de máxima retenção de água disponível pelo solo da EMBRAPA – Solos das 434 localidades que dispõem de dados de precipitação. Os resultados obtidos mostram intensa flutuabilidade do clima do Nordeste, pois se verificaram múltiplos regimes climáticos na parte norte da Região, enquanto na porção central do Semi-árido o clima variou de árido, nos anos de ASN e/ou de El Niño, a sub-úmido seco e sub-úmido úmido, nos anos de ASP e/ou de La Niña. Nos anos de ASN e/ou El Niño, a umidade dos solos no Nordeste é muito baixa, em muitas áreas é quase nula, o escoamento superficial é praticamente inexistente, a infiltração de água para as camadas mais profundas do solo é nula e a precipitação ocorrida não é suficiente para suprir a evaporação. De maneira geral, as secas dos anos de ASN são, para todo o Nordeste, mais severas que as dos anos de El Niño. Nos anos de ASP e/ou La Niña são observados índices de umidade do solo, em média ao longo de todo ano, da ordem de 30% na parte centro-norte do Nordeste, escoamento superficial e infiltração de água para as camadas mais profundas do solo. Conclui-se, então, que o aporte de água para armazenamento nos reservatórios e a alimentação dos lençóis subterrâneos ocorrem basicamente nos anos de ASP e La Niña e que, do ponto de vista do clima, o Nordeste, como um todo, é uma região suscetível aos processos de desertificação; entretanto, a susceptibilidade é mais acentuada na parte centro-norte da Região.

ABSTRACT

The goals of this work are: to verify the influence of the oceanic events El Niño, La Niña and of the sea surface temperature anomalies in South Atlantic (ASN – negative, ASP – positive) in the interannual variability of the water budget in Northeast Brazil, except Maranhão, to investigate the possible contributions of this variability in desertification processes of semi-arid areas in the Northeast, and to elaborate a regional model to estimate the reference crop evapotranspiration (ET_0), used as input data of water budget. The data used is obtained from 52 meteorological stations of the INMET, from 434 raingauge stations of SUDENE, FUNCEME and INMET and maximum water retention capacity by the soil from EMBRAPA– Solos of 434 places where precipitation data is available. The FAO-Penman-Monteith equation is used to calculate the ET_0 of the 52 INMET stations. The regression analysis is used to obtain a regional model to estimate the ET_0 of the places where have the raingauge stations. The water balance is estimated from Thornthwaite e Mather (1957) modified method. The results obtained show a large variability in the Northeast climate where multiple climate regimes were verified in the northern, in central portion of the semi-arid the climate is arid, in years of ASN and/or of El Niño, and is sub-humid dry/sub-humid humid, in years of ASP and/or of La Niña. During ASN and/or El Niño events the humidity of the soil in the Northeast is very low, the runoff is practically nonexistent and water infiltration for the most profound layers in the soil is almost null, and the precipitation is not enough to supply the evapotranspiration. The droughts during ASN event are severer than the ones during El Niño events. In the ASP and/or La Niña events are observed soil humidity indices, on an average along all year, of the order of 30% in the Northeast part center-north, runoff, and infiltration. It concludes that the water storage in the reservoirs and groundwater occur basically during ASP and La Niña events, and the Northeast of Brazil is a susceptible region to the desertification processes of the point of view of the climate, however in the part center-north of the region the susceptibility degree to desertification processes are very height.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA 3.1 Precipitação média anual em cm da região estudada, referente ao período de 1962 a 1990	36
FIGURA 3.2 Altimetria (m) da região estudada, mostrando o aspecto geral do relevo (Fonte: IBGE, 1985)	37
FIGURA 3.3 Cobertura Vegetal do Nordeste (Fonte: IBGE, 1985)	39
FIGURA 3.4 Tipos de Solo do Nordeste (Fonte: IBGE, 1985)	40
FIGURA 3.5 Divisão do Nordeste em áreas relativamente homogêneas do ponto de vista da Evapotranspiração de Referência: área 1 – norte; área 2 – sul; área 3 – leste	49
FIGURA 4.1 Gráfico de dispersão da Evapotranspiração de Referência (ET_0) em mm/dia, calculada por FPM e estimada pelo MRRER, para as condições climáticas: ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE	60
FIGURA 4.2 Evapotranspiração de Referência (ET_0) em mm/dia, calculada por FPM e estimada pelo MRRER, para Quixeramobim (norte), Itaberaba (sul) Surubim (leste) e as condições: ASN; ASP; El Niño; La Niña e SFGE	62
FIGURA 4.3 Distribuição espacial da ET_0 (mm/ano) estimada pelo MRRER para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	66/67
FIGURA 4.4 Evaporação potencial (E_p) em mm/dia, calculada pela equação de Penman-Monteith e estimada pelo MRREP, para Quixeramobim (norte), Itaberaba (sul) e Surubim (leste) e para as condições: ASN; ASP; El Niño; La Niña e SFGE	69
FIGURA 4.5 Distribuição espacial da máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo (CAD) em mm/m, para o Nordeste do Brasil. (Fonte dos dados Embrapa – Solo – Recife)	72
FIGURA 4.6 Evapotranspiração real (mm/ano) para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	74/75
FIGURA 4.7 Escoamento superficial (mm/ano) para os anos de: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.....	77/78

FIGURA 4.8	Propagação de uma anomalia de precipitação na componente de superfície do ciclo hidrológico. Os mecanismo de interação e feedback solo-atmosfera poderão estender a sua influência as camadas mais profundas do solo (Fonte: Entekhabi et al., 1996)	79
FIGURA 4.9	Quantidade de água infiltrada (mm/ano) para as camada mais profundas do solo, sob condições: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	80/81
FIGURA 4.10	Índice de umidade do solo (%) em relação à máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	84/85
FIGURA 4.11	Evaporação real (mm) para o ano de 1983 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimada pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculada com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área 2,5° x 2,5° de (a)	88
FIGURA 4.12	Evaporação real (mm) para o ano de 1985 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimada pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculada com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área 2,5° x 2,5° de (a)	90
FIGURA 4.13	Escoamento superficial (mm) para o ano de 1983 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimado pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculado com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área 2,5° x 2,5° de (a).....	92
FIGURA 4.14	Escoamento superficial (mm) para o ano de 1985 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimado pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculado com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área 2,5° x 2,5° de (a).....	93
FIGURA 4.15	Índice efetivo de umidade, de acordo com Thornthwaite e Mather (1957) para os período: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	97/98
FIGURA 4.16	Índice aridez médio anual para os anos (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE	100/101
FIGURA 4.17	Distribuição espacial do grau de susceptibilidade à desertificação no Nordeste do Brasil: (a) Anos de ASP; (b) Anos de ASN.....	104

FIGURA 4.18 Distribuição espacial do grau de susceptibilidade à desertificação no Nordeste do Brasil: (a) Anos de El Niño; (b) Anos de La Niña.....105

LISTA DE TABELA

	Pág.
TABELA 3.1 Classificação climática com base no Índice Efetivo e Umidade	55
TABELA 3.2 Grau de susceptibilidade à desertificação, devido às condições climática de acordo com o índice efetivo de umidade	56
TABELA 4.1 Coeficientes de Correlação de ET_0 Calculada versus ET_0 Estimada – Os valores marcados com ** são os menores coeficiente de correlação e * os maiores, para cada condição climática, os números entre parentes são os meses em que estes valores foram observados.....	59
TABELA 4.2 Evapotranspiração de Referência (mm/ano).....	65
TABELA 4.3 Componentes do balanço hídrico (mm/ano) no Nordeste do Brasil para as cinco condições climáticas estudada	71
TABELA 4.4 Índice de umidade médio anual (%), do solo no Nordeste do Brasil, para as cinco condições climáticas estudada.....	83

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

SIGLAS

ASN – Atlântico Sul Negativo.

ASP – Atlântico Sul Positivo.

CA – Máxima capacidade de armazenamento de água pelo solo (mmm^{-1})

CAD – Máxima capacidade de retenção de água disponível pelo o solo (mmm^{-1}).

CCT – Centro de Ciências e Tecnologia.

DCA – Departamento de Ciências Atmosféricas.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária.

EMBRAPA – Solos – Centro Nacional de Pesquisa de Solos da Embrapa.

EN – El Niño.

ENOS – El Niño Oscilação Sul.

EU – Configuração Eurásia.

FAO – Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação.

FGE – Forçante de grande escala.

FPM – FAO-Penman-Monteith.

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos.

GCM – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera.

GCMs – Modelos de Circulação Geral da Atmosfera.

IAP – Índice de Área Foliar.

IBGE – Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia.

MRRER – Modelo de Regional de Regressão de estimativa da Evapotranspiração de Referência.

NCAR – Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas dos Estados Unidos da América.

NCEP – Centro Nacional de Previsão Ambiental dos Estados Unidos da América.

OAN – Oscilação do Atlântico Norte.

ONU – Organização das Nações Unidas.

OPN – Oscilação do Pacífico Norte.

OS – Oscilação Sul.

PAN – Pacífico América do Norte (PNA – Pacific North American).

PMANU – Programa do Meio Ambiente das Nações Unidas.

SFGE – Sem forçante de grande escala oceano-atmosfera.

SUDENE – Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste.

TSM – Temperatura da Superfície do Mar (°C).

UFPB – Universidade Federal da Paraíba.

SÍMBOLOS

$a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, a_5, a_6, a_7, a_8, a_9$ – Coeficientes de Regressão.

A_s – Umidade do solo (mm/mês), $(A_s)_j$ ou A_{sj} A_s do mês j .

$b_0, b_1, b_2, b_3, b_4, b_5, b_6, b_7, b_8, b_9$ – Coeficientes de Regressão.

b – vetor coeficiente de regressão.

cc – conteúdo de água do solo na capacidade de campo (mm^{-1}).

cm – centímetro.

c_p – calor específico do ar a pressão constante ($\text{kJKg}^{-1}\text{°C}^{-1}$).

c_{profs} – comprimento de profundidade do solo (m).

°C – Graus centígrado.

CO_2 – Dioxido de Carbono.

d – dia.

d_{aps} – densidade aparente do solo.

d_0 – Deslocamento do plano de velocidade do vento zero (m).

D – Deficiência Hídrica (mm/mês), $(D)_j$ ou D_j D do mês j .

e_a – Pressão de saturação do vapor (kPa).

e_d – Pressão real do vapor d'água (kPa).

$e_s(z)$ – Pressão de saturação de vapor na altura z (kPa).

$e(z)$ – Pressão real de vapor d'água na altura z (kPa).

°E – Grau leste.

E_p – Evaporação potencial (mm/mês).

E_s – Escoamento superficial (mm/mês), $(E_s)_j$ ou E_{sj} E_s do mês j .

ET_m – Evapotranspiração máxima (mm/mês).

ET_p – Evapotranspiração potencial (mm/mês).

ET_r – Evapotranspiração real (mm/mês), $(ET_r)_j$ ou ET_{rj} ET_r do mês j .

ET_0 – Evapotranspiração de referência (mm/mês), $(ET_0)_j$ ou ET_{0j} ET_0 do mês j .

G – fluxo de calor no solo ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$).

G_a – fluxo de calor na água ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$).

h – altitude (m).

h_c – altura de uma grama de referência (m).

I_a – Índice de aridez.

I_m – Índice efetivo de umidade.

I_u Índice de umidade.

I_r – Irrigação (mm/mês).

J – Joule.

k – Constante de von Kármán.

K – Graua Kelvin.

Kg – Quilograma.

kJ – Quilojoule.

Km – Quilômetro.

kPa – Quilopascal.

m – metro.

mm – milímetro.

min – minuto.

MJ – Mega Joule.

n – insolação (hora/dia).

N – número máximo teórico de brilho solar durante um dia (hora).

°N – Grau norte.

N_{ac} – Negativo acumulado (mm/mês), $(N_{ac})_j$ ou N_{acj} N_{ac} do mês j.

pmp – conteúdo de água no solo no ponto de murcha permanente (mm/m).

P – Pressão atmosférica na superfície (kPa).

Pa - Pascal

P_r – Precipitação (mm/mês), $(P_r)_j$ ou P_{rj} P_r do mês j.

P_e – Percolação de água para as camadas mais profundas do solo (mm/mês), $(P_e)_j$ ou P_{ej} P_e do mês j.

Q_0 – Radiação solar no topo da atmosfera ($Mjm^{-2}d^{-1}$).

r_a – Resistência aerodinâmica para a difusão do vapor d'água na camada limite superficial (sm^{-1}).

r_c – Resistência do dossel da vegetação a transferência do vapor d'água (sm^{-1}).

R_n – Saldo de radiação ($MJm^{-2}d^{-1}$).

R_v – Constante dos gases para o vapor d'água ($MJK^{-1}Kg^{-1}$).

q – umidade específica (gKg^{-1}).

s – segundo.

S – Excesso hídrico (mm/mês), $(S)_j$ ou S_j S do mês j.

°S – Grau Sul.

T – Temperatura do ar (K).

\underline{T} – Temperatura do ar (°C).

T_m – Temperatura mínima (K).

T_x – Temperatura máxima (K).

U_2 – Velocidade do vento da 2 metros de altura (ms^{-1}).

U_{10} – Velocidade do vento a 10 metros de altura (ms^{-1}).

$U(z_w)$ – Velocidade do vento a altura z_w (ms^{-1}).

V – vetor velocidade do vento (ms^{-1}).

W – Watts.

°W – Grau Oeste.

X – Matriz de dados independente.

$X_{1,Y}$; $X_{2,Y}$; $X_{3,Y}$ – latitude, longitude e altitude de uma localidade qualquer.

Y – localidade qualquer.

Y – Matriz de dados dependente.

z_{om} – Comprimento de rugosidade para transferência de momentum (m).

z_{ov} – Comprimento de rugosidade para transferência do vapor (m).

z_p – Altura do psicrômetro (m).

z_w – Altura do anemômetro (m).

ΔA_s – Variação da umidade do solo (mm/mês), $(\Delta A_s)_j$ ou ΔA_{sj} ΔA_s do mês j.

β - função coeficiente de evapotranspiração.

ε - Emissividade da superfície da terra.

σ - Constante de Stefan-Boltzmann ($Wm^{-2}K^{-4}$).

λ - Calor latente de evaporação da água ($MJkg^{-1}$).

μ - Longitude.

φ - Latitude.

ρ - densidade do ar (Kgm^{-3}).

γ - Parâmetro psicrométrico ($kPa^{\circ}C^{-1}$).

Δ - Derivada da pressão de saturação do vapor d'água com respeito a temperatura do ar ($kPa^{\circ}C^{-1}$).

$\nabla \bullet$ - Operador divergência (convergência).

1. INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da Ciência teve, a partir do século dezesseis, uma forte componente das ciências físicas; contudo, após a descoberta da teoria da evolução de Darwin e, mais recentemente, da teoria da relatividade, o mundo assistiu a uma mudança no escopo da Ciência; o foco da atenção se deslocou das ciências físicas para as ciências da vida (Bronowski, 1973) porém nos últimos trinta anos pesquisadores e cientistas de todo o mundo começaram a dar ênfase às ciências do meio ambiente, especialmente às mudanças globais do clima e aos processos de desertificação observados em algumas regiões da Terra. O estudo do meio ambiente combina não apenas as ciências físicas e da vida mas, também, as ciências sociais, econômicas e tecnológicas, principalmente quando o assunto a ser estudado engloba os impactos sobre a humanidade, produzidos por mudanças climáticas globais, processos de desertificação de áreas outrora férteis e variabilidades climáticas de grande escala, com destaque especial para o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS).

Os impactos da variabilidade climática são mais sensíveis nas regiões semi-áridas, devido à vulnerabilidade de seus ecossistemas, podendo levá-las a um estágio de desertificação ou até mesmo à condição de deserto, quando os seus recursos naturais não são utilizados de forma apropriada (Hare, 1985). Enquanto os das mudanças globais do clima como, por exemplo, aquelas decorrentes do aumento de CO₂, atingem quase que igualmente todo o Globo. A preocupação com os efeitos das mudanças globais e das variabilidades climáticas tem recebido atenção de centros de pesquisas em climatologia. Vários modelos foram desenvolvidos com o objetivo de se prever o clima da Terra, como um todo, ou em determinada parte.

Os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (GCMs) que simularam os efeitos das mudanças globais do clima, mais divulgados pelo IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), são os seguintes: Canadian Climate Centre (Boer et al., 1992), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Manabe e Wetherald, 1987), Oregon State University (Schlesinger e Zhao, 1989) e United Kingdom Meteorological Office (Murphy e Mitchell, 1995) todos fazem análises das mudanças de temperatura, precipitação e balanços de radiação, energia e umidade do solo, em grande escala. Tomando-se como base esses modelos, trabalhos de escala regional têm sido realizados, tanto de variáveis primárias, precipitação (Govinda Rao, 1993), como de variáveis derivadas, evapotranspiração potencial e evaporação (Chattopadhyay e Hulme, 1997; Martin et al., 1989; Fennessey e Kirshen, 1993) e escoamento superficial de bacias hidrológicas (Gellens e Roulim, 1998).

Um dos mecanismos de mudanças climáticas regionais e locais, em terras áridas, semi-áridas e sub-úmidas, são os processos de desertificação e de desertificação. Após a Conferência das Nações Unidas sobre Desertificação, realizada em Nairobi, Quênia, em setembro de 1977, os processos de desertificação vêm chamando a atenção de muitos pesquisadores, principalmente aqueles das regiões semi-áridas da África. Hulme (1989) tentou explicar que a causa da seca no Sahel era devido à degradação ambiental da região. Investigação semelhante na área Saheleano do Sudão foi levada a cabo por Warren e Khogali (1992, apud Hulme e Kelly, 1993). Outros pesquisadores procuram explicar o declínio da precipitação ocorrida na região do Sahel, nas últimas duas décadas, como um processo relacionado não apenas às condições de degradação ambiental local mas, também, devido à variabilidade climática de grande escala. Nicholson (1993) descreveu que a flutuabilidade da precipitação na África, durante a década de 1980, foi fruto da associação entre o uso indevido dos recursos naturais locais e a atuação de eventos climatológicos adversos de grande escala. Xue e Shukla (1993) mostraram a influência das propriedades da superfície da Terra e da circulação geral da atmosfera na modificação do clima do Sahel, nas duas últimas décadas. Hare (1985) observou que o avanço e o recuo do deserto do Sahara sobre o Sahel eram fruto da associação entre os fatores locais, uso da terra, e a variabilidade de fenômeno de grande escala, ENOS.

As ligações entre os processos de desertificação, a variabilidade climática e

as mudanças climáticas globais foram investigadas por Hulme e Kelly (1993) que tentaram responder às seguintes perguntas: 1) as mudanças climáticas causam desertificação? e 2) pode a desertificação produzir mudanças climáticas? Esses pesquisadores seguiram os passos já produzidos por Hare (1985) mas usando dados mais atualizados e um novo conceito de desertificação. Nicholson et al. (1998) mostraram a contribuição dos períodos de seca, produzidos por evento de grande escala, e a modificação da vegetação da superfície, pelo uso excessivo da terra, nos processos de desertificação da região do Sahel.

Ressalta-se que um período de seca em determinada região pode ser quantificado apenas pela precipitação ocorrida, enquanto mudanças climáticas, desertificação e modificações na dinâmica do clima, são processos que necessitam de mais de um parâmetro meteorológico, para serem quantificados. Para medir as flutuações do clima de determinada área para um período de tempo, Budyko (1974) sugeriu um índice correspondente à razão entre a evapotranspiração potencial e a precipitação pluviométrica, utilizado nos programas das Nações Unidas (ONU) para identificar as áreas agricultáveis da Terra sujeitas aos processos de desertificação (Hare, 1977).

O índice da razão de secura de Lettau (1969) derivado do índice de seca de Budyko (1958). Denominado índice de razão de secura Budyko-Lettau por Henning (1970, apud Hare, 1977), também foi utilizado pela ONU para investigar as condições climáticas das áreas tropicais e subtropicais continentais do Globo (Hare, 1977); entretanto, os mapas das áreas de risco aos processos de desertificação, produzidos com base no índice de Budyko-Lettau, geraram muitas controvérsias pois, em muitos casos, os resultados não refletiam as condições reais (Nicholson et al., 1998). No cômputo do índice de Budyko-Lettau, a evapotranspiração potencial é estimada pelo balanço de radiação na superfície (Lettau, 1969); contudo, Rosenberg e Verma (1978) afirmaram que a estimativa da evapotranspiração potencial, usando apenas o balanço de radiação na superfície, é aceita para regiões úmidas e sub-úmidas, mas para regiões áridas e semi-áridas, o erro inerente a este tipo de estimativa pode atingir até 50%.

O índice efetivo de umidade de Thornthwaite e Mather (1957) o qual é muito útil para medir as condições climáticas locais. Tem sido largamente divulgado e aceito como bom classificador de climas secos (árido, semi-árido e sub-úmido) e de suas

variabilidades. Portanto, Hare (1977) sugeriu que a ONU utilizasse o índice efetivo de umidade de Thornthwaite e Mather na elaboração de cartas de áreas susceptíveis aos processos de desertificação. Ometto (1981) afirmou que a grande vantagem do índice de Thornthwaite e Mather é que, na sua determinação, é necessário conhecer-se apenas a precipitação e a evapotranspiração potencial (ET_p) como variáveis de entrada, da região a ser estudada. Ressalta-se que os índices efetivos de umidade de Thornthwaite e Mather só são obtidos após a realização do balanço hídrico, utilizando-se o modelo proposto por Thornthwaite e Mather (1957). Neste modelo, as variáveis de entrada são a ET_p e a precipitação; além disso, Thornthwaite e Mather estimaram a ET_p com base apenas na temperatura do ar, porém aqueles pesquisadores elaboraram o seu modelo de tal maneira, que qualquer tipo de parametrização para ET_p é aceita pelo modelo.

Para se obter resultados satisfatórios na determinação de regiões sujeitas ao processos de desertificação (terras áridas, semi-áridas e sub-úmida secas) usando-se o índice efetivo de umidade de Thornthwaite e Mather, é necessário se ter boa parametrização da evapotranspiração; entretanto, a parametrização proposta por Thornthwaite e Mather (1957) para estimar a ET_p não apresenta resultados satisfatórios, principalmente em regiões áridas e semi-áridas (Rosenberg et al., 1983) pois, a ET_p de áreas secas é fortemente influenciada pela advecção de calor sensível e pelo vento.

Evidentemente, para conseguir um diagnóstico acurado e preciso do clima e de sua variabilidade em determinada região, é necessário se contar com boas medidas da precipitação e ótimas estimativas da evapotranspiração potencial e real, na ausência de medidas diretas de evapotranspiração, o que não é fácil e nem disponível mesmo nas estações meteorológicas mais equipadas, sendo necessário sua estimativa por meio de outras variáveis, como temperatura, vento, umidade e insolação e, ainda, radiação recebida e emitida pela superfície.

A importância da precipitação e da evapotranspiração nos estudos do clima e da agroclimatologia, é facilmente verificada quando se deseja calcular o balanço hídrico em escala regional, para período igual ou superior a um ano, pois este tipo de balanço pode ser feito com uma aproximação aceitável, fazendo uso apenas das medidas de precipitação e das estimativas da evapotranspiração (Rosenberg et al., 1983; Lare e

Nicholson, 1994).

A precipitação é uma variável de fácil medida e largamente observada em muitas localidades do globo. No Nordeste do Brasil, existem mais de dois mil e quinhentos postos pluviométricos, porém Groisman e Legates (1994) descreveram que as medidas de precipitação são irregularmente espaçadas e não existem medidores em regiões remotas como no topo de montanhas, vales profundos e regiões inabitadas; contudo, quando comparadas com localidades onde existem dados disponíveis para estimativa da evapotranspiração, essas medidas apresentam relativamente poucos problemas. Por exemplo, para se estimar a evapotranspiração potencial, por meio da equação de Penman (Penman, 1948) para o Nordeste brasileiro, consegue estimativa para, no máximo, sessenta localidades, sendo ainda necessário parametrizar o balanço de radiação à superfície usando medidas de insolação e temperatura do ar. Vale salientar que a parametrização do balanço de radiação à superfície, utilizando as observações de insolação e temperatura do ar, é um artifício aceito na comunidade científica (Doorenbos e Kassam, 1979); enquanto, em todo o Nordeste há mais de quinhentas localidades com medidas de precipitação confiáveis.

Tarpley (1994) tentou solucionar o problema da parametrização do balanço de radiação à superfície, fazendo uso de medidas de satélites meteorológicos. Mesmo assim, conseguiu estimar a evapotranspiração mensal em Kansas, nos Estados Unidos, apenas para as localidades que dispunham de estações meteorológicas convencionais. Procurando suprir a escassez de dados, Fennessey e Vogel (1996) construíram um modelo capaz de estimar a evaporação potencial e a evapotranspiração de referência, no Nordeste dos Estados Unidos, usando a temperatura do ar e as coordenadas geográficas das localidades para as quais a evapotranspiração foi estimada.

1.1 Objetivo Geral

A presente pesquisa teve como objetivo geral a verificação da influência dos eventos oceânicos, El Niño, La Niña e as anomalias da temperatura das águas da superfície do oceano Atlântico Sul, na variabilidade interanual do balanço hídrico sobre o Nordeste do Brasil exceto Maranhão (denominada de Região estudada), e as possíveis contribuições desta variabilidade nos processos de desertificação de áreas semi-áridas do Nordeste.

1.1.1 Objetivos Específicos

a) desenvolvimento de um modelo regional de estimativa da taxa diária média mensal da evapotranspiração de referência, para as localidades da Região estudada, que apenas dispõem de dados de precipitação, denominado Modelo Regional de Regressão para estimar a Evapotranspiração de Referência (MRRER); para tanto, foram usadas técnicas de análises de regressão multivariada, tomando-se como base a taxa diária média mensal da evapotranspiração de referência, calculada pela equação da FAO-Penman-Monteith (FPM) - FAO (Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação) - conforme Fennessey e Vogel (1996). As equações de regressão multivariada foram estimadas, mês a mês, para cinco situações distintas: (1) anos de El Niño; (2) anos de La Niña; (3) anos com temperaturas das águas da superfície do Atlântico Sul mais elevadas que a média (ASP); (4) anos com temperaturas das águas da superfície do Atlântico Sul menores que a média (ASN); (5) anos em que não ocorreu nenhuma das quatro situações anteriores, denominados anos sem forçantes de grande escala oceano-atmosfera (SFGE);

b) desenvolvimento de um modelo regional para computar a evaporação potencial das localidades que dispõem de dados de precipitação mas não têm disponíveis os demais dados meteorológicos, tomando-se como base a taxa diária média mensal da evaporação calculada nas localidades que dispõem de estações meteorológicas, denominado modelo regional de regressão para estimar a evaporação potencial (MRREP); para isto, usou-se técnicas de análise de regressão multivariada e a taxa de evaporação potencial diária média mensal, calculada pela equação de Penman-Monteith (Shuttleworth, 1993) para cada uma das cinco situações distintas (El Niño, La Niña, ASP, ASN e SFGE);

c) estimativa do balanço hídrico (evaporação real, escoamento superficial, infiltração de água para as camadas mais profundas do solo e umidade do solo) usando-se o método de Thornthwaite Mather (1957) modificado e verificação da sua variabilidade interanual, em escala regional, para a Região estudada e para as cinco situações distintas (El Niño, La Niña, ASP, ASN e SFGE). No cômputo do balanço hídrico foram usadas, como variáveis de entrada, a precipitação observada e a evapotranspiração de referência estimada pelo

MRRER;

d) comparação da evaporação real e do escoamento superficial obtidos através do balanço hídrico de Thornthwaite Mather (1957) modificado, com os estimados usando-se os dados da reanálise do NCEP/NCAR (NCEP – Centro Nacional de Previsão Ambiental e NCAR – Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas, ambos dos Estados Unidos da América) para dois anos contrastantes (1983 e 1985);

e) cálculo dos índices de aridez e efetivo de umidade segundo a metodologia de Thornthwaite e Mather (1957). A partir desses índices, foram construídos mapas indicando as áreas mais susceptíveis ao processos de desertificação, para cada uma das cinco situações anteriormente descritas. O critério de suscetibilidade aos processos de desertificação utilizado nesta pesquisa foi o das Nações Unidas, de acordo com Puigdefabregas (1995).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nas seções a seguir serão levadas a cabo uma descrição sucinta dos conceitos e uma revisão bibliográfica dos assuntos aqui tratados, a saber: climatologia regional; estimativas da evapotranspiração e do balanço hídrico; variabilidade climática nos trópicos e processos de desertificação.

2.1 Climatologia Regional

De maneira geral, o clima de uma região é composto da resposta natural aos fenômenos oceânico-atmosféricos, da orografia, da distribuição de continentes e oceanos e da latitude. O clima pode sofrer fortes flutuações naturais em escala de tempo interanual ou decadal; por exemplo, em algumas regiões ocorrem períodos prolongados de secas e de chuvas intensas, causados pelos efeitos da dinâmica do clima (Hare, 1985). Entretanto, o clima regional pode sofrer modificações causadas pelas atividades humanas, como aumento da concentração de CO₂ na atmosfera e desflorestamento de áreas vegetadas, alterações estas conhecidas como ações antrópicas (Budyko e Izrael, 1991). Em alguns casos, os fatores antrópicos podem interagir com as flutuações naturais, modificando as condições climáticas regionais, principalmente em ecossistemas frágeis (Magalhães, 1990).

O Nordeste do Brasil está localizado na região tropical sul do globo terrestre, a leste da floresta amazônica e a oeste do oceano Atlântico Tropical, porém a maior parte da região apresenta clima semi-árido, decorrente dos valores relativamente baixos de precipitação que, em algumas áreas, são inferiores a 400 mm. A variabilidade espacial e temporal da precipitação no Nordeste é muito alta, típico das regiões semi-áridas

do planeta. As razões físicas determinantes da semi-aridez de quase toda região, ainda não são completamente entendidas, mas uma análise da distribuição das chuvas sobre o Nordeste e áreas adjacentes sugere que o clima semi-árido é produzido, por mecanismos da circulação geral da atmosfera, principalmente pela circulação de Hadley-Walker, induzida, portanto, por fatores climáticos externos à região (Nobre et al., 1986).

As flutuações do clima do Nordeste estão correlacionadas com as variabilidades interanuais da temperatura das águas da superfície do mar (TSM) dos oceanos tropicais, em especial os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Os fenômenos oceanográficos-atmosféricos que atuam diretamente na dinâmica do clima do Nordeste, são: ENOS (Kousky e Cavalcante, 1984); anomalias das TSM do oceano Atlântico Tropical (Moura e Shukla, 1981; Rao et al., 1993); e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Equatorial (Caviedes, 1973; Uvo e Nobre, 1989).

Outros fenômenos oceânicos e meteorológicos que também contribuem para a flutuação do clima do Nordeste, são os seguintes: vórtices ciclônicos da alta troposfera (Aragão, 1975; Kousky e Gan, 1981); distúrbios de leste (Yamazaki e Rao, 1977); intensidade das brisas marítimas/terrestres (Kousky e Elias 1982) e frentes frias procedentes do Sul do Brasil, oriundas da região subantártica (Kousky, 1979); além disso, o Nordeste apresenta topografia bastante irregular, composta de planaltos, serras, chapadas, maciços, depressões e vales, o que contribui para os fenômenos atmosféricos, tanto de escala sinótica como de mesoescala, atuarem de modo diferente sobre cada sub-região do Nordeste.

Os eventos atmosféricos e oceânicos não atuam com a mesma intensidade sobre todo o Nordeste, com isso têm forte influência sobre determinada área e atuação quase nula em outras áreas. As ações dos diferentes sistemas meteorológicos sobre o Nordeste não ocorrem em uma mesma estação do ano. Diferentes sistemas agem em diferentes estações do ano e em sub-regiões distintas como, por exemplo, as frentes frias são mais frequentes no verão e na parte sul do Nordeste; a ZCIT, atua no outono, no norte e leste da região; os distúrbios de leste, no inverno e no leste do Nordeste; os vórtices ciclônicos da alta troposfera, no verão e outono e em toda região. Esta multiplicidade de fenômenos, atuando em diversas áreas e em variadas épocas do ano, levou Kousky (1979) a dividir o Nordeste em três grandes sub-regiões, climatologicamente homogêneas, e as

denominou de norte, sul e leste do Nordeste.

A dinâmica do clima do Nordeste tem sido o objeto de muitas investigações técnicas e científicas, razão pela qual não se faz necessário descrever como cada um dos fenômenos citados anteriormente contribuem na formação e variabilidade do clima da região, uma vez que estas informações podem ser encontradas, de forma elegante, abrangente e perspicaz, em muitos artigos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, como Hastenrath e Heller (1977); Kousky (1979); Hastenrath et al. (1984); Silva (1985); Aragão (1986); Nobre et al. (1986); Chan (1990); Rao et al. (1993); Melo (1997), Rao et al. (1999) dentre outros.

2.2 Evapotranspiração

O estudo científico dos processos de evaporação e transpiração vem sendo investigado há muitos anos (Rosenberg et al., 1983) porém, até início da década de 1980 os conceitos de evapotranspiração ainda produziam controvérsias mas, a partir do final da década de 1980 a comunidade científica internacional chegou a um consenso em torno das suas definições (Allen et al., 1994).

Antes de se definir evapotranspiração, é conveniente conceituar evaporação, que é o processo físico pelo qual um líquido é transferido para o estado gasoso. A evaporação da água da superfície da Terra para a atmosfera ocorre de oceanos, lagos, rios, pântanos, solo e vegetação molhada. Rosenberg et al. (1983), Jansen et al. (1990) e Shuttleworth (1993) definiram as diversas formas de evapotranspiração da seguinte maneira:

Evapotranspiração Potencial (ET_p) é a perda total de água para a atmosfera de uma extensa superfície de grama curta, a qual cobre completamente o solo, exerce uma resistência desprezível ao fluxo de vapor d'água, e está sempre bem suprida de água. A evapotranspiração potencial não pode exceder a evaporação de uma superfície livre de água, nas mesmas condições meteorológicas:

Evapotranspiração máxima (ET_m) é a perda total de água para a atmosfera de uma superfície vegetada a qual cobre completamente o solo e exerce uma resistência, r_c , ao fluxo de vapor d'água; além disso, está sempre bem suprida de água. Quando r_c é nula, a evapotranspiração máxima é igual à potencial. Na essência, $ET_p - ET_m$ é uma medida da resistência do dossel ao fluxo de vapor d'água.

Evapotranspiração real (ET_r) é a evapotranspiração em certo intervalo de tempo, nas condições de disponibilidade de água no solo, e independente do estágio de desenvolvimento da cultura. Está claro que a ET_r difere da ET_p sob muitas circunstâncias, visto que a água realmente usada na evapotranspiração depende das condições meteorológicas, dos fatores da planta e do solo e da disponibilidade de água. A ET_p é inteiramente controlada pelo clima e varia com as estações do ano, enquanto a ET_m é um caso particular de ET_r . Essas quantidades podem ser ordenadas de acordo com as suas magnitudes, que são: $ET_r \leq ET_m \leq ET_p$. Na realidade a diferença $ET_p - ET_m$ é uma medida da resistência do dossel e a razão ET_r/ET_p pode ser expressa como função do potencial de água.

Rosenberg e Verma (1978) mostraram que a condição imposta de que ET_p não pode exceder a evaporação de uma superfície de água livre sob as mesmas condições meteorológicas, é possivelmente aplicada bem em regiões úmidas. Em regiões áridas e semi-áridas, culturas bem irrigada, que exercem pequena resistência ao fluxo de vapor d'água, podem consumir mais energia e transpirar mais água que é evaporada de uma superfície de água livre.

Um conceito muito útil é o de evapotranspiração de referência (ET_0) definida por Jansen et al. (1990) como sendo a perda de água para a atmosfera de uma área extensa coberta de grama verde, com altura de 8 a 15 cm de altura, em ativo crescimento, cobrindo completamente o terreno e sem limitação de água.

Devido às dificuldades de medidas diretas da evapotranspiração, vários métodos foram desenvolvidos para estimá-la. Uma das técnicas mais simples e largamente utilizada para estimar a evapotranspiração potencial total mensal, é o método desenvolvido por Thornthwaite em 1948 (Ometto, 1981) que tem, como variável de entrada, apenas a temperatura do ar e faz correção para o comprimento, em horas, do dia (Ometto, 1981).

Um método de estimativa da evapotranspiração potencial diária é o proposto por Linacre (1977) que requer conhecimento da altitude, latitude, temperaturas mínima e máxima diária e da temperatura média diária do ponto de orvalho. Um modelo mais sofisticado para o cômputo da evapotranspiração foi desenvolvido por Penman (1948), o qual foi modificado por Monteith (1964) que introduziu os termos de resistências aerodinâmica e estomatal. Este modelo é conhecido como o método de Penman-Monteith (Ometto, 1981; Moran et al., 1996) recentemente os seus diversos termos foram parametrizados pela FAO (Allen et al, 1994). O que levou o método a receber a denominação FAO-Penman-Monteith (FPM). Outro método muito usado para calcular a evapotranspiração real é o modelo do balanço de energia, baseado na Razão de Bowen, conhecido como método da Razão de Bowen (Rosenberg e Verma, 1978).

Em geral, os métodos são usados para estimar a evapotranspiração em determinado local e, muitas vezes, apenas nos experimentos de campo. O desafio é modelar a evapotranspiração em escala regional e global. Na literatura, são encontrados mapas, em escalas regionais e globais, de evapotranspiração real e potencial (Tubelis e Nascimento, 1980; Ayoade, 1983); entretanto, essas cartas foram elaboradas usando-se os métodos de Linacre (1977), Thornthwaite e Mather (1957) e Budyko (1958). O uso de métodos mais sofisticados, como Penman-Monteith e Razão de Bowen, tem-se tornado desencorajador, devido às dificuldades na parametrização de parâmetros na superfície da Terra, como é o caso do balanço de energia.

Alguns pesquisadores têm utilizado o método de Penman-Monteith para estimarem a evapotranspiração em escala regional. A parametrização das variáveis envolvidas tem sido feita por meio de uma combinação de medidas de satélite com observações de superfície. Por exemplo, Tarpley (1994) fez uma estimativa da evapotranspiração real em Kansas (Estados Unidos) usando o método de Penman-Monteith. A modelagem do balanço de energia na superfície foi feita com dados de satélites e, para os demais parâmetros, utilizaram-se medidas de estações convencionais. Tarpley (1994) ainda conjecturou que a climatologia da evapotranspiração de grande escala pode ser calculada fazendo-se uso das mesmas ferramentas.

Moran et al. (1996) combinaram a equação de Penman-Monteith com medidas de temperatura e refletividade da superfície, obtidas de satélites meteorológicos, para estimar a taxa de evaporação de áreas de pastagem em regiões semi-áridas. Para levar a cabo os seus objetivos, Moran e colaboradores (1996) desenvolveram um experimento no sudeste do Estado do Arizona (Estados Unidos) e concluíram que o modelo tem algum potencial para mapear a taxa de evapotranspiração em áreas com terrenos inclinados e heterogêneos, desde que o tipo de vegetação seja conhecido. Na aplicação do modelo ainda são requeridas as seguintes variáveis de entrada: medidas meteorológicas, espacialmente distribuídas, da temperatura do ar, umidade relativa, saldo de radiação e déficit de vapor d'água; temperatura da superfície da terra e do índice de vegetação de diferença normalizada (IVDN) inferidas de sensores remoto; e estimativa do parâmetro de rugosidade da superfície (z_0) e do plano de deslocamento (d_0). Moran e colaboradores (1996) afirmam que os erros da aplicação em escala regional ainda são numerosos e se faz necessário analisar a sensibilidade do modelo aos efeitos da topografia sobre as medidas de temperatura e refletividade da superfície, causados principalmente pela estimativa da emissividade; porém eles afirmam, ainda, que esta técnica pode ser ajustada e aplicada para certos cenários e tem futuro promissor, uma vez que daria uma melhor cobertura espacial das medidas meteorológicas requeridas.

Bastiaanssen et al. (1997) utilizaram dados de um experimento realizado em Castilha la Mancha, na parte Central da Espanha, durante o verão de 1995, para testar as estimativas de: a) evapotranspiração real; b) fração evaporativa (razão entre o fluxo de calor latente e o saldo de energia disponível); c) resistência da superfície ao fluxo de calor latente; e d) umidade do solo na superfície; feitas por meio de um algoritmo que usa a radiância espectral em diferente escala espacial obtida por sensores remoto. Estas estimativas encontradas foram comparadas com as baseadas em medidas de superfície de 20 torres, equipadas com instrumentos meteorológicos e uniformemente distribuídas na área de estudo, usadas no cômputo da evapotranspiração, fluxo de calor latente, saldo de energia disponível e resistência da superfície, e 46 postos com medidas de umidade do solo, todos espacialmente distribuídos em uma área de aproximadamente 12.000 km². Eles concluíram que a fração evaporativa estimada por sensores remotos estava dentro da margem de erro dos valores computados dos fluxos das torres em 85% dos casos

comparados; as estimativas da resistência da superfície apresentaram resultados semelhantes entre as duas modalidades de cálculo, porém a umidade do solo mostrou grande discrepância entre os valores estimados por sensores remotos e os medidos.

Procurando fugir das dificuldades inerentes às estimativas da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith, especialmente a parametrização do saldo de radiação e do vento à superfície, Fennessey e Vogel (1996) elaboraram um modelo capaz de estimar a evaporação potencial e a evapotranspiração de referência, no Nordeste dos Estados Unidos, utilizando a equação de Penman-Monteith e a FPM, respectivamente, e a técnica de análise multivariada, segundo a regressão múltipla e, ainda a análise de série de Fourier. Eles correlacionaram a evaporação potencial e a evapotranspiração de referência, calculadas pelas equações de Penman-Monteith e FPM, respectivamente, e suavizadas por séries de Fourier, para remover possíveis ruídos com a temperatura do ar e as coordenadas geográficas de 35 localidades do Nordeste dos Estados Unidos da América. Com os coeficientes de regressão obtidos, estimaram a evaporação potencial e a evapotranspiração de referência para mais de mil localidades da região.

Os métodos de estimativa da evapotranspiração de Penman-Monteith e da Razão de Bowen, têm sido utilizados por muitos pesquisadores na elaboração do balanço hidrológico nos GCMs, porém o maior desafio no uso desses métodos é a parametrização das variáveis envolvidas na estimativa da evapotranspiração, em escala regional e global. Por outro lado, os maiores erros na parametrização das variáveis são devido, em geral, à falta de medidas precisas de parâmetros da atmosfera, do solo e da planta. Técnicas de medidas em que usam sensores remotos a bordo de satélites de recursos naturais e meteorológicos, têm-se mostrado bastante promissoras, mas ainda necessitam de ajustes específicos aos parâmetros de cada região (Moran et al., 1996; Bastiaanssen et al., 1997).

A estimativa da evapotranspiração nos GCMs tem originado muita polêmica, principalmente no uso dos modelos climáticos. De acordo com Dickinson (1984) a maioria desses modelos utiliza a evaporação real como resultado da multiplicação da evapotranspiração potencial, calculada por métodos como o de Thornthwaite e Mather (1957) ou Budyko (1974), e uma função denominada coeficiente de evapotranspiração β , função da umidade real do solo e da capacidade máxima de retenção de água pelo solo.

Um dos pioneiros na parametrização dos termos da Razão de Bowen para o cálculo da evapotranspiração nos GCMs, foi Manabe (1969) que fez as seguintes aproximações: a precipitação é suficiente para suprir o solo com água até a sua capacidade de campo (cc), admitida como sendo igual a 150 mm; a partir deste valor, a água precipitada é considerada escoamento superficial; a evapotranspiração é admitida ocorrer em seu valor potencial até a umidade do solo cair abaixo de um valor crítico (70% da capacidade de campo); para valores mais baixos de umidade do solo, a evaporação é calculada como sendo proporcional ao seu valor potencial, enquanto o valor do coeficiente de proporcionalidade β (beta), medida da eficiência de evaporação, é igual à razão da umidade do solo do modelo pelo valor crítico da umidade. A evapotranspiração real é igual à potencial multiplicada por β .

Nappo (1975) modificou a parametrização da função β introduzida nos GCMs por Manabe (1969) que, ao invés de ser a razão entre a umidade real do solo calculada pelo modelo e a umidade de determinado valor crítico, como sugerido por Manabe (1969) passou a ser a unidade menos uma função exponencial negativa da umidade do solo. A evapotranspiração real continuou sendo a potencial multiplicada por β . Sud e Fennessy (1982) reformularam, mais uma vez, a parametrização da função β , que foi estimada como sendo uma função quadrática da razão entre a umidade real do solo e o conteúdo de umidade máxima disponível (umidade do solo na capacidade de campo menos a umidade do solo no ponto de murcha permanente).

Dickinson (1984) fez severas críticas aos métodos de parametrização da evapotranspiração utilizados nos GCMs, por serem muito simples e o tratamento dos processos físicos da superfície da terra serem grosseiros; portanto, ele elaborou uma modelagem da evapotranspiração para ser usada nos modelos climáticos globais e sua parametrização consistia em distinguir separadamente a evaporação do solo e a evapotranspiração das plantas. Dickinson (1984) considerou, também, que a água do solo é armazenada em uma camada ativa de 1 m de profundidade, dividida em subcamadas, e que a camada de 10 cm da superfície recebe tratamento separado das demais. A evapotranspiração das plantas ocorre tanto pela evaporação de água armazenada na superfície da folhagem como pela transpiração de água extraída do solo pelas raízes. O

fluxo de água da folhagem para a atmosfera acima do dossel é determinado pelo decréscimo na concentração de vapor d'água da folhagem para a atmosfera, pela resistência da camada limite molecular da folhagem e pela resistência aerodinâmica do dossel. A água transpirada encontra resistência estomatal adicional, para transpiração. A temperatura da folhagem e a pressão de saturação do vapor são calculados por um modelo de balanço de energia do dossel da planta.

Rey (1999) desenvolveu um método de estimativa da ET_p para vegetação potencial, que se baseia na equação de Penman-Monteith e inclui parâmetros invariáveis e, altura da vegetação e índice de área foliar (IAF) variáveis. Inicialmente, o valor do IAF é fixado em 0,2 e usado para calcular a altura da vegetação, a resistência aerodinâmica, a resistência do dossel da vegetação e a taxa de ET_p . O valor do IAF é sucessivamente aumentado em 0,1 e os procedimentos de cálculo são repetidos para se obter os correspondentes valores de ET_p . O processo é interrompido quando a ET_p anual excede a reserva de água disponível e os correspondentes valores de IAF e ET_p são tomados como definitivos. As evaporações do solo e da água da chuva interceptada pelo dossel da cultura, que variam com IAF, são adicionadas à ET_p estimada. Rey (1999) comparou os valores de ET_p , estimados pelo seu método, para a Espanha, com valores calculados por outros métodos como, por exemplo, a ET_o (evapotranspiração para uma cultura de grama tomada com referência) da FPM; ele observou que a ET_p de vegetação potencial era superior à de referência para as regiões úmidas e inferior para as regiões secas; entretanto, propôs o uso de seu método para estudos de vegetação potencial e clima em geral, porém só é possível sua utilização em localidades que dispõem de estações meteorológicas principais.

2.3 Balanço Hídrico

Do ponto de vista meteorológico e climatológico, o balanço de água pode ser realizado tanto na atmosfera como na superfície da Terra ou, ainda, no sistema Terra-atmosfera.

O balanço de água na atmosfera é composto das seguintes variáveis: água precipitável (armazenamento de água na atmosfera); precipitação; convergência do fluxo de umidade atmosférico e evaporação. Da mesma forma, em escala climatológica o ciclo

hidrológico de uma grande bacia requer as mesmas variáveis atmosféricas, assim como a água armazenada na bacia e a divergência do escoamento superficial (runoff). Por outro lado, do ponto de vista agroclimatológico, o que interessa no balanço de água é saber a variação do armazenamento de água na camada de solo onde se situa o sistema radicular das plantas. A percolação para camadas mais profundas do solo e o escoamento superficial são contabilizados como excesso (Rosenberg et al., 1983).

Vários modelos para o cálculo do balanço de água à superfície foram desenvolvidos tanto para estudos hidrológicos como meteorológicos. Um modelo que tem sido utilizado em estudos meteorológicos é o evapoclimatonomia de Lettau (1969). Este modelo faz uma estimativa anual da variação de armazenamento de umidade do solo e da evapotranspiração, a partir da parametrização média anual do saldo de radiação e dos fluxos de calor latente e calor sensível na superfície, do escoamento superficial e da precipitação. Ao longo do tempo, o modelo evapoclimatonomia vem sendo modificado e na sua última versão, denominada de evapoclimatonomia III, elaborada por Lettau e Hopkins (1991) foi introduzida uma nova sistemática de parametrização da evapotranspiração, produzindo valores confiáveis para a estimativa da evapotranspiração.

Ometto (1981) descreveu que nos estudos agroclimatológicos o modelo mais usado na elaboração do balanço hídrico é o de Thornthwaite e Mather (1957). As variáveis de entrada deste modelo são a precipitação e a evapotranspiração potencial. As grandes vantagens do método de Thornthwaite e Mather são as determinações dos índices climáticos de aridez, umidade e efetivo de umidade e da classificação climática. Salienta-se que na elaboração do evapoclimatonomia III, Lettau e Hopkins (1991) concluíram que este modelo apresentou resultados satisfatórios, porque os valores obtidos da evapotranspiração real, umidade do solo e excedentes hídricos foram semelhantes aos estimados pelo método de Thornthwaite e Mather (1957).

Utilizando o climatonomia III, Nicholson et al. (1997) produziram a variabilidade interanual do balanço hídrico na superfície sobre todo o continente africano. Usando informações de aproximadamente 1400 postos pluviométricos com registro de chuvas da ordem de 60 anos, ou mais, e elaboraram um conjunto de dados em ponto de grade de 1 grau por 1 grau, contendo a evaporação real, a precipitação, o escoamento

superficial e o índice de umidade do solo, para todo o continente, tendo como objetivo a utilização destes dados em estudos de modelos numéricos do clima do continente Africano.

/ Roads et al. (1994) elaboraram um balanço hídrico para a atmosfera em várias bacias hidrográficas dos Estados Unidos da América e chegaram a conclusão de que, climatologicamente, a precipitação, média anual de 2,1 mm/dia, foi balanceada pela evaporação; e que a convergência do fluxo de umidade atmosférico contribuiu com aproximadamente 0,5 mm/dia, em especial durante o inverno, ao longo da costa oeste. Anomalias de água na superfície, em torno de 1mm/dia, incluindo neve, foram causadas pela variação sazonal da convergência do fluxo de umidade atmosférico (precipitação menos evaporação) e da divergência do escoamento superficial. /

Lare e Nicholson (1994) investigaram se as condições de contraste do balanço de água, na superfície, em anos úmidos e anos secos, seria um dos possíveis mecanismos de feedback entre a superfície da terra e a atmosfera, no oeste da região do Sahel, na África. O que levou Lare e Nicholson (1994) a realizarem tal estudo, foram as flutuações do clima do oeste da África, em particular no Sahel, o qual é caracterizado pela persistência de múltiplos anos de condições anômalas úmidas ou secas. Em contrapartida, a região do Kalahari não apresenta persistência semelhante à evidenciada no Sahel, embora ambas as regiões estejam sujeitas às mesmas forçantes de grande escala (El Niño, La Niña e Anomalias de TSM no Atlântico Tropical). Os autores concluíram, também, que no Sahel existem significativas diferenças no balanço de água na superfície entre os anos secos e úmidos e que as mudanças são mais intensas, maiores em escala espacial, e mais espacialmente homogênea que aquelas do Kalahari, onde as configurações não são espacialmente homogêneas, como as do Sahel, e são menores em magnitude. Lare e Nicholson (1994) sugeriram que a persistência de anomalia de precipitação no Sahel é devida, pelo menos em parte, ao feedback superfície atmosfera e que a ausência de tal persistência no Kalahari é uma consequência de menores mudanças nos balanços de energia e água na superfície.

O feedback entre a superfície da terra e a atmosfera sobre o Sahel nos anos úmidos, segundo Lare e Nicholson (1994), ocorre porque o aumento da evaporação produz aumento da liberação de calor latente na superfície, e isto altera a estrutura térmica e o

gradiente de temperatura meridional da atmosfera sobre o oeste da África e, conseqüentemente, a intensidade do jato do leste africano (JLA) em 700 hPa. Lare e Nicholson (1994) observaram, ainda, que a diferença entre meses de agosto secos e úmidos corresponde ao decréscimo na magnitude do JLA em 15°N, da ordem de 2,6 m/s.

Outro estudo que sobre a variabilidade interanual do balanço hídrico sobre a região do Sahel, foi desenvolvido por Entekhabi et al. (1992). Esses autores desenvolveram um modelo acoplado balanço de água de áreas continentais e a atmosfera circunvizinha. Concluíram que o fator de maior contribuição para a persistência de comportamento seco ou úmido no Sahel é devido, possivelmente, a um feedback superfície-atmosfera e a uma interação não linear entre as componentes do ciclo hidrológico da superfície da terra e da atmosfera.

A importância da parametrização da evapotranspiração potencial ou de referência sobre o balanço hídrico à superfície, foi demonstrada por Vörösmarty et al. (1998) que elaboraram um modelo para determinar o balanço de água na superfície em grande escala, nos Estados Unidos da América. por Vörösmarty et al. (1998) mostraram que o método utilizado para o cálculo da evaporação potencial é extremamente importante para determinação do balanço de água em grande escala, pois usaram 11 diferentes métodos de estimativa da evaporação potencial e para cada método utilizado, foi obtido um balanço hídrico diferente. Constataram que os parâmetros mais sensíveis ao método empregado no cálculo da evapotranspiração potencial foram a evaporação real e o runoff (escoamento superficial), que são parâmetros de fundamental importância para o balanço de água.

Por outro lado, em geral, a reanálise do NCEP/NCAR tem sido uma ferramenta muito utilizada nos estudos meteorológicos e, em particular nos de balanço de água à superfície. Entretanto, Roads et al. (1999) compararam as características de um balanço hídrico à superfície, estimado com os dados da reanálise, com os do balanço hídrico simulado pelo modelo espectral global do NCEP. Verificaram que existem muitas semelhanças nos padrões espaciais de ambos. As diferenças observadas foram devidas principalmente à reanálise, por apresentar uma fonte "artificial" de bombeamento de água variando sazonalmente, pois o modelo espectral não tem esta fonte, motivo pelo qual nas suas simulações a superfície se torna mais seca e apresenta decréscimo da evaporação e da precipitação sobre o continente. Anteriormente, Rao et al. (1998) ao comparar as

configurações espaciais da evaporação e da precipitação da reanálise do NCEP, dos meses de janeiro, abril, julho e outubro dos anos de 1987 e 1988, com dados independentes concluíram que as grandes zonas de precipitação, associadas às características da circulação de grande escala, como a zona de convergência intertropical, a zona de convergência do Pacífico Sul e a zona de convergência do Atlântico Sul, são bem capturadas pela reanálise. Contudo, as flutuações sazonais observadas nos dados independentes não são reproduzidas na reanálise. Logo, estas devem ser usadas com certa cautela. É importante mencionar que as mesmas são muito úteis em estudos de variabilidade interanuais do balanço de água e na comparação entre regiões, e não como medida precisa dos diversos parâmetros meteorológicos.

2.4 Variabilidade Climática

A variabilidade climática pode ser espacial e temporal, porém os impactos mais severos nas comunidades e nos ecossistemas são decorrentes, em geral, da variabilidade temporal (Hare, 1985).

A variabilidade climática temporal é a flutuação do clima de determinada região, ou do globo como um todo, em um intervalo de tempo que vai de um ano até uma década. Persistência de anomalias climáticas (secas, chuvas, frio, quente) superiores a dez anos é classificada com mudanças climáticas (Hulme e Kelly, 1993).

Antes de descrever as possíveis causas da variação climática de uma área faz-se necessário descrever as definições de microclimas e macroclimas. Na realidade, não existe uma separação real de escala, mas se torna oportuno fazer uma distinção entre ambas, para compreender como atua o clima em uma região.

Microclima é o termo aplicado à menor escala, em que é possível observar os equilíbrios, os intercâmbios e os processos climáticos. Sabe-se que cada área, cada riacho, cada pasto, cada serra ou morro, tem seu clima determinado por suas relações locais, com fatores, tais como, a trajetória diária e anual do sol, os ventos dominantes e suas flutuações.

O microclima de uma área pode sofrer grandes modificações, por exemplo, quando se tem uma árvore muito grande, a superfície do solo abaixo dela está sempre sombreado e ao se retirar a árvore, o solo, antes sombreado, agora se aquece e reseca. Os organismos que vivem nesse solo se deslocam para outras partes, evitando novas dificuldades os resíduos orgânicos da superfície se oxidam e o dióxido de carbono desaparece, ocorrendo o mesmo com uma pequena reserva de húmus do solo. A utilização do solo para fins de pastoreio altera de maneira análoga, o microclima. De acordo com Hare (1985) quando pastando os animais reduzem a cobertura de erva e rompem qualquer corrente protetora que pode cobrir as manchas de solo; além disso, a ação do pisoteio pelos animais destroi a camada protetora da superfície do solo, facilitando a erosão pelo vento, compactando o solo, diminuindo a sua porosidade, fazendo com que as águas das chuvas escoem pela superfície e produzam erosões, em vez de se infiltrar no solo, para formar ou renovar os lençóis subterrâneos. Salienta-se que poucos animais não produzem esses fenômenos, que só ocorre para grande manada (Warren e Maizels, 1977). Todas as mudanças do microclima são também mudanças ecológicas, pois os ecossistemas se alteram de maneira adversa na maioria dos casos, devido às alterações da fauna e da flora (Hare, 1977).

O macroclima pode ser conceituado como sendo as características do clima observadas em grande escala, e é controlado pela circulação geral da atmosfera e dos oceanos que, por sua vez, é governada pela energia recebida do Sol pelo sistema Terra-Atmosfera (Hartmann, 1985). A circulação geral sofre oscilações que, em muitos casos, exerce forte influência no clima local (Hare, 1985).

De acordo com Hare (1985) a circulação atmosférica é o principal mecanismo responsável pelas mudanças regionais do vento, da temperatura, da precipitação, da umidade do solo e de outras variáveis climáticas. As variações de muitos desses fatores se encontram fortemente relacionadas devido, em parte, às características de grande escala da circulação atmosférica e, por outra, à interação das intervenções da superfície terrestre e oceânica. Segundo Hare (1985) um dos objetivos da investigação sobre as mudanças climáticas regionais da circulação atmosférica, é demonstrar que as mudanças da temperatura, da precipitação e de outras variáveis climáticas, são coerentes com as mudanças na frequência dos diversos tipos de estrutura meteorológica. Salienta-se

que as grandes flutuações da circulação geral têm produzido variabilidade no clima de muitos locais da Terra, principalmente em regiões áridas e semi-áridas.

O sinal mais proeminente da variabilidade climática de ano para ano é a Oscilação Sul, a qual está associada com flutuações na pressão atmosférica, ao nível do mar, nos trópicos, precipitações de monções e circulação típica de inverno sobre a América do Norte e em outras partes dos extratrópicos. Embora os meteorologistas tenham conhecimento da Oscilação Sul desde o final do século XIX, sua relação com o fenômeno oceanográfico El Niño só foi descoberta no final dos anos 1960s (Rasmusson e Wallace, 1983) e o entendimento teórico desta relação começou a emergir apenas no final da década de 1970 e no início da década de 1980, principalmente durante o famoso El Niño de 1982-1983. Este evento foi bastante estudado e documentado, o que levou Rasmusson e Wallace (1983) a descreverem que este seria, possivelmente, o episódio mais pronunciado e o mais documentado do século XX.

A ligação entre o El Niño (EN) e a Oscilação Sul (OS) denominada fenômeno ENOS, foi vista como uma evidência de que a circulação do oceano tem papel relevante no clima da Terra, pois é responsável pela extraordinária persistência das anomalias atmosféricas de mês a mês e, algumas vezes, de estação para estação, ou de ano para ano. Além disso, o ENOS, também, tem sido um elemento propulsor dos estudos de variabilidade climática em todo o Globo nos últimos anos, desde o trabalho de Bjerknes (1969) que produziu importante descrição física e matemática do ENOS. Bjerknes (1969) mostrou que este evento é capaz de modular o clima de todo o globo, em uma escala de tempo de poucos meses a poucos anos, até os mais recentes como McCabe e Dettinger (1999) e Chen e Wu (2000).

O ENOS é realmente a mais notável das fontes conhecidas de variabilidade interanual do tempo e do clima mundial, se bem que não afeta todas as áreas do Globo Terrestre. A componente Oscilação Sul do ENOS consiste de uma estrutura atmosférica que afeta grande área dos trópicos. Trata-se, basicamente de um movimento de vai-e-vem da massa atmosférica entre determinadas regiões próximas à Indonésia e uma região tropical e subtropical do sudeste do Oceano Pacífico, cujo centro se situa nas proximidades da Ilha de Páscoa. A componente El Niño do ENOS consiste de um aquecimento anômalo das águas superficiais das partes oriental e central do oceano

Pacífico Equatorial. Nos episódios quentes de grande magnitude, o aquecimento estende-se por uma parte maior do Pacífico Tropical e se relaciona claramente com a estrutura da OS atmosférica. Por outro lado, denomina-se “La Niña” a fase de “episódio frio” (anomalias negativas de TSM no Pacífico Equatorial central e leste e fase positiva da OS, correspondente à anomalia positiva de pressão à superfície do mar no Pacífico Sudeste, e negativa na região do Norte da Austrália e Indonésia) com estrutura oposta aos eventos quentes (El Niño e fase negativa da OS). A periodicidade dos episódios de ENOS é de 3 a 10 anos e produzem conseqüências econômicas e climáticas de grande alcance, ao nível mundial (Ropelewski e Halpert, 1987).

O ENOS é uma componente natural do clima da Terra de fundamental importância, entretanto, ainda, não se sabe como sua intensidade e frequência poderão ser alterada como conseqüência do aquecimento global, uma vez que, até recentemente, os modelos utilizados para se examinar as conseqüências climáticas da intensificação do resfriamento devido aos gases de efeito estufa, representavam os oceanos, de forma tão simplificada, que não era possível simular o ENOS. Hoje, alguns modelos conseguem simular variações da TSM, similares às produzidas durante um episódio ENOS, porém ainda não de forma totalmente realística.

Ropelewski e Halpert (1987) analisaram as séries temporais de precipitação mensal de mais de 1700 estações meteorológicas sobre todo o Globo, a fim de encontrarem padrões regionais e globais de precipitação, associados ao ENOS. Usando a técnica de análise harmônica, obtiveram configurações regionais de coerência espacial de precipitação, relacionadas ao ENOS. Além do Oceano Pacífico, em que a configuração de precipitação pode estar diretamente associada ao ENOS. Outras regiões, mostrando consistência na configuração de precipitação fenômeno ENOS, foram identificadas, quatro na Austrália, duas na América do Norte, duas na América do Sul, uma na África, uma no Subcontinente da Índia e outra na América Central, sendo que todas apresentaram relação consistente ENOS-precipitação. Em muitas dessas regiões, a estação de precipitação-ENOS está em fase com o ciclo normal de precipitação anual.

Philander (1990) também mostrou a influência do ENOS sobre o clima de diversas partes do Globo, incluindo o Oceano Atlântico Tropical e o Nordeste do Brasil;

entretanto, Kousky e Cavalcante (1984) foram os primeiros a apresentar trabalhos destacando a importância do ENOS na variabilidade do clima do Nordeste do Brasil. Posteriormente, Mechoso et al. (1990) utilizando dados observacionais e simulações de modelo numérico, encontraram configurações de precipitação-ENOS no Nordeste, semelhantes àquelas sugeridas por Kousky e Cavalcante (1984). Esses padrões foram, mais uma vez, confirmados por Hameed et al. (1993).

Hameed et al. (1993) usando um modelo acoplado camada superior do Oceano-Atmosfera, da Universidade do Estadual de Oregon, analisaram um conjunto de simulações de eventos quentes e frios, e observaram que, durante a fase negativa da OS (anomalias quentes no Pacífico central e leste), o modelo simulava, para a região do Atlântico, durante março-maio, as seguintes configurações: 1) um déficit de precipitação sobre o Continente Sul Americano Tropical; 2) pressão ao nível do mar no Caribe e Golfo do México e a temperatura das águas da superfície do mar, estão em fase com as anomalias do Pacífico leste, mas fora de fase com as condições no leste da região Nordeste do Brasil; 3) ventos alísios de nordeste são anormalmente fracos, enquanto os alísios de sudeste são anormalmente fortes. As anomalias nos processos oceânicos são induzidas por perturbações na circulação de Walker. Durante a fase positiva da OS (anomalias frias no Pacífico central e leste) as condições da atmosfera e oceano, simuladas pelo modelo, foram essencialmente o inverso da fase negativa. O modelo usado por Hameed et al. (1993) apresentou uma resposta para a América do Sul, em geral, concordante com as observações.

Além dos estudos da influência do ENOS nas características do clima em escala global, outras investigações foram realizadas com o objetivo de verificar a contribuição do ENOS sobre as flutuações interanuais nos climas e ecossistemas regionais, em várias partes do Globo. São tantos os trabalhos sobre esse assunto, que se torna impraticável descrevê-los, ou até mesmo citá-los. Portanto, a seguir, são apresentados apenas alguns dos mais recentes.

Orlove et al. (2000) ao investigarem a influência do ENOS sobre a previsão de chuva e rendimento de colheitas na parte central dos Andes argentino, verificaram que um método centenário de previsão de chuvas e colheitas, usado pelos fazendeiros locais, baseado na visibilidade do brilho das estrelas do Plêiades, era apenas um simples indicador

da atuação do fenômeno El Niño. Concluíram que o ENOS é o principal responsável pela variabilidade das chuvas e das colheitas naquela parte da Argentina, enquanto Rao et al. (1997) descreveram que o aumento ou diminuição da colheita de milho no Nordeste do Brasil tem fortes ligações com o índice de OS, e sugeriram que o mesmo pode ser utilizado como um preditor da colheita anual de milho no Nordeste brasileiro.

Berri e Flamenco (1999) que também estudaram a relação entre o ENOS e a precipitação na parte central dos Andes Argentino, elaboraram um modelo de previsão da vazão do rio Diamante, localizado nos Andes Argentino, com base nas previsões e observações do El Niño. Estes autores mostraram que o uso do modelo poderia ser muito útil no gerenciamento de fontes de água e geração hidroelétrica na Argentina Central. Wang e Eltahir (1999) descreveram a relação entre o ENOS e a vazão do Rio Nilo, na África Oriental, concluíram que as previsões do ENOS ou suas observações, podem ser utilizadas para prever flutuações de médio e longo prazo da vazão do Rio Nilo.

Vuille (1999) mostrou que a circulação atmosférica sobre a parte oeste do Altiplano boliviano, durante os períodos prolongados de secas ou de chuvas, estava correlacionada com as fases extremas, negativa ou positiva, respectivamente, da Oscilação Sul. Por outro lado, Nazemosadat e Cordery (2000) descreveram a relação do ENOS com as chuvas de outono sobre o Iran, no Oriente Médio, principalmente ao sul das Montanhas Alborz e nas partes noroeste e central do País. Estes pesquisadores encontraram correlação negativa entre o índice de Oscilação e a precipitação sobre o Iran.

Jaksic e Lazo (1999) descreveram a influência do evento ENOS no balanço de água da região semi-árida do norte do Chile. Além disso, Jaksic e Lazo (1999) mostraram que a população de pássaros que habitam na Reserva Nacional de Chinchillas depende das flutuações do El Niño. Durante a atuação da fase quente do evento, a população de pássaros aumenta em número e em espécie. Na ausência do El Niño há grande migração de pássaro da Reserva, que pode chegar a 51% das espécies. Eles concluíram que o aumento da população de pássaros durante o El Niño ocorre devido à revitalização da vegetação da região, que é uma resposta do aumento das chuvas naquela área. Na ausência do El Niño há diminuição das chuvas e, conseqüentemente, decaimento da vegetação, resultando em migração dos pássaros.

Bonsal e Lawford (1999) mostraram que os eventos de seca prolongada ou de grande inundações nos grandes campos de pradarias do Canadá, na região das grandes planícies canadenses, estavam correlacionados à atuação do fenômeno ENOS. Na fase quente (El Niño) ocorrem inundações, e na fase fria (La Niña) pode haver secas prolongadas. McCabe e Dettinger (1999) analisaram a influência do ENOS sobre a precipitação do oeste dos Estados Unidos da América, verificaram que em períodos de El Niño há possibilidade de ocorrência de inundações, e de seca nos de La Niña. Simpson e Colodner (1999) descreveram que a precipitação sobre o Estado do Arizona é fortemente relacionada com o ENOS, e que esta ligação pode ser utilizada como ferramenta de fundamental importância no gerenciamento dos recursos hídricos daquele Estado.

A relação entre a variabilidade da precipitação sobre a Índia e o ENOS, foi examinada por Rao (1999) que dividiu a Índia em 29 regiões homogêneas, do ponto de vista climático. Com base nos registros de precipitação em cada uma das regiões, para o período de 1872 a 1993, observou que a variabilidade interanual das chuvas sobre a Índia estava relacionada com a flutuação do ENOS, principalmente com as chuvas de monção. Chen e Wu (2000) analisaram a relação entre as monções de inverno australiana-Asiática com as alterações dos eventos El Niño e La Niña e obtiveram resultados semelhantes aos de Rao (1999).

As descrições anteriores mostram as variabilidades climáticas regionais produzidas por meio das teleconexões ENOS, mas Wallace e Gutzler (1981) analisaram outros tipos de teleconexões que também provocam flutuações climáticas interanuais em escala regional, e descreveram quatro tipos principais de teleconexões: Oscilação do Atlântico Norte (OAN), Oscilação do Pacífico Norte (OPN), configuração Eurásia (EU) e configuração Pacífico América do Norte (PAN, em inglês PNA – Pacific-North American). Esta última tem sido muito estudada, pois afeta diretamente o clima sobre os Estados Unidos da América. No caso do Nordeste do Brasil, a Oscilação do Atlântico Norte influencia diretamente o clima sobre a região.

A OAN é definida como sendo a troca de massas de ar entre as regiões de baixa pressão na costa norte do Canadá-Groelândia-Islândia, convergência em superfície e movimento ascendente, e de alta pressão no Atlântico Sub-Tropical Norte, movimento

descendente e divergência em superfície (Wallace e Gutzler, 1981). Vale salientar que Namias (1972) tinha demonstrado a influência desta oscilação sobre a variabilidade climática no Nordeste do Brasil e, além de Namias outros pesquisadores descreveram a importância da OAN na distribuição de chuvas sobre o Nordeste, como Mechoso et al. (1990), Kousky e Cavalcante (1984), Philander (1990) e Hameed et al. (1993) que também mostraram a atuação do ENOS sobre a OAN. Por outro lado, a influência do ENOS sobre a PAN tem sido também bastante explorada, como descrito por Ropelewski e Halpert (1987), Livezey et al. (1997) e Hoerling et al. (1997).

Rao et al. (1999) fizeram o balanço de umidade sobre o oceano Atlântico e a América do Sul, para dois períodos de 5 anos contrastantes, de 1985 a 1989 e de 1990 a 1994, considerados, respectivamente, períodos chuvoso e seco no Nordeste do Brasil. Esses autores encontraram que os coeficientes de correlação linear entre as médias de cinco anos de chuva sobre o Nordeste e as anomalias de TSM no Atlântico Tropical apresentaram um padrão de dipolo, ou seja, obtiveram resultados semelhantes aos de Moura e Shukla (1981). Rao et al. (1999) ainda, observaram que a evaporação foi mais alta sobre o Atlântico Tropical Norte durante o período de 5 anos mais chuvoso e conjecturaram que a evaporação mais elevada produz resfriamento das águas superficiais do oceano e vice versa; induziram, também que este padrão pode ser o principal mecanismo que gera configuração de dipolo na TSM do Atlântico Tropical. Além disso, durante a estação chuvosa do norte do Nordeste (fevereiro a maio) a umidade é transportada em direção ao Nordeste, e converge. Esta convergência, em baixos níveis, é associada ao ramo ascendente de uma célula de circulação meridional local, responsável pela geração da configuração de dipolo. Concluíram, então, que esta série de mecanismos interligados é o encaixe nas características físicas responsáveis pelas variações decadais das chuvas sobre o Nordeste do Brasil.

Zheng et al. (1999) ao utilizaram um modelo simétrico zonalmente para estudarem o papel da variabilidade interanual da TSM no Atlântico Tropical sobre a dinâmica das monções no oeste da África, verificaram que, em resposta à TSM quente na primavera (abril a junho) o modelo simula anomalias positivas de precipitação sobre o oceano, as quais propagam para o interior do continente e persistem por dois ou três meses, até mesmo após a anomalia positiva de TSM desaparecer. Eles concluíram que o gatilho

para o desenvolvimento de anomalias de precipitação sobre o continente africano é a interação oceano-atmosfera, enquanto as interações oceano, solo e atmosfera são os mecanismos físicos responsáveis pela relação entre anomalias positivas de TSM, na primavera, e as chuvas, no oeste da África, assim como o feedback positivo entre precipitação e umidade do solo é o responsável pela persistência na anomalia de precipitação.

Por outro lado, Gershunov e Barnett (1998) mostraram que ocorre grande variabilidade das anomalias climáticas sazonais sobre a América do Norte, para anos caracterizados pela mesma fase do ENOS, concluindo que a falta de consistência reduz a potencialidade estatística, baseada no ENOS, para previsibilidade climática sobre a América do Norte. Eles, também, verificaram que as configurações denominadas típicas de El Niño (pressão baixa sobre o nordeste do Pacífico, seca no noroeste e chuva no sudeste da América do Norte) são fortes e consistentes na fase positiva da Oscilação do Pacífico Norte (OPN) enquanto configurações inversas são observadas nos invernos de La Niña durante a fase negativa da OPN. As anomalias climáticas tendem a ser fracas e espacialmente inconsistentes em anos de El Niño, e fase negativa da OPN e em invernos de La Niña, e fase positiva da OPN.

Por sua vez, alguns pesquisadores acreditam que as variabilidades interanuais, ou até mesmo decadais, da circulação atmosférica estão, em parte, associadas às flutuações da vegetação da superfície da terra. Neste contexto, Wang e Eltahir (2000a) analisaram como o sistema biosfera-atmosfera responde às flutuações da vegetação e apresentaram discussões teóricas e numéricas da natureza do múltiplo-equilíbrio do sistema de clima regional no oeste da África, mostrando como as transições entre diferentes equilíbrios climáticos podem ocorrer quando governados por um feedback positivo biosfera-atmosfera. De acordo com esses pesquisadores, tais análises são um avanço no entendimento do mecanismo de variabilidade climática sobre o oeste da África.

O papel da dinâmica da vegetação no aumento da variabilidade de baixa frequência das chuvas do Sahel, foi investigado por Wang e Eltahir (2000b) que fizeram uso de um modelo acoplado biosfera-atmosfera, levaram a cabo um experimento, utilizando como forçante do modelo a TSM observada no Oceano Atlântico, no período de 1898 a 1997. Wang e Eltahir (2000b) chegaram à conclusão de que a dinâmica da

vegetação é um processo relevante na configuração natural da variabilidade das chuvas no Sahel. A resposta do clima regional a forçantes de grande escala é, de certa forma, regulada pela dinâmica da vegetação, enquanto a lenta resposta da vegetação às mudanças na atmosfera, aumenta a variabilidade de baixa frequência das chuvas. Além disso, o sistema de clima regional do oeste da África tem vários regimes climáticos coexistentes. A transição do clima entre os diferentes regimes atua como outro mecanismo que contribui para aumentar a variabilidade de baixa frequência das chuvas.

2.5 Desertificação

O interesse pelo estudo da desertificação começou nos anos de 1970 e sua definição produziu considerável controvérsia tendo, como ponto de maior discórdia, o papel do clima e da população nos processos de desertificação. Além disso, pontos como a natureza e o impacto da desertificação na vida das populações atingidas, também foram bastante discutidos. Na realidade, a controvérsia resultou da falta de rigor científico nos estudos dos anos 1970s e nas informações disseminadas pela Nações Unidas (Nicholson et al., 1998).

De acordo com Nicholson et al. (1998) uma série de artigos e documentos de estudos de caso produzidos, em muitas partes do mundo, em geral, não apresentavam detalhes ecológicos das regiões estudadas, mas apenas hipóteses. As conclusões foram obtidas de miscelâneas de observações sem nenhuma medida ou avaliação sistemática da mudança real dos ecossistemas. O programa de Meio Ambiente das Nações Unidas (PMANU) produziu um mapa de severidade de desertificação, largamente usado, mas este era um mapa de vegetação e clima e não continha nenhuma informação sobre o estágio da desertificação, ou seja, era um mapa que apontava apenas as áreas de risco aos processos de desertificação, e não onde estava ocorrendo o fenômeno.

Um dos eixos principais do problema da definição de desertificação foi a eliminação, em alguns casos de forma intencional, do clima, com um dos possíveis causadores dos processos de desertificação. Entretanto, quase todas, dentre as poucas avaliações reais existentes, estendem-se sobre período de seca ou declínio de chuva; assim, enquanto a desertificação, por si, só foi definida como antropogênica, as evidências usadas

para taxá-la tomaram como referência os produtos da variabilidade climática (Nicholson et al., 1998).

Na década de 1980 as Nações Unidas definiram desertificação com sendo a *diminuição ou destruição do potencial biológico das terras, podendo levá-las as condições semelhantes às dos desertos*. Entretanto, em 1991 o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente adotou como conceito, *a degradação das terras em áreas áridas, semi-áridas, e sub-úmida seca, devido principalmente aos efeitos antropogênicos*. Em 1992, as Nações Unidas modificou, mais uma vez, a sua definição de desertificação, que passou a ser *a degradação de terras em áreas áridas, semi-áridas e sub-úmidas secas, resultante de vários fatores, incluindo variações climáticas e atividades humanas*. Atualmente esta é uma definição de consenso (Puigdefabregas, 1995).

Em meio à polêmica sobre a definição de desertificação, Charney (1975) conjecturou que, nas áreas onde havia vegetação após o desmatamento, há uma forte tendência ao aumento do albedo, fazendo com que uma quantidade menor de energia fique retida na superfície e, conseqüentemente, a quantidade de calor transferido da superfície para a atmosfera é reduzida. Com isto, há um resfriamento na "coluna" atmosférica acima da área desmatada, fazendo com que os movimentos convectivos sobre a área diminuam de intensidade, o que produz redução na formação de nuvens convectivas e precipitação, conseqüentemente, produzindo, assim, um processo de desertificação.

Esta interação entre a vegetação, precipitação e albedo, resulta no efeito de feedback (realimentação), denominado por Charney (1975) como mecanismo bio-geofísico, que pode gerar instabilidade nas regiões às margens dos desertos, contribuindo para o avanço ou recuo dessas áreas. Que pode acentuar-se ou manifestar-se por influências antropogênicas. Entretanto, Ripley (1976) mostrou a insuficiência da auto-alimentação do mecanismo bio-geofísico, pois o efeito da evapotranspiração não foi considerado por Charney (1975) em seu modelo, que, de acordo com Ripley (1976) tem papel relevante nos processos solo-planta-atmosfera.

Após os argumentos de Ripley (1976), Charney et al. (1977) reformularam o modelo de Charney (1975) modificando a parametrização dos processos hidrológicos de superfície, e mais uma vez, mostraram que, aumentado o albedo de uma região, haveria

diminuição na precipitação. Para tanto, fizeram simulação para a região do Sahel, e constataram que a variação do albedo, de 14% para 35%, contribuiu para o declínio das precipitações naquela região. A mudança no albedo pode ocorrer devido a fatores antropogênicos, que desequilibram os fatores biológicos e ecológicos, de maneira que a ocorrência de derrubadas e queimadas desestabiliza os solos, deixando-os ressecados e estéreis, agravando-se ainda mais com as secas severas.

Recentemente, Ben-Gai et al. (1998) afirmaram que as mudanças do clima, verificadas na parte central e sul da planície costeira de Israel, estão relacionadas, possivelmente, ao uso das terras para agricultura irrigada, atividade bastante comum naquela região. As áreas cultivadas produziram uma diminuição do albedo da região. Para reforçar as suas afirmações, mostraram que o albedo, nas áreas cultivadas, no sul de Israel é inferior a 0,15; enquanto, nas áreas áridas adjacentes, atingiu 0,35; além disso, observaram também a ocorrência de mudanças na configuração espacial do albedo durante as últimas décadas, quando comparada com os padrões espaciais da década de 1960.

Utilizando os registros de precipitação sobre os Estados Unidos dos últimos 100 anos, para estudar a variabilidade de secas severas, Woodhouse e Overpeck (1998) verificaram que as secas severas do século vinte provocaram grandes impactos na economia, na sociedade e no meio ambiente, principalmente na Grande Planície Central. Constataram que as secas do século vinte eram apenas um subconjunto limitado de secas. Portanto, a partir deste subconjunto e usando registros paleoclimáticos, documentos históricos, anéis de árvores, remanescentes arqueológicos, sedimentos de lagos e dados geomorfológicos, construíram um conjunto de secas severas dos últimos 2000 anos, para os Estados Unidos, incluindo ranges de magnitude e duração. Esses pesquisadores concluíram que no passado ocorreram secas muito severas, possivelmente até mesmo superiores às observadas nas décadas de 1930 e 1950, e conjecturaram que há possibilidade de ocorrência de secas mais severas que as das décadas de 1930 e 1950, em futuro próximo, desencadeada pelo aquecimento tipo efeito estufa, e que no momento as secas são um dos maiores perigos à devastação natural, podendo levar áreas férteis à condição de deserto.

Por outro lado, a dinâmica da vegetação da superfície da terra tem

contribuído para modificar, em parte, a configuração da circulação atmosférica e vice versa. Investigando essa interação, Zheng e Eltahir (1998) simularam, por meio de experimento numérico, a sensibilidade das monções na África Ocidental, para perturbações na distribuição meridional da vegetação. No experimento de controle, a distribuição de vegetação representa a cobertura natural no Oeste da África, enquanto os resultados dos experimentos numéricos mostraram que as monções na África Ocidental e, conseqüentemente, a distribuição de precipitação dependem da localização da perturbação da vegetação. Mudanças na cobertura vegetal ao longo da borda entre o deserto do Sahara e o oeste da África, tiveram pequeno impacto na circulação de monção simulada, porém o desflorestamento da costa oeste causou um colapso na circulação de monção e um dramático impacto sobre a precipitação regional. Eles concluíram, a partir daí, que o desflorestamento observado no oeste da África é um significativo contribuidor das secas prolongadas, que estão ocorrendo naquela região.

Varejão-Silva et al. (1998) utilizaram um modelo climático acoplado, biosfera-atmosfera, para investigar as mudanças climáticas causadas pela alteração da vegetação da superfície da Terra. Realizaram três experimentos: controle, desflorestamento e desertificação. No experimento de controle, a configuração espacial da vegetação sobre a superfície da Terra foi a real e, nele, obtiveram simulações de média anual do clima, mediada zonalmente, semelhante às das observações. No experimento de desflorestamento, a floresta Amazônica foi substituída por pastagem, e no experimento de desertificação, o semi-deserto e as savanas do continente africano foram substituídos por deserto e semi-deserto, respectivamente. Em ambos os experimentos, eles obtiveram redução na evapotranspiração e na precipitação na região de vegetação modificada e aumento na temperatura da superfície, na temperatura do ar da camada foliar e na temperatura da folhagem. Também observaram diminuição do fluxo de calor latente e aumento do fluxo de calor sensível, quando comparados com aqueles obtidos no experimento de controle.

Para muitos pesquisadores, um dos fatores que podem produzir mudanças na cobertura vegetal da superfície da Terra é a pecuária extensiva. Hare (1985) descreveu as conseqüências sobre a vegetação e o solo, em áreas onde grandes manadas de animais pastam. Weber et al. (1998) descreveram que, realmente, a criação de gado pode destruir a vegetação e compactar o solo, produzindo um estágio de desertificação, porém afirmaram

que esta questão ainda não é bem entendida e que, para cada localidade escolhida para criação de gado, há necessidade de estudos locais, uma vez que o conhecimento da heterogeneidade da pastagem local é crucial para uma avaliação correta dos impactos da criação de gado sobre a dinâmica da vegetação.

A relação entre o efeito estufa, decorrente do aumento de CO₂ na atmosfera, e os processos de desertificação, foi analisada por Piervitali et al. (1999) que observaram redução da precipitação na bacia do Mediterrâneo Central e Oeste, no período de 1951 a 1995, e conjecturaram que esta redução está ligada, possivelmente, ao aumento do efeito estufa com a contribuição da Oscilação do Atlântico Norte e da Oscilação Sul. Usando um modelo estatístico, eles elaboraram uma previsão da configuração espacial da precipitação e da umidade da camada superior do solo até o ano 2030; verificaram forte diminuição da precipitação e drástica redução da umidade do solo, em algumas áreas, concluindo que elas são regiões com grande risco de desertificação.

Feddema (1999) ao fazer uso de modelo de circulação geral da atmosfera para discutir os impactos do aquecimento global do clima, provocado pelo efeito estufa, e da degradação do solo no continente africano, devido à desertificação sobre as fontes renováveis de água doce na África. Observou que, em escala continental, os impactos do aquecimento global são maiores que os da degradação do solo; entretanto, nas áreas afetadas pela desertificação (regiões de clima úmido e seco) os efeitos de ambos sobre as fontes de água locais, têm a mesma ordem de magnitude. Os resultados da combinação dos processos é uma intensificação e aumento da extensão das condições de seca, principalmente durante a estação seca.

Pickup (1998) descreveu os estágios atuais dos processos de desertificação e de mudanças climáticas sobre o continente australiano, mencionando que na Austrália a desertificação é, em geral, associada à degradação de terras em áreas agropastoris. Para eles a degradação daquelas áreas é resultado do uso insustentável das terras, decorrente de práticas agrícolas importadas da Europa e aplicadas em regiões de clima bastante diferente do europeu, e apresenta grande variabilidade interanual, que pode aumentar ou até mesmo ativar os processos de desertificação. Vale salientar que os processos de degradação das terras na Austrália começaram no início do desenvolvimento agropastoril, mas o problema

ainda continua. A extensão da degradação é muito difícil de ser avaliada, mas os resultados de pesquisa têm mostrado a severidade do problema em todo o País. Embora as áreas de pastagem tenham sido severamente afetadas. O problema também avança sobre áreas fora da zona pastoril. Os cenários de mudanças climáticas sugerem deslocamento na configuração espacial da precipitação, porém o maior impacto vem do aumento da variabilidade climática. Uma mudança substancial na precipitação vem ocorrendo nos últimos 100 anos, com períodos chuvosos gerando expectativas não realistas sobre o uso da terra e períodos secos, ativando a degradação do solo.

Um estudo que trata da relação entre produção agrícola, em escala regional, e cenários de mudanças climáticas, foi realizado por Mavromatis e Jones (1998) que usaram as condições climáticas da parte central da França para realizarem suas simulações. Os diversos cenários de mudança climática foram comparados, em termos de seus efeitos sobre campo de trigo em desenvolvimento. A comparação dos diferentes cenários demonstrou a importância das mudanças no clima médio e da variabilidade de curto/longo prazo na previsão da produção agrícola (colheita de cultura) na região estudada; entretanto, os pesquisadores fizeram questão de mencionar que as previsões de produtividade agrícola, baseadas nesta metodologia, devem ser resguardadas como especulativas.

A dinâmica da desertificação no continente africano foi investigada por Tucker e Nicholson (1999) através de dados de satélite e de medidas de precipitação na superfície, para estudarem a variação do tamanho do deserto do Sahara, de 1980 a 1997. Com uma combinação de dados de satélite e de superfície, o contorno de precipitação de 200 mm/ano foi mapeado, para a região do Sahara-Sahel. As variações no tamanho do deserto do Sahara foram altamente significativas de ano para ano, porém a tendência de aumento ou diminuição, do tamanho do deserto, não ocorreu de forma sistemática, vista que sua área flutuou de 9.980.000 km², em 1984, a 8.600.000 km², em 1994, apresentando, portanto, uma área média de 9.150.000 km².

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Material

3.1.1 Área de Abrangência e suas Características Naturais

Com exceção do Estado do Maranhão e o extremo sul da Bahia, a área de estudo é a Região Nordeste do Brasil, situada entre os paralelos de $2,5^{\circ}$ e $16,1^{\circ}$ de latitude sul e os meridianos de $34,8^{\circ}$ e $46,0^{\circ}$ de longitude oeste. Cobrindo uma área de aproximadamente $1.225.000 \text{ km}^2$, que apresenta características bastante peculiares; pois, engloba a região semi-árida que, por si só, tem as suas particularidades, uma vez que contém áreas como o Cariri da Paraíba, cuja precipitação total médio anual é inferior a 400 mm, o Alto Sertão da Paraíba e o Cariri do Ceará, em que a precipitação média anual ultrapassa os 800 mm, bem como áreas de clima úmido como o litoral e o sul da Bahia, a zona da Mata e o litoral dos Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, regiões cuja precipitação média anual é superior a 1600 mm (Figura 3.1). Por outro lado, com exceção do estado do Piauí, esta área é bastante povoada com uma população superior a 37 milhões de habitantes, de acordo com estimativa da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE - (Magalhães, 1991) sendo que mais de 30% desta população vive da atividade agropecuária.

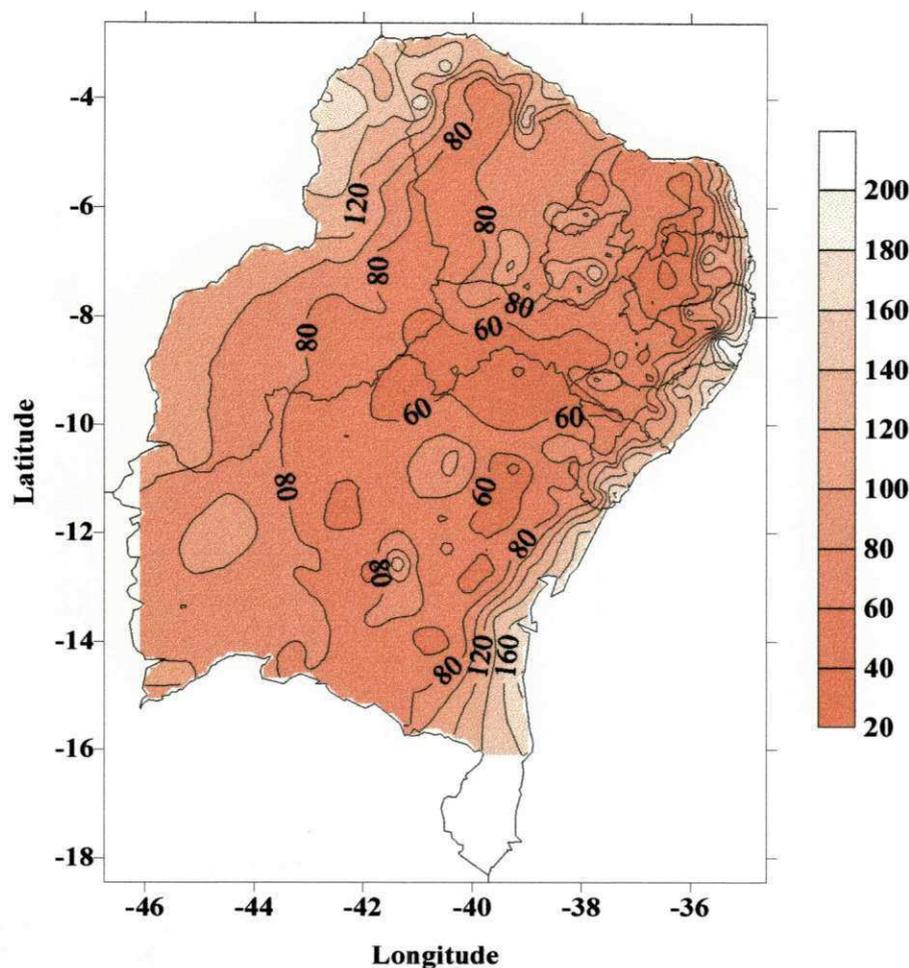


Figura 3.1 – Precipitação média anual em cm da região estudada, referente ao período de 1962 a 1990.

De modo geral, a orografia do Nordeste Brasileiro apresenta contraste muito marcante entre as porções leste e oeste da região. A parte oriental é dominada por uma grande unidade geológica, representada por rochas cristalinas, onde se encontram as elevações do Planalto da Borborema, situado entre os Estados do Rio Grande do Norte e Alagoas, e constitui uma das mais importantes características geomorfológicas do Nordeste oriental, além da elevação do Espinhaço, formada pela Serra Geral, no norte de Minas Gerais e sul da Bahia, Chapada Diamantina, na parte central da Bahia, e serras do centro norte da Bahia. Também, merecem destaque a Serra da Ibiapaba, na divisa do Ceará e Piauí, e as Chapadas de rochas sedimentares do Araripe, entre os estados do Piauí, Ceará e Pernambuco, e do Apodi, no Rio Grande do Norte. As maiores depressões no Nordeste oriental, são a Sanfranciscana, que se estende ao longo do curso do Rio São Francisco; a

Cearnense, encaixada entre as elevações da Borborema, Apodi, Araripe e Ibiapaba e a do Rio Piranhas, nos sertões da Paraíba e Rio Grande do Norte (Figura 3.2).

Na parte ocidental do Nordeste, dominada pela grande unidade geológica das rochas sedimentares, encontram-se o Planalto Ocidental Sanfranciscano, no oeste da Bahia e Minas Gerais, e os grandes chapadões da porção meridional dos Estados do Maranhão e Piauí, delimitando quase toda a bacia sedimentar do Nordeste ocidental. A depressão de maior relevância é a do Meio-Norte, cuja superfície é retrabalhada pela erosão fluvial, originando uma série de vales encaixados (IBGE, 1985).

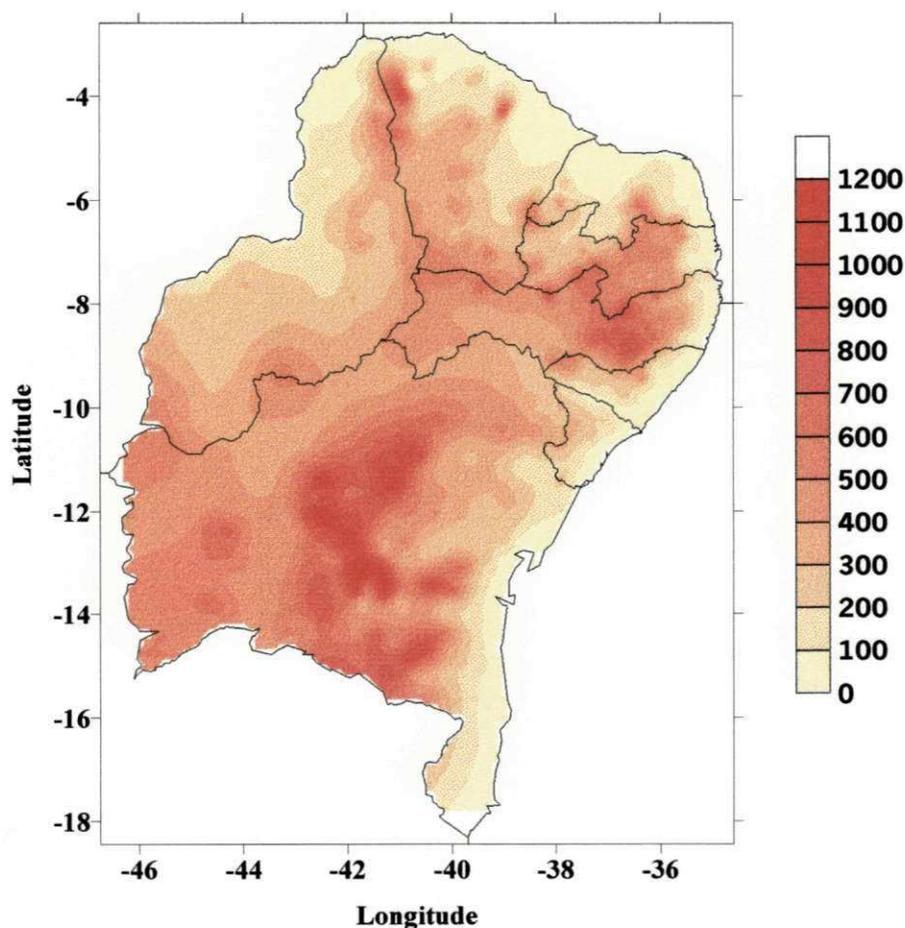


Figura 3.2 – Altimetria (m) da região estudada, mostrando o aspecto geral do relevo (Fonte: IBGE, 1985).

A cobertura vegetal do Nordeste é, em geral, dominada pela Caatinga, que é um conjunto de espécies vegetais de porte arbóreo e arbustivo, que cobrem o semi-árido (Figura 3.3). A Caatinga do Nordeste apresenta uma série de variações, como caatinga

seca e agrupada, caatinga seca e esparsa, caatinga arbustiva densa, caatinga das serras, caatinga da Chapada do Moxotó e caatinga do litoral (IBGE, 1985); porém ao longo da costa leste da Região encontra-se a Mata Atlântica que, no Brasil, se estende do Cabo de São Roque, no Rio Grande do Norte, ao Rio Grande do Sul; sua largura média é de 200 Km. No sul da Bahia, a Mata Atlântica é conhecida como Hiléia Baiana e Mata dos Tabuleiros. Nas partes mais densas da Mata Atlântica, no Nordeste, as árvores alcançam até 20 m de altura, enquanto na área da Hiléia Baiana chegam a atingir 30 m (IBGE, 1985). No sul e no leste do Maranhão, sudoeste do Piauí e oeste da Bahia, encontra-se a vegetação de Cerrado, que são formações herbáceo-lenhosas, com árvores de pequeno porte, de galhos e troncos retorcidos. No Nordeste ainda são observadas coberturas de vegetação tipo mangue, dunas, restingas, de praias e florestas decíduas e semi-decíduas (Figura 3.3).

Os solos do Nordeste apresentam grande variabilidade espacial, como mostra a Figura 3.4, porém se observa certa predominância dos latossos (vermelho-escuro, roxo, vermelho-amarelo, amarelo e terra roxa similar eutrófica) que, em geral, são solos ácidos e de pouca fertilidade, exceto a terra roxa similar eutrófica de boa fertilidade, e dos solos areno-quartzozos (areia quartzosa distrófica e areia quartzosa marinha), que são solos arenosos, profundos, ricos em quartzo, bem drenados, de baixa fertilidade e pouca capacidade de retenção de umidade (IBGE, 1985). Ainda são encontrados no Nordeste os seguintes tipos de solo: podzólicos distrófico e eutrófico, solos ligeiramente ácidos e com fertilidade baixa a moderada; brunizens, são moderadamente ácidos, ricos em sais minerais e alta fertilidade; brunos não cálcicos, são solos rasos, geralmente argilosos e fertilidade média a alta; vertissolos, muito rico em sais minerais e apresenta fertilidade muito alta; planassolo eutrófico e distrófico; cambissolo; lateritas hidromórficas; solos gley; regossolo; solos salinos (costeiro e solonchak); aluviais; e rendzina, entre outros observados em escala local (Figura 3.4).

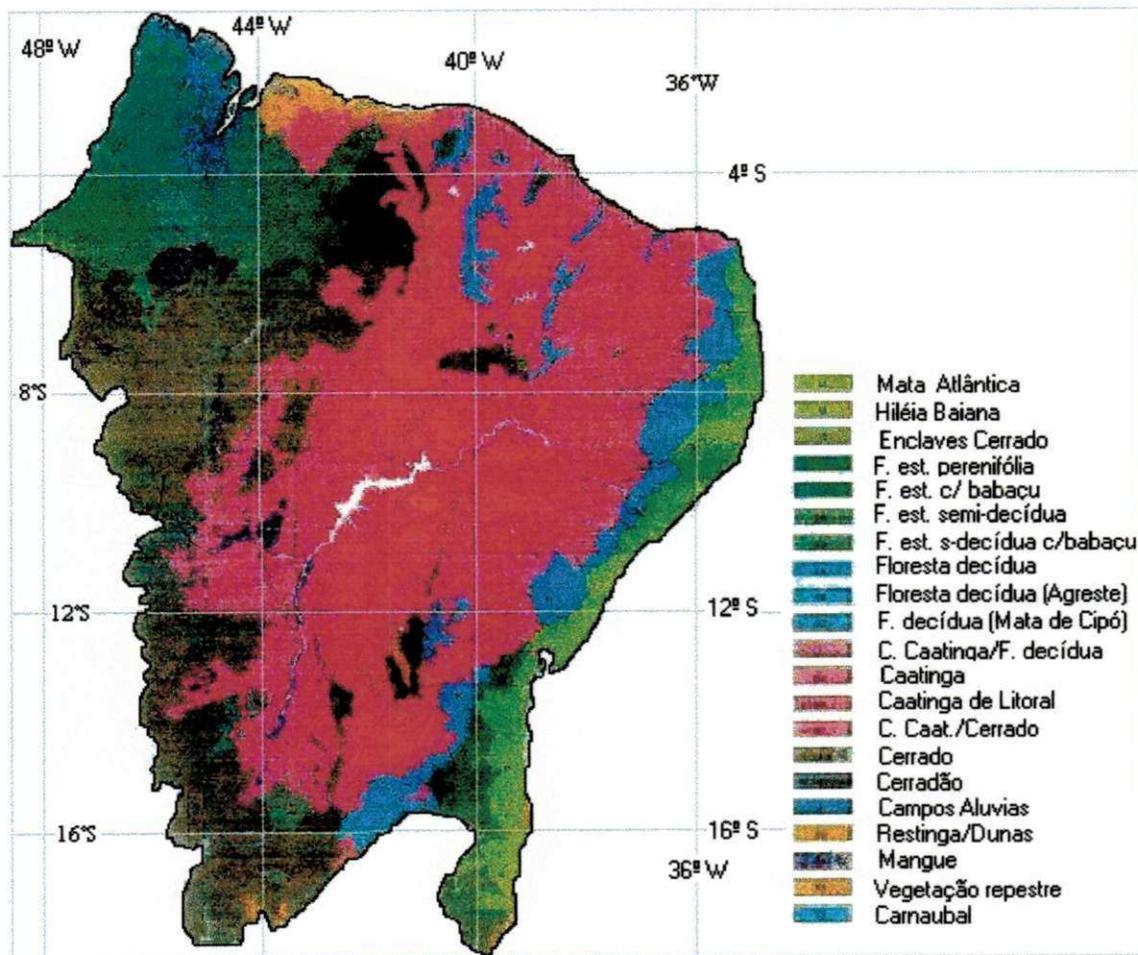


Figura 3.3 – Cobertura vegetal do Nordeste (Fonte: IBGE, 1985).

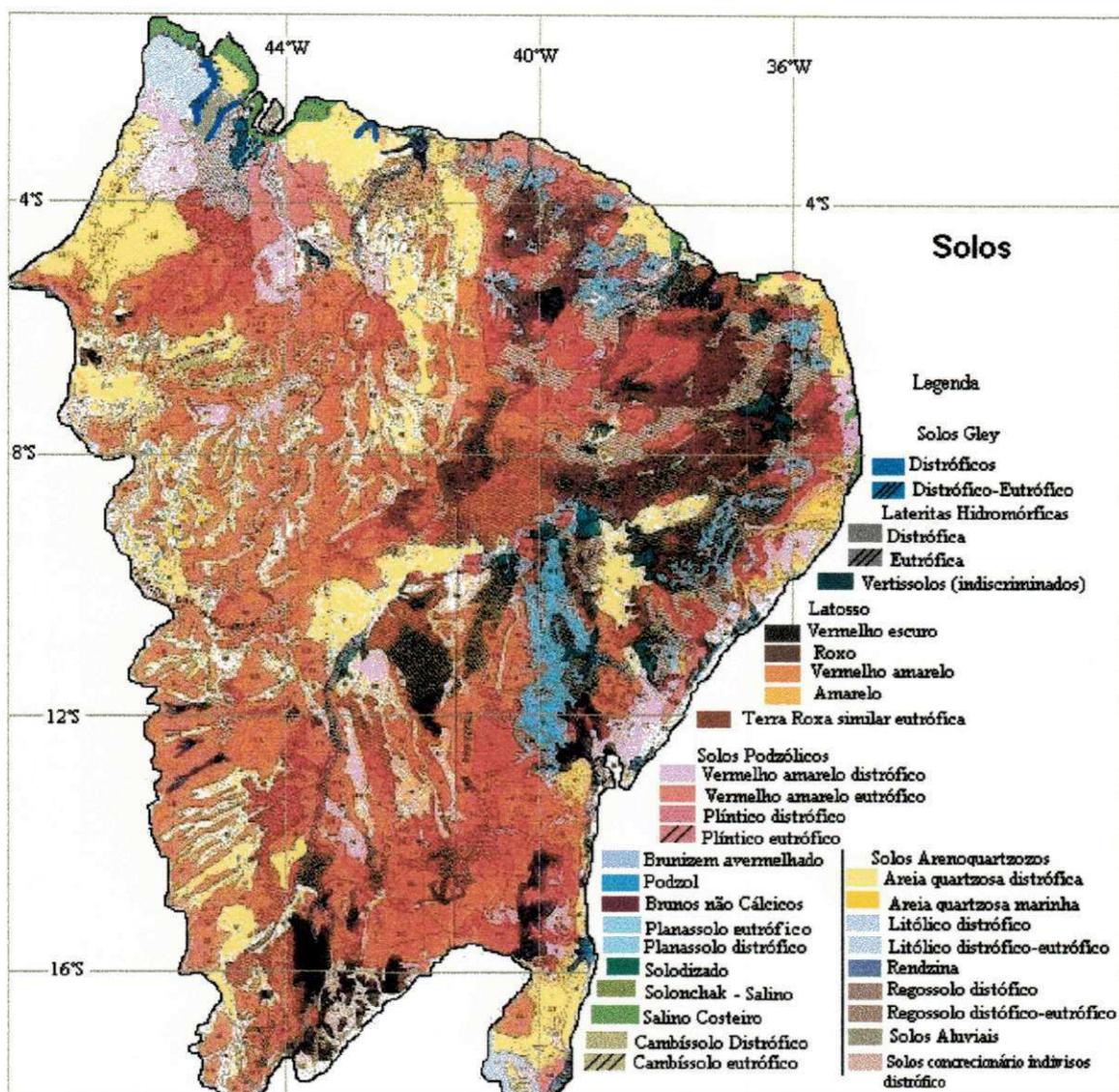


Figura 3.4 – Tipos de solo do Nordeste (Fonte: IBGE, 1985).

3.1.2 Dados Disponíveis

Neste trabalho foram utilizados os seguintes dados meteorológicos, médias mensais de insolação, direção e velocidade do vento, umidade relativa, temperatura (média, mínima e máxima) e pressão atmosférica à superfície de cinquenta e duas estações meteorológicas espacialmente distribuídas na Região estudada, pertencentes à rede de observações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para o período de 1961 a

1990 (Anexo A). Esses dados estão disponíveis no Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) do Centro de Ciência e Tecnologia (CCT) da Universidade Federal da Paraíba (UFPB) Campus II, e foram gentilmente cedidos pelo INMET - 3^o Distrito de Meteorologia com sede em Recife. Salienta-se que todos os dados necessitaram passar por um controle de qualidade, semelhante ao utilizado por de Brito et al. (1991).

Utilizaram-se, também, os totais médios mensais de precipitação de quatrocentos de trinta e quatro postos pluviométricos, incluindo as cinquenta e duas localidades que dispõem de estações meteorológicas, pertencentes às redes de observações do INMET, da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) e da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Mapa contendo as posições geográficas desses postos encontra-se no Anexo A.

Os dados de máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo (CAD), dos diversos solos da região Nordeste, das localidades para as quais os dados de precipitação estão disponíveis, foram cedidos pelo Centro Nacional de Pesquisa de Solo da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMPRABA-Solos, unidade de Recife).

Finalmente, as reanálises, médias mensais, do NCEP/NCAR, para o período de 1982 a 1994, foram extraídas do DC-ROM publicado pela Sociedade Americana de Meteorologia, e encontram-se disponíveis no DCA.

De acordo com Wolter (2000) no período de 1961 a 1990 foram observados os seguintes episódios de El Niño: 1965/66, 1972/73, 1982/83 e 1986/87, levando-se em consideração que o mês de início do El Niño foi tomado como sendo aquele imediatamente após a anomalia de TSM ultrapassar +1 sigma, e o mês de encerramento como sendo o imediatamente após a primeira anomalia negativa (Wolter, 2000). Os eventos de La Niña foram: 1964/65, 1970/71, 1973/75, 1976/77 e 1988/89, o mês de início foi tomado como sendo aquele imediatamente após a anomalia de TSM apresentar valor abaixo de -1 sigma, e o do encerramento, como sendo o imediatamente após o primeiro mês de anomalia positiva. Os anos de anomalias de TSM negativas no oceano Atlântico Tropical Sul foram: 1966, 1970, 1979, 1980 e 1982 e, de anomalias positivas, 1964, 1971, 1974, 1985, 1986 e 1989, classificados de acordo com da Silva (1993) e Souza et al.,

(1999). Naturalmente, os anos considerados sem forçantes oceânicas de grande escala, foram: 1963, 1967, 1968, 1969, 1978, 1981, 1984 e 1990; enquanto, os anos de 1961 e 1962 não foram utilizados em virtude dos dados apresentarem muitas falhas.

Ressalta-se que as informações de satélites meteorológicos, geoestacionários (GOES e METEOSAT) e de órbita polar (série NOAA) vêm sendo utilizadas na estimativa de balanço de água à superfície e nos cálculos da evapotranspiração de referência e real e de fluxos de calor, umidade e momentum à superfície. Além disso, Tarpley (1994), Xinmei et al. (1995), Moran et al. (1996) e Bastiaanssen et al. (1997) desenvolveram diferentes algoritmos capazes de estimar a evapotranspiração de referência a partir de informações de satélites meteorológicos; entretanto, no Brasil ainda não existe um banco de dados climatológicos proveniente de informações de satélite, nem mesmo os do Projeto Internacional de Climatologia de Nuvens por Satélite levado a cabo pela Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA) dos Estados Unidos da América. Portanto, tornou-se inviável o uso de dados de satélite neste trabalho.

3.2 Métodos

A seguir, é apresentada a metodologia a ser utilizada para os cálculos da evapotranspiração de referência (Fennessey e Vogel, 1996), da evaporação potencial (Fennessey e Vogel, 1996 e Shuttleworth, 1993), do modelo regional de regressão, do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1957) modificado e da evaporação real a partir da reanálise do NCEP.

3.2.1 Evapotranspiração de Referência

A evapotranspiração de referência (ET_0) foi estimada para as localidades que dispõem de dados de estações meteorológicas do INMET, pela equação da FPM, conforme as análises de Fennessey e Vogel (1996) dada a seguir:

$$\lambda ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{86,4\rho c_p(e_s(z) - e(z))}{r_a}}{\left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]} \quad (3.1)$$

onde λ [MJkg^{-1}] é o calor latente de evaporação da água, Δ [$\text{kPa}^0\text{C}^{-1}$] é a derivada da pressão de saturação do vapor d'água com em função da temperatura do ar ($d(e_s(T))/dT$), R_n [$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$] é o saldo de radiação, G [$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$] é o fluxo vertical de calor do solo, ρ [kgm^{-3}] é a densidade do ar, c_p [$\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$] é o calor específico do ar a pressão constante, $e_s(z)$ [kPa] é a pressão de saturação de vapor do ar medido na altura z , $e(z)$ [kPa] é a pressão de vapor do ar medido na altura z , r_a [sm^{-1}] é a resistência aerodinâmica para a difusão do vapor d'água na camada limite superficial, r_c [sm^{-1}] é a resistência do dossel da vegetação à transferência do vapor d'água, γ é o parâmetro psicrométrico ($\gamma = 10^{-3} P c_p / (0,622\lambda)$, $\lambda = 2,501 - 2,361 \times 10^{-3} T$, λ calor latente de vaporização [MJkg^{-1}], T temperatura do ar [$^{\circ}\text{C}$], P pressão atmosférica na superfície [kPa]) e 86,4 é o fator de conversão de [kJJs^{-1}] para [MJd^{-1}].

Para estimar a ET_0 , usando a equação (3.1) Allen et al. (1994) introduziram as seguintes parametrizações:

densidade do ar (ρ):

$$\rho = \frac{3,486P}{1,01(T + 273)} \quad (3.2)$$

calor específico do ar a pressão constante (c_p):

$$c_p = \frac{622\lambda\gamma}{P} \quad (3.3)$$

resistência aerodinâmica (r_a):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_w - d_0}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_p - d_0}{z_{ov}}\right)}{k^2 U(z_w)} \quad (3.4)$$

em que z_w e z_p são as alturas do anemômetro (velocidade do vento) e do psicrômetro (umidade), respectivamente, d_0 é a altura de deslocamento do plano de velocidade do vento

zero, z_{om} é o comprimento de rugosidade para transferência de momentum, z_{ov} é o comprimento de rugosidade para transferência de vapor, k é a constante de von Kármán e $U(z_w)$ é a velocidade do vento medida na altura z_w . A equação (3.4) é válida para atmosfera neutra (sem convecção) na escala de tempo de um dia ou maior, que é uma condição típica do semi-árido do Nordeste em quase todos os meses do ano. A vegetação de referência será tomada como sendo grama de altura $h_c = 12$ cm e resistência do dossel r_c de 70 s/m. Jensen et al. (1990) sugeriram $z_{ov} = 0,67h_c$, $z_{om} = 0,123 h_c$, $z_{ov} = z_{om}$ e $k = 0,41$. Substituindo esses valores na equação (3.4) e usando a velocidade do vento a 2m da superfície e introduzindo as equações (3.2), (3.3) e (3.4) na equação (3.1) obtém-se:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (3.5)$$

sendo ET_0 é obtida em mm/dia, U_2 [m/s] é a velocidade do vento em 2 m de altura da superfície, e_a [kPa] é a pressão de vapor a saturação e e_d [kPa] é a pressão real de vapor, estimados para medidas no abrigo meteorológico.

O balanço de radiação na superfície é parametrizado usando-se a insolação, a temperatura do ar e a pressão de vapor, de acordo com a equação sugerida por Allen et al. (1994):

$$R_n = Q_0(0,25 + 0,50n/N)(1 - \alpha) - \varepsilon 2,45 \times 10^{-9} (0,34 - 0,14e_d^{1/2})(0,1 + 0,9n/N)(T_x^4 + T_m^4) \quad (3.6)$$

onde α é o albedo da superfície, com valor de 0,23, para a grama de referência, no cálculo da ET_0 (Allen, et al., 1994), ε é a emissividade do ar tomada igual à unidade (um), Q_0 é a radiação solar no topo da atmosfera para o dia 15 de cada mês, n é a insolação diária, valor médio mensal, medida na estação meteorológica, T_x e T_m são as médias mensais das temperaturas máxima e mínima do ar, respectivamente, dadas em graus Kelvin, N é o número máximo teórico de brilho solar em horas para o dia 15 de cada mês, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e e_d é a pressão de vapor média mensal dada em kPa, calculada multiplicando a pressão de vapor a saturação na superfície (e_a) pela umidade relativa do ar média mensal, observada na estação meteorológica, dividida por 100. A pressão de vapor à saturação na superfície (e_a) em kPa

é dada pela relação de Clausius-Clapeyron (Hartmann, 1994):

$$e_a = 0,611 \exp(\lambda/R_v(1/273 - 1/T)) \quad (3.7)$$

em que λ é o calor latente de vaporização ($\lambda = 2,501 \text{ MJkg}^{-1}$), R_v constante dos gases para o vapor d'água ($R_v = 461 \times 10^{-6} \text{ MJK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) e T é a temperatura do ar média mensal, em K.

Para período de tempo superior a 10 dias, a magnitude do fluxo de calor no solo (G) é muito pequena e portanto, deve ser negligenciada (Allen et al., 1994) ou seja tomada igual a zero.

3.2.2 Evaporação Potencial

A evaporação potencial, E_p , pode ser definida como a demanda da atmosfera próximo à superfície, para o vapor d'água acima de uma superfície de água plana (Fennessey e Vogel, 1996). Uma aproximação aceita para estimar a evaporação de um reservatório de água, é através do cálculo do balanço de energia; neste caso, a equação de Penman-Monteith descreverá a taxa de evaporação potencial, E_p , como:

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(R_n - G_a) + \frac{\rho c_p [e_s(z) - e(z)]}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad (3.8)$$

sendo E_p a evaporação potencial, o fluxo de calor da água, G_a , é análogo ao fluxo de calor no solo, G , como sugerido por Shuttleworth (1993) e é tomado ser igual a zero para o período de um mês.

A formulação do termo da resistência aerodinâmica, r_a , é a mesma da equação (3.4); entretanto, os valores de z_{om} e z_{ov} para uma superfície de água são diferentes daqueles para a vegetação. A superfície de água é aerodinamicamente mais suavizada que uma superfície vegetada. Os valores sugeridos por Fennessey e Vogel (1996) para o vento medido a 10 m, são: $z_{om} = 0,003$, $z_{ov} = 5z_{om}$ e, para superfície de água plana $d_o = 0$ m. Substituindo esses valores na equação (3.8) obtém-se:

$$E_p = \frac{0,408\Delta(R_n - G_a) + \gamma \frac{260}{T + 273} U_{10} (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma} \quad (3.9)$$

em que E_p é dado em [mm/dia], U_{10} [m/s] é a velocidade do vento a 10m de altura da superfície e as demais variáveis já foram definidas na seção anterior. A parametrização de R_n obedece à equação (3.6) porém o albedo é tomado igual a 0,09, para uma superfície plana de água, no lugar de 0,23 da grama de referência, conforme Shuttleworth (1993) e Hartmann (1994).

3.2.3 Modelo Regional de Regressão para se estimar a Evapotranspiração de Referência

Através deste método, objetiva-se desenvolver um procedimento para obtenção de uma estimativa precisa da taxa diária média mensal da evapotranspiração de referência (ET_0) usando variáveis independentes disponíveis, o que permitirá obter estimativas de ET_0 em qualquer lugar da Região estudada. Atualmente, é possível realizar estimativas de ET_0 nesta região, apenas para as localidades que dispõem de estações meteorológicas do INMET; mesmo assim, muitas destas estações encontram-se em áreas metropolitanas, a exemplo de Fortaleza, Recife, Salvador, entre outras grandes cidades do Nordeste. Por outro lado, a interpolação espacial de ET_0 para localidades específicas a partir dos valores estimados das localidades que contam com estações meteorológicas do INMET, não é um bom estimador para a ET_0 , devido às características topográficas do Nordeste e à atuação de diferentes regimes de clima na região. Então, faz-se necessário propor um modelo simples capaz de estimar a ET_0 para qualquer localidade do Nordeste, menos para o estado do Maranhão, com precisão aceitável e bastante confiável.

O método proposto é semelhante ao de Fennessey e Vogel (1996) que elaboraram um procedimento de estimativa da ET_0 e da E_p para qualquer lugar do Nordeste dos Estados Unidos da América, com base em um método de regressão linear múltipla, tendo como variáveis independentes as coordenadas geográficas, entretanto devido às

características topográficas, à atuação de diferentes regimes de clima e à variação sazonal da ET_0 no Nordeste do Brasil, um método de regressão linear múltipla, baseado em coordenadas geográficas, torna-se inútil, pois o mesmo não apresenta estimativas confiáveis e aceitáveis de ET_0 e E_p . Portanto, foi desenvolvido um método de regressão quadrática múltipla, equivalente ao elaborado por Cavalcanti e Silva (1994) para estimativa da temperatura do ar no Nordeste, com a seguinte estrutura:

$$ET_0 = a_0 + a_1\mu + a_2\varphi + a_3h + a_4\mu^2 + a_5\varphi^2 + a_6h^2 + a_7\mu\varphi + a_8\mu h + a_9\varphi h \quad (3.10)$$

e

$$E_p = b_0 + b_1\mu + b_2\varphi + b_3h + b_4\mu^2 + b_5\varphi^2 + b_6h^2 + b_7\mu\varphi + b_8\mu h + b_9\varphi h \quad (3.11)$$

donde, μ é a longitude, em centésimo de grau (oeste negativo, exemplo $40,15^0W = -40,15$), φ é a latitude, em centésimo de grau (sul negativo, exemplo $7,35^0S = -7,35$) e h é a altitude em metros.

Salienta-se que o Nordeste dos Estados Unidos da América é uma região de características climáticas relativamente homogêneas e as flutuações sazonais do clima são muito semelhantes em toda a área (Fennessey e Vogel). Portanto, a estimativa da ET_0 , para qualquer lugar daquela região, pode ser feita usando-se um único conjunto de coeficientes de regressão, representando todo o Nordeste dos Estados Unidos da América. No Nordeste do Brasil, as características climáticas e as flutuações sazonais do clima diferem, em geral, de uma sub-região para outra. Neste contexto, Kousky (1979) e de Brito et al. (1991) mostraram a existência de, pelo menos, três grandes sub-regiões relativamente homogêneas, do ponto de vista climatológico no Nordeste do Brasil, denominadas regiões norte, leste e sul do Nordeste. Logo, não se deve calcular um único conjunto de coeficientes de regressão para representar a região Nordeste do Brasil, sendo necessários, pelo menos, três conjuntos de coeficientes de regressão, um para cada sub-região. A estimativa da ET_0 é feita utilizando-se o respectivo conjunto de coeficientes de regressão de cada sub-região. Portanto, nas estimativas de ET_0 e E_p , a Região Nordeste foi dividida em três grandes sub-região, a saber: norte, sul e leste do Nordeste, semelhantes às de Kousky (1979) e apresentadas na Figura 3.5. As estações meteorológicas do INMET para cada uma delas são listadas no Anexo A.

Souza (1999) utilizando o método de Ward encontrou, apenas, duas sub-regiões homogêneas, do ponto de vista da Evapotranspiração potencial; porém, Souza (1999) usou totais anuais da ET_p , calculada pela equação de Thornthwaite (1948). Neste trabalho foram utilizadas totais mensais de ET_0 , estimada pela equação FPM, ou seja, enquanto Souza (1999) analisou, apenas, os totais anuais de ET_p , aqui foram analisados, os totais e os ciclos anuais de ET_0 . Produzindo, com isto, um número maior de sub-regiões homogêneas. Além disso, o cálculo da ET_0 pela equação FPM é mais realístico que a ET_p calculada pela fórmula de Thornthwaite (1948) uma vez que essa fórmula utiliza, apenas, a temperatura do ar como parâmetro de entrada, enquanto a equação FPM envolve vários parâmetros de entrada (equação 3.9). Portanto, é esperado que a regionalização de sub-regiões homogênea usando ambos métodos apresentem resultados diferentes.

Foram calculados conjuntos de coeficientes de regressão para estimar a ET_0 , para cada uma das cinco situações climáticas de grande escala: El Niño, La Niña, ASN, ASP e SFGE e, para cada uma das três sub-regiões: norte, leste e sul do Nordeste, totalizando quinze conjuntos de coeficientes de regressão, para cada mês do ano, o que produz um total de cento e oitenta conjuntos (listados no Anexo B). Na estimativa de E_p foram produzidos outros cento e oitenta conjuntos.

A partir da ET_0 obtida pela equação FPM, para as 52 estações do INMET, e estimada pela equação 3.10, para demais localidades que têm disponíveis dados de precipitação, foi levado a cabo o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1957) modificado, o qual é apresentado na próxima seção.

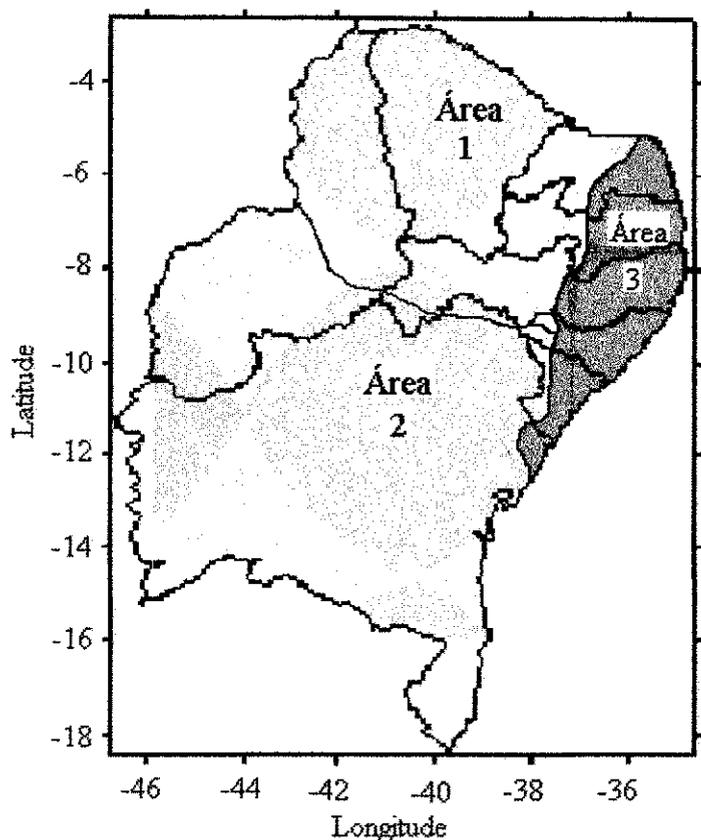


Figura 3.5 – Divisão do Nordeste em áreas relativamente homogêneas, do ponto de vista da evapotranspiração de referência: área 1- norte; área 2 – sul; área 3 – leste.

3.2.3 Equação do Balanço Hídrico

O balanço hídrico no solo pode ser determinado pela equação:

$$ET_r = P_r + I_r + \Delta A_s - P_e - E_s \quad (3.15)$$

onde ET_r é a evapotranspiração real; P_r é a precipitação; I_r é a água de irrigação; ΔA_s é a mudança de umidade no solo; P_e é a percolação e E_s é o escoamento superficial, dados em mm/período de tempo considerado.

Se a capacidade de armazenamento de umidade de um solo é conhecida, a equação do balanço hídrico pode ser resolvida pela comparação da precipitação e da água de irrigação com a evapotranspiração. O balanço hídrico, por ser computado em escala de

tempo diária, semanal ou mensal, tem sido usado para resolver inúmeros problemas, como controle do intervalo de irrigação, planejamento dos recursos hídricos, previsão de rendimento de cultura e classificação climática, entre outros.

No balanço hídrico idealizado por Thornthwaite e Mather (1957) considera-se que o solo oferece certa resistência às perdas de água para a atmosfera, e que esta aumenta com a redução da água armazenada no solo. Este método leva em conta que, quando ocorre, no período considerado, um saldo positivo entre a precipitação e a evapotranspiração potencial, este é incorporado ao solo, reabastecendo-o e quando o solo atinge a sua capacidade de armazenamento pleno, esse saldo passa a ser considerado excesso (escoamento e drenagem profunda); por sua vez, o balanço de água tem, como variáveis básicas de entrada, a precipitação e a evapotranspiração potencial, e como variáveis derivadas (saída) o armazenamento de água no solo, a variação do armazenamento de água do solo, o negativo acumulado, a evapotranspiração real, o excesso e a deficiência hídrica; entretanto, neste trabalho o modelo foi modificado e as variáveis de entrada foram a precipitação e a evapotranspiração de referência, no lugar da evapotranspiração potencial.

As variáveis negativo acumulado (N_{ac}) e armazenamento de água no solo (A_s) são calculadas simultaneamente, para facilitar o fechamento do balanço. Os primeiros cálculos para balanço hídrico anual com intervalo de tempo mensal, são iniciados pelo último mês do período chuvoso, ou seja, o último mês em que a precipitação (Pr) é superior à evapotranspiração de referência (ET_0). Considera-se que, neste mês, denotado por j , o solo está plenamente abastecido de água, ou seja:

$$(N_{ac})_j = 0 \quad (3.16)$$

$$(A_s)_j = \text{lâmina de máximo armazenamento de água (CA)} \quad (3.17)$$

A lâmina de máximo armazenamento de água (CA) foi tomada como sendo igual à máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo (CAD) cujos valores, para cada tipo de solo do Nordeste, foram fornecidos pela EMBRAPA – Solos unidade de Recife. O CAD é definido como sendo a diferença entre a quantidade de água existente no solo na capacidade de campo (cc) e a existente no ponto de murcha permanente (PMP),

que representa a quantidade de água máxima retida em determinado tipo de solo que está disponível às plantas ou evaporação. O CAD decresce de solo barro-limoso para solos frouxos (areia grossa) e pode ser determinado pela seguinte expressão:

$$CAD = \frac{(cc - pmp) \cdot daps \cdot cprofs}{100} \quad (3.18)$$

em que, *cc* e *pmp* são os conteúdos de água no solo na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente, respectivamente, *daps* densidade aparente do solo e *cprofs* comprimento de profundidade do solo em mm. A equação (3.18) expressa o CAD em unidades de milímetros de água por cem milímetros de profundidade de solo.

A capacidade de campo corresponde a um conteúdo de umidade do solo, em que a força para extraí-la seja apenas de $-0,1$ bars, e ocorre depois de uma chuva ou irrigação intensa haver cessado e a força ou potencial gravitacional ter deixado de predominar sobre a água do solo, o que faz com que o movimento da água decresça substancialmente no sentido vertical. A capacidade de campo pode ser determinada empiricamente ou em laboratório; no segundo caso, torrões de solo revestido com resina são levados à capacidade de campo, cortando-se uma janela no revestimento de resina, através da qual os torrões podem entrar em contato com a areia úmida de uma mesa de tensão e serem equilibrados a $0,1$ bars. Depois do equilíbrio, a janela pode ser fechada novamente e a umidade dos torrões determinadas gravimetricamente.

As forças que retêm a água no solo aumentam com a diminuição de umidade. Assim, o solo pode atingir um estágio em que a água não mais passará do solo para as raízes. Logo, a perda por evaporação excederá a entrada de água e as plantas atingirão o estado de murchamento, a partir do qual não se recuperarão, mesmo com o restabelecimento da umidade do solo. Nesse estado, a planta atingiu o seu ponto de murcha permanente, que ocorre quando o conteúdo de umidade do solo é tão baixo que até mesmo forças de -15 bars são incapazes de extrair umidade do solo. Para determinar o ponto de murcha permanente no laboratório, uma amostra de solo é trazida ao equilíbrio de umidade a 15 bars, no aparelho de membrana de pressão, e sua umidade determinada gravimetricamente.

A máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo pode ser grosseiramente avaliada, por método empírico, a partir do conhecimento da textura do solo; com prática, a composição do tamanho das partículas de um solo pode ser determinada friccionando-se uma amostra de solo úmido entre os dedos e decidindo-se subjetivamente sobre a proporção de material fino e grosso contido na amostra. A partir do conhecimento da classificação e espessura de cada horizonte de um solo, é possível estimar-se a capacidade máxima de retenção de água disponível, somando-se a capacidade de água disponível dos horizontes constituintes do solo. Vale salientar que, de acordo com Winter (1984) no Reino Unido os mapas de solo têm sido apresentados em termos de máxima capacidade de retenção de água disponível, ao invés das bases usuais de textura do solo ou derivação, como no Estados Unidos da América e no Brasil.

Retornando ao balanço hídrico, a partir do mês $j+1$, ou seja, no primeiro mês em que ocorre N_{ac} , o solo começa a perder água. A água que está no solo é uma função de N_{ac} e da máxima capacidade de água disponível e é dada pelas seguintes expressões:

$$(N_{ac})_{j+1} = (N_{ac})_j + (Pr - ET_0)_{j+1} \quad (3.19)$$

$$(A_s)_{j+1} = CA * \exp((N_{ac})_{j+1}/CA) \quad (3.20)$$

conforme modificações sugeridas por Krishan (1980).

Após o período em que $Pr-ET_0$ é menor que zero, ou seja, no primeiro mês em que $(Pr-ET_0)$ é positivo, inicia-se a reposição de água no solo. Nesses meses o armazenamento de água no solo A_s é obtido adicionando o valor de A_s do mês anterior ao valor de $Pr-ET_0$ do mês considerado, ou seja:

$$(A_s)_j = (Pr-ET_0)_j + (A_s)_{j-1} \quad (3.21)$$

isto significa que a parte da precipitação não consumida pela evapotranspiração do mês considerado, junta-se ao armazenamento já existente do mês anterior. Se $(A_s)_j$ for menor que CA , o $(N_{ac})_j$ é calculado pela seguinte equação, já incluídas as modificações sugeridas por Krishan (1980):

$$(N_{ac})_j = CA \cdot \ln((A_s)_j / CA) \quad (3.22)$$

Quando o resultado da equação (3.21) for igual ou superior à capacidade máxima de água disponível, o valor de $(A_s)_j$ será correspondente a essa capacidade, o excedente considerado excesso e o solo considerado plenamente abastecido. Neste caso $(N_{ac})_j$ é nulo. Nos casos em que, após o período mais chuvoso (meses consecutivos em que $(P_r - ET_0) > 0$) a soma de $(P_r - ET_0)$ deste período for inferior a CA, iniciar-se-á o balanço no último mês em que $(P_r - ET_0) > 0$, denominado mês k. $(A_s)_k$ é a soma $(P_r - ET_0)$ do período chuvoso e $(N_{ac})_k$ é calculado pela equação (3.22).

Quando, pelo procedimento acima, o valor do armazenamento do mês k, $(A_s)_k$, não atinge a lâmina máxima considerada, deve-se repetir o balanço, partindo-se novamente do mês k com o valor de $(A_s)_k$ encontrado. Tal procedimento é repetido, até que o valor de $(A_s)_k$ encontrado seja igual àquele utilizado para se iniciar o balanço o que significa fechar o balanço.

A variação da quantidade de água armazenada no solo (ΔA_s) é sempre igual a A_s do mês j menos A_s do mês j-1.

A evapotranspiração real (ETr) é obtida da seguinte maneira:

a) nos meses em que a precipitação é inferior a evapotranspiração de referência, ETr é dada por:

$$(ETr)_j = (Pr)_j + (|\Delta A_s|)_j \quad (3.23)$$

b) nos meses em que a evapotranspiração de referência é menor ou igual à precipitação, ETr é dada por:

$$(ETr)_j = (ET_0)_j \quad (3.24)$$

A deficiência hídrica (D), é dada por:

$$D_j = (ET_0)_j - (ETr)_j \quad (3.25)$$

O excesso (S) é dado por:

$$S_j = (P_r - ET_0)_j - (\Delta A_s)_j + D_j \quad (3.26)$$

que corresponde ao excesso de precipitação não absorvido pelo solo, por este já estar com sua capacidade de armazenamento plenamente atingida, ou seja, somente há excesso a partir do momento em que o armazenamento atinge a capacidade de água disponível.

De acordo com Zektser e Loaiciga (1993) a quantidade de água percolada (P_e) que abastece ou renova os lençóis subterrâneos, é aproximadamente de 10% a 15% da água precipitada; evidentemente, esta percentagem depende do tipo de solo, da orografia, da cobertura vegetal e da intensidade e duração da precipitação.

De posse do excesso hídrico, determina-se o escoamento superficial (E_s) e a infiltração (P_e) da seguinte forma:

$$(P_e)_j = k_{rr} [0,4(S_j) + 0,1(S_{j-1})] \quad (3.27)$$

e

$$(E_s)_j = S_j - (P_e)_j \quad (3.28)$$

sendo, k_{rr} igual à razão entre $\frac{1}{2}$ do excesso hídrico anual e 13% da precipitação anual, desde que 13% da precipitação anual sejam superiores a $\frac{1}{2}$ do excesso hídrico; caso contrário, k_{rr} é igual a um.

Na equação original de Thornthwaite e Mather (1957) não havia o coeficiente k_{rr} , ou seja, este coeficiente era tomado como igual a 1, mas devido às observações de Zektser e Loaiciga (1993) de que a água infiltrada é aproximadamente 10-15% da água precipitada, fez-se opção pelo fator de correção k_{rr} .

Caso seja observado que em todos os meses ($P_r - ET_0$) foi menor que zero, o negativo acumulado não existirá, o armazenamento será nulo, a evaporação real será igual à precipitação, a deficiência hídrica será ($ET_0 - ET_r$) e o excedente, nulo.

Após a verificação dos resultados, calculam-se os índices de aridez (I_a), umidade (I_u) e efetivo de umidade (I_m) da seguinte maneira:

$$I_a = 100 \cdot \Sigma D / \Sigma ET_0 \quad (3.29)$$

$$I_u = 100 \cdot \Sigma S / \Sigma ET_0 \quad (3.30)$$

$$I_m = I_u - 0,6 \cdot I_a \quad (3.31)$$

Esses índices são úteis para a determinação do tipo de clima da região em estudo, pelo método de Thornthwaite e Mather (1957), bem como para o Zoneamento Climático, que é o estudo de adaptação de culturas à região.

O método de Thornthwaite e Mather (1957) pode ser utilizado para elaboração de uma classificação climática, de um determinado lugar, fazendo uso dos índices de aridez e efetivo de umidade. A propósito a Tabela 3.1 mostra os diferentes tipos climáticos correspondentes aos diversos valores do índice efetivo de umidade.

TABELA 3.1

Classificação climática com base no Índice Efetivo de Umidade

Índice Efetivo de Umidade (I_m)	Tipo de Clima
$I_m \leq -60$	Hiper-árido
$-60 < I_m \leq -40$	Árido
$-40 < I_m \leq -20$	Semi-árido
$-20 < I_m \leq 0$	Sub-úmido seco
$0 < I_m \leq 20$	Sub-úmido
$20 < I_m \leq 40$	Sub-úmido úmido
$40 < I_m \leq 60$	Úmido 2
$60 < I_m \leq 80$	Úmido 1
$80 < I_m \leq 100$	Super úmido
$I_m > 100$	Hiper-úmido

Fonte: Adaptado de Oliver (1973)

O índice efetivo de umidade, também, pode ser usado para estimar o grau de susceptibilidade aos processos de desertificação, do ponto de vista climático, conforme definição das Nações Unidas (Puigdefabregas, 1995) de acordo com o critério apresentado na Tabela 3.2.

TABELA 3.2
Grau de susceptibilidade à desertificação, devido às condições climáticas,
conforme o índice efetivo de umidade

Índice efetivo de umidade	Grau de susceptibilidade
$I_m < -50$	Extremamente susceptível
$-50 \leq I_m < -40$	Muito susceptível
$-40 \leq I_m < -30$	Susceptível
$-30 \leq I_m < -20$	Moderadamente susceptível
$-20 \leq I_m < 0$	Levemente susceptível

3.2.5 Cálculo da Evaporação Real da Reanálise do NCEP/NCAR

A reanálise, médias mensais do NCEP/NCAR, é um conjunto de dados composto de 41 variáveis distribuídas em pontos de grade espaçados de $2,5^0$ por $2,5^0$, e cobrindo todo o globo. A altura geopotencial (gpm), vento zonal (m/s) e meridional (m/s) e temperatura (K) estão estimados para 17 níveis da atmosfera, a velocidade vertical (Pa/s) em 12, a umidade específica em 8 e as demais variáveis na superfície, entre elas precipitação (mm/dia).

De acordo com Hartmann (1994) o balanço hídrico na atmosfera, em determinada região, obedece à seguinte expressão:

$$\nabla \cdot qV + \Delta q + ET_r - P_r = 0 \quad (3.32)$$

onde $\nabla \cdot qV$ é a divergência (convergência) do fluxo de vapor d'água integrado

verticalmente, Δq é a variação do conteúdo de vapor d'água na região durante o período considerado, ET_r é a evapotranspiração real e P_r é a precipitação.

Rao et al., (1996) consideraram, como sendo uma aproximação válida, estimar-se ET_r para período de um ano, negligenciando a variação de umidade (Δq) ou seja, a ET_r para a região Nordeste, para dois anos de contraste 1983, seco, e 1985, chuvoso (Nobre et al., 1986), pode ser estimada usando-se $\nabla \cdot qV$ e P_r do conjunto de dados do NCEP/NCAR e a equação:

$$ET_r = P_r + \nabla \cdot qV \quad (3.33)$$

Calculou-se $\nabla \cdot qV$ fazendo-se uso dos campos de q (umidade específica) e do vento zonal e meridional dos 8 níveis (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa) da atmosfera, disponíveis no conjunto de dados do NCEP/NCAR. Os resultados foram comparados com a evapotranspiração real obtida, através do modelo MRRER-Thornthwaite-Mather.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados encontrados, elaborada uma discussão a respeito dos mesmos e, quando possível, compará-los a resultados obtidos por outros pesquisadores.

4.1 Evapotranspiração de Referência

Os coeficientes de regressão quadrática múltipla para cada mês do ano, cada condição climática e cada área do Nordeste, para a estimativa da ET_0 , são listados no Anexo B, ressalta-se que esses coeficientes foram usados na equação de regressão (3.10) para se obter a ET_0 , denominados aqui, resultado de ET_0 do MRRER. Uma questão a ser levantada é: como saber se realmente esses valores obtidos pelo MRRER são aceitáveis e confiáveis? Sabe-se que a Equação de FAO-Penman-Monteith é aceita como bom estimador de ET_0 ; portanto, é salutar comparar-se os resultados obtidos com o MRRER com aqueles da equação FAO-Penman-Monteith. E como esta comparação poderá ser feita? Na realidade, existe mais de uma alternativa como resposta a esta questão, mas as executadas neste trabalho são as seguintes:

1 - Nas sub-regiões norte (área 1) e sul (área 2) do Nordeste foram escolhidas, aleatoriamente, três localidades, não incluídas nos cálculos dos coeficientes de regressão e duas na sub-região leste (área 3). Esses coeficientes de regressão foram usados para, através deles, se estimar a ET_0 das localidades excluídas do processo; o procedimento foi repetido até todas as localidades serem contempladas; em seguida, fez-se uma análise de

correlação linear entre a ET_0 obtida pelo MRRER e a calculada, utilizando-se a equação FAO-Penman-Monteith. Os coeficientes de correlação obtidos para cada mês do ano, cada condição climática e para cada uma das sub-regiões, são mostrados no Anexo C.

A Tabela 4.1 mostra os maiores e menores valores dos coeficientes de correlação obtidos, para cada sub-região e condição climática, bem como os meses em que estes valores foram obtidos. Observa-se que os coeficientes de regressão variaram de 0,78, em janeiro, nos anos de La Niña na sub-região norte, a 0,99, em abril nos anos de SFGE no leste. Como pode ser verificado, os coeficientes de correlação entre a ET_0 estimada, pelo modelo, e a calculada, pela equação FPM, são, na pior situação, estatisticamente significativo ao nível de 99%, mostrando que o modelo é bom estimador da ET_0 .

TABELA 4.1

Coeficientes de Correlação de ET_0 Calculada versus ET_0 Estimada – Os valores marcados com ** são os menores coeficiente de correlação e * os maiores, para cada condição climática, os números entre parentes são os meses em que estes valores foram observados.

	Área 1 - Norte		Área 2 - Sul		Área 3 – Leste	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
ASN	0,80** (12)	0,95 (7)	0,86 (2)	0,93 (9)	0,90 (2)	0,98* (4)
ASP	0,84 (12)	0,96* (5)	0,88 (3)	0,96* (2)	0,82** (1)	0,96* (11)
EL NIÑO	0,83 (10)	0,95 (6)	0,86 (2)	0,94 (9)	0,81** (2)	0,97* (4)
LA NIÑA	0,78** (1)	0,97 (9)	0,88 (5)	0,96 (11)	0,83 (3)	0,98* (11)
SFGE	0,83** (2)	0,96 (8)	0,87 (1)	0,94 (8)	0,94 (3)	0,99* (4)

2 - Uma outra maneira de se mostrar a diferença entre ET_0 calculada e estimada é através de gráficos de dispersão, onde na ordenada é a ET_0 estimada e a abscissa é a ET_0 calculada com mostra a Figura 4.1. Verifica-se que os pontos estão disperso ao longo de um eixo de

45°, em qualquer uma das cinco situações climática (ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE). Isto significa que os valores estimados de ET_0 são equivalentes aos calculados.

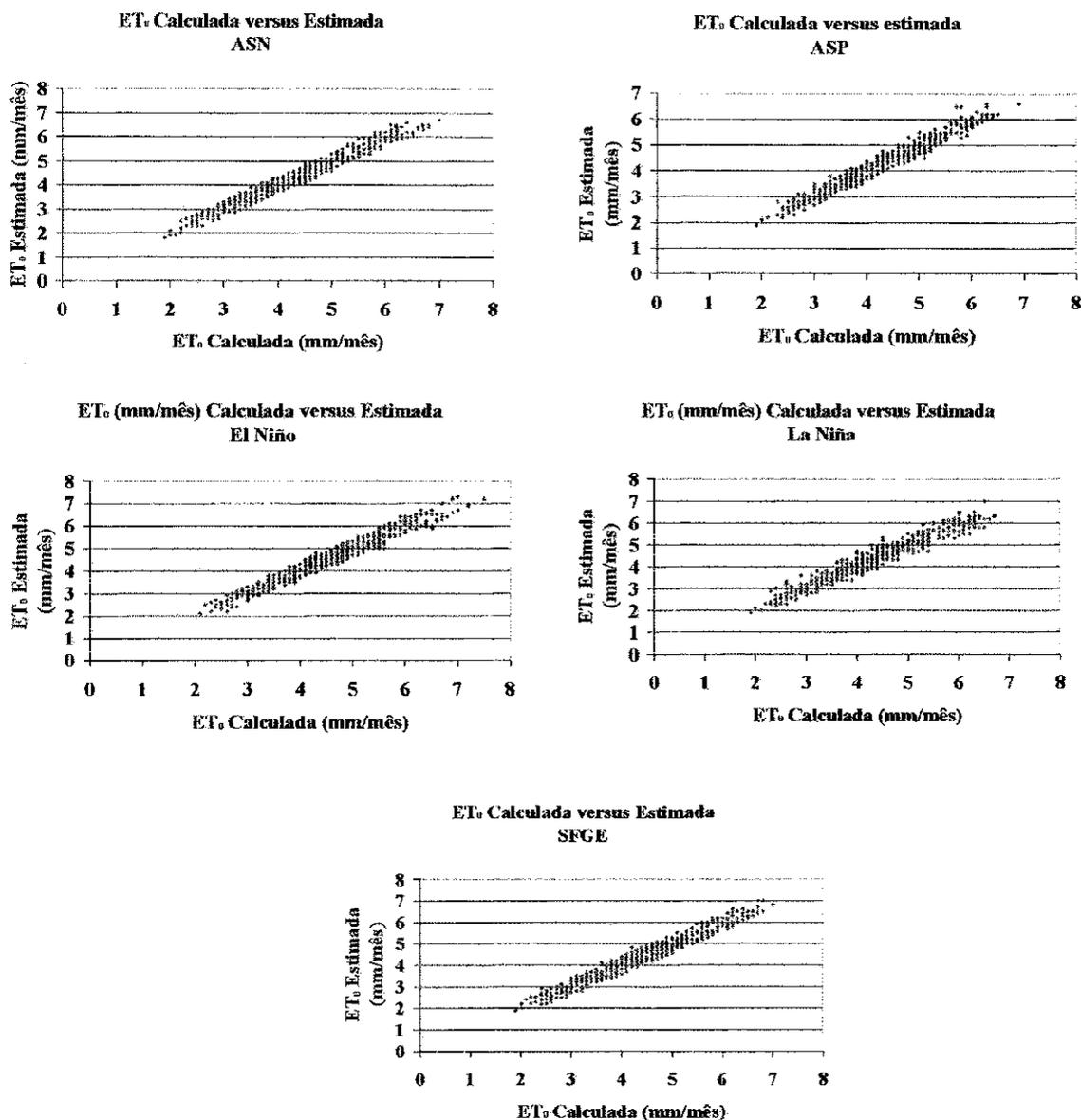


Figura 4.1 – Gráfico de dispersão da Evapotranspiração de Referência (ET_0) em mm/dia, calculada por FPM e estimada pelo MRRER, para as condições climáticas: ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE.

3) Um terceiro modo de demonstrar as diferenças, ou os próprios valores encontrados, da ET_0 estimada, pelo MRRER, e da calculada, pela equação FAO-Penman-Monteith, é através de gráficos ou tabelas em que se descrevem os respectivos valores da ET_0 , para cada

localidade e para as diferentes condições climática; porém, apresentar os gráficos para as cinquenta e duas localidades torna-se quase impraticável pois, ao todo, são 260 gráficos, razão pela qual se optou por expor apenas os gráficos de uma localidade de cada uma das sub-regiões. As localidades escolhidas foram Quixeramobim, na área 1 (norte), Itaberaba, na área 2 (sul) e Surubim, na área 3 (leste). Estas localidades estão inseridas no semi-árido e representa cada uma das sub-regiões do Nordeste; mas, antes de se analisar o comportamento da ET_0 , faz-se necessário descrever, em linhas gerais, a climatologia média anual de cada localidade.

Quixeramobim, localizada na parte central do Ceará, apresenta temperatura média anual de $26,6^{\circ}\text{C}$, com amplitude térmica de $9,7^{\circ}\text{C}$, umidade relativa do ar em torno de 65% e precipitação de 783 mm/ano. Em Itaberaba, na encosta oeste do Planalto Baiano, a temperatura média anual é de $24,6^{\circ}\text{C}$, a amplitude térmica é da ordem de $11,5^{\circ}\text{C}$, a umidade relativa é aproximadamente 70% e a precipitação é de 743 mm/ano; já Surubim se encontra no agreste setentrional de Pernambuco, com precipitação média em torno de 645 mm/ano, temperatura de $23,5^{\circ}\text{C}$, amplitude térmica, média anual, da ordem de $9,2^{\circ}\text{C}$ e umidade relativa do ar de 76%.

A Figura 4.2 exhibe os resultados da ET_0 estimada pelo MRRER e calculada pela equação FAO-Penman-Monteith (FPM). Verifica-se que, de maneira geral, o ciclo anual da ET_0 estimada acompanha o da calculada para as três localidades e para as cinco condições climáticas. Observa-se também que, para Quixeramobim, a ET_0 calculada é superior à estimada durante a primavera-verão, enquanto no final do outono e no início do inverno, o valor calculado é inferior ao estimado, com exceção dos anos de El Niño, em que a ET_0 calculada é superior à estimada durante todo ano. Salienta-se que a temperatura do ar, em Quixeramobim, é mais elevada na primavera-verão que no outono-inverno, o inverso ocorrendo com a umidade relativa do ar, enquanto nos anos de El Niño a temperatura do ar é levemente superior à dos demais anos e a umidade do ar é um pouco menor. Para Itaberaba, a configuração do ciclo anual da evapotranspiração de referência foi muito bem estimada; entretanto, a ET_0 estimada é ligeiramente superior à calculada durante o inverno; contudo, a maior discrepância foi da ordem de 0,2 mm/dia, nos anos de ASN e SFGE, que representa diferença menor que 5%. Para Surubim, a ET_0 estimada foi

igual à calculada, com exceção dos meses de junho e julho para os anos de ASN e, de junho, para os anos de El Niño.

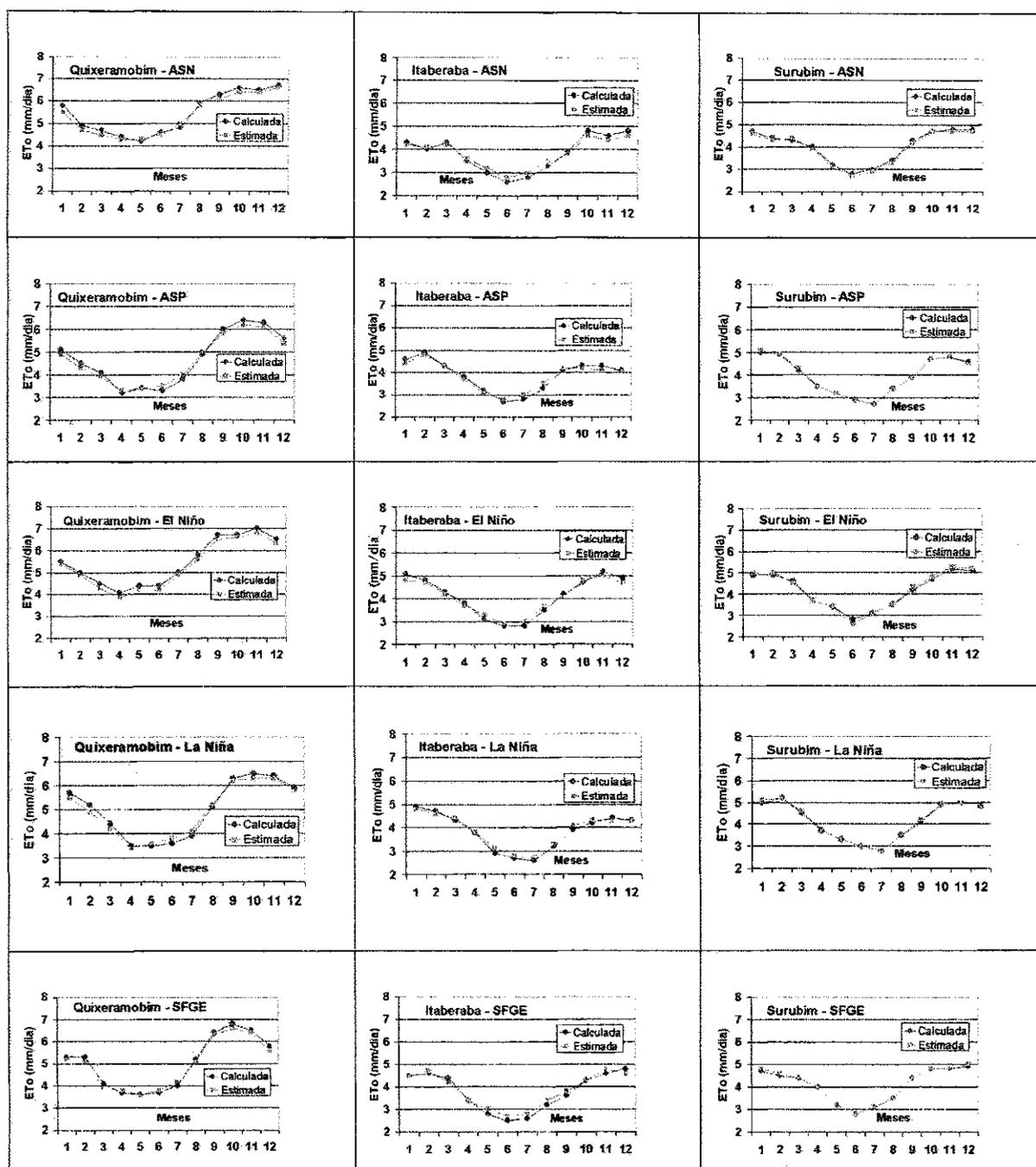


Figura 4.2 – Evapotranspiração de Referência (ET₀) em mm/dia, calculada por FPM e estimada pelo MRRER, para Quixeramobim (norte), Itaberaba (sul) e Surubim (leste) e as condições climáticas: ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE.

As discrepâncias obtidas em Quixeramobim e Itaberaba e não observadas em Surubim ocorreram, possivelmente, devido as áreas norte e sul utilizadas para o cálculo dos coeficientes de regressão, serem superiores à área leste e apresentarem características um pouco mais heterogêneas, enquanto a sub-região leste, que é menor em área (Figura 3.5) é mais homogênea, do ponto de vista da ET_0 , mas vale salientar que Fennessey e Vogel (1996) encontraram discrepâncias superiores a 0,2 mm/dia entre as ET_0 calculada e estimada para o Nordeste dos Estados Unidos da América, ou seja, equivalentes às maiores discrepâncias encontradas nesta pesquisa, para as áreas norte e sul do Nordeste. Esses resultados confirmam, mais uma vez, que o MRRER é bom estimador de ET_0 para qualquer localidade do Nordeste, exceto do Maranhão.

O ciclo anual da ET_0 para Quixeramobim, sub-região norte, apresenta, nos anos de ASN, um máximo em dezembro e um mínimo em maio; nos anos de ASP e de La Niña o valor mínimo ocorre em abril e o máximo em outubro, enquanto nos anos de SFGE o mínimo foi em maio e o máximo em outubro. Para Itaberaba, sub-região sul, o ciclo anual mostra um mínimo no mês de junho, para os anos de ASN, ASP e SFGE e, em julho, nos anos de El Niño e La Niña; entretanto, o máximo variou de novembro, nos anos de El Niño, para dezembro, nos anos de ASN e SFGE, janeiro, em anos de La Niña, e fevereiro, nos anos de ASP (Figura 4.2). Em Surubim, sub-região leste, durante os períodos de ASN, El Niño e SFGE, a menor taxa diária média mensal de ET_0 , é registrada no mês de junho; e em julho, nas épocas de eventos de La Niña e ASP, enquanto, a máxima é observada em novembro, nos anos El Niño, em dezembro, ASN e SFGE, e em janeiro, nas épocas de ocorrência de ASP, e em fevereiro, nos anos de La Niña.

As flutuações observadas nos meses de mínimo ou máximo de ET_0 ocorrem devido às atuações dos diferentes sistemas meteorológicos. Nos anos de La Niña e/ou de ASP, a ZCIT apresenta-se bastante ativa no Atlântico Equatorial Sul, nos meses de abril e maio, produzindo muita nebulosidade na parte norte do Nordeste (Nobre et al., 1986). Isto provoca diminuição na temperatura e aumento na umidade relativa do ar, contribuindo para redução na evapotranspiração de referência. Nos períodos de El Niño e/ou de ASN, a ZCIT, no Atlântico Equatorial, tem sua atividade restringida, o que provoca diminuição no fornecimento de umidade para o setor norte do Nordeste, produzindo redução da

nebulosidade na sub-região, facilitando a penetração dos raios solares e aumento da temperatura e, conseqüentemente, elevação da ET_0 . Neste contexto, é interessante observar-se que, em Quixeramobim, a taxa diária média mensal da ET_0 do mês de maio, dos anos de La Niña e/ou ASP, é inferior a 3,5 mm/dia, enquanto que a observada nos anos ASN e/ou El Niño é da ordem de 4,3 mm/dia (Figura 4.2); entretanto, este último é o menor valor da taxa diária média mensal ao longo de todo o ano, para as condições de ASN; isto mostra a diminuição da atuação da ZCIT nos meses de outono, em período de ocorrência de ASN.

Para o setor leste do Nordeste, a mudança do mês de ocorrência do mínimo de ET_0 está relacionada com a atuação dos sistemas de leste, que estimula o aumento da nebulosidade naquela área e no oceano Atlântico adjacente, durante o inverno, principalmente nos anos de La Niña e/ou ASP (Nobre et al., 1986). Em geral, nos anos de ASN ocorrem diminuição da nebulosidade e da umidade do ar, e um aumento da temperatura na parte leste do Nordeste, durante os meses de inverno; quando comparados com os valores médios climatológicos, o inverso ocorre nos anos de ASP, produzindo flutuação no mês de menor valor de ET_0 , junho, nos anos de ASN, para julho, nos anos de ASP (Figura 4.2). A flutuação do mês de ocorrência de máxima ET_0 , média mensal, também está associada à atuação de eventos meteorológicos, durante o verão, naquela sub-região como, por exemplo, vórtice ciclônico da alta troposfera (Kousky e Gan, 1981).

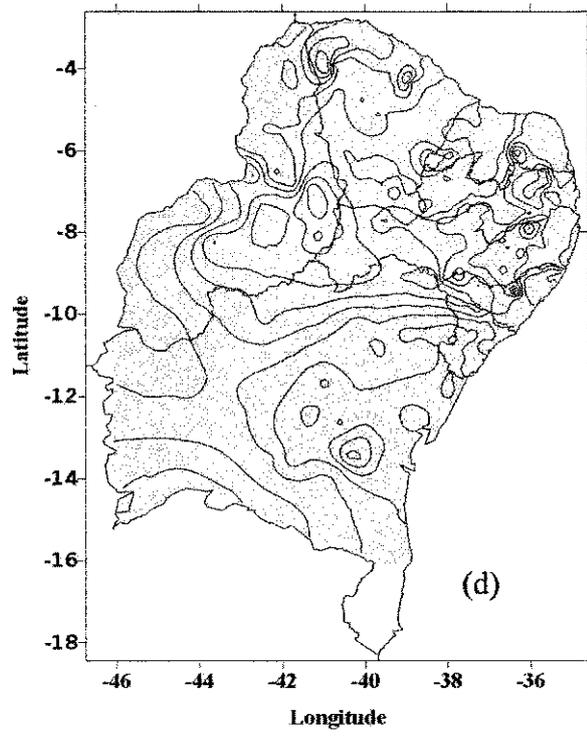
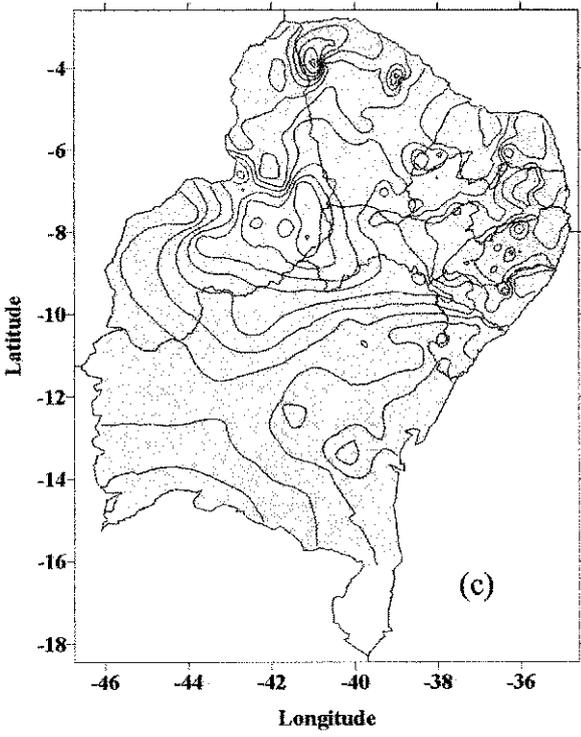
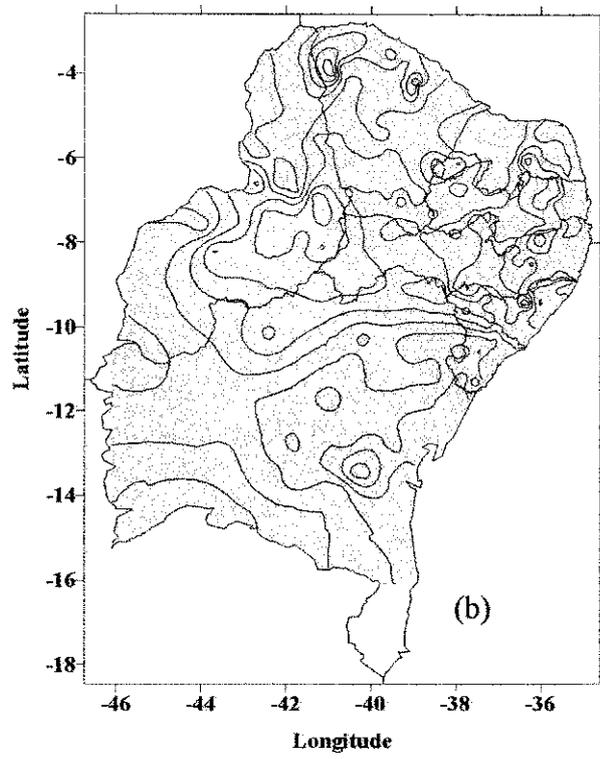
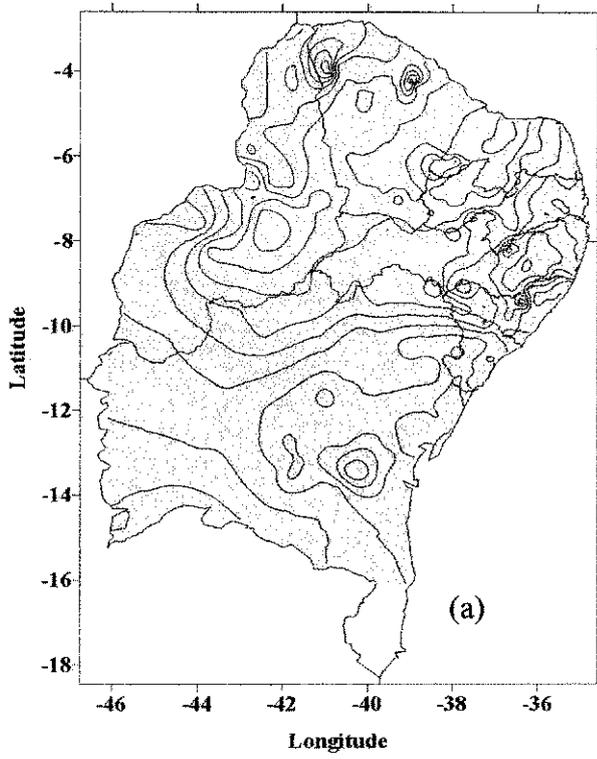
Na parte sul do Nordeste, localizada em latitudes mais elevadas, o ciclo solar anual exerce controle mais efetivo na flutuação anual dos parâmetros meteorológicos, quando comparada com as demais áreas do Nordeste, principalmente na temperatura e umidade relativa do ar, motivo por que a menor taxa diária média mensal de ET_0 , durante o ano inteiro, apresentou pequena variação mesmo com a atuação de diferentes forçantes oceânicas; entretanto, para a taxa máxima diária média mensal, observa-se mudança do mês de ocorrência desta taxa, mostrando a influência das forçantes oceânicas naquela sub-região do Nordeste, em especial na atuação de sistemas frontais oriundos do sul do Brasil e de vórtices ciclônicos da alta troposfera, os quais têm papel relevante na área, durante os meses de verão (Kousky, 1979 e Kousky e Gan 1981).

A Tabela 4.2 mostra os valores obtidos para a evapotranspiração de referência média de toda área da região estudada, em mm/ano, para cada uma das cinco condições climáticas analisadas. Observa-se que o maior valor médio anual da ET_0 ocorre nos períodos de ASN, ou seja, nos períodos em que a umidade relativa do ar é mais baixa, a insolação, a temperatura do ar e o vento a superfície são mais elevados. Por outro lado, nas épocas de ASN há uma diminuição da insolação, da temperatura do ar e dos ventos a superfície, e um aumento da umidade relativa, produzindo o menor valor médio anual da ET_0 . Salienta-se, ainda, que nos períodos de El Niño a ET_0 média anual é superior a observada nos anos de La Niña, a qual apresenta valor muito próximo do observado nos anos de SFGE.

TABELA 4.2
Evapotranspiração de Referência (mm/ano)

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
ET_0	1940	1737	1921	1838	1816

As configurações espaciais de ET_0 estimadas pelo MRRER para os anos de ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE são mostradas nas Figuras 4.3a, 4.3b, 4.3c, 4.3d e 4.3e, respectivamente, nas quais se observa que, de modo geral, a ET_0 dos anos de ASN é superior às dos anos de ASP, na parte norte do Nordeste, principalmente no centro-sudeste do Piauí e no centro-norte do Rio Grande do Norte, pois nessas áreas a ET_0 média anual nos anos de ASN é superior a 2000 mm/ano (Figura 4.3a) enquanto nos anos ASP é da ordem 1800 mm/ano (Figura 4.3b). Na parte sul, as configurações espaciais da ET_0 , dos anos de ASN e de ASP, são quase idênticas, ou seja, as mudanças nas anomalias de TSM, no Atlântico Tropical, não afetam a ET_0 da parte sul do Nordeste (Figuras 4.3a e 4.3b).



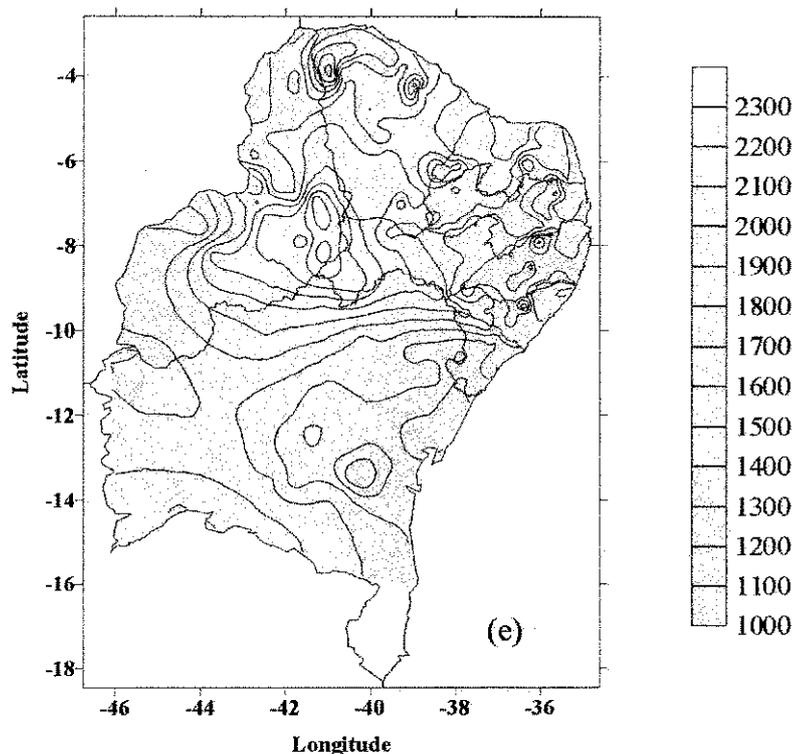


Figura 4.3 – Distribuição espacial da ET_0 (mm/ano) estimada pelo MRRER, para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Nos anos de El Niño observou-se ET_0 superior a 2200 mm/ano, no centro-sudeste do Piauí, e a 2000 mm/ano, no centro-norte do Rio Grande do Norte (Figura 4.3c); enquanto, nos anos de La Niña, a ET_0 atinge 2000 mm/ano, no Piauí, e 1800 mm/ano no Rio Grande do Norte (Figura 4.3d). As configurações espaciais de ET_0 praticamente não apresentam variabilidade interanual no sul do Nordeste; entretanto, na porção oriental, a ET_0 dos anos de La Niña é ligeiramente superior à dos anos de El Niño (Figuras 4.3c e 4.3d).

Nos anos de SFGE, a configuração espacial ET_0 é semelhante às observadas nas situações anteriores, ou seja, os máximos valores, totais médios anuais de ET_0 , ocorrem no sudoeste do Piauí, com valores da ordem de 2100 mm/ano, e os mínimos no Planalto Baiano e no litoral norte da Bahia (Figura 4.3e) com valores inferiores a 1300 mm/ano. Na parte norte da região, os valores dos totais médios anuais são, em geral, superiores aos dos anos de ASP e/ou La Niña e inferiores aos dos de ASN e/ou EL Niño, enquanto na parte sul a ET_0 praticamente não apresenta variabilidade interanual (Figuras 4.3a a 4.3e).

4.2 Evaporação Potencial

Assim como para a evapotranspiração de referência, a estimativa da evaporação potencial e da taxa diária média mensal, pelo MRREP, mostrou-se satisfatória quando comparada à E_p calculada pela equação Penman-Monteith. A Figura 4.4 apresenta os valores estimados e calculados para E_p para as três localidades escolhidas, Quixeramobim, Itaberaba e Surubim, para as condições climáticas de forçantes oceanográficas de ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE. Observa-se que, de modo geral, o modelo é bom estimador da E_p , nas três sub-regiões do Nordeste e em qualquer condição de forçante oceânica.

A Figura 4.4 mostra que as maiores discrepâncias entre a E_p estimada pelo modelo e a calculada pela equação de Penman-Monteith, ocorreram em Quixeramobim, nos anos de ASN, e na primavera dos anos de El Niño e de La Niña, porém estas discrepâncias foram inferiores a 0,2 mm/dia. Em geral, o modelo subestimou a E_p , em quase todos os meses do ano sob as condições de ASN e El Niño e na primavera, verão e outono, nas condições de ASP, La Niña e SFGE. O maior erro ocorreu nos anos de ASN, cujo valor estimado foi da ordem de 50 mm/ano inferior ao calculado, representando um desvio de 2,5%.

Para Itaberaba, o modelo superestimou a E_p nas condições de SFGE, em 25 mm/ano, o que representa erro anual da ordem de 1,6%, e em 15 mm/ano nas condições de La Niña, e a subestimou em 15 mm/ano para as condições de El Niño. Para as demais condições climáticas (anos de ASN e de ASP) praticamente não foi detectada discrepância entre a E_p estimada e a calculada pela equação de Penman-Monteith. Finalmente, em Surubim não foi verificada nenhuma discrepância entre E_p estimada e a calculada (Figura 4.4). Esses resultados mostram que o modelo é, de fato, bom estimador da E_p .

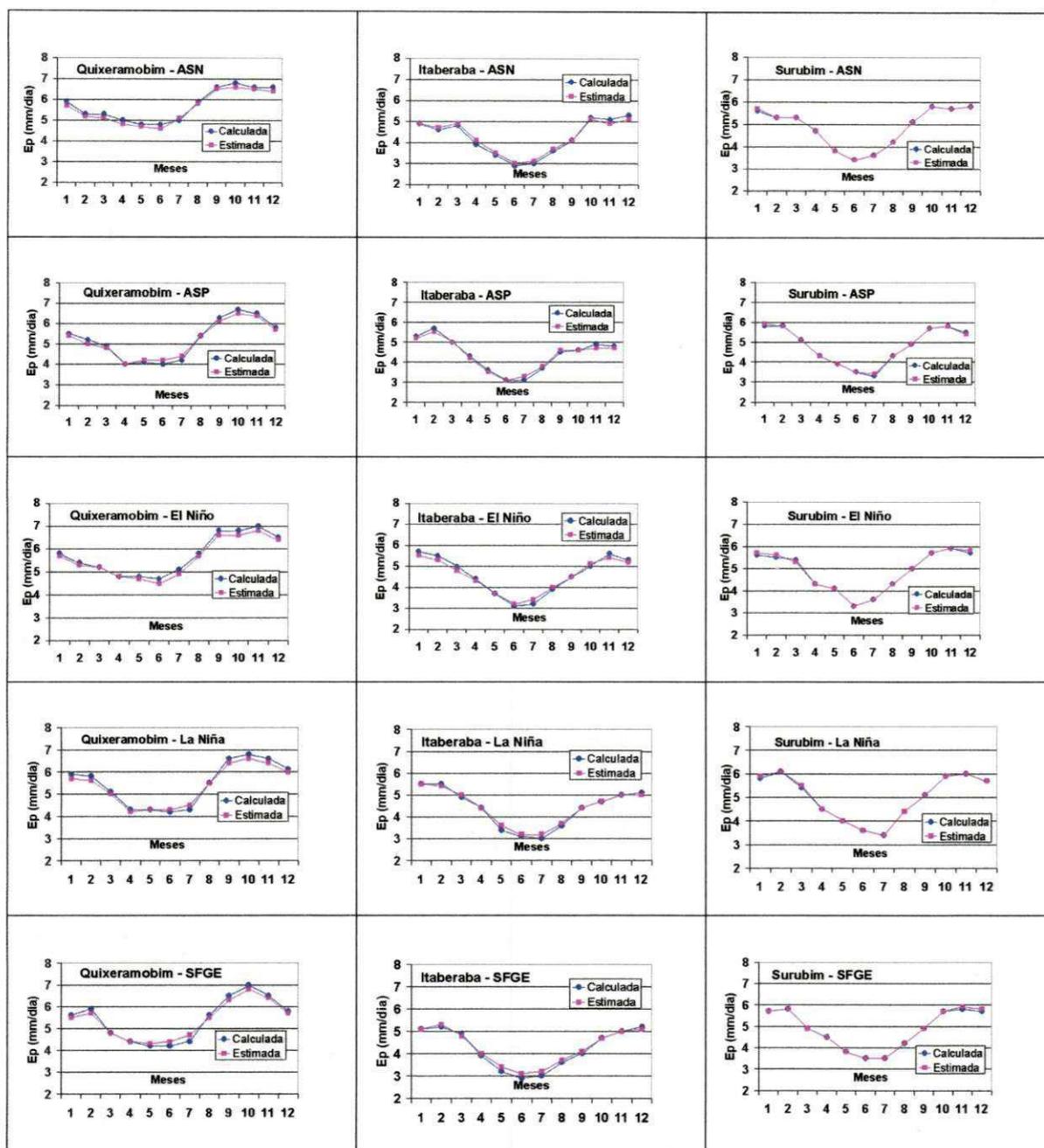


Figura 4.4 – Evaporação potencial (E_p) em mm/dia calculada pela equação Penman-Monteith e estimada pelo MRREP, para Quixeramobim (norte), Itaberaba (sul) e Surubim (leste) e para as condições climáticas: ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE.

Estas pequenas diferenças entre a E_p estimada e calculada, em Quixeramobim e Itaberaba estão relacionadas, possivelmente, à área de abrangência dos coeficientes de regressão e às suas localizações geográficas, como explicado na seção anterior; contudo é importante ressaltar que as diferenças encontradas são muito pequenas e não comprometem os resultados obtidos pelo modelo mas, pelo contrário garantem que o modelo é bom estimador de E_p para qualquer área da região estudada, e em qualquer condição climática. É oportuno salientar, também, que as discrepâncias verificadas neste trabalho são equivalentes às encontradas para o Nordeste dos Estados Unidos da América, por Fennessey e Vogel (1996), apesar de serem regiões diferentes.

4.3 Balanço Hídrico

A dependência da precipitação sobre o Nordeste do Brasil as forçantes oceanográficas tipo El Niño, La Niña, ASN e ASP, foi investigada por muitos pesquisadores, a exemplo de Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981), Rao et al. (1999) como já mencionado; entretanto, a influência da flutuação da precipitação, decorrentes desses fatores nas demais componentes do balanço hídrico, ainda não foi explorada; portanto, nas subseções seguintes são analisados os comportamentos dos parâmetros básicos do balanço hídrico, exceto a precipitação, nos anos de ocorrência das forçantes oceanográficas citadas, e nos anos em que não há registros dessas anomalias.

As componentes do balanço hídrico médio anual para o Nordeste do Brasil, para as cinco condições climáticas, são mostradas na Tabela 4.3. Verifica-se que para o Nordeste como um todo os anos de ASP são os de maiores precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e percolação de água para as camadas mais profunda do solo. Por outro lado, as menores evapotranspiração, escoamento superficial e percolação são observados nos anos de ASN, e a menor precipitação nos anos de El Niño porém, apenas 1 mm/ano inferior a observada nos anos de ASN (Tabela 4.3).

TABELA 4.3

Componentes do balanço hídrico (mm/ano) no Nordeste do Brasil para as cinco condições climáticas estudada

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
P_r	806	1241	805	1045	972
ET_r	719	888	720	820	810
E_s	49	228	48	138	96
P_c	38	125	37	87	67

Por outro lado, no cômputo do balanço hídrico a máxima capacidade de retenção de água pelo solo (CAD) é de fundamental importância, inclusive no balanço de Thornthwaite e Mather (1957) utilizado neste trabalho. Sabe-se que, para cada tipo de solo, existe uma capacidade máxima de retenção de umidade. A Figura 4.5 mostra a distribuição espacial da máxima capacidade de armazenamento de água disponível pelo solo no Nordeste do Brasil onde se observa grande variabilidade espacial, principalmente na parte norte, que é uma característica marcante da distribuição dos diversos tipos de solo da região. Os dados de CAD dos diversos tipos de solo, de aproximadamente oitocentos e vinte municípios do Nordeste, foram cedidos pela EMBRAPA – Solos, unidade do Recife.

4.3.1 Evapotranspiração Real

Em geral, a evapotranspiração real média anual, em todo Nordeste, exceto no Maranhão, é de aproximadamente 716 mm/ano, nos anos de ASN, e de 890 mm/ano, nos anos de ASP, o que representa um aumento médio de 23% para a região, como um todo; entretanto, em algumas áreas, como no sudeste da Bahia, a diferença é extremamente pequena (Figuras 4.6a e 4.6b) enquanto nas regiões do Cariri e Curimatau, na parte central da Paraíba, e Seridó, centro-sul do Rio Grande do Norte, a ET_r é da ordem de 300 mm/ano, em época de ASN, e de 600 mm/ano, nos períodos de ASP. Discrepância semelhante é observada no Sertão de Santa Quitéria-Irauçuba, no noroeste do Ceará, em que a ET_r varia de 400 mm/ano, nos anos de ASN, para 700 mm/ano, nos de ASP. Esses

mesmos valores também são observados sobre o Raso da Catarina, no norte da Bahia. No oeste e sul do Piauí e no oeste da Bahia, a variação da ETr é de valores levemente inferiores a 800 mm/ano, nos anos de ASN, para algo em torno de 900 mm/ano e para os anos de ASP (Figuras 4.6a e 4.6b).

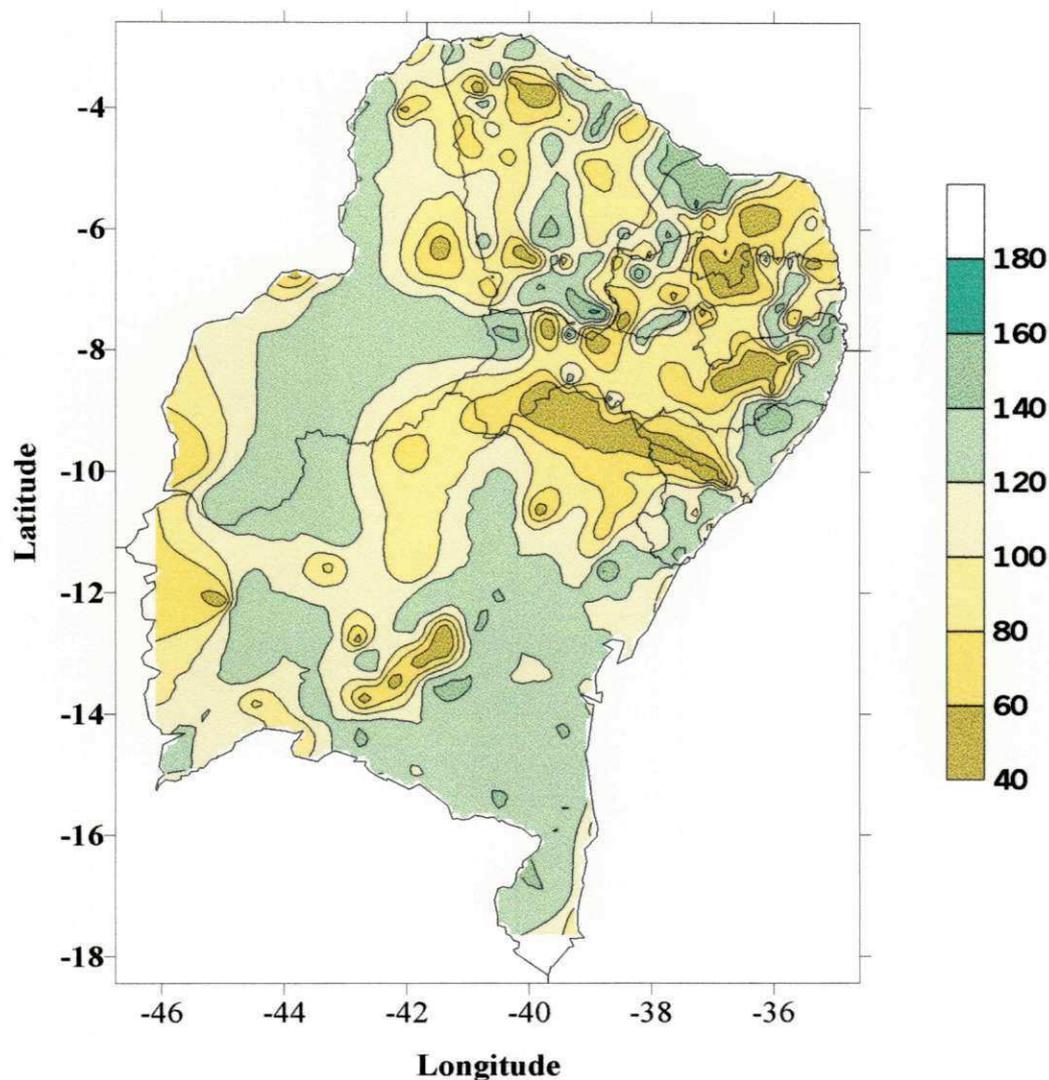


Figura 4.5– Distribuição espacial da máxima capacidade de água disponível pelo solo (CAD) em mm/m, para o Nordeste do Brasil (Fontes dos dados: Embrapa – Solos – Recife).

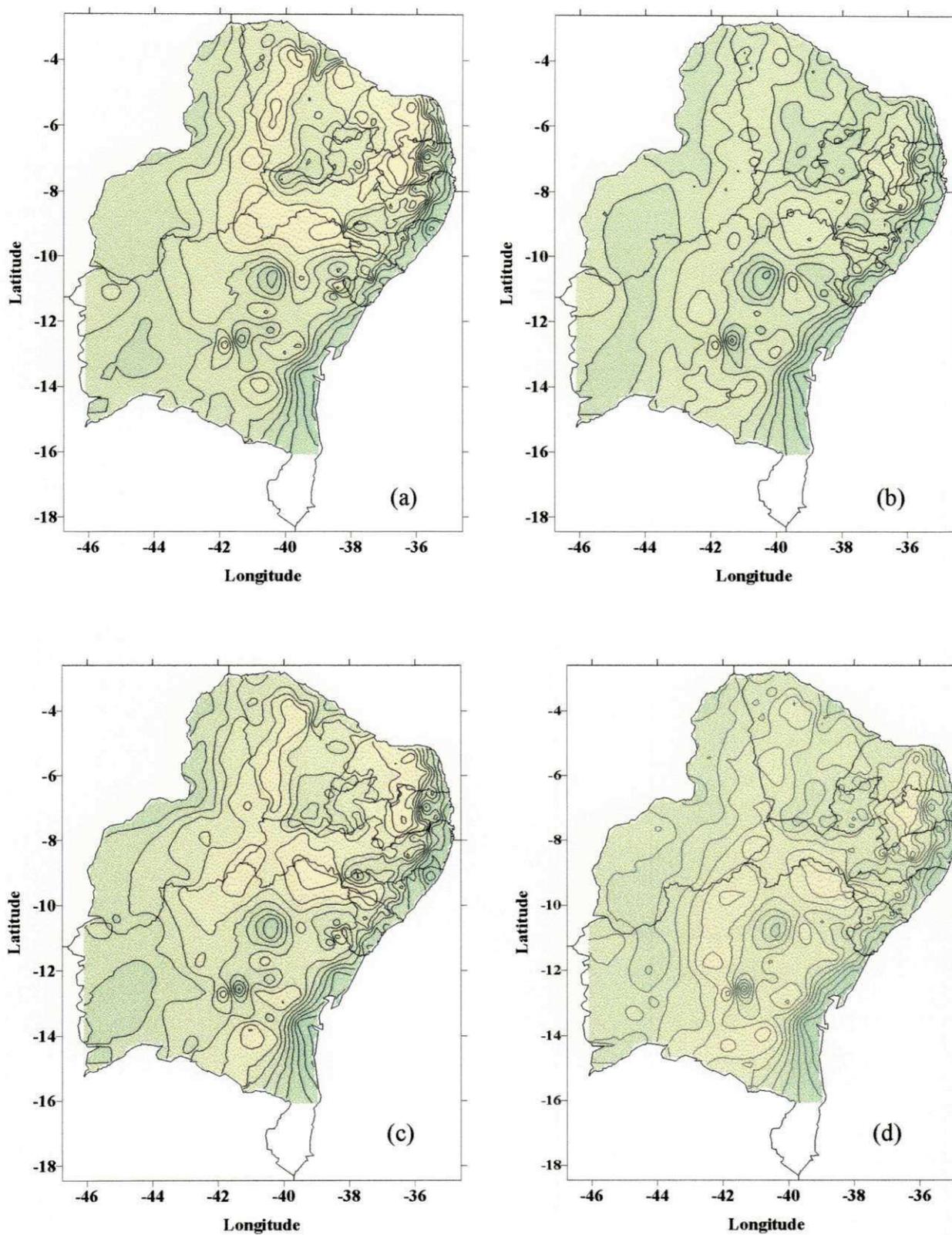
Nos anos de El Niño a ETr média é da ordem de 720 mm/ano, para todo o Nordeste, exceto para Estado do Maranhão mas, nas áreas mais críticas, como o Cariri da Paraíba, Sertão de Santa Quitéria-Iraçuba, no Ceará, e Raso da Catarina, na Bahia, a ETr dos anos de El Niño é inferior a 500 mm/ano, ou seja, um pouco superior à ETr dos anos

de ASN (Figura 4.6a e 4.6c). Nos anos de La Niña a ET_r média anual é de 820 mm/ano, que é inferior à obtida nos anos de ASP, enquanto na região sudeste da Bahia e no Médio São Francisco, praticamente não existe diferença entre a ET_r dos anos de El Niño e os de La Niña. No sudoeste da Bahia e parte sul do Vale do São Francisco, a ET_r dos anos de El Niño foi ligeiramente superior à dos anos de La Niña (Figuras 4.6c e 4.6d) enquanto situações inversas isto é, ET_r no período de La Niña superior à ET_r dos anos de El Niño, foram verificadas na parte central da Paraíba e Raso da Catarina, que pularam de 400 mm/ano para 500 mm/ano, e no Sertão de Santa Quitéria-Irauçuba, de 500 mm/ano para 700 mm/ano (Figura 4.6c e 4.6d).

Para o Nordeste como um todo, a ET_r média dos anos de SFGE foi da ordem 810 mm/ano, ou seja, ligeiramente inferior à dos anos de La Niña, porém a ausência de forçante de grande escala produziu aumento da ET_r no centro-sul da Bahia, nas terras elevadas do Espinhaço, pois a ET_r dos anos de SFGE apresentou valores médios da ordem de 800 mm/ano, que é equivalentes aos observados nos anos de ASN e superiores ao dos anos de ANP, ET_r da ordem de 700 mm/ano e, dos anos de El Niño e de La Niña, ET_r de aproximadamente 600 mm/ano. A configuração espacial e os valores da ET_r obtidos para os anos de SFGE, são semelhantes aos totais médios anuais apresentados por Baumgartner e Reichel (1975).

A configuração espacial da ET_r , média anual, dos anos de ASN, é semelhante àquela dos anos de El Niño, principalmente nas partes norte e leste do Nordeste, e a ET_r dos períodos de ASP é semelhante à das épocas de La Niña, sendo que os valores da ET_r dos anos de ASP são superiores aos dos anos de La Niña, em praticamente todo o Nordeste (Figuras 4.6b e 4.6d). Vale salientar que existem alguns anos que pertencem tanto aos períodos de El Niño como aos de ASN. Além disso, existem outros anos que pertencem tanto aos períodos La Niña como aos de ASP. Isto pode levar a resultados semelhantes entre El Niño e ASN, e entre La Niña, porém como a quantidade de anos comuns é da ordem de 50%; tanto para La Niña/ASP como para El Niño/ASN, este fator não é totalmente determinante da configuração espacial média. As configurações espaciais da ET_r dos anos de La Niña e de SFGE, ao sul de 10°S, são praticamente idênticas (Figura 4.6d e 4.6e) e, neste caso não há anos comuns, o que possivelmente mostra a atuação dos mesmos sistemas de circulação atmosférica em ambas as situações.

Philander (1990) citou que a circulação atmosférica na região equatorial dos anos de La Niña é semelhante à dos anos de ausência de Episódio ENOS.



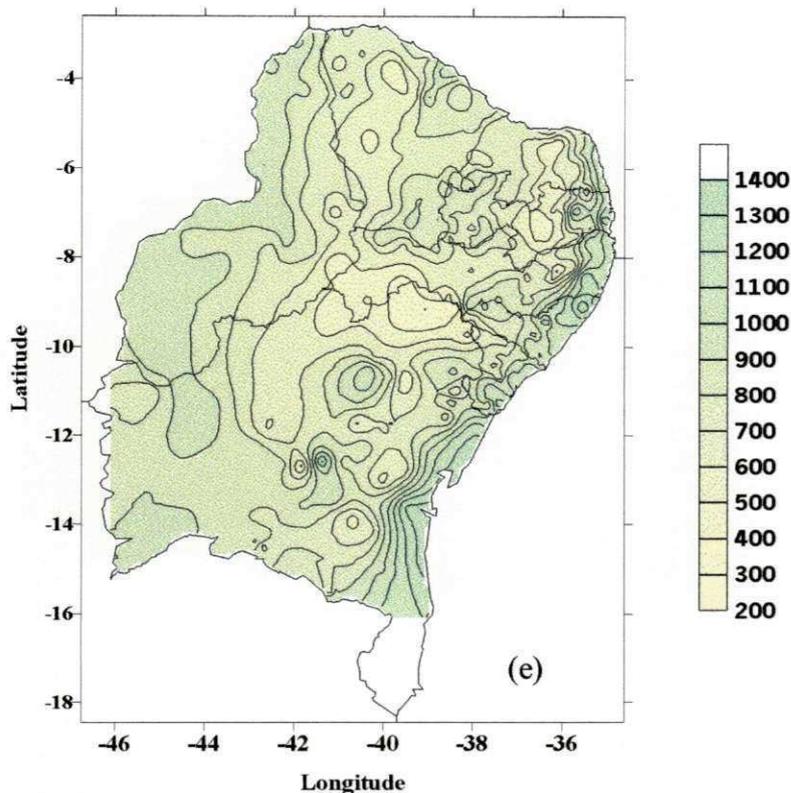


Figura 4.6 – Evapotranspiração real [mm/ano] para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Por outro lado, o aumento observado na ET_r , na parte norte do Nordeste, nos anos de ASP e La Niña, quando comparado com a ET_r dos anos de ASN e de El Niño, é decorrente do aumento da precipitação verificando-se na região, nos anos de ASP e/ou La Niña (Hameed et al., 1993). Como a evapotranspiração de referência para aquela área do Nordeste é superior a 1500 mm/ano (Figuras 4.3a a 4.3d) para qualquer situação climática, e nos anos mais chuvosos a precipitação é inferior a 1400 mm/ano, e não se verifica nenhum transporte de água pelo solo, que possa atingir a região. Então, a ET_r média anual é controlada pela precipitação.

4.3.2 Escoamento Superficial

Teoricamente, nas condições naturais o escoamento de água na superfície pode variar de 100% da precipitação, no caso de solo impermeável, e evaporação nula, a 0% da precipitação, no caso, total infiltração e/ou evaporação antes de escoar. No semi-

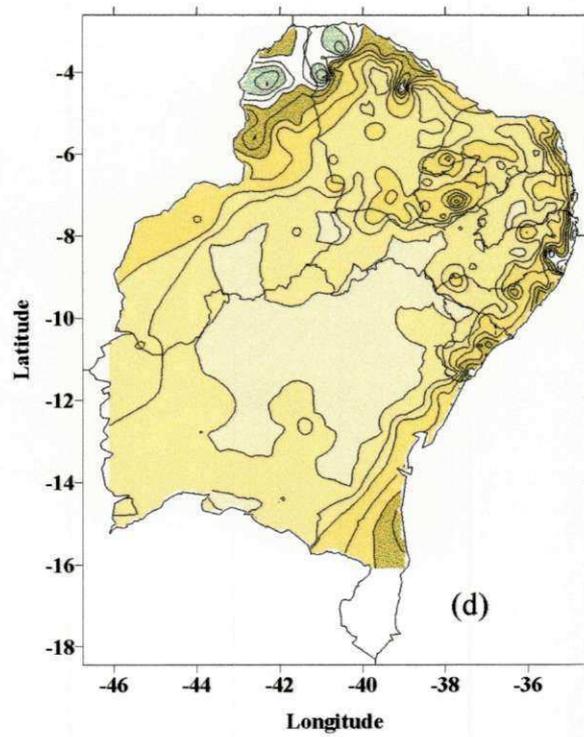
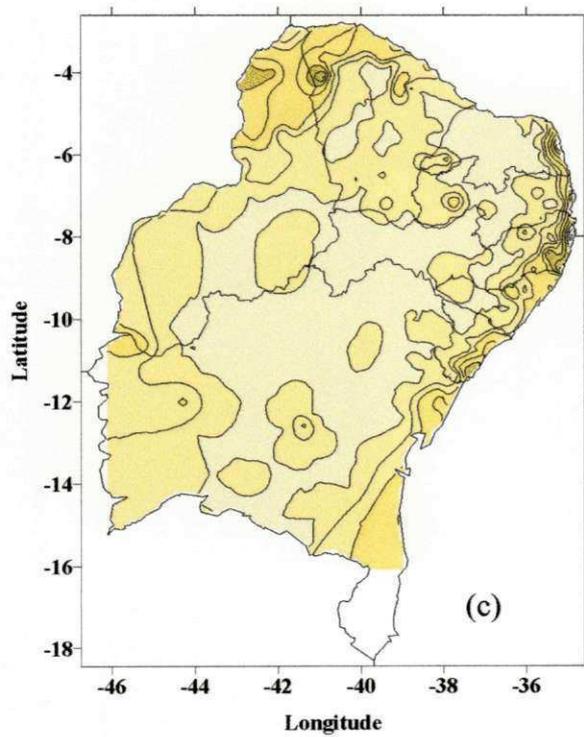
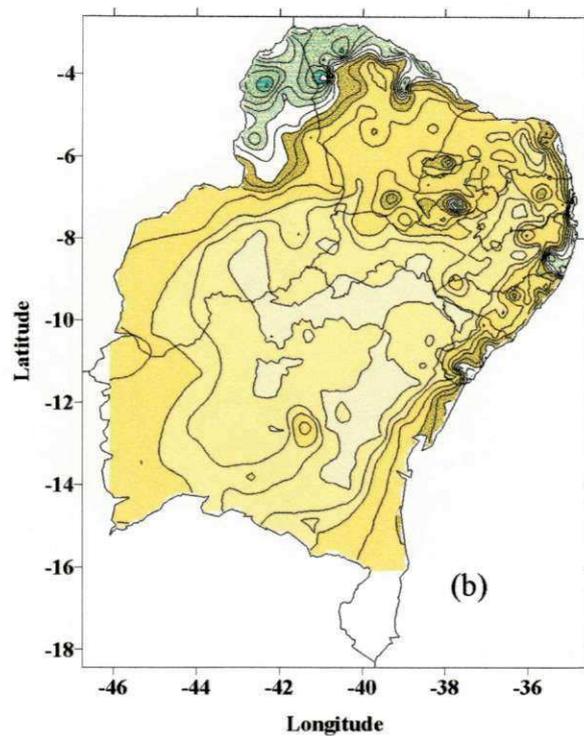
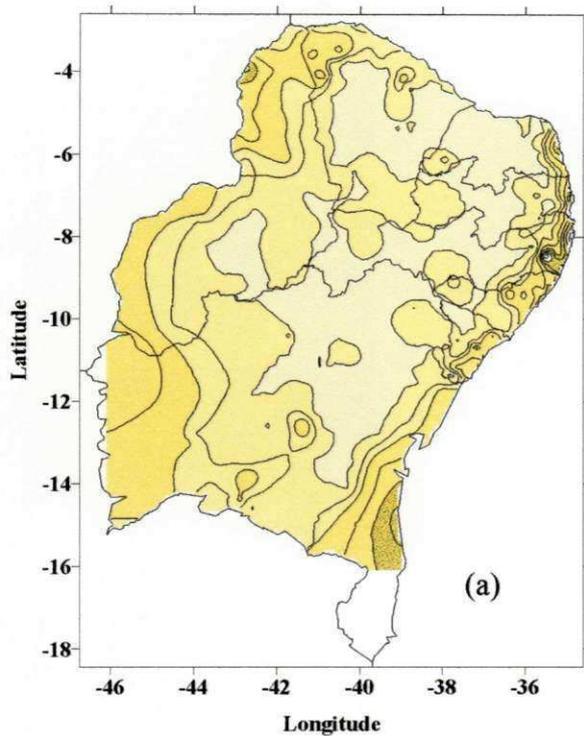
árido nordestino o escoamento superficial natural é o principal, e em muitos casos, a única fonte de água para o abastecimento dos reservatórios da região.

Observa-se que em quase todo o semi-árido nordestino o escoamento superficial é praticamente nulo nos anos de ASN, e ocorre escoamento apenas na faixa do litoral leste e na parte oeste da região, na área denominada de Nordeste sedimentar (Figura 4.7a). Nos anos de ASP verifica-se que o escoamento superficial atinge valor superior a 600 mm/ano, no extremo noroeste do Ceará e norte do Piauí, e superior a 200 mm/ano em todo o norte do Ceará, Chapadas do Araripe, no Ceará, e Apodi, no Rio Grande do Norte, Vale do Piancó, na Paraíba, e em toda a faixa do litoral leste (Figura 4.7b); entretanto, observam-se valores quase nulos de escoamento em muitas áreas da Bahia, sudeste do Piauí e em uma pequena área no centro-leste da Paraíba.

Nos anos de El Niño também se verifica a falta de escoamento superficial em quase todo o Nordeste semi-árido (Figura 4.7c) cujas exceções são pequenas áreas localizadas no norte do Piauí, noroeste do Ceará, Maciço de Baturité, também no Ceará, Apodi, no Rio Grande do Norte, e Vale do Piancó, na Paraíba. Os maiores escoamentos ocorrem na faixa do litoral leste (Figura 4.7c). Para o Nordeste, como um todo, a redução do escoamento é mais intensa nos anos de El Niño que nos anos de ASN (Figuras 4.7a e 4.7c), ressaltando-se que nos anos de La Niña, a parte norte do Nordeste experimenta escoamento que varia de aproximadamente 50 mm/ano a mais de 600 mm/ano, no norte do Piauí; entretanto, escoamento quase nulo é observado em uma pequena área no sudeste da Paraíba e do Piauí, e em uma área extensa que cobre boa parte do território da Bahia (Figura 4.7d) mostrando que aquele Estado, que é fortemente afetado pelo fenômeno El Niño, também o é pela La Niña.

Durante os anos SFGE a configuração espacial do escoamento superficial é semelhante à dos anos de La Niña, na parte norte e leste do Nordeste, no sul do Piauí e leste da Bahia, porém com menor magnitude (Figuras 4.7d e 4.7e). Na parte central da Bahia o escoamento superficial é um pouco mais elevado nos anos de SFGE que nos anos de La Niña e El Niño, porém inferior ao dos anos de ASN e ASP (Figuras 4.7a a 4.7e). Para o Nordeste como um todo, a configuração espacial e os valores do escoamento

superficial dos anos de SFGE, são análogos aos obtidos por Baumgartner e Reichel (1975).



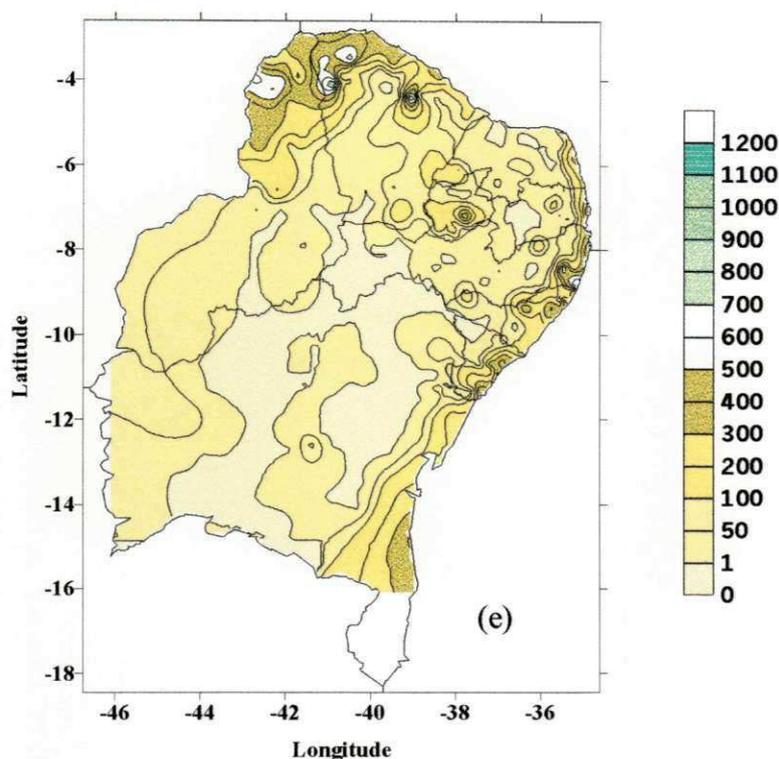


Figura 4.7 – Escoamento superficial (mm/ano) para os anos de: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Os resultados obtidos evidenciam que nos anos de La Niña e/ou ASP, há aumento do escoamento superficial no norte e leste do Nordeste, comparados com os anos de SFGE, enquanto nos anos de ASN e/ou El Niño existe drástica redução, ou até mesmo inexistência de escoamento, mostrando que o aporte de água para os reservatórios da região ocorre principalmente nos anos de ASP e/ou La Niña.

4.3.3 Infiltração de Água no Solo e Análise do Balanço Hídrico

A infiltração de água para as camadas mais profundas do solo varia, teoricamente, de 0% da precipitação recebida, em solos com camada subsuperficial impermeável, a 100%, em solos extremamente permeáveis, e ausência de escoamento superficial, evaporação e variação do conteúdo de umidade. A água infiltrada para as camadas mais profundas do solo é usada, em geral, na alimentação dos lençóis freáticos subterrâneos e aquíferos profundos. De acordo com Entekhabi et al. (1996) a ocorrência de uma seca (diminuição da precipitação) ou de chuva (aumento da precipitação) afetará as águas subterrâneas, com redução (seca) ou alimentação (chuva), após um período de 6

meses a um ano e meio (Figura 4.8). Evidentemente, o conteúdo de água do lençol freático e dos aquíferos em determinada região, também é função do escoamento das águas profundas.

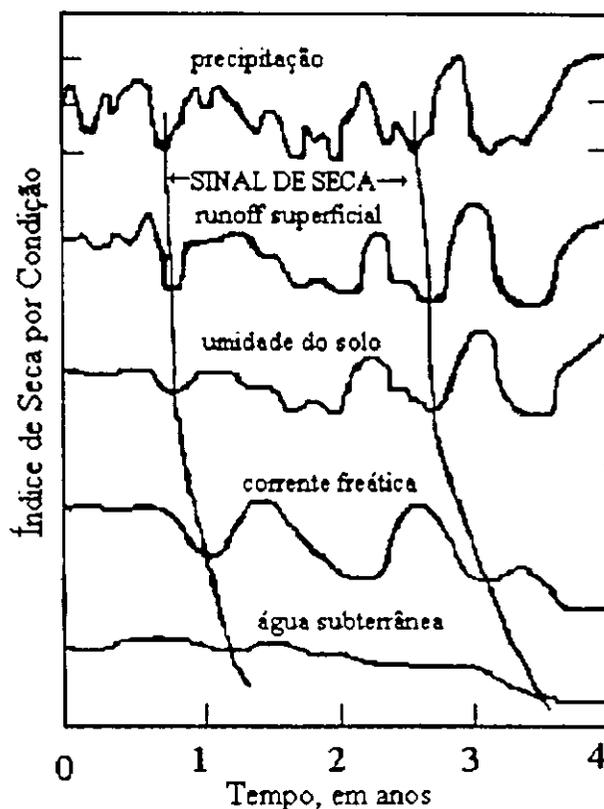
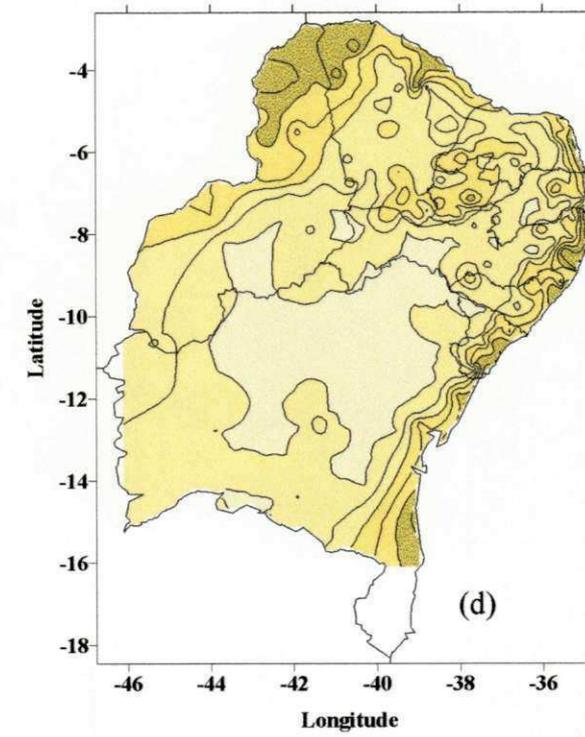
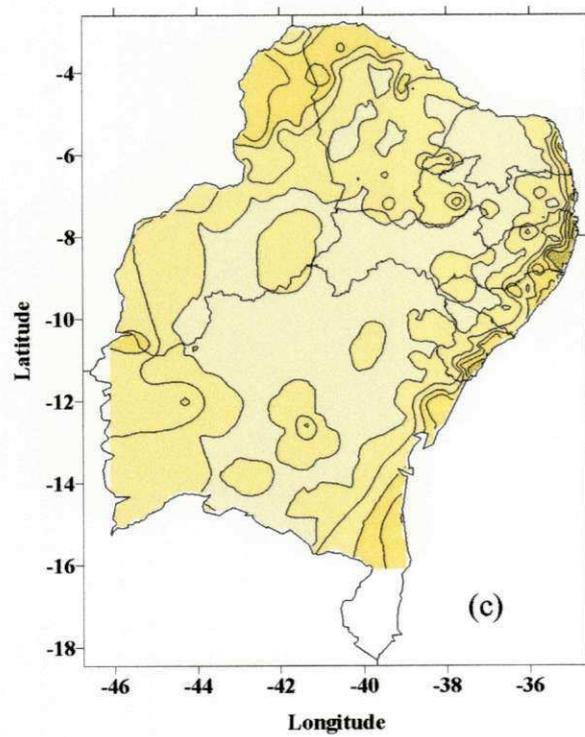
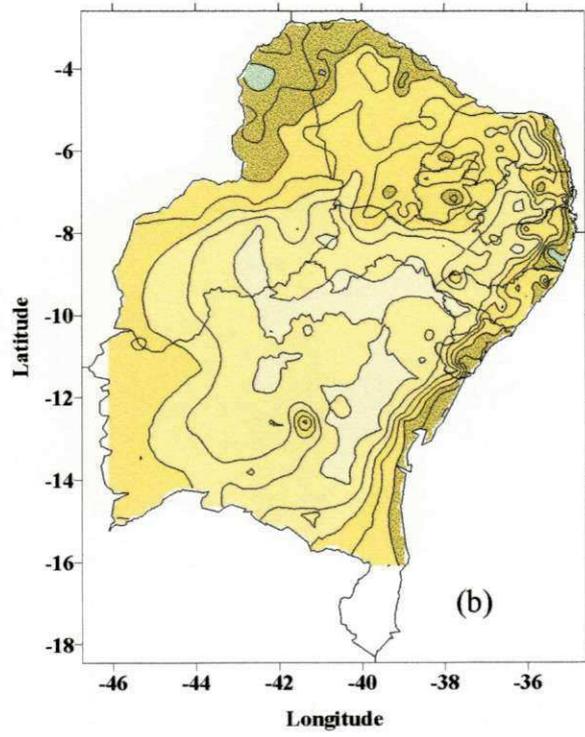
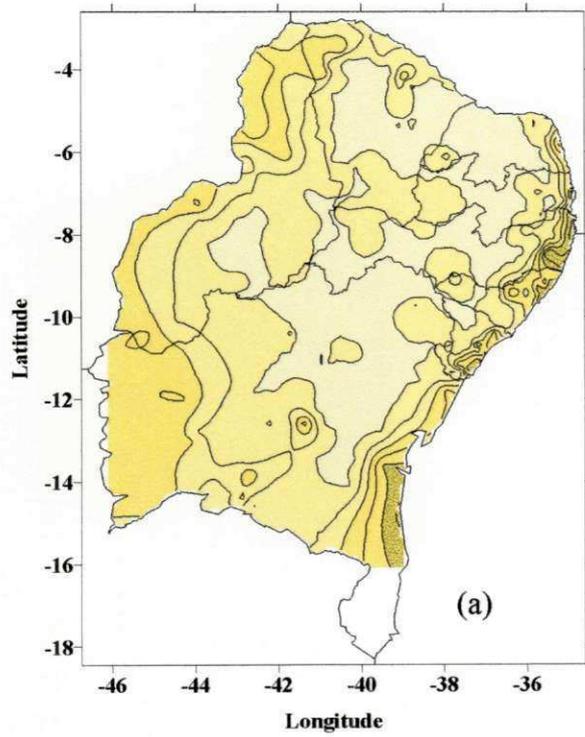


Figura 4.8 – Propagação de uma anomalia de precipitação na componente de superfície do ciclo hidrológico. Os mecanismos de interação e feedback solo-atmosfera, poderão estender a sua influência às camadas mais profundas do solo (Fonte: Entekhabi et al., 1996),

∫ No modelo de balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1957) o excedente hídrico é dividido em duas componentes: escoamento superficial e infiltração para camadas mais profundas do solo; em outras palavras a soma dessas duas componentes é exatamente o excesso hídrico e, portanto, o escoamento e a infiltração são complementares. Logo, as configurações espaciais da quantidade de água infiltrada para camadas mais profundas do solo, são semelhantes às do escoamento superficial, com o que se observa nas Figuras 4.9a a 4.9e.



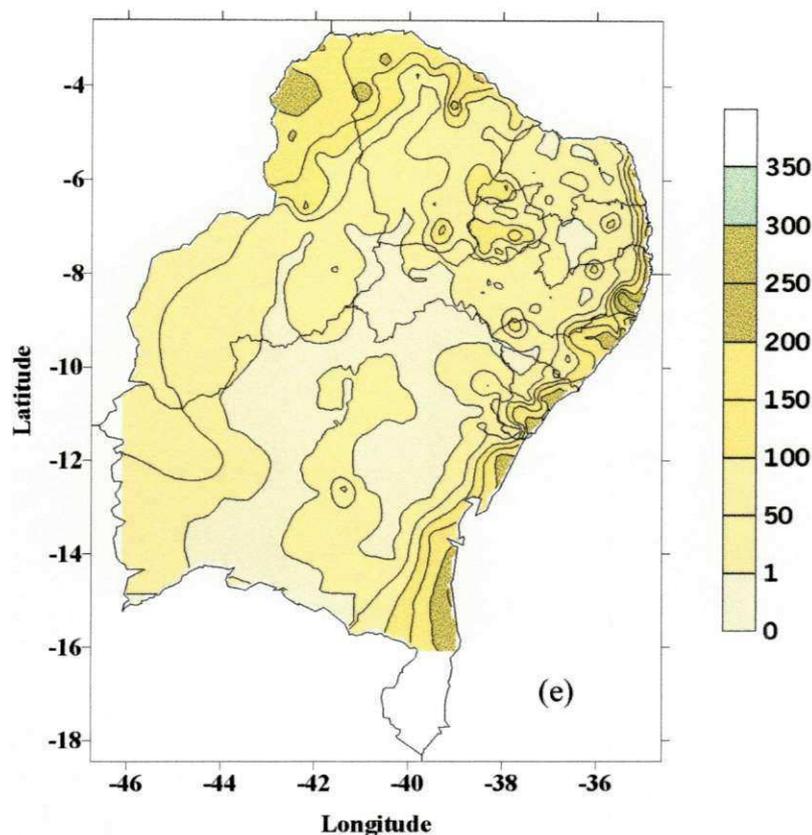


Figura 4.9 – Quantidade de água infiltrada [mm/ano] para as camadas mais profundas do solo, sob condições: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

No modelo do balanço hídrico realizado neste trabalho, a parte da água precipitada em uma localidade que não é utilizada na evaporação real, é usada na variação do conteúdo de umidade do solo, no escoamento superficial e na infiltração, e a contabilização desses parâmetros depende das características físicas do solo, principalmente na sua capacidade de retenção de água. Por outro lado, na realidade, mesmo no Nordeste semi-árido, o solo é coberto, em geral, por algum tipo de vegetação; portanto, a evaporação real do modelo é, na prática, uma medida da evapotranspiração real, como denominada neste trabalho.

As flutuações observadas no campo da ET_r entre os períodos de El Niño, La Niña, ASN e ASP, na parte norte e leste do Nordeste, concordam com os resultados obtidos por Souza (1997); entretanto, esta variabilidade interanual é decorrente das flutuações da precipitação, uma vez que os demais parâmetros do balanço hídrico, variação de umidade do solo, escoamento superficial e infiltração, exibem as mesmas variabilidades. Na redução das chuvas verifica-se declínio da ET_r e praticamente ausência

dos demais parâmetros; em períodos de abundância de precipitação ocorre aumento de todas as variáveis do balanço hídrico, na parte norte do Nordeste.

No litoral leste do Nordeste a precipitação também é suficiente para suprir a evaporação em qualquer período, porém as flutuações observadas na precipitação contribuem para um aumento no conteúdo de umidade do solo, no escoamento superficial, e na infiltração de água para camadas mais profundas, nos anos de La Niña e ASP, e diminuição desses parâmetros, em anos de El Niño e ASN. Estes resultados são semelhantes aos obtidos por Souza (1997).

No Raso da Catarina, norte da Bahia, a variabilidade interanual é observada apenas no campo de ET_r , enquanto os demais elementos permanecem praticamente inalterados de ano para ano, mostrando que o aumento da precipitação nos anos de ASP e La Niña não é suficiente para produzir escoamento, infiltração nem variação do conteúdo de água no solo, mas usada apenas para aumentar a ET_r , ou seja, o aumento da precipitação não supriu a demanda de vapor d' água da atmosfera naquela região. Na parte central da Bahia, no Planalto Baiano, não se observam flutuações de nenhum parâmetro, mas apenas um ligeiro aumento de todos, nos anos de ASP e SFGE e, em geral, a precipitação é quase totalmente utilizada na ET_r ; aparentemente, esta parte da Bahia não é afetada pelos fenômenos El Niño e La Niña. Ressalta-se que situação semelhante a essa foi observada por Lare e Nicholson (1994) para o Kalahari, na África.

No oeste da Bahia ocorre situação contrária à observado no Raso da Catarina, isto é, praticamente não se observa flutuação no campo de ET_r , porém os campos do escoamento, do índice de umidade e da infiltração apresentam pequena variabilidade interanual, com aumento, nos anos de ASN e ASP, e diminuição nos de El Niño e La Niña, enquanto no Sudeste as variáveis que compõem o balanço hídrico se mostram quase invariáveis ao longo do tempo, com exceção dos anos de El Niño, período em que ocorre pequena redução nos níveis de umidade, infiltração e escoamento. Em qualquer época, a precipitação é suficiente para suprir a evaporação, manter o conteúdo de água superior a 70% da sua capacidade de campo, no período de El Niño, e a 90%, nos demais períodos e, ainda, permitir valores relativamente elevados do escoamento e da infiltração, até mesmo nos anos de El Niño.

4.3.4 Índice de Umidade do Solo

O índice de umidade do solo é um parâmetro muito importante, tanto para os processos físicos atmosféricos que ocorrem próximo à superfície (Entekhabi et al., 1996), como para a sobrevivência de alguns microrganismo que vivem no solo, cuja característica da cobertura vegetal é a atividade agropecuária (Hare, 1985). Logo, o estudo da variabilidade interanual deste parâmetro é muito importante para a orientação do uso sustentável do solo.

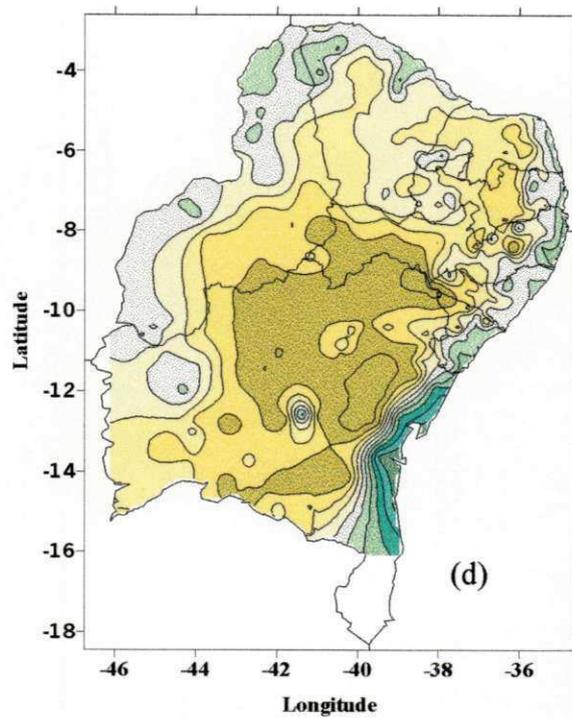
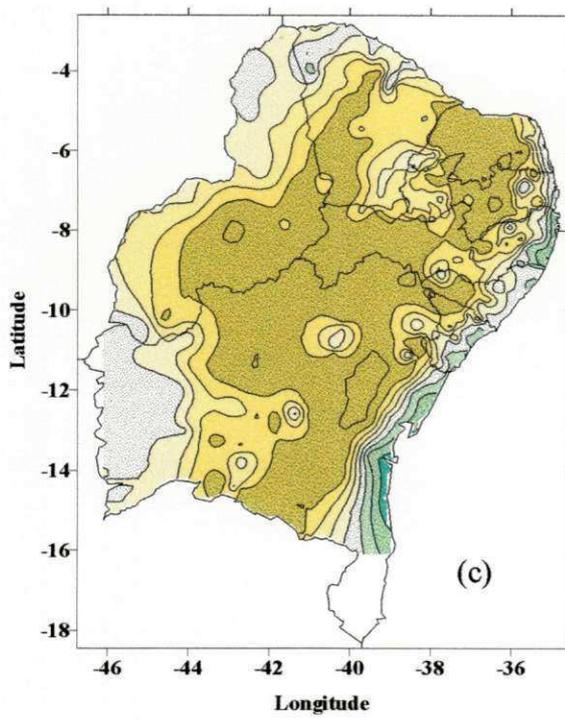
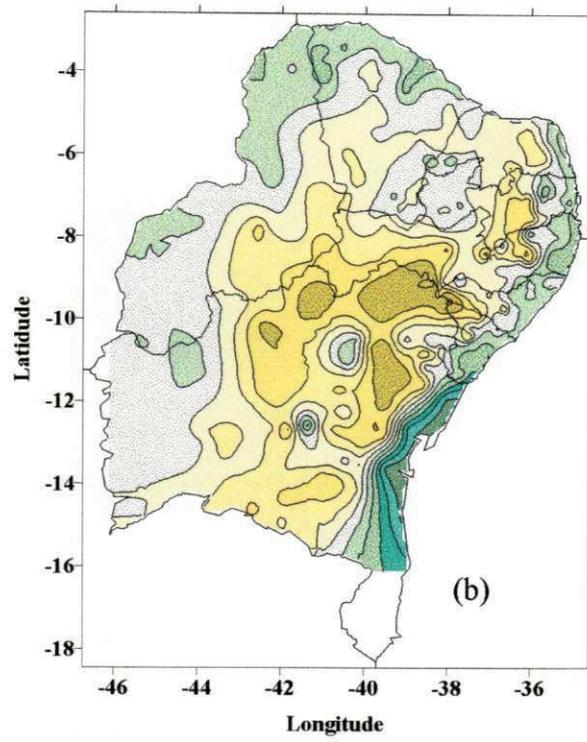
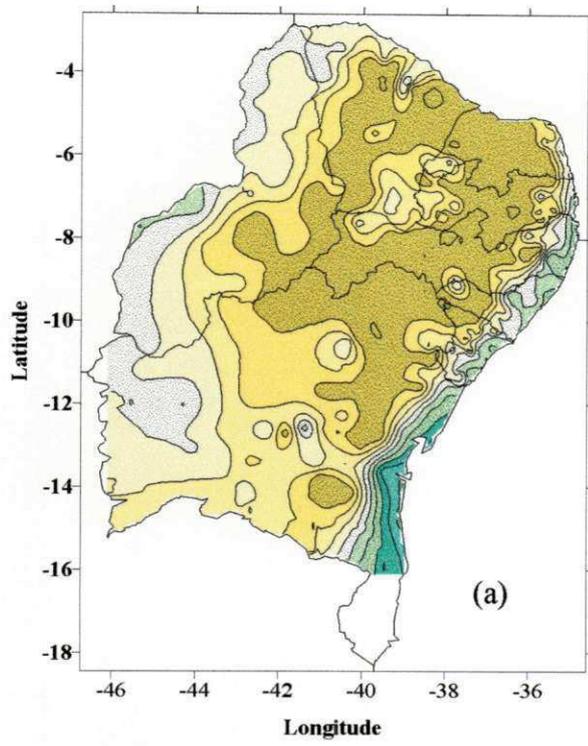
A Tabela 4.4 mostra índice de umidade médio anual para o Nordeste como um todo e para as diferentes condições climática. Este índice é definido como sendo a razão entre o conteúdo de umidade do solo médio anual (soma dos conteúdos mensais dividido por 12) e a capacidade de campo do solo, multiplicado por 100. Observa-se que o maior índice de umidade ocorre nos períodos de ASP, e o menor durante os evento El Niño. Estes resultados concordam com os valores da precipitação média anual (Tabela 4.3).

TABELA 4.4

Índice de umidade médio anual (%), do solo no Nordeste do Brasil,
para as cinco condições climáticas estudada

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
Índice	24	42	23	34	32

As Figuras 4.10a a 4.10e mostram a distribuição espacial e a variabilidade interanual, de acordo com a atuação de forçantes oceânicas, do índice de umidade do solo (a razão entre o conteúdo real de água no solo e o CAD multiplicado por 100), médio anual, para a região estudada. Verifica-se que, nos anos de ASN e El Niño a umidade do solo é muito baixa em quase todo o interior do Nordeste, e que, em uma extensa área que cobre grande parte do Ceará, quase todo o Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, oeste de Alagoas e Sergipe, além de toda faixa central da Bahia, o índice de umidade médio anual é inferior a 10%.



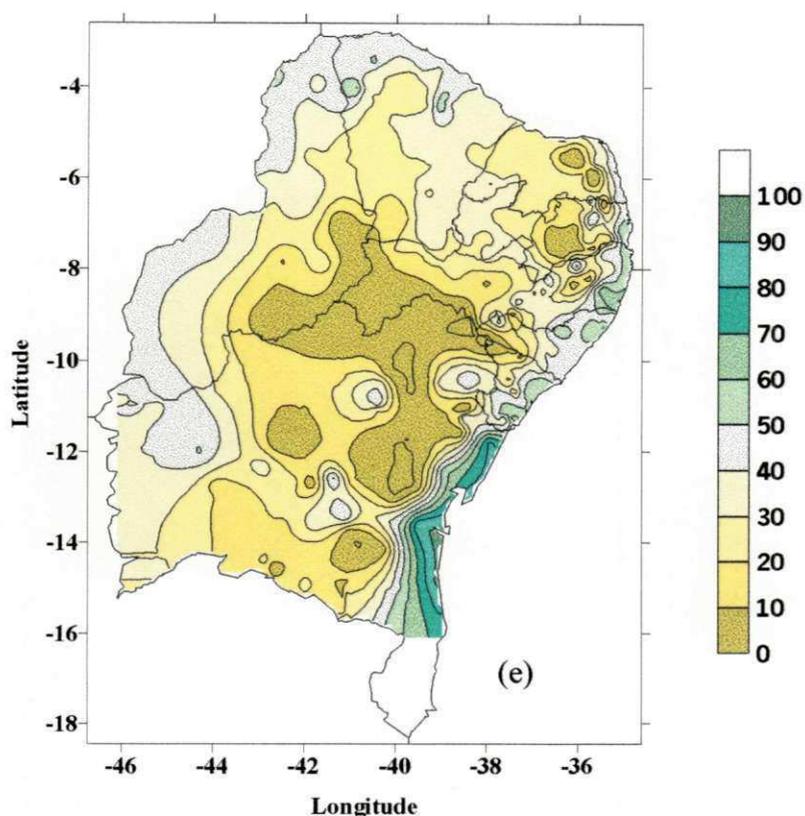


Figura 4.10 – Índice de umidade do solo [%] em relação à máxima capacidade de retenção de água disponível pelo solo, para as condições: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Durante o período de ASN a redução do índice de umidade do solo na parte norte do Nordeste, é extremamente acentuada. Ocorrem índice inferior a 1%, e valor médio anual em áreas isoladas do Estado do Ceará, em mais da metade do Estado do Rio Grande do Norte, na parte central da Paraíba e de Pernambuco, no extremo oeste de Sergipe e norte da Bahia (Figura 4.10a). Na parte sul da Bahia o índice de umidade é, em geral, superior a 20%, menos em uma pequena área no sul do Planalto Baiano. No extremo noroeste do Ceará, oeste do Piauí e da Bahia, o índice de umidade é superior a 30%, na faixa do litoral de Pernambuco até o sul da Bahia é superior a 50%, atingindo 90% em uma pequena área próximo a Ilhéus.

Para os períodos de El Niño a configuração espacial do índice de umidade exibe padrão mais abrangente de deficiência hídrica que nos anos de ASN; contudo, as condições de umidade do solo, na parte norte do Nordeste, são menos críticas do que nos períodos de ASN (Figura 4.10a e 4.10c) enquanto nos anos de La Niña a umidade do solo apresenta, na parte norte do Nordeste, elevação substancial, quando comparada com a dos anos de El Niño; entretanto, em uma grande área no centro-norte da Bahia a umidade é relativamente baixa, com padrões semelhantes aos dos anos de El Niño, inclusive com valor inferior a 1% em algumas áreas isoladas (Figura 4.10d). A configuração espacial do índice de umidade para os anos de SFGE apresenta padrões ligeiramente semelhantes aos de La Niña (Figuras 4.10d e 4.10e).

Nos anos de ASP, a umidade do solo no norte do Nordeste é, em geral, superior a 30%, exceto na parte central da Paraíba e oeste de Pernambuco (Figura 4.10b). Entretanto, no Raso da Catarina e em algumas áreas no norte da Bahia, o índice é inferior a 10% mas, de modo geral, o solo do Nordeste apresenta ganho substancial de umidade nos anos de ASP, quando comparado com a umidade média anual observada nos anos de ASN, El Niño e até mesmo dos de La Niña.

Os baixos índices de umidade do solo observados em algumas áreas do Nordeste, não são fruto apenas da redução na precipitação mas, também, da pouca capacidade de retenção de água pelo solo, bem como pela facilidade de drenagem. Evidentemente, algumas áreas têm solo com capacidade de retenção alta e de pouca drenagem, como os vertissolos da microregião agropastoril do Baixo Paraíba, na Paraíba; entretanto, existe certa predominância dos latossólicos não hidromórficos, que são solos bem drenados, e áreas areno-quartzosas não hidromórficos, ou seja, solos de fácil drenagem e de pouca retenção de água. O que, aliado à baixa pluviometria do interior do Nordeste, produz baixo teor de umidade do solo, ao longo do ano.

4.4 Comparação entre Parâmetros Estimados pelo Modelo e Calculados pela Reanálise do NCEP/NCAR

4.4.1 Evaporação Real

Em muitos trabalhos científicos, a reanálise do NCEP/NCAR tem sido utilizada como fonte de dados e em outros como objeto de comparação dos resultados obtidos. Roads et al. (1999) compararam os resultados da componente do balanço hídrico à superfície do modelo espectral do NCEP, com os da reanálise e observaram que, em geral, os padrões espaciais da evaporação e da precipitação do modelo e da reanálise são semelhantes; no entanto, na média espacial os valores da reanálise são superiores aos do modelo. Por outro lado, Rao et al. (1998) compararam as configurações espaciais da precipitação e evaporação da reanálise do NCEP/NCAR, com dados independentes, e mencionaram que a reanálise é uma ferramenta extremamente útil nos estudos de flutuações interanual e sazonal do balanço de água, e na comparação do grau de secura entre regiões.

A comparação entre os resultados obtidos pelo MRRER-Thornthwaite-Mather e pela reanálise, para a evaporação real, foi feita para os anos de 1983, seco, e de 1985, chuvoso (Nobre et al., 1986) com o objetivo de se verificar a performance do modelo em captar flutuações interanuais. Salienta-se que as reanálise estão em uma grade de 2,5° por 2,5°, representando um total de 26 quadrículas, para todo o Nordeste, exceto para o Maranhão, enquanto os resultados do modelos estão disponíveis em 434 postos espacialmente distribuídos no Nordeste; portanto, foram feitas 26 quadrículas de 2,5° x 2,5°, centradas nos pontos de grade da reanálise, e calculada a evaporação real em cada quadrícula, representada pela média aritmética dos postos que se encontravam dentro da sua correspondente quadrícula.

As análises dos campos da evaporação real, para o ano de 1983, considerado seco para o Nordeste, como um todo (Nobre et al., 1986), obtidas do modelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se os 434 postos, da reanálise do NCEP/NCAR e da média de cada quadrícula com os resultados do modelo, são mostradas nas Figuras 4.11a, 4.11b e 4.11c, respectivamente. Observa-se que a configuração espacial do modelo é muito rica em detalhes, exibindo pequenas áreas, como o Curimataú, na Paraíba, Seridó, no Rio Grande

do Norte, e Irauçuba, no Ceará, onde o grau de secura foi mais elevado, e como o brejo Paraibano e cariri Cearense, que apresentaram pequeno grau de secura.

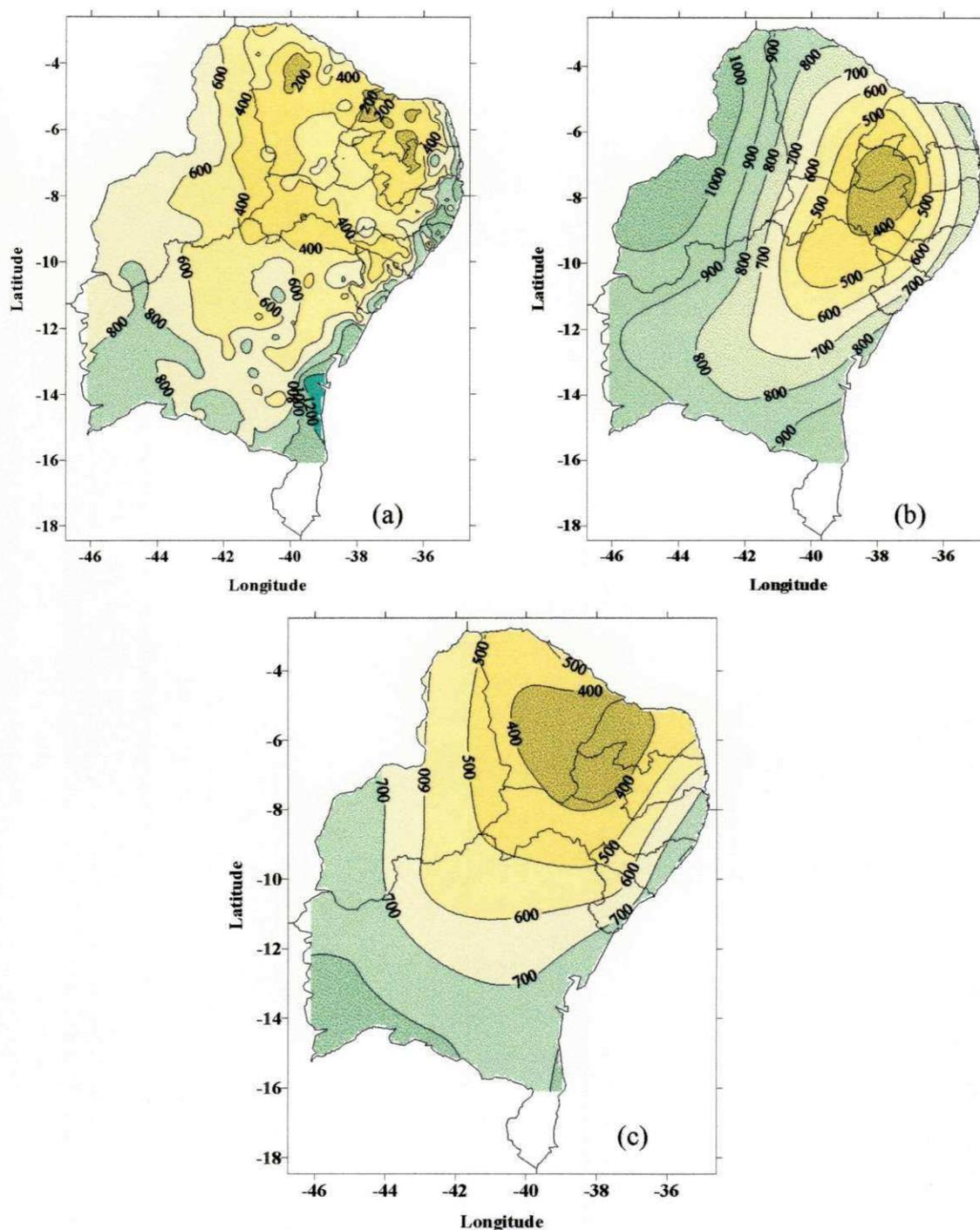


Figura 4.11 – Evaporação real (mm) para o ano de 1983 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimada pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculada com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área 2,5° x 2,5° de (a).

As Figuras 4.11b, ETr da reanálise, e 4.11c, ETr, média de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ do modelo, não tem os detalhes apresentados na Figura 4.11a, mas, delimitam, em escala global, as áreas mais afetadas pela seca, daquelas menos afetadas. Verifica-se que, em geral, as configurações espaciais são semelhantes para toda a área, porém a evaporação da reanálise, Figura 4.11b, na média, foi superior à do modelo. Esses resultados concordam com as observações de Roads et al. (1999) que alertaram para o fato de que a reanálise superestima os valores da precipitação e evaporação real, principalmente em áreas continentais.

No caso específico do ano de 1985, considerado chuvoso para o Nordeste como um todo (Nobre et al., 1986) observa-se que a análise do modelo, usando-se os 434 postos (Figura 4.12a) também é muito rica em detalhes, pois diferencia as áreas menos úmidas, como a parte central da Paraíba, o Vale do São Francisco, na divisa de Sergipe e Alagoas, e a região de Irauçuba, no Ceará, das demais regiões com umidade relativamente elevada. Isto não é observado nas Figura 4.12b, reanálise do NCEP/NCAR, e 4.12c, média de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ do modelo, que apresentam configuração espacial da evaporação real sobre no Nordeste praticamente homogênea. Mais uma vez os valores da evaporação real estimada pela reanálise foram superiores aos do modelo (Figuras 4.12b e 4.12c) concordando com Roads et al. (1999).

Por outro lado, Rao et al. (1998) descreveram que a reanálise é uma ótima ferramenta para captar as flutuações interanuais da precipitação e da evaporação; tomando-se como base esta afirmação, verificando a flutuação da evaporação real entre os anos de 1983 (Figura 4.11c) e 1985 (Figuras 4.12c) e comparando-a à variabilidade da evaporação obtida pela reanálise (Figuras 4.11b e 4.12b) afirma-se que o modelo MRRER-Thornthwaite-Mather é um bom estimador da variabilidade interanual da evaporação real.

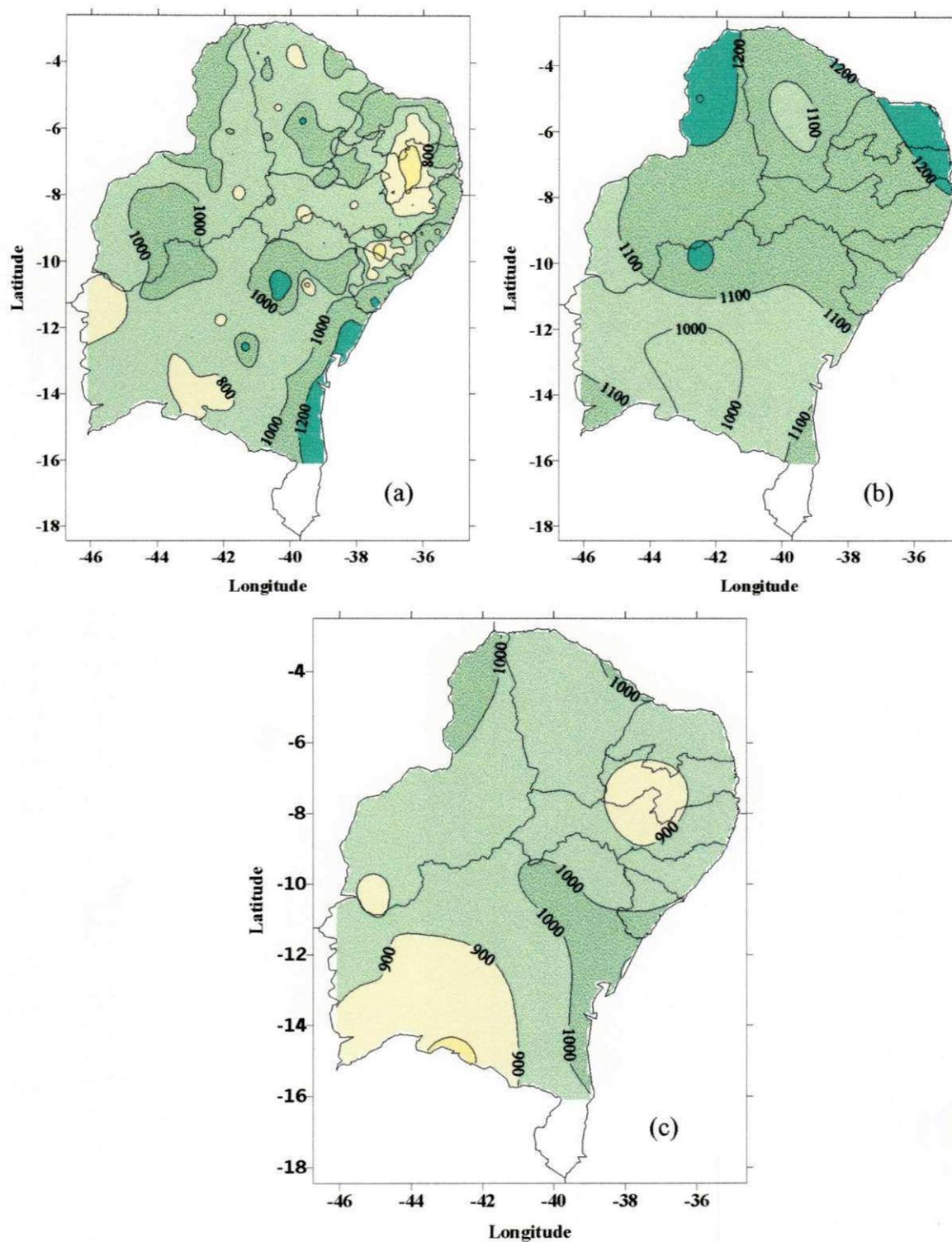


Figura 4.12 – Evaporação real para o ano de 1985 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimada pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculada com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de (a).

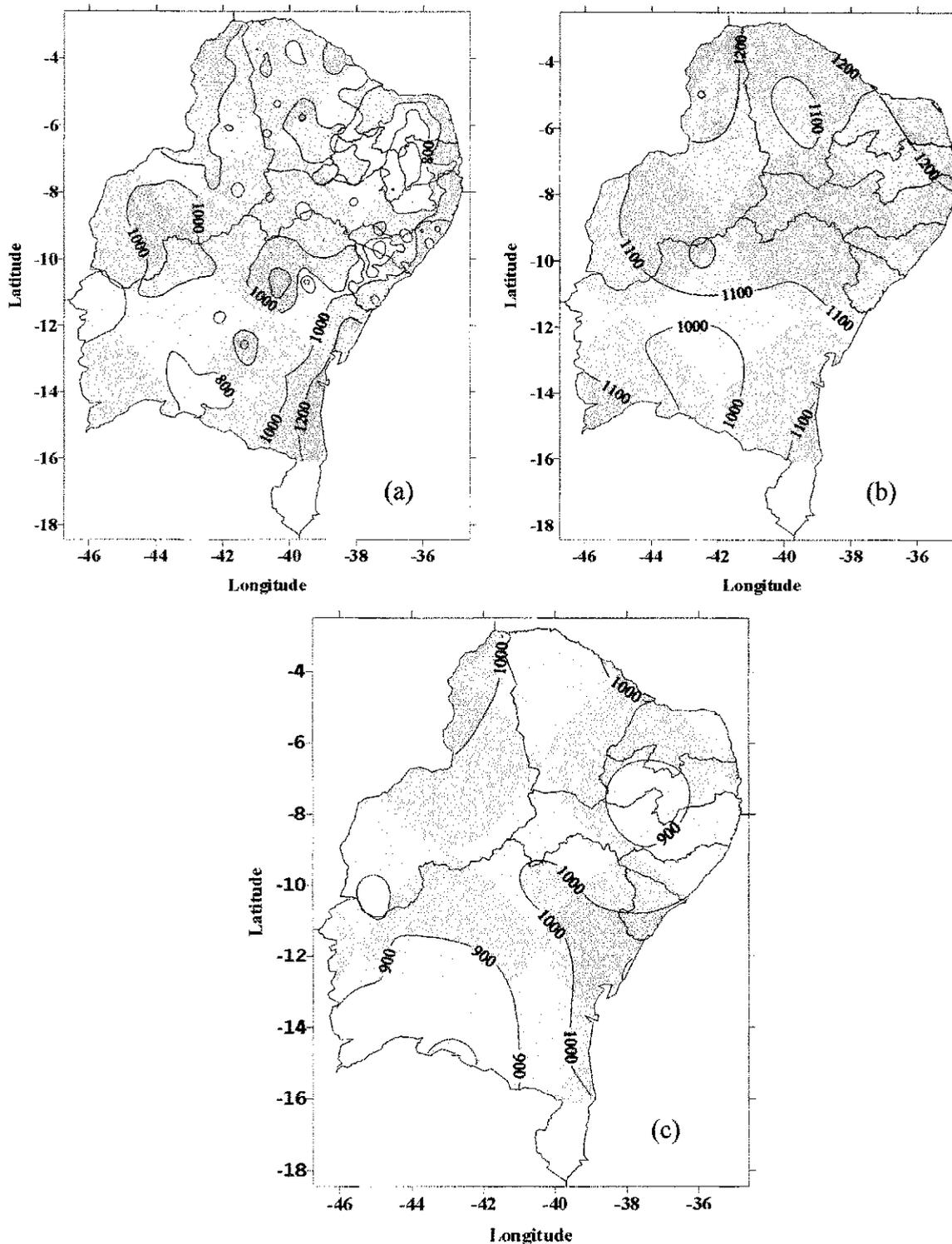


Figura 4.12 – Evaporação real para o ano de 1985 sobre o Nordeste do Brasil: (a) Estimada pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculada com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de (a).

4.4.2 Escoamento Superficial

As análises dos campos do escoamento superficial sobre o Nordeste, para o ano de 1983, considerado seco, foram obtidas pelo modelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados das 434 localidades; com os dados do NCEP/NCAR e por intermédio da média de cada quadricula de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ dos resultados do modelo, são mostradas nas Figuras 4.13a, 4.13b e 4.13c, respectivamente. Como 1983 foi um ano seco, o escoamento superficial foi muito pequeno, principalmente no interior da região; portanto, a Figura 4.13a mostra configurações detalhadas apenas no litoral leste e no extremo oeste da região enquanto, de modo geral, o escoamento calculado com os dados da reanálise é superior ao estimado pelo modelo (Figuras 4.13b e 4.13c). Este resultado concorda com as observações feitas por Roads et al. (1999) de que a reanálise apresenta uma fonte de umidade sobre os continentes, porém as configurações entre as duas análises são semelhantes, pois os menores valores são observados no interior da região, e os maiores no extremo oeste.

As configurações do escoamento superficial obtido pelo modelo MRRER-Thornthwaite-Mather, calculado com os dados da reanálise do NCEP/NCAR e estimado por meio da média de cada quadricula de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ dos resultados do modelo, para o ano de 1985, considerado chuvoso, sobre o Nordeste, são mostradas nas Figuras 4.14a, 4.14b e 4.14c, respectivamente, as quais se observa que, em geral, as configurações entre o modelo média de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e a reanálise, são relativamente semelhantes, com escoamento maiores no noroeste da região e menores na parte central. O modelo apresenta valores de escoamento maiores que a reanálise sobre os Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, enquanto na Bahia ocorre o inverso. Ao contrário do ano de 1983, a análise do escoamento superficial do modelo, usando-se as 434 localidades, é muito rica em detalhes, pois mostra pequenas áreas onde ocorreram os escoamentos mais elevados e outras em que o escoamento foi relativamente pequeno (Figura 4.14a).

Salienta-se que o modelo captou as flutuações ocorridas no escoamento superficial, sobre o Nordeste do Brasil, com destreza semelhante as reanálise do NCEP/NCAR, como pode ser visto nas Figuras 4.13 e 4.14.

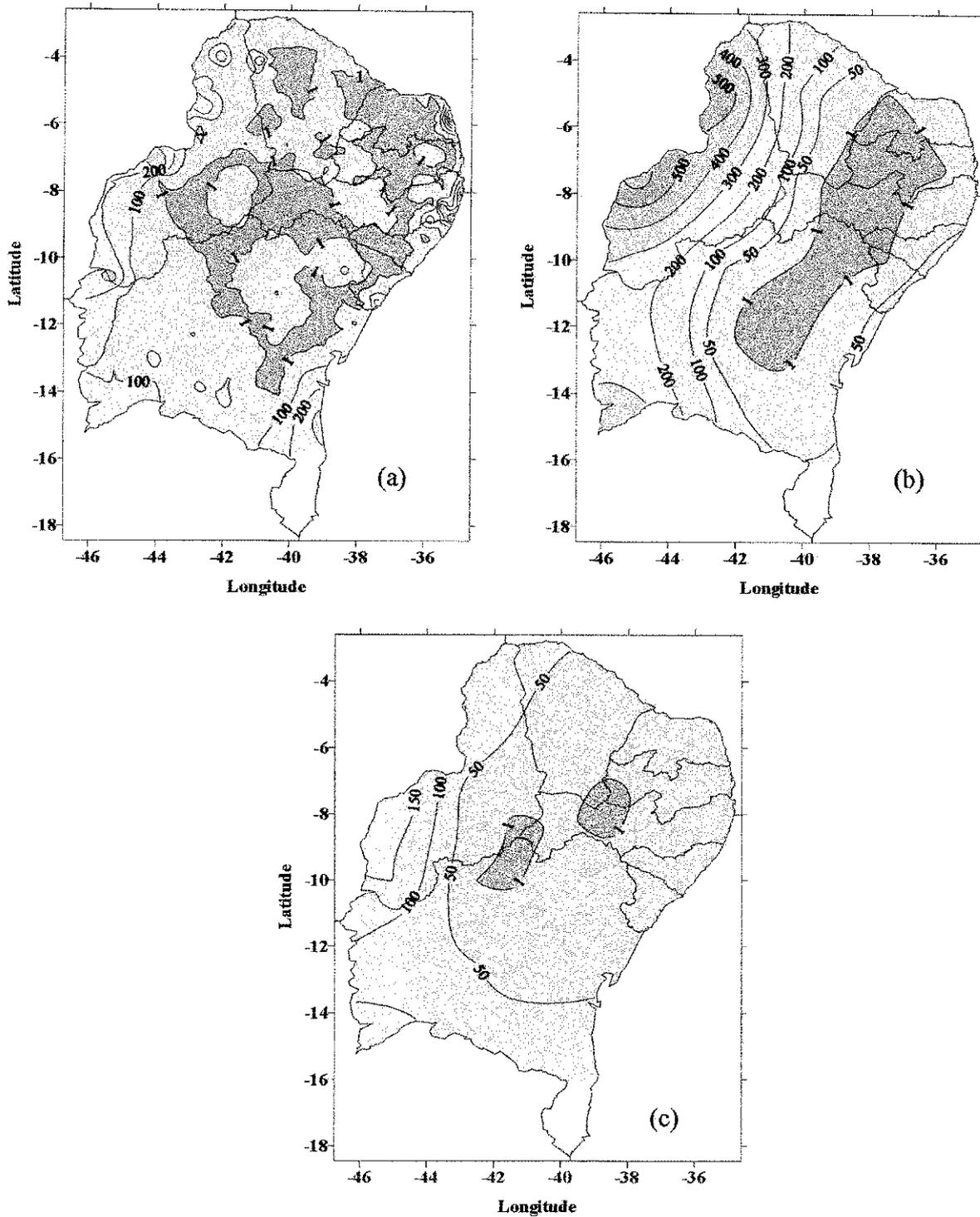


Figura 4.13 – escoamento superficial (mm) para o ano de 1983 sobre o Nordeste do Brasil:

- (a) Estimado pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades;
- (b) calculado com os dados da reanálise do NCEP/NCAR;
- (c) média de uma área $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de (a).

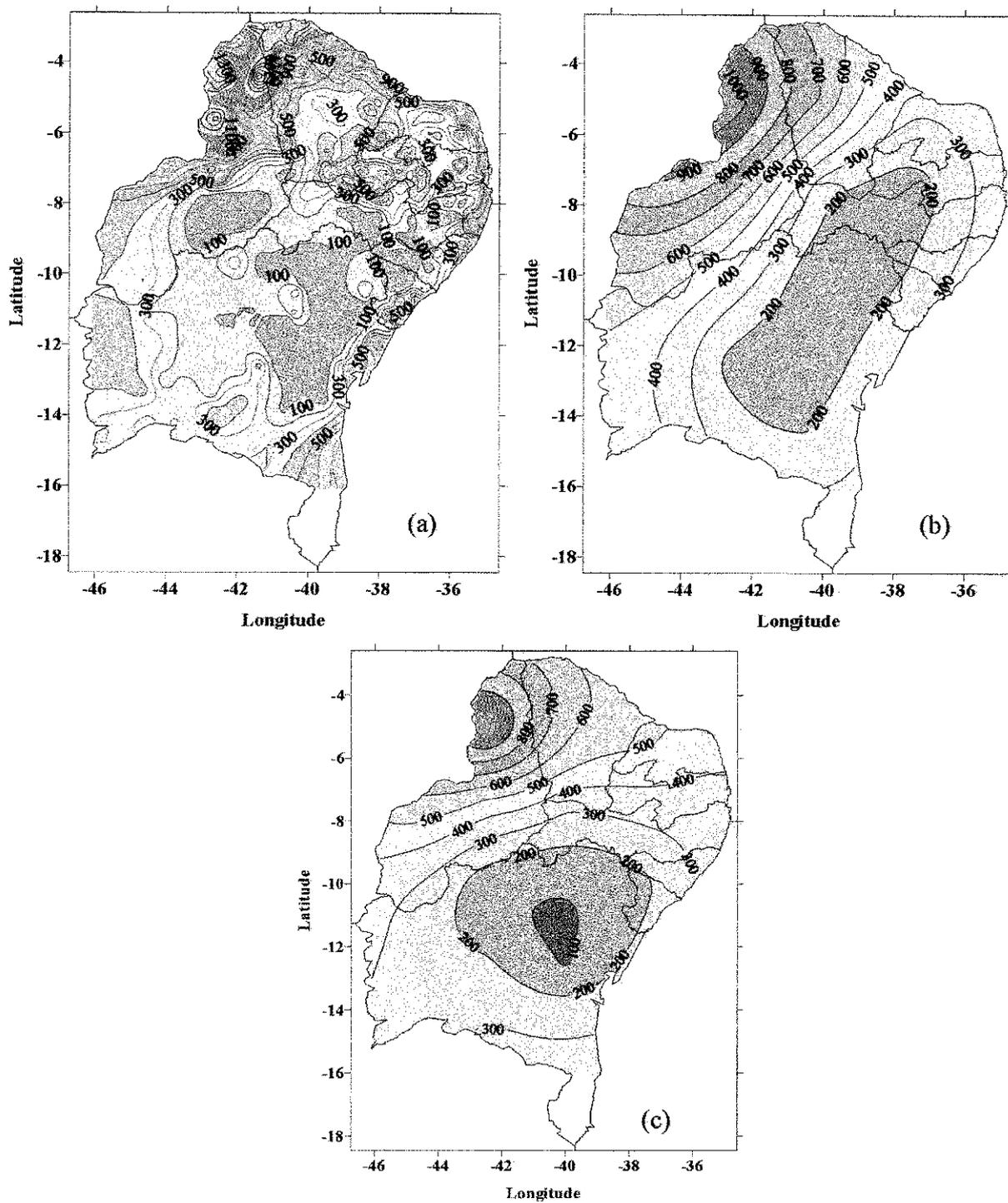


Figura 4.14 – escoamento superficial (mm) para o ano de 1985 sobre o Nordeste do Brasil:

- (a) Estimado pelo MRRER-Thornthwaite-Mather, usando-se dados de 434 localidades; (b) calculado com os dados da reanálise do NCEP/NCAR; (c) média de uma área $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de (a).

4.5 Flutuação Climática e Processos de Desertificação

Ao realizarem estudos sobre a flutuação do clima no Sahel, África, Hare (1985) e Hulme e Kelly (1993) concluíram que a variabilidade climática é um dos fatores que contribuem para acelerar os processos de desertificação observados naquela região. Nicholson (1993) e Xue e Shukla (1993) analisaram a contribuição da interação entre a circulação de grande escala e o uso indevido dos recursos naturais para o processo de desertificação do Sahel, enquanto Ferreira et al. (1994) ao diagnosticarem a existência de núcleos em processos de desertificação no Nordeste, constataram que o clima é fator importante para o agravamento dos efeitos da desertificação.

Nesta pesquisa, nas análises dos parâmetros do balanço hídrico indicam que esses apresentam variabilidade interanual relativamente grande, em especial na parte norte do Nordeste, o que é reflexo da flutuação do clima naquela área. Uma das grandes vantagens do método de Thornthwaite e Mather (1957) é permitir cálculos de índices, como o de aridez e efetivo de umidade, capazes de determinar as condições ou classificações do clima de determinada região. Portanto, uma das maneiras de se verificar a ocorrência de flutuação do clima do Nordeste é elaborar mapas mostrando a distribuição espacial dos índices efetivos de umidade e de aridez, para os períodos de atuação das diferentes forçantes oceanográficas, ASN, ANP, El Niño, La Niña e SFGE.

Nesta seção mostra-se a existência de flutuações de áreas árida, semi-árida e sub-úmida seca, no Nordeste do Brasil, ou seja, são identificadas as expansões e/ou retrações das terras com estas características climáticas pois, de acordo com as Nações Unidas, essas terras estão sujeitas aos processos de desertificação (Puigdefabregas, 1995); contudo, também é analisado o grau de intensidade da aridez, uma vez que uma mesma área pode apresentar flutuação dos índices de aridez e efetivo de umidade, de acordo com a atuação das forçantes oceânicas.

4.5.1 Índice Efetivo de Umidade

Por se tratar de um parâmetro chave na classificação do tipo de clima de uma região, o índice efetivo de umidade tem sido utilizado com medidor das áreas sujeitas aos processos de desertificação, conforme definição das Nações Unidas. Entretanto, nos estudos elaborados sobre desertificação no Nordeste do Brasil, o índice efetivo de umidade de Thornthwaite e Mather (1957) tem sido substituído por outro mais simples (razão entre evapotranspiração potencial e precipitação) para facilitar os cálculos (Ferreira et al., 1994). Portanto, as análises espacial e temporal do índice efetivo de umidade são de fundamental importância no diagnóstico de processos de desertificação em áreas do Nordeste.

Nos estudos das componentes do balanço hídrico ficou evidenciado que nos anos de ASN e de El Niño o Nordeste, como um todo, experimentou uma diminuição no índice de umidade do solo, no escoamento superficial, na quantidade de água infiltrada para camadas mais profundas e na evaporação real, decorrente da redução da precipitação verificada na região. Nesses anos é observado aumento da evapotranspiração de referência, decorrente do ganho de radiação solar que, associada à queda na precipitação, produz baixos índices efetivos de umidade aumentando a abrangência das áreas suscetíveis aos processos de desertificação. Situação inversa é observada, em todo o Nordeste, nos anos de ASP e, na parte norte, nos anos de La Niña. Neste contexto, as Figuras 4.15a a 4.15e apresentam as distribuições espaciais do índice efetivo de umidade dos anos de ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE, respectivamente. Observa-se grande variabilidade interanual, principalmente nas partes norte e leste da região.

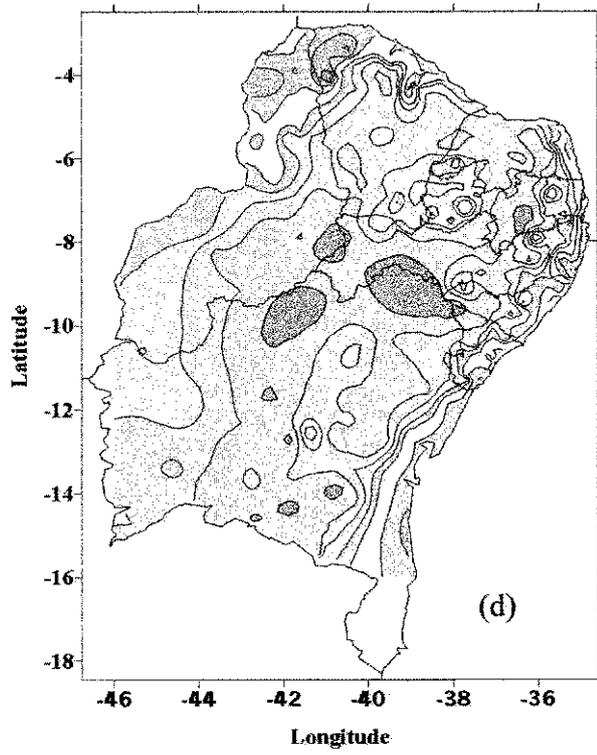
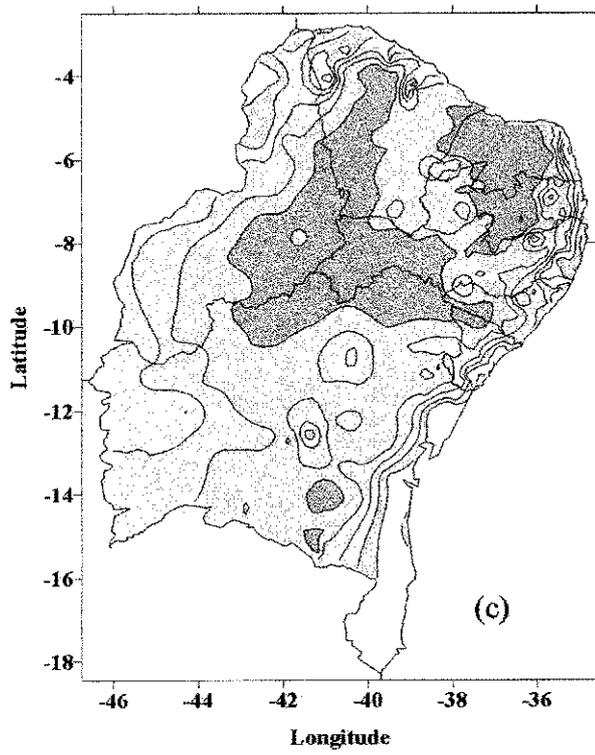
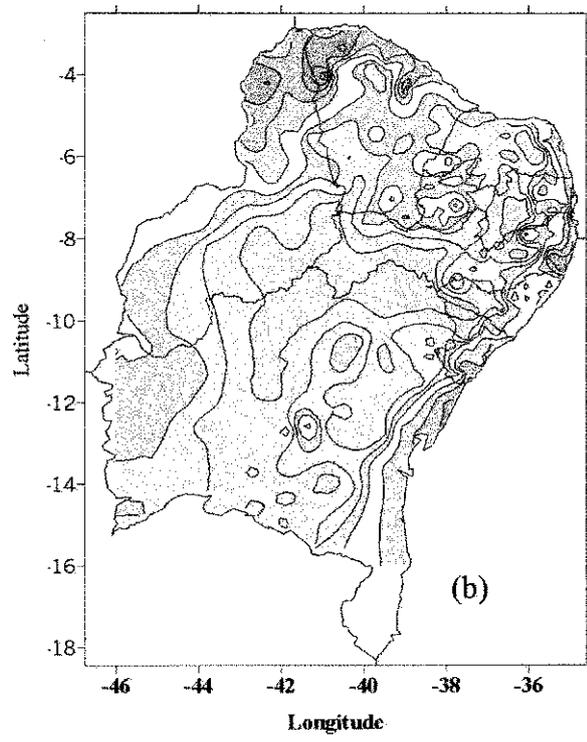
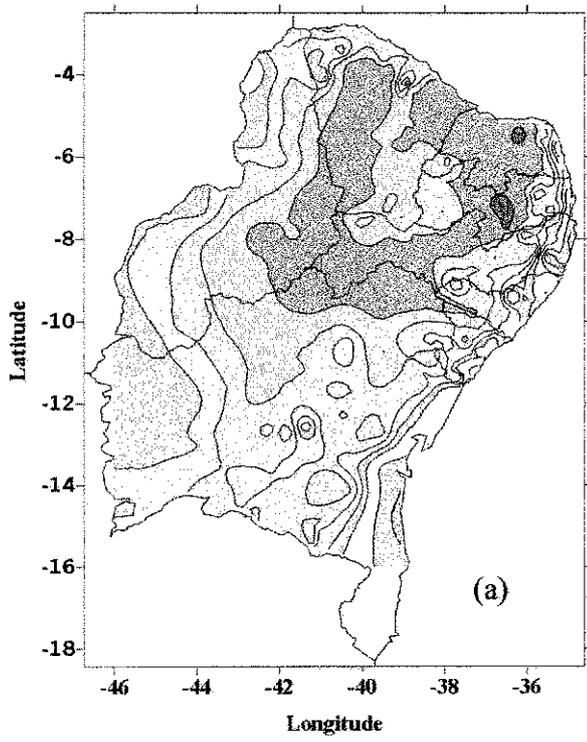
Nos anos de ASN (Figura 4.15a) verifica-se que em uma grande área cobrindo quase todo o Rio Grande do Norte, parte dos Estados da Paraíba e Pernambuco, norte da Bahia, sudeste do Piauí e centro-oeste do Ceará, o clima é classificado como Árido, I_m inferior a -40 , com áreas mais críticas na parte central da Paraíba e nordeste do Rio Grande do Norte. Salienta-se que os núcleos em processos de desertificação, com exceção do de Gilbués, Piauí, diagnosticados por Ferreira et al. (1994) encontram-se inseridos na área classificada como Árida; entretanto, de acordo com a definição das Nações Unidas, no caso específico de anos de ASN, quase todo o Nordeste apresenta clima

suscetível a algum grau de desertificação, enquanto nos anos de ASP (Figura 4.15b) não é observada área de clima árido em nenhuma parte do Nordeste; além disso, quando comparados com os anos de ASN, nota-se drástica diminuição das áreas semi-áridas, principalmente na parte norte caso em que pressões nos processos de desertificação, devido às condições climáticas, é bastante atenuada.

No período de atuação do fenômeno El Niño, as condições climáticas do Nordeste (Figura 4.15c) tornam-se bastante vulneráveis aos processos de desertificação, considerando-se que este é função direta do grau de aridez. Com base na Figura 4.15c observam-se grandes extensões de terra, classificadas como áridas, $-60 < I_m \leq -40$, até mesmo superiores às dos anos de ASN, além de intensificação da semi-aridez, na parte centro-sul da Bahia, quando comparados com os anos de ASN; entretanto, na parte norte da região há uma leve atenuação do grau de aridez (Figuras 4.15a e 4.15c) mas, para o Nordeste como um todo, as condições climáticas dos anos de ASN e El Niño são equivalentes, apresentando grandes áreas vulneráveis à desertificação.

No caso específico dos anos de La Niña (Figura 4.15d) verifica-se aumento significativo do índice efetivo de umidade, quando comparado com os períodos de ASN e El Niño, entretanto inferiores aos dos anos de ASP, pois se observam pequenas áreas com clima árido; contudo, ocorre redução da vulnerabilidade aos processos de desertificação, enquanto nos anos de SFGE (Figura 4.15e) os valores de I_m apresentam condições semi-áridas em quase todo o Nordeste, observando-se áreas áridas isoladas na parte central da Paraíba, nordeste do Rio Grande do Norte, Raso da Catarina na Bahia e oeste de Pernambuco.

Os números apresentados mostram que o Nordeste experimenta intensa dinâmica do clima, com alternância de diferentes regimes climáticos, que flutuam, em geral, ao sabor das forçantes oceânicas de grande escala. Uma área pode apresentar clima sub-úmido úmido em determinado período, e árido em outro. Esta dinâmica contribui, possivelmente, com as pressões dos processos de desertificação.



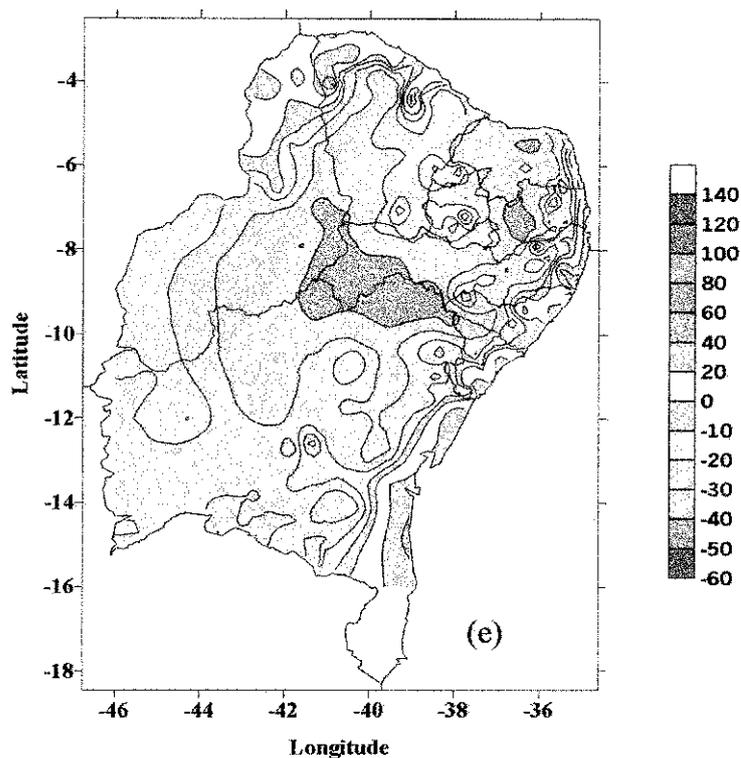


Figura 4.15 – Índice efetivo de umidade, de acordo com Thornthwaite e Mather (1957) para os períodos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Ressalta-se que o índice efetivo de umidade apesar de ser bom medidor do tipo climático, pode apenas indicar se um clima é mais seco ou mais úmido, porém não consegue distinguir climas com variação sazonal de umidade daqueles que não a possuem; isto pode ser verificado por meio do índice de aridez (I_a).

4.5.2 Índice de Aridez

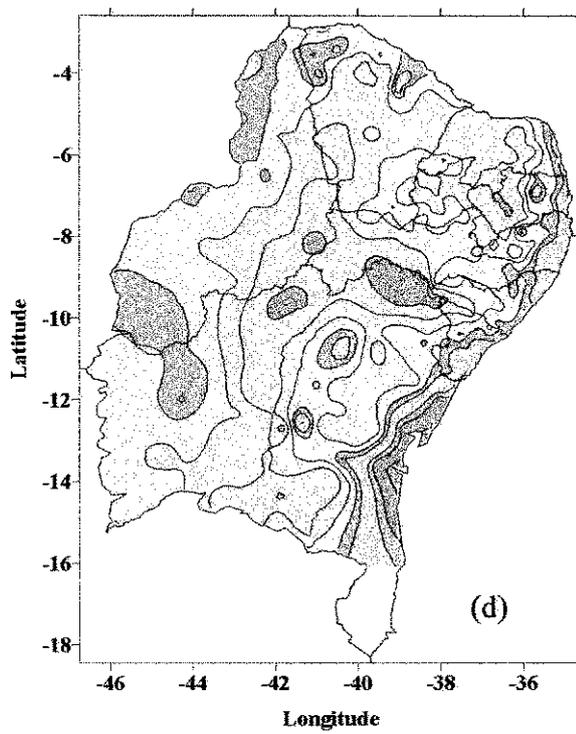
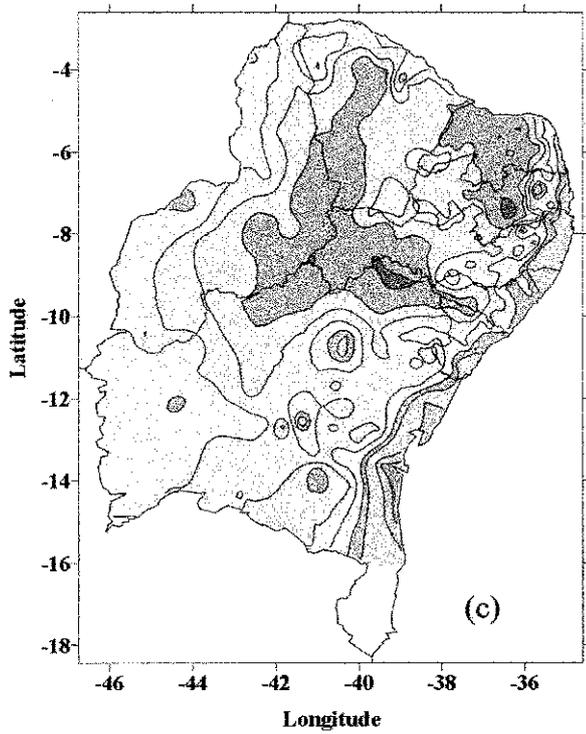
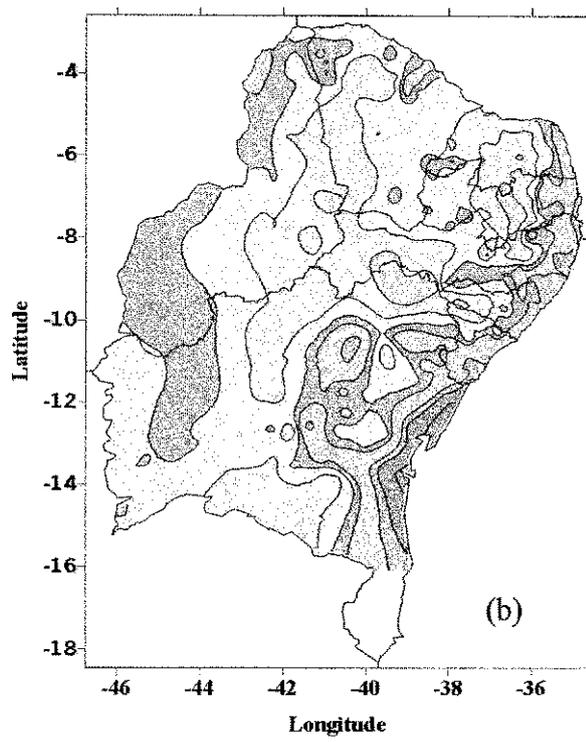
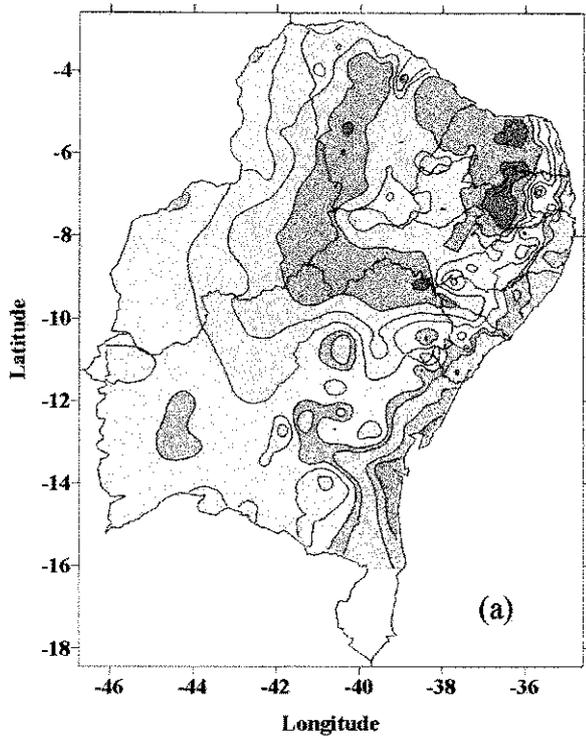
O índice de aridez é calculado pela equação (3.29) e é a razão da diferença da evapotranspiração potencial e real, multiplicada por 100, e a evapotranspiração potencial; neste trabalho, usou-se a evapotranspiração de referência em substituição à potencial. O I_a pode variar de zero, na ausência de déficit de água, a 100, quando a deficiência é igual à evapotranspiração de referência. O I_a é uma medida do grau de aridez que determinada área experimenta ao longo do ano. De acordo com Oliver (1973) quanto

maior for o grau de aridez de uma localidade, mais tempo ao longo do ano ela se encontrará em condições de secura. Valores de I_a inferiores a 17, significam pequeno ou nenhum déficit de água; entre 17 e 33, déficit moderado e, superior a 33, déficit muito forte (Oliver, 1973).

As configurações espaciais do índice de aridez para os períodos de ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE são mostradas nas Figuras 4.16a, 4.16b, 4.16c, 4.16d e 4.16e, respectivamente, nas quais se observa que nos anos de ASN quase todo o Nordeste apresenta grande déficit de água para plantas, $I_a > 33$, principalmente na parte norte da Região, com maior gravidade na parte central da Paraíba e nordeste do Rio Grande do Norte (Figura 4.16a); apenas no litoral sul da Bahia e em uma pequena área do litoral de Pernambuco, não ocorre déficit de água. Este drástico quadro de deficiência de água é produzido pela ausência de mecanismos atmosféricos capazes de gerar quantidades razoáveis de precipitação.

Nos anos de ASP (Figura 4.16b) ocorre redução do déficit de água, quando comparados ao período de ASN, porém o déficit de água para o período de um ano ainda persiste em boa parte da região, mostrando que, mesmo nos anos de ASP, que, em geral, são os mais chuvosos no Nordeste ocorre, ao longo do ano, pelo menos uma estação muito seca; entretanto, em várias áreas ocorreu ganho significativo de umidade, principalmente no Agreste da Paraíba e de Sergipe, e no Agreste e parte central da Bahia (Figuras 4.16a e 4.16b).

Para os períodos de ocorrência do fenômeno El Niño, a situação é semelhante à dos anos de ASN, ou seja, grande déficit de água para as plantas em quase toda a região (Figura 4.16c). Observa-se abundância de água apenas em pequenas áreas no sudeste da Bahia, porém até mesmo nesta parte o excesso de água é inferior ao dos anos de ASN (Figuras 4.16a e 4.16c). No litoral de Pernambuco e nos seus limites norte e sul, o déficit é apenas moderado, enquanto o déficit mais intenso é verificado na parte central da Paraíba e Rio Grande do Norte, Raso da Catarina, na Bahia, oeste de Pernambuco e Ceará e sudeste do Piauí. Os núcleos de desertificação relacionados por Ferreira et al. (1994) estão inseridos nessas áreas de maior déficit hídrico



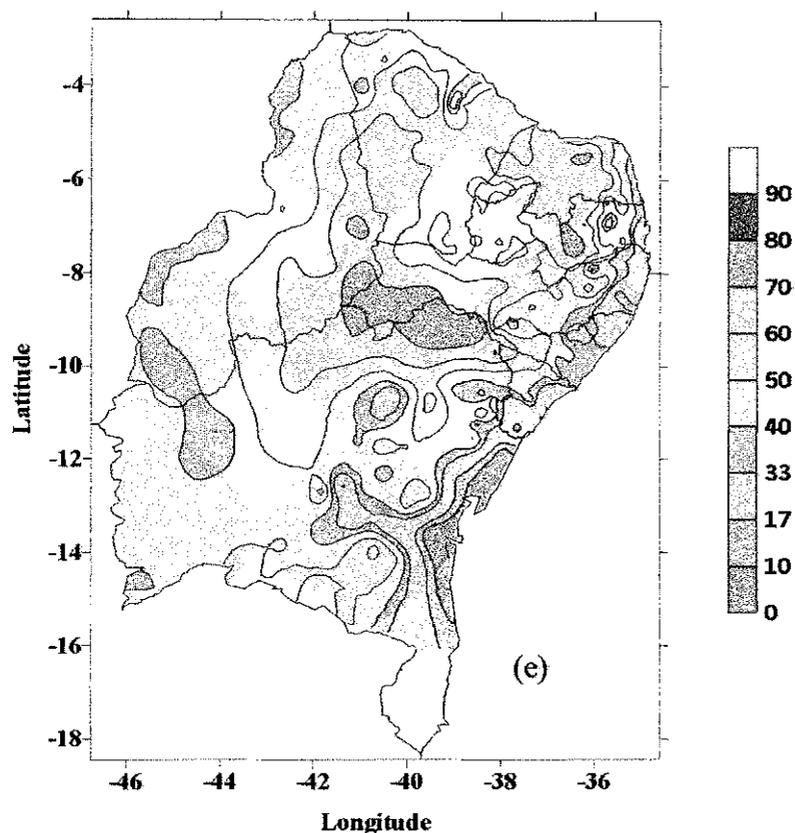


Figura 4.16 – Índice de aridez médio anual para os anos: (a) ASN; (b) ASP; (c) El Niño; (d) La Niña e (e) SFGE.

Nos anos de La Niña ocorre redução do déficit de água para as plantas na quase totalidade do Nordeste, quando comparada com os anos de El Niño e de ASN, porém este ganho é inferior ao verificado nos anos de ASP e relativamente próximo do observado nos anos de SFGE. As semelhanças entre o I_a dos anos de La Niña e o dos anos de SFGE, também são verificadas nas suas configurações espaciais (Figuras 4.16d e 4.16e) indicando que as condições de aridez nos anos de La Niña estão, em geral, mais próximas da média que aquelas dos anos de El Niño, ASN e ASP.

Sampaio et al. (1994) descreveram que fenômenos naturais ocasionais destroem partes dos ecossistemas, fazendo com que retornem aos estádios sucessionais, e que sistemas ambientais com deficiências, como as caatingas, apresentam menor diversidade que os não sujeitos ao estresse, porém são mais resistentes às perturbações. A caatinga, quando sujeitas à variabilidade ambiental, tendem à maiores estratégias de

reprodução, mas a capacidade de resistir às perturbações está relacionada à amplitude e elasticidade do ecossistema, enquanto mudanças pouco reversíveis no sistema físico-ambiental, como ação antrópica, fazem com que a recuperação não retorne ao mesmo ponto de equilíbrio, produzindo sucessivos estágios de desordem.

Em síntese, tomando-se como base as análises do I_m , para os anos de ASN, ASP, El Niño e La Niña, verifica-se que o Nordeste experimenta intensa fluabilidade climática, com a atuação de diferentes regimes de clima, principalmente na parte norte da região, enquanto os campos do I_m mostram que, mesmo nos anos mais úmidos, a parte norte da região enfrenta pelo menos uma estação muito seca. Esses fatores denunciam a fragilidade do equilíbrio climático do Nordeste o qual, associado às fortes ações antrópicas ocorridas nos ecossistemas da região, principalmente na caatinga, nos últimos anos da década de 1980 (EMBRAPA, 1996) poderá produzir desequilíbrio dos ecossistemas semi-áridos, inclusive levando-os à desertificação.

Finalmente, considerando junção das características climáticas e dos seus sucessivos estágios de equilíbrio, que varia de clima sub-úmido seco a árido, obtidos neste trabalho, que por si só representa suscetibilidade à desertificação, com as fortes atividades antrópicas descritas por Sampaio et al. (1994), Martins et al. (1994) e EMBRAPA (1996) e a definição de desertificação das Nações Unidas (Puigdefabregas, 1995). Pode ser escrito que a região do semi-árido nordestino como um todo é uma área susceptível aos processos de desertificação. Principalmente, no centro-sudoeste do Ceará, região dos Inhamuns, nas partes centrais dos Estados do Rio Grande do Norte, região de Jardim de Angicos, da Paraíba, Curimataú e Cariri, e de Pernambuco, vales do Moxoto e do Pajeú, no sudeste do Piauí e no Raso da Catarina na Bahia, além de outras regiões que também apresentam clima árido nos anos de ASN e El Niño. O grau de susceptibilidade à desertificação de áreas do semi-árido será analisado na próxima seção.

4.6 Áreas Susceptíveis aos Processos de Desertificação

No Nordeste do Brasil, as áreas susceptíveis aos processos de desertificação, do ponto de vista climático, decorrentes das flutuações das anomalias de temperatura do Oceano Atlântico Tropical Sul, são mostradas na Figura 4.17. Observa-se que, de modo geral, no semi-árido, nos anos de ASP, o grau de susceptibilidade à desertificação é relativamente baixo, pois varia de levemente susceptível a susceptível (Figura 4.17a). Entretanto, nos anos de ASN, verifica-se drástico aumento deste grau, em toda a região semi-árida, cujas maiores mudanças ocorrem no oeste do Rio Grande do Norte e Sertão de Irauçuba-Santa Quitéria, no Ceará, que passam de levemente susceptível, nos anos de ASP, a muito susceptível (Figura 4.17b), enquanto as áreas com grau mais elevado fazem parte do Cariri e do Vale do Sabugi, na Paraíba, que passaram de susceptível (Figura 4.17a) a extremamente susceptível (Figura 4.17b), e do Sertão de Lage Pedra Preta, no Rio Grande do Norte, que passou de moderadamente susceptível a extremamente susceptível. Além dessas áreas, ainda é observado grau muito susceptível nos anos de ASN, em todo o sudeste do Piauí, Sertão do Inhamuns e Médio Baixo Jaguaribe, no Ceará, em toda parte oeste de Pernambuco, Sertão de Espinharas, Curimataú e parte do Agreste da Borborema, na Paraíba, na parte central e oeste do Rio Grande do Norte, Raso da Catarina, Médio Rio das Contas e extremo noroeste da Bahia (Figura 4.17b).

A variabilidade interanual da temperatura das águas da superfície do Oceano Pacífico Equatorial também desempenha papel relevante sobre a flutuação do grau de susceptibilidade aos processos de desertificação no Nordeste do Brasil. A Figura 4.18 mostra as áreas susceptíveis à desertificação nas condições de La Niña (Figura 4.18a) e de El Niño (Figura 4.18b). De modo geral, observa-se que as áreas que apresentaram grau muito susceptível nos anos de El Niño são muito semelhantes àquelas dos anos de ASN. As exceções são o Médio Rio das Contas, na Bahia, que se tornou susceptível nos anos de El Niño, muito susceptível nos anos de ASN, e parte do Cariri e Vale do Sabugi, na Paraíba, e Sertão Lage Pedra Preta, Rio Grande do Norte, que passaram de extremamente susceptível, nos anos de ASN, para muito susceptível, nos anos de El Niño.

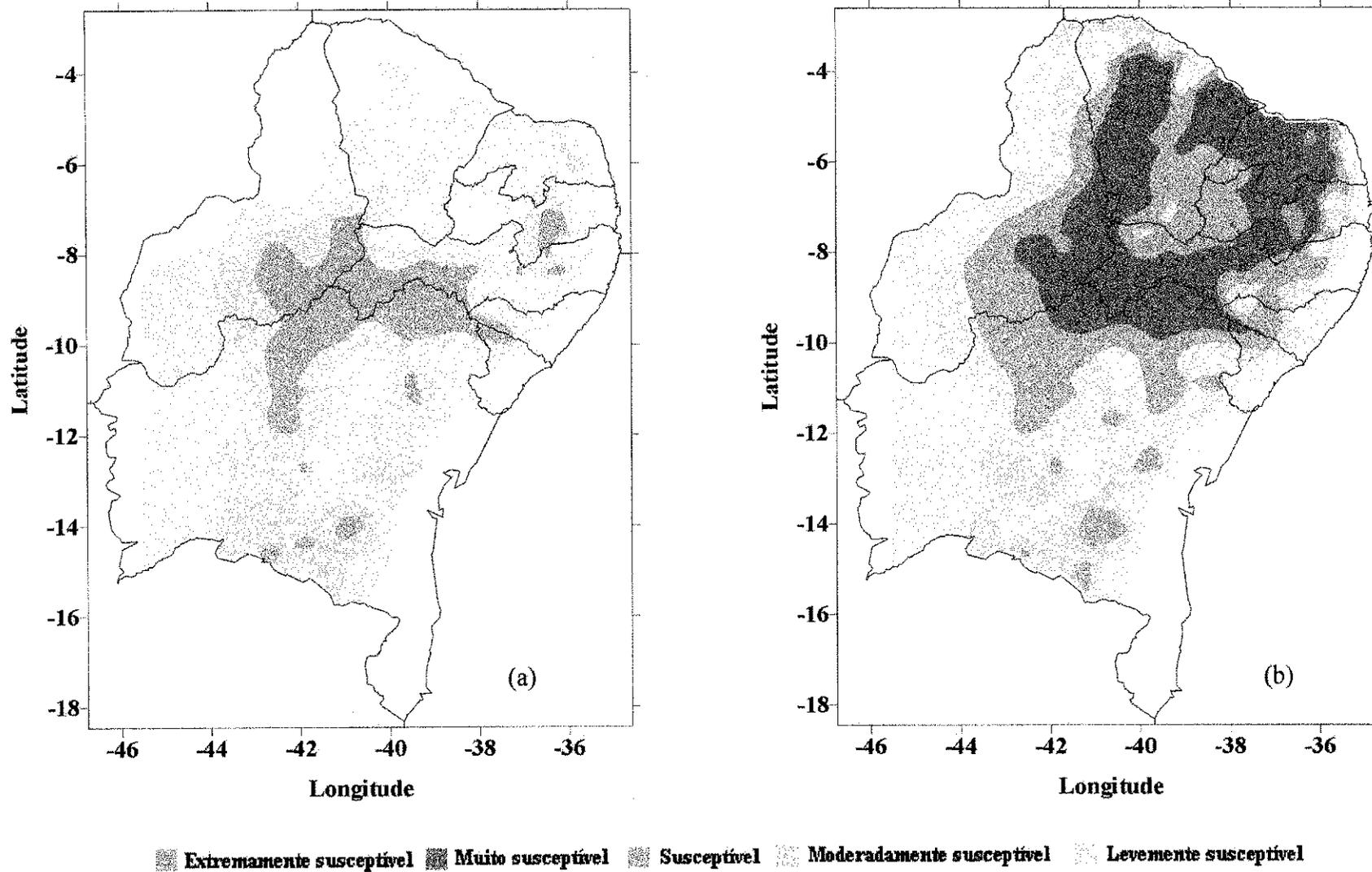


Figura 4.17 – Distribuição espacial do grau de susceptibilidade à desertificação no Nordeste do Brasil: (a) Anos de ASP; (b) Anos de ASN.

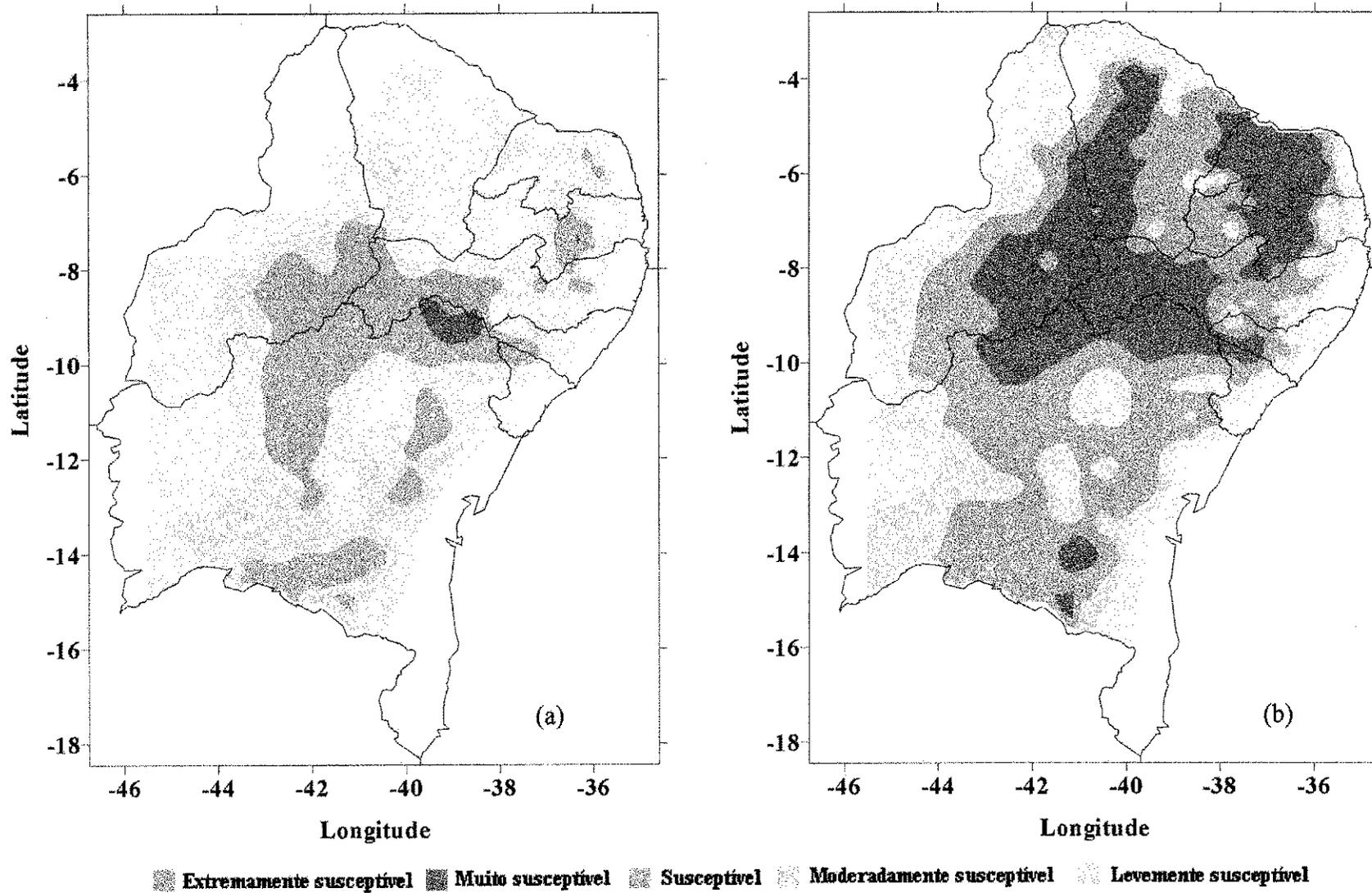


Figura 4.18 – Distribuição espacial do grau de susceptibilidade à desertificação no Nordeste do Brasil: (a) Anos de El Niño; (b) Anos de La Niña.

Para a região semi-árida do Nordeste, as condições climáticas no anos de ASP apresentam menor grau de susceptibilidade aos processos de desertificação que nos anos de La Niña (Figuras 4.17a e 4.18a), enquanto nos anos de ASN verifica-se maior grau de susceptibilidade à desertificação que nos anos de El Niño (Figuras 4.17b e 4.18b); portanto, as condições de TSM sobre o oceano Atlântico Tropical apresentam variabilidade maior do grau de susceptibilidade que as do oceano Pacífico Equatorial.

Por outro lado, de acordo com a EMBRAPA (1996) a ação antrópica sobre a de Caatinga, no Nordeste do Brasil, tem aumentado sensivelmente nas duas últimas décadas, contribuindo para o aumento do desmatamento e conseqüentemente degradação ambiental da região. Este fato, associado ao elevado grau de susceptibilidade aos processos de desertificação, devido à variabilidade climática, faz do semi-árido nordestino uma região de grande risco de mudanças climáticas e desequilíbrio dos ecossistemas locais. Neste contexto, Sampaio et al. (1994) descreveram que a relação clima-vegetação, no semi-árido, ocorreu em escala de milênios, pois as mudanças climáticas no Nordeste foram responsáveis pela expansão e retração das grandes formações vegetais da região. Entretanto, a ação antrópica é um dos fatores que podem acelerar a mudança no clima.

Vale salientar que o clima é o fator determinante do tipo de vegetação natural de uma região (Moreira, 1998). Um bom exemplo desta afirmação é a cobertura vegetal dos solos do Nordeste, em geral dominada pela caatinga, mas o solo, e principalmente o seu grau de fertilidade, também são parâmetros de fundamental importância na geração de biodiversidade vegetal de uma região e, conseqüentemente, fator importante nos processos de desertificação.

Em geral, as regiões de clima favorável ao desenvolvimento vegetal apresentam solos relativamente ricos em húmus, decorrentes da decomposição de árvores e animais. Entretanto, existem outros fatores que também são responsáveis pelo grau de fertilidade do solo. Como, por exemplo, os solos de origem vulcânica, em geral muito ricos em nutrientes minerais (Moreira, 1998). Portanto, áreas com alto grau de susceptibilidade à desertificação, do ponto de vista climático, podem apresentar solos ricos ou pobres em nutrientes. O semi-árido nordestino exibe uma grande variabilidade espacial de tipo de

solos, pois em determinada área podem ser verificados solos ricos em nutrientes, como os vertissolos e solos brunizens e, na área vizinha, solos de fertilidade muita baixa, como os gley distróficos; logo, uma combinação da análise dos processos de desertificação, de acordo com as condições do clima, com uma análise da fertilidade do solo, é salutar para o uso sustentado das terras, pois áreas de solo rico em nutrientes podem estar inseridas em locais cujo clima seja de extrema susceptibilidade à desertificação. Portanto, é elaborada, a seguir, uma análise sucinta da classificação do grau de deficiência de fertilidade dos diversos tipos de solo do Nordeste, como base nas observações do IBGE (1985) e da EMBRAPA (1999).

Deficiência nula – São solos com elevada reserva de nutrientes disponíveis para as plantas e sem nenhuma toxidez, devido aos sais solúveis, ao sódio trocável, ou a qualquer outro elemento prejudicial ao desenvolvimento dos vegetais. De acordo com o IBGE (1985) não há registro deste tipo de solo no Nordeste.

Ligeira deficiência – São solos com ótima reserva de nutrientes disponíveis ao desenvolvimento das plantas e sem apresentar toxidez, devido aos sais solúveis, ao sódio trocável ou a outros componentes que prejudiquem o desenvolvimento dos vegetais. Como exemplo de solos desta natureza podem ser citados os Vertissolos e Brunizens.

Pouca deficiência – São solos com boa reserva de nutrientes disponíveis para as plantas e sem apresentar toxidez devido aos sais solúveis, ao sódio trocável ou a outros elementos prejudiciais ao desenvolvimento dos vegetais, podendo apresentar resposta rápida às adubações adequadas. Como exemplo de solos com este grau de limitação podem ser citados: os Cambissolos Eutróficos, a maioria dos Brunos não Cálcicos, Terra roxa estruturada e Rendzina.

Moderada deficiência – São solos com limitada reserva de um ou mais nutrientes, que permitem bons rendimentos em condições naturais somente nos primeiros anos de sua utilização agrícola; após esta primeira etapa, os rendimentos decrescem rapidamente com o contínuo uso agrícola. Exemplo desse solos: Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico, Regossolos.

Forte deficiência – São solos nos quais um ou mais nutrientes são encontrados em pequena quantidade. Em condições naturais proporcionam baixos rendimentos agrícola, principalmente às cultura mais exigentes. Necessitam de adubação desde o início de sua utilização agrícola. Exemplo: Latossolo Vermelho Escuro, Latossolo Vermelho Amarelo, Podzólico Vermelho Amarelo Eutrófico, Planossolo.

Deficiência muito forte – Trata-se de solos com conteúdo muito restrito de nutrientes, tornando-se praticamente sem nenhuma possibilidade de agricultura ou pastagens, em condições naturais. São solos arenosos e essencialmente quartzosos. Exemplo Areia Quartzosa Distrófica, Podzólico Vermelho Amarelo Distrófico, Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico, Areia Quartzosas Marinha Distrófica (Dunas) e Solos Gley Distrófico.

No Nordeste ainda existem os solos cuja fertilidade varia de acordo com os elementos de sua formação, dentre os quais podem ser citados os solos aluviais e os solos hamomórficos. Também existem solos que podem apresentar certa fertilidade, porém de difícil utilização para agricultura, como os solos litólicos que, em geral, apresentam afloramento de rochas.

Como já mencionado, a região nordestina, apresenta grande variabilidade espacial quanto ao tipo de solo, no entanto na parte oriental da região há certa predominância dos Latossolos, principalmente o Vermelho Amarelo Distrófico, do Podzólicos Vermelho Amarelo Distrófico, que são solos de baixa fertilidade, e Brunos não Cálcicos, de média fertilidade, entre outros de menor frequência. Ressalta-se que em muitas localidades como, por exemplo, na parte central da Paraíba, os solos de maior fertilidade estão em áreas de grande variabilidade interanual do clima, e que, nos anos de El Niño e/ou ASN, são muito susceptíveis aos processos de desertificação. Logo, o uso desses solos deve ser condizente com as suas condições climáticas.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com os objetivos propostos e os resultados obtidos, chegou-se às seguintes conclusões:

- 1) o Modelo Regional de Regressão de estimativa da Evapotranspiração de Referência (MRRER) é um bom estimador da ET_0 ; pois, apresenta valores aceitáveis e confiáveis e pode ser aplicado para qualquer localidade do Nordeste do Brasil, visto que os valores obtidos são equivalentes aos da equação FAO-Penman-Monteith, enquanto o modelo regional de regressão para estimar a evaporação potencial é um bom estimador da E_p ;
- 2) nos anos de ASN e El Niño, toda precipitação observada sobre o Nordeste é praticamente transferida para a atmosfera por evapotranspiração, uma vez que nesses anos não são observados escoamento superficial, variação do conteúdo de umidade do solo nem e percolação de água para as camadas mais profundas do solo significativos;
- 3) o armazenamento de água superficial, a reposição das águas subterrâneas e o aumento do conteúdo de água no solo, pela precipitação, no semi-árido nordestino, principalmente na parte norte, ocorrem basicamente nos anos de ASP e La Niña;
- 4) o semi-árido do Nordeste experimenta intensa flutuação do clima, caracterizando diversos equilíbrios multi-climáticos. Em alguma área, como a parte central da Paraíba e sudoeste do Ceará, o clima varia de árido a sub-úmido seco e em outras, como o oeste da Paraíba, de semi-árido a sub-úmido úmido, conforme a atuação das forçantes oceanográficas de grande escala. Mesmo nos anos mais chuvosos, pelo menos em uma

estação do ano, o semi-árido experimenta uma grande falta de água para suprir as necessidades hídricas das plantas;

- 5) do ponto de vista climático e considerando a definição de desertificação das Nações Unidas, o Nordeste do Brasil apresenta grandes áreas sujeitas aos processos de desertificação, principalmente na porção central norte, abrangendo os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, norte da Bahia e sudeste do Piauí. A flutuação do clima no semi-árido, aliada ao uso excessivo da terra, pode levar áreas da região a um processo de desertificação.

Finalmente, sugere-se a realização de trabalhos semelhantes, usando dados de satélites meteorológicos combinados com observações convencionais e dados de reanálise de modelos numéricos regionais, tipo ETA. Ainda, pode ser proposto, o uso da evapotranspiração potencial da vegetação potencial, em substituição a evapotranspiração de referência.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; PERRIER, A. An Update for the Calculation of Reference Evapotranspiration. *ICID Bulletin*, v.43, n.2, p.35-91, 1994.
- ARAGÃO, J.O.R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos. 1975. 219p. (INPE – 789 TPT/012).
- ARAGÃO, J. O. R. **A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Niño**. NCAR. Denver. 1986. 144p. (NCAR/CT 100).
- AYOADE, J.O. **Introduction to Climatology for the Tropics**. New York: John Wiley & Sons. Ltd., 1983. 332p.
- BARNETT, T. P.; PREISENDORFER, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*, v.115, n.9, p.1825-1850, 1987.
- BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; DROOGERS, P.; de BRUIN, H.A.R.; MENENTI, M. Area-average estimates of evaporation, wetness indicators and top soil moisture during two golden days in EFEDA. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.87, n.2-3, p.119-137, 1997.
- BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E. **The World Water Balance: Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation, and Runoff**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1975. 179p.
- BEN-GAI, T.; BITAN, A.; MANES, A.; ALPERT, P.; ISRAELI, A. Aircraft measurements of surface albedo in relation to climatic changes in southern Israel. *Theoretical and Applied Climatology*, v.61, n.3-4, p.207-215, 1998.
- BERRI, G.J.; FLAMENCO, E.A. Seasonal volume forecast of the Diamante river, Argentina, based on El Niño observations and predictions. *Water Resources Research*, v.35, n.12, p.3803-3810, 1999.

- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, v.97, n.sf, p.162-172, 1969.
- BOER, G.J.; McFARLENE, N.A.; LAZARE, M. Greenhouse-gas induced climate change with CCC second-generation General Circulation Model. *Journal of Climate*, v.5 n.10, p.1045-1077, 1992.
- BONSAL, B.R.; LAWFORD, R.G. Teleconnections between El Niño and La Niña events and summer extended dry spells on the Canadian prairies. *International Journal of Climatology*, v.19, n.13, p.1445-1458, 1999.
- BRONOWSKI, J. *The Ascent of Man*. London: Science Horizons Inc., 1973. 434p.
- BUDYKO, M.I. *The Heat Balance of the Earth's Surface*. Washington, D.C.: U.S. Department of Commerce, 1958. 258p.
- BUDYKO, M.I. *Climate and Life*. International Geophysical Series, V.18. San Diego, Ca: Academic Press., 1974. 508p.
- BUDYKO, M.I.; IZRAEL, Y.A. *Anthropogenic Climatic Change*. Tucson: The University of Arizona Press., 1991. 485p.
- CAVALCANTI, E.P.; SILVA, E.D.V. Estimativa da Temperatura do ar em função das coordenadas locais. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia*, 8, 1994, Belo Horizonte, *Anais*, v.1, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p.154-156.
- CAVIEDES, C.N. Secas e El Niño: two simultaneous climatological hazards in South America. *Proceedings of American Association Geography*, v.5 n.sf, p.44-49, 1973.
- CHAN, C.S. *Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos – SP, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE, 1990. (INPE-5222-TDL/437).
- CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.101, n.428, p.193-202, 1975.
- CHARNEY, J. G.; QUIRK, W.J.; CHOW, S.; KORFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in Semi-arid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.34, n.9, p.1366-1385, 1977.
- CHATTOPADHYAY, N.; HULME, M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.87, n.1, p.55-77, 1997.
- CHEN, L.; WU, R. The role of the Asian/Australian monsoons and the Southern/Northern Oscillation in the ENSO cycle. *Theoretical and Applied Climatology*, v.65, n.1-2, p.37-47, 2000.

- da SILVA, A.M. **Atlas of surface marine data 1945-1989**. Algorithms and procedures. University of Wisconsin – Milwaukee. Milwaukee, 1993. 240p (UW-M v.1).
- de BRITO, J.I.B.; NOBRE, C.A.; ZARANZA, A.R. A precipitação da pré-estação e a previsibilidade da estação chuvosa no norte do Nordeste. **Climanálise**, v.6, n.6, p.39-54, 1991.
- DICKINSON, R.E. Modeling evapotranspiration for Three-Dimensional Global Climate Models. **Climate Processes and Climate Sensitivity Geophysical Monograph 29**, Maurice Ewing v.5, p.58-72, 1984.
- DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. **Yield Response to Water**. Rome: FAO, 1979. 306p.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Atlas do Meio Ambiente do Brasil**, 2.ed.. Brasília: Editora Terra Viva, 1996. 160p.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa Serviço de Produção de Informação, 1999. 412p.
- ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; BRAS, R.L. Variability in Large-Scale Water Balance with Land Surface-Atmosphere Interaction. **Journal of Climate**, v.5, n.8, p.798-813, 1992.
- ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; CASTELLI, F. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, v.184, n.1-2, p.3-17, 1996.
- FEDDEMA, J.J. Future African water resources: Interactions between soil degradation and global warming. **Climatic Change**, v.42, n.3, p.561-596, 1999.
- FENNESSEY, N.M.; KIRSHEN, P.H. Evaporation and evapotranspiration under climate change in New England. **Journal of Water Resources, Planning and Management**, v.17, n.1, p.32-41, 1993.
- FENNESSEY, N.M.; VOGEL, R.M. Regional models of potential evaporation and reference evapotranspiration for the northeast USA. **Journal of Hydrology**, v.184, n.3-4, p.337-354, 1996.
- FEREIRA, D.G.; MELO, H.P.; RODRIGUES NETO, F.R.; NASCIMENTO, P.J.S. **A Desertificação no Nordeste do Brasil: Diagnóstico e Perspectiva**. IN: CONFERÊNCIA NACIONAL E SEMINÁRIO LATINO – AMERICANO DA DESERTIFICAÇÃO – CONSLAD, 1994. Fortaleza: Fundação Esquel – PNUD – Governo do Ceará – BNB, 1994. 56p.
- GELLENS, D.; ROULIN, E. Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. **Journal of Hydrology**, v.210, n.1-4, p.242-258, 1998.

- GERSHUNOV, A.; BARNETT, T. P. Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, n.12, p.2715-2725, 1998.
- GOVINDA RAO, P. Climate changes and trends over a major river basin in India. *Climate Resources*, v.2, n.sf, p.215-223, 1993.
- GROISMAN, P.Y.; LEGATES, D.R. The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.75, n.1, p.215-227, 1994.
- HAMEED, S.; SPERBER, K.R.; MEINTER, A. Teleconnections of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU coupled upper ocean-atmosphere GCM. *Journal of Climate*, v.6, n.3, p.487-498, 1993.
- HARE, F. K. **Climate and Desertification** 63-167. IN: **Desertification: Its causes and consequences**. Secretariat of the United Nations Conference on Desertification, Nairobi. Pergamon Press. Oxford. 1977. 448p.
- HARE, F. K. **Sequia, Variacion climatica y desertificacion**. Ginebra: Organizacion Meteorologica Mundial, 1985. 35p.
- HARTMANN, D.L. **Global Physical Climatology**. San Diego, Ca: Academic Press., 1994. 411p.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.103, n.435, p.77-92, 1977.
- HASTENRATH, S.; WU, M.C.; CHU, P.S. Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.110, n.465, p.411-425, 1984.
- HOERLING, M. P.; KUMAR, A.; ZHONG, M. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *Journal of Climate*, v.10, n.8, p.1769-1786, 1997.
- HULME, M. Is Environmental Degradation Causing Drought in the Sahel?. *Geography*, v.74, n.1, p.38-46, 1989.
- HULME, M.; KELLY, M. Exploring the links between Desertification and Climate Change. *Environmet*, v.35, n.6, p.5-45, 1993.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Atlas Nacional do Brasil: Região Nordeste. Rio de Janeiro: IBGE, 1985.
- JAKSIC, F.M.; LAZO, I. Response of a bird assemblage in semiarid Chile to the 1997-1998 El Niño. *Wilson Bulletin*, v.111, n.4, p.527-535, 1999.
- JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. ASCE Manual 70. ASCE, New York, 1990. 332p.

- KOUSKY, V.E. Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v.107, n.9, p.1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V.E.; CAVALCANTE, I.F.A. Evento Oscilação Sul El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. *Revista Ciência e Cultura*, v.36, n.11, p.1888-1899, 1984.
- KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v.33, n.6, p.538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E.; ELIAS, M. *Meteorologia Sinótica: Parte I*. INPE. São José dos Campos. 1982. 107p. (INPE - 2605 - MD/021).
- KRISHAN, A. Agroclimatic classification methods and their application in India. In: *Climatic classification: a consultant's Meeting*. Patancheru: ICRISAT, 1980.
- LARE, A.R.; NICHOLSON, S.E. Contrasting Conditions of Surface Water Balance in Wet Years and Dry Years as a Possible Land Surface-Atmosphere Feedback Mechanism in the West African Sahel. *Journal of Climate*, v.7, n.5, p.653-668, 1994.
- LETTAU, H.H. Evapotranspiration climatology I: A new approach to numerical prediction of monthly evapotranspiration, runoff, and soil moisture storage. *Monthly Weather Review*, v.97, n.sf, p.691-699. 1969.
- LETTAU, H.H.; HOPKINS, E.J. Evapotranspiration climatology III: The Reconciliation of Monthly runoff and Evaporation in the Climatic Balance of Evaporable Water on Land Areas. *Journal of Applied Meteorology*, v.30, n.6, p.776-792, 1991
- LINACRE, E. T. A Simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, v.18, n.sf, p.409-424, 1977.
- LIVEZEY, R. E.; MASUTANI, M.; LEETMAA, A.; RUI, H., JI, M.; KUMAR, A. Teleconnective Response of the Pacific-North American Region Atmosphere to Large Central Equatorial Pacific SST Anomalies. *Journal of Climate*, v.10, n.8, p.1787-1820, 1997.
- MAGALHÃES, A.R. Social Impacts of Climatic Variations, a Developing Region's Viewpoints. In: KARPE, H.J.; OTTEN, D.; TRINDADE, S.C. (EDS.). *Climate and Development*. Berlin, Springer-Verlag, 1990.
- MAGALHÃES, A.R. *Respostas Governamentais às Secas*. Fortaleza: Governo do Estado do Ceará Secretaria de Planejamento e Coordenação. Imprensa Oficial do Ceará, 1991. 231p.
- MANABE, S. Climate and the Ocean circulation: I The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, v.97, n.sf, p.739-744, 1969.

- MANABE, S.; WETHERALD, R.T. Large scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.44, n.sf, p.1211-1235, 1987.
- MARTIN, P.; ROSENBERG, N.J.; McKENNEY, M.S. Sensitivity of evapotranspiration in a wheat field, a forest and a grassland to change in climate and direct effect of carbon dioxide. *Climate Change*, v.14, n.sf, p.117-151, 1989.
- MARTINS, M.L.R.; SAMPAIO, M.A.B.; ALMEIDA, M.A.G.; CURZ, M.L.B.; COSTA, R.N.S.; SOARES, Z.M.L.; MEDEIROS, J.S.; SOUZA, M.J.N. **Cobertura Vegetal e Antropismo no Estado do Ceará: Uma abordagem utilizando imagens TM-LANDSAT 5.** IN: COFERÊNCIA NACIONAL E SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DA DESERTIFICAÇÃO – CONSLAD, 1994, Fortaleza: Fundação Esquel – PNUD – Governo do Ceará – BNB, 1994. 21p.
- MAVROMATIS, T.; JONES, P. D. Comparison of climate change scenario construction methodologies for impact assessment studies. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.91, n.sf, p.51-67, 1998.
- McCABE, G.J.; DETTINGER, M.D. Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*, v.19, n.13, p.1399-1410, 1999.
- MECHOSO, C.R.; LYONS, S.W.; SPARH, J.A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v.3, n.8, p.812-826, 1990.
- MELO, A.B.C. **Previsibilidade da precipitação na região semi-árida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação.** Campina Grande: Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, 1997, 124p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia).
- MONTEITH, J.L. Evaporation and environment. The state and Movement of Water in Living Organisms. Symposium Society Experimental Biology, 19, 1964, New York. Anais.. New York: Academic Press, 1964. P.205-234.
- MORAN, M. S.; RAHMAN, A.F.; WASHBURNE, J.C.; GOODRICH, D.C.; WELTZ, M.A.; KUSTAS, W.P. Combining the Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.80, n.2-5, p.87-109, 1996.
- MOREIRA, I. **Construindo o Espaço do Homem.** São Paulo: Editora Ática, 1998, 272p.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of drought in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.38, n.12, p.2653-2675, 1981.

- MURPHY, J.M.; MITCHELL, J.F.B. Transient response of the Haddley Center coupled-atmosphere model to increasing carbon dioxide Part 1. Control climate and flux correction. *Journal of Climate*, v.8, n.1, p.57-80, 1995.
- NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. *Tellus*, v.24, n.sf, p.336-343, 1972.
- NAPPO, C.J. JR. Parameterization of surface moisture and evaporation rate in a planetary boundary layer model. *Journal of Applied Meteorology*, v.14 n.sf, p.289-296, 1975.
- NAZEMOSADAT, M.J.; CORDERY, I. On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran. *International Journal of Climatology*, v.20, n.1, p.47-61, 2000.
- NICHOLSON, S.E. An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate*, v.6 n.7, p.1463-1466, 1993.
- NICHOLSON, S.E.; KIM, J.; BA, M.B.; LARE, A.R. The mean surface water balance over Africa and its interannual variability. *Journal of Climate*, v.10, n.12, p.2981-3002, 1997.
- NICHOLSON, S.E.; TUCKER, C.J.; BA, M.B. Desertification, Drought, and Surface Vegetation: An Example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, n.5, p.815-829, 1998.
- NOBRE, C.A.; CAVALCANTI, I.F.A.; GAN, M.A.; NOBRE, P.; KAYANO, M.T.; RAO, V.B.; BONATTI, J.P.; SATYAMURTY, P.; UVO, C.B.; COHEN, J.C.; SILVA, J.F.; MARSCHALL, C.; MOURA, A.D. *Aspectos da Climatologia Dinâmica do Brasil*. Climanásile Especial. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 1986, 125p.
- OLIVER, J. E. *Climate and Man's Environment: An Introduction to Applied Climatology*. New York: John Wiley & Sons, INC, 1973, 517p.
- OMETTO, J.C. *Bioclimatologia Vegetal*. São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda., 1981. 436p.
- ORLOVE, B.S.; CHIANG, J.C.H.; CANE, M.A. Forecasting Andean rainfall and crop yield from the influence of El Niño on Pleiades visibility. *Nature*, v.403, n.6765, p.68-71, 2000.
- PENMAN, H.E. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proceedings, Royal Society, Series A*, v.193, p.120-145, 1948.
- PHILANDER, S.G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press. San Diego. 1990. 311p.
- PICKUP, G. Desertification and climate change: The Australian perspective. *Climate Research*, v.11, n.1, p.51-63, 1998.

- PIERVITALI, E.; CONTE, M.; COLACINO, M. Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part II: Precipitation scenarios. **Nuovo Cimento Della Societa Italiana di Fisica C – Geophysics and Space Physics**, v.22, n.5, p.649-661, 1999.
- PUIGDEFABREGAS, J. Desertification: Stress beyond resilience, exploring a unifying process structure. **Ambio**, v.24, n.sf, p.311-313, 1995.
- RAO, G.N. Variations of the SO relationship with Summer and Winter monsoon rainfall over India: 1872-1993. **Journal of Climate**, v.12, n.12, p.3486-3495, 1999.
- RAO, V.B.; de LIMA, M.C.; FRANCHITO, S.H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.6, n.9, p.1754-1763, 1993.
- RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; Hada, K. Annual variation of rainfall over Brasil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.101, n.d21, p.26539-26551, 1996.
- RAO, V.B.; SÁ, L.D.A.; FRANCHITO, S.H.; HADA, K. Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.85, n.1-2, p.63-74, 1997.
- RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; CAVALCANTI, I.F.A. Moisture budget in the tropics and the Walker circulation. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.103, n.d12, p.13713-13728, 1998.
- RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; FRANCHITO, S.H. Decadal variation of atmosphere-ocean interaction in the tropical Atlantic and its relationship to the Northeast Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.77, n.1, p.63-75, 1999.
- RASMUSSEN, E.M.; WALLACE, J.M. Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, v.222 n.sf, p.1195-1202, 1983.
- REY, J.M. Modelling potential evapotranspiration of potential vegetation. **Ecological Modelling**, v.123, n.2-3, p.141-159, 1999.
- RIPLEY, E.A. Drought in the Sahara: Insufficient bio-geophysical feedback?. **Science**, 191(sf):100, 1976.
- ROADS, J.O.; CHEN, S.C.; GUETTER, A. K.; GEORGAKAKOS, K.P. Large-scale aspects of the United States hydrologic. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.75, n.9, p.1589-1610, 1994.
- ROADS, J.O.; CHEN, S.C.; KANAMITSU, M.; JUAN, G.H. Surface water characteristics in NCEP global spectral model and reanalysis. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.104, n.d16, p.19307-19327, 1999.

- ROPELEWSKI, C. F., HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, n.8, p.1606-1626, 1987.
- ROSENBERG, N.J.; VERMA, S. Extreme Evapotranspiration by Irrigated Alfalfa: A Consequence of the 1976 Midwestern Drought. **Journal of Applied Meteorology**, v.17, n.7 p.934-941, 1978.
- ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate The Biological Environment**. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, 1983. 495p.
- SAMPAIO, E.V.S.B.; SOUTO, A. RODAL, M.J.N.; CASTRO, A.A.J.F.; HAZIN, C. **Caatingas e cerrados do NE – Biodiversidade e ação antrópica**. IN: CONFERÊNCIA NACIONAL E SEMINÁRIO LATINO – AMERICANO DA DESERTIFICAÇÃO – CONSLAD, 1994. Fortaleza: Fundação Esquel – PNUD – Governo do Ceará – BNB, 1994. 15p.
- SCHLESINGER, M.E.; ZHAO, Z.C. Seasonal climate changes induced by doubled CO₂ as simulated by the OSU atmospheric GCM mixed layer ocean model. **Journal of Climate**, v.2, n.5, p.459-495, 1989.
- SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation. IN: Maidment, D.R., ed. **Handbook of Hydrology**. McGraw-Hill. New York. 1993.
- SILVA, B.B. **Estudo da precipitação no estado da Paraíba: regimes pluviais e caracterização de anos secos e chuvosos**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Campina Grande, PB, Universidade Federal da Paraíba, UFPB. 1985. 100p.
- SIMPSON, H.J.; COLODNER, D.C. Arizona precipitation response to the Southern Oscillation: A potential water management tool. **Water Resources Research**, v.35, n.12, p.3761-3769, 1999.
- SOUZA, I. A. **Influência da Variabilidade Climática no Avanço e Recuo dos Processos de Desertificação no Estado do Rio Grande do Norte**. Campina Grande: Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, 1997, 94p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia).
- SOUZA, J. M. de. **Avaliação da estimativa da evapotranspiração potencial via dados de satélite meteorológico em um modelo hidrológico aplicado às sub-bacias do Nordeste do Brasil**. Campina Grande: Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, 1999, 82p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia).
- SOUZA, E.B.; ALVES, J.M.B.; XAVIER, T.M.B.S. Distribuição mensal e sazonal da precipitação no Semi-árido Nordeste durante os anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento observados em toda a bacia do Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.1, p.1-9, 1999.

- SUD, Y.C.; FENNESSY, M.J. An Observational-Data Based Evapotranspiration Function for General Circulation Models. *Atmosphere-Ocean*, v.20, n.4 p.301-316, 1982.
- TARPLEY, J.D. Monthly Evapotranspiration from Satellite and Conventional Meteorological Observation. *Journal of Climate*, v.7, n.5, p.704-713, 1994.
- THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, v.38, p.55-94, 1948.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. *Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance*. Publications in Climatology, Vol. 10, No. 3. Drexel Institute of Technology, Centerton. 1957.
- TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. *Meteorologia Descritiva Fundamentos e Aplicações Brasileira*. Nobel. São Paulo. 1980. 374p.
- TUCKER, C.J.; NICHOLSON, S.E. Variations in the size of the Sahara Desert from 1980 to 1997. *Ambio*, v.28, n.7, p.587-591, 1999.
- UVO, C.R.B.; NOBRE, C.A.. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte II: influência dos ventos e TSM do Atlântico Tropical. *Climanálise*, v.4, n.10, p.39-47, 1989.
- VAREJÃO-SILVA, M.A.; FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climatic change due to land surface alterations. *Journal of Climate*, v.11, n.7, p.1749-1767, 1998.
- VÖRÖSMARTY, C.J.; FEDERER, C.A.; SCHLOSS, A.L. Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *Journal of Hydrology*, v.207, n.1-4, p.147-169, 1998.
- VUILLE, M. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern. *International Journal of Climatology*, v.19, n.14, p.1579-1600, 1999.
- WALLACE, J. M., GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, v.109, n.4, p.784-812, 1981.
- WANG, G.L.; ELTAHIR, E.A.B. Use of ENSO information in medium- and long-range forecasting of the Nile floods. *Journal of Climate*, v.12, n.6, p.1726-1737, 1999.
- WANG, G.L.; ELTAHIR, E.A.B.; Biosphere-atmosphere interactions over West Africa. II: Multiple climate equilibria. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.126, n.565, p.1261-1280, 2000a.

- WANG, G.L.; ELTAHIR, E.A.B.; Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. **Water Resources Research**, v.36, n.4, p.1013-1021, 2000b.
- WARREN, A.; MAIZELS, J.K. **Ecological Change and Desertification** 169-260. IN: **Desertification: its Causes and Consequences**. United Nations. Pergamon Press Ltd., Oxford. 1977. 448p.
- WEBER, G.E.; JELTSCH, F.; VAN ROOYEN, N.; MILTON, S.J. Simulated long-term vegetation response to grazing heterogeneity in semi-arid rangelands. **Journal of Applied Ecology**, v.35, n.5, p.687-699, 1998.
- WINTER, E.J. **A água, o solo e a planta**. São Paulo: Nobel, 1984. 170p.
- WOLTER, K. **Multivariate ENSO Index (MEI)**. Climate diagnostics center NOAA. Washington, 2000, 6p.
- WOODHOUSE, C. A., OVERPECK, J. T. 2000 Years of Drought Variability in the Central United States. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.12, p.2693-2714, 1998.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.55, n.2, p.205-207, 1977.
- XINMEI, H.; LYONS, T.J.; SMITH, R.C.G.; HACKER, J.M. Estimation of land-surface parameters using satellite data. **Hydrological Processes**, v.9, n.5-6, p.631-643, 1995.
- XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate: Part I. Desertification. **Journal of Climate**, v.6, n.12, p.2232-2245, 1993.
- ZEKTSER, I.S.; LOAICIGA, H.A. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: Past, present and future. **Journal of Hydrology**, v.144, n.sf, p.405-427, 1993.
- ZHENG, X., ELTAHIR, E. A. B. The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons. **Journal of Climate**, v.11, n.8, p.2078-2096, 1998.
- ZHENG, X.Y.; ELTAHIR, E.A.B.; EMANUEL, K.A. A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west African rainfall. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.125, n.556, p.1129-1163, 1999.

7. ANEXOS:

Anexo A – Lista das 52 estações meteorológicas e distribuição espacial dos 434 postos pluviométricos.

Estações meteorológicas principais da rede do Instituto Nacional de Meteorologia, cujos dados para o período de 1961 a 1990 foram utilizados nesse trabalho.

Área 1 – Norte

	Latitude (grau)	Longitude (grau)	Altitude (m)
Parnaíba – PI	-2,92	-41,60	23
Sobral – CE	-3,70	-40,35	84
Fortaleza – CE	-3,77	-38,60	27
Guaramiranga - CE	-4,28	-39,00	873
Teresina – PI	-5,08	-42,82	75
Crateús – CE	-5,17	-40,67	300
Quixeramobim	-5,20	-39,30	211
Morada Nova	-6,08	-38,38	44
Apodi – RN	-5,65	-37,80	67
Mossoró – RN	-5,18	-37,33	18
Macau – RN	-5,12	-36,63	7
Tauá – CE	-6,00	-40,42	400
Iguatu – CE	-6,37	-39,30	216
São Gonçalo - PB	-6,75	-38,22	233
Campos Sales - CE	-7,00	-40,38	585
Picos – PI	-7,07	-41,48	209
Barbalha –CE	-7,32	-39,30	409
Triunfo – PE	-7,85	-38,13	1022
Cabrobó – PE	-8,52	-39,33	342
Floresta – PE	-8,60	-38,57	310

Área 2 – Sul

	Latitude (grau)	Longitude (grau)	Altitude (m)
Bom Jesus do Piauí - PI	-9,10	-44,12	334
Petrolina – PI	-9,38	-40,48	372
Água Branca - AL	-9,28	-37,90	450
Alagoinhas – BA	-12,28	-38,58	132
Barreiras – BA	-12,15	-45,00	440
Bom Jesus da Lapa - BA	-13,27	-43,42	441
Caetité – BA	-14,05	-42,62	881
Carinhanha – BA	-14,17	-43,92	440
Ilhéus – BA	-14,80	-39,07	60
Itabaianinha – SE	-11,27	-37,75	225
Itaberaba – BA	-12,55	-40,43	251
Itiruçu – BA	-13,37	-39,95	757
Lençóis – BA	-12,57	-41,38	441

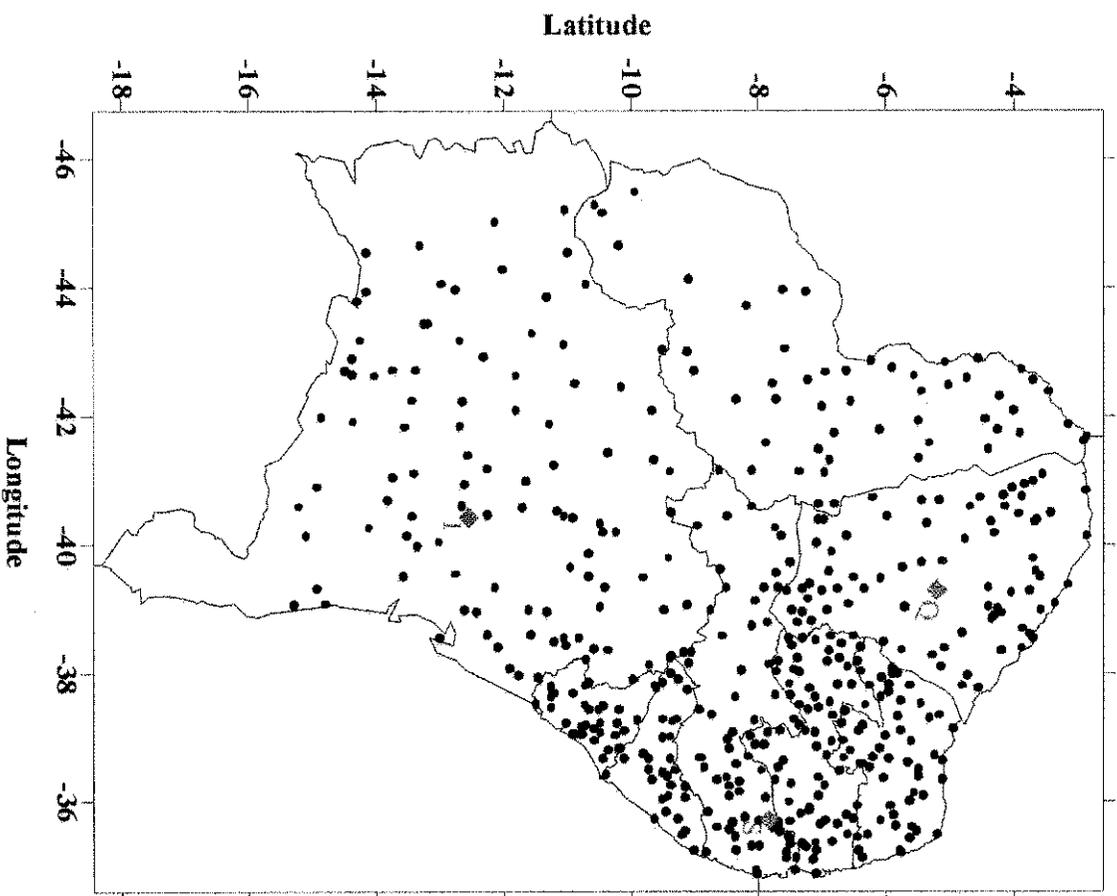
Área 2 – Sul (continuação)

	Latitude (grau)	Longitude (grau)	Altitude (m)
Morro do Chapéu - BA	-11,22	-41,22	1005
Paulo Afonso – BA	-9,40	-38,22	254
Salvador – BA	-13,02	-38,52	52
Santa Rita de Cássia – BA	-11,02	-44,52	551
Senhor do Bonfim – BA	-10,47	-40,18	588
Serrinha – BA	-11,63	-38,98	362

Área 3 – leste

	Latitude (grau)	Longitude (grau)	Altitude (m)
Ceará Mirim – RN	-5,65	-35,42	63
Natal – RN	-5,77	-35,20	10
Florânia – RN	-6,12	-36,82	325
Cruzeta – RN	-6,43	-36,58	227
Monteiro – PB	-7,88	-37,07	605
Campina Grande – PB	-7,22	-35,88	544
Surubim – PB	-7,83	-35,72	419
João Pessoa – PB	-7,10	-34,87	7
Garanhuns – PE	-8,88	-36,52	823
Recife – PE	-8,05	-34,92	8
Aracaju – SE	-10,92	-37,05	5
Cipó – BA	-11,08	-38,52	145
Propriá – SE	-10,22	-36,83	17

Mapa contendo as posições geográficas dos 434 postos pluviométricos, em destaque as localidades de Quixeramobim (Q), Surubim (S) e Itaberaba (I).



Anexo B – Coeficiente de Regressão

Coeficientes de Regressão para estimativa da Evapotranspiração de Referência de acordo com a equação (3.10), para as subregiões norte, sul e leste e nas condições de ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE

ASN – Norte do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	4,29598	-0,101873	-2,386801	-0,034913	-0,001675	-0,011003	-5,1470x10 ⁻⁷	-0,059143	-7,8641x10 ⁻⁴	-4,3689x10 ⁻⁴
Fevereiro	-43,324055	-2,490563	-1,837085	-0,016441	-0,032105	-0,026410	-2,1727x10 ⁻⁷	-0,040745	-3,4212x10 ⁻⁴	-3,3828x10 ⁻⁴
Março	5,325661	0,049488	-1,591132	-0,018227	4,23965x10 ⁻⁴	-0,029653	1,1252x10 ⁻⁴	-0,028535	-3,5204x10 ⁻⁴	-2,9810x10 ⁻⁴
Abril	80,105124	3,455357	0,886876	-0,026919	0,039434	-3,7378x10 ⁻⁴	2,53723x10 ⁻³	0,021959	-6,0892x10 ⁻⁴	-3,0058x10 ⁻⁴
Mai	47,358621	1,854476	1,694301	-0,015536	0,019924	-0,014703	-8,61789x10 ⁻⁷	0,043283	-3,3023x10 ⁻⁴	-3,9629x10 ⁻⁴
Junho	57,705488	2,418292	1,511971	-0,023577	0,027366	-0,032652	-1,6248x10 ⁻⁴	0,041236	-5,4177x10 ⁻⁴	-5,3331x10 ⁻⁴
Julho	37,013049	1,444573	0,836954	-0,023295	0,016004	-0,045775	-1,6566x10 ⁻⁴	0,027817	-3,5204x10 ⁻⁴	-4,7861x10 ⁻⁴
Agosto	40,850465	1,416978	1,618188	-0,029561	0,013566	-0,031728	-1,8113x10 ⁻⁴	0,043511	-6,8866x10 ⁻⁴	-5,8086x10 ⁻⁴
Setembro	6,032881	-0,224008	0,623981	-0,023863	-0,005323	-0,028228	-1,3333x10 ⁻⁴	0,018583	-5,3362x10 ⁻⁴	-5,1244x10 ⁻⁴
Outubro	36,744703	1,460471	-0,938210	-0,028588	0,018035	0,001709	-4,0063x10 ⁻⁴	-0,027038	-6,5267x10 ⁻⁴	-4,7781x10 ⁻⁴
Novembro	-34,227801	-1,964425	-2,234915	-0,022270	-0,023482	-0,010154	-9,7230x10 ⁻⁷	-0,056736	-4,8832x10 ⁻⁴	-4,4789x10 ⁻⁴
Dezembro	-55,541135	-3,060800	-2,123152	-0,012073	-0,03816	-0,037995	-1,1126x10 ⁻⁴	-0,045928	-2,3314x10 ⁻⁴	-4,5594x10 ⁻⁴

ASN – Sul do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	21,332587	-0,479640	3,958431	-0,007627	-0,016517	0,052868	1,3142x10 ⁻⁸	0,063165	-1,6782x10 ⁻⁴	1,0808x10 ⁻⁴
Fevereiro	-12,793277	-2,284679	4,702605	-0,018002	-0,039926	0,068563	-1,0170x10 ⁻⁴	0,075115	-4,6745x10 ⁻⁴	1,0033x10 ⁻⁴
Março	-6,612815	-1,992330	4,842581	-0,010604	-0,034747	0,077252	1,9018x10 ⁻⁷	0,071026	-2,463x10 ⁻⁴	5,8445x10 ⁻⁵
Abril	-15,608463	-2,13942	3,937661	-0,014244	-0,033972	0,062631	1,4367x10 ⁻⁷	0,055737	-3,3267x10 ⁻⁴	5,2773x10 ⁻⁵
Mai	-68,325009	-4,509499	3,015809	-0,032068	-0,058637	0,073906	-8,2188x10 ⁻⁷	0,023411	-7,2427x10 ⁻⁴	-1,5889x10 ⁻⁴
Junho	-52,367159	-3,466219	2,581561	-0,023940	-0,043044	0,066625	5,0439x10 ⁻⁹	0,015397	-4,3166x10 ⁻⁴	-3,5393x10 ⁻⁴
Julho	-58,481876	-3,905800	2,914944	-0,031391	-0,049170	0,076133	1,68775x10 ⁻⁷	0,017567	-6,0532x10 ⁻⁴	-4,1310x10 ⁻⁴
Agosto	-61,891914	-4,497911	4,429586	-0,031046	-0,059019	0,103325	-2,5705x10 ⁻⁷	0,038833	-6,3873x10 ⁻⁴	-3,0891x10 ⁻⁴
Setembro	-37,651771	-3,787740	5,693955	-0,036323	-0,053603	0,139686	-1,8438x10 ⁻⁶	0,050020	-8,8759x10 ⁻⁴	-6,5782x10 ⁻⁵
Outubro	-47,219800	-4,554383	7,092722	-0,014978	-0,067465	0,121538	2,7890x10 ⁻⁷	0,095306	-3,1359x10 ⁻⁴	-2,2423x10 ⁻⁴
Novembro	-14,689747	-3,201347	7,546430	-0,011648	-0,055609	0,109689	3,1462x10 ⁻⁷	0,115021	-2,7058x10 ⁻⁴	7,1032x10 ⁻⁵
Dezembro	11,004805	-1,311870	5,209047	-0,06158	-0,028730	0,075133	-9,0569x10 ⁻⁴	0,081307	-1,8159x10 ⁻⁴	1,7266x10 ⁻⁵

ASN - Leste do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-32,142152	-1,005797	-2,485471	-0,001273	-	-0,044827	-5,7097x10 ⁻⁷	-0,054249	-	1,9333x10 ⁻⁴
Fevereiro	-1,089707	-0,130958	0,246804	0,002166	-	-0,044545	-4,0984x10 ⁻⁴	0,020703	-	3,7100x10 ⁻⁴
Março	-14,124379	-0,504135	-0,713556	-0,002402	-	-0,034583	-1,5020x10 ⁻⁴	-0,007973	-	-2,2881x10 ⁻⁴
Abril	-43,470933	-1,463064	-4,331217	-1,1924x10 ⁻⁴	-	-0,059321	-2,3240x10 ⁻⁴	-0,151241	-	-9,8840x10 ⁻⁵
Mai	-39,160770	-0,992806	-2,393617	0,003609	-	0,018909	6,5433x10 ⁻⁷	-0,080714	-	6,6175x10 ⁻⁴
Junho	-53,178999	-1,657300	-4,963988	0,001509	-	0,019885	7,6988x10 ⁻⁷	-0,152808	-	4,4542x10 ⁻⁴
Julho	-80,260011	-2,449161	-8,040592	0,004740	-	0,045641	-2,0080x10 ⁻⁷	-0,248512	-	7,5447x10 ⁻⁴
Agosto	-83,762488	-2,429834	-7,788534	0,004634	-	-0,051161	1,6356x10 ⁻⁷	-0,202311	-	9,8015x10 ⁻⁴
Setembro	-59,212375	-1,741129	-5,192094	0,002399	-	-0,067943	-1,2011x10 ⁻⁴	-6,123855	-	4,3241x10 ⁻⁴
Outubro	-45,776398	-1,242142	-3,364719	9,32297x10 ⁻⁴	-	-0,158229	1,6636x10 ⁻⁶	-0,033954	-	5,2632x10 ⁻⁴
Novembro	-18,945627	-0,404176	-0,006420	-6,8112x10 ⁻⁴	-	-0,213878	2,9852x10 ⁻⁶	0,084053	-	4,6320x10 ⁻⁴
Dezembro	-30,599979	-0,700447	-1,477460	-9,4119x10 ⁻⁵	-	-0,223550	3,2928x10 ⁻⁶	0,049510	-	5,8975x10 ⁻⁴

ASP - Norte do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-13,191574	-0,357750	-5,888138	-0,035582	0,002071	-0,019205	9,5808x10 ⁻⁷	-0,140681	-8,2492x10 ⁻⁴	-2,2009x10 ⁻⁴
Fevereiro	-62,675365	-2,829126	-5,063558	-0,016503	-0,029528	-0,037974	1,0843x10 ⁻⁶	-0,111990	-3,3492x10 ⁻⁴	-1,8625x10 ⁻⁴
Março	-52,547060	-2,187796	-5,612509	-0,013072	-0,020596	-0,053668	7,9620x10 ⁻⁷	-0,119847	-2,8345x10 ⁻⁴	-7,8254x10 ⁻⁴
Abril	-36,639028	-1,558439	-1,112261	0,002411	-0,018178	-0,019761	2,4183x10 ⁻⁷	-0,017432	9,0766x10 ⁻⁵	-9,3505x10 ⁻⁴
Mai	-20,535248	-0,722409	-4,029523	-0,018388	-0,004018	-0,062930	9,5593x10 ⁻⁷	-0,080084	-4,1232x10 ⁻⁴	-3,7082x10 ⁻⁵
Junho	15,604169	0,755232	-1,507875	-0,019730	0,011134	-0,051627	-4,2710x10 ⁻⁷	-0,025383	-4,4199x10 ⁻⁴	-3,0892x10 ⁻⁴
Julho	4,045231	0,116268	-0,750942	-0,014669	0,002752	-0,045254	-1,1929x10 ⁻⁷	-0,008547	-3,1472x10 ⁻⁴	-2,5609x10 ⁻⁴
Agosto	25,868574	0,989106	0,004290	-0,025845	0,012001	-0,020056	-8,4866x10 ⁻⁷	0,002631	-5,9724x10 ⁻⁴	-3,8289x10 ⁻⁴
Setembro	3,388758	-0,050998	-1,316249	-0,027249	5,5584x10 ⁻⁴	-0,026185	-7,4838x10 ⁻⁷	-0,02965	-6,2008x10 ⁻⁴	-4,1355x10 ⁻⁴
Outubro	-33,723330	-1,629742	-4,715108	-0,043032	-0,015788	-0,015384	-6,8851x10 ⁻⁷	-0,118949	-9,8392x10 ⁻⁴	-6,3750x10 ⁻⁴
Novembro	-38,833472	-1,932925	-4,493136	-0,038203	-0,019449	0,003506	-1,6690x10 ⁻⁷	-0,117831	-8,6590x10 ⁻⁴	-5,0180x10 ⁻⁴
Dezembro	-101,522234	-4,847082	-5,608441	-0,018902	-0,054341	-0,026342	2,2017x10 ⁻⁷	-0,135283	-4,1436x10 ⁻⁴	-2,1424x10 ⁻⁴

ASP - Sul do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	4,548323	-1,529511	4,909618	-0,006283	-0,032821	0,043109	1,2317x10 ⁻³	0,092508	-1,3697x10 ⁻⁴	4,4405x10 ⁻⁵
Fevereiro	-34,877383	-3,654195	5,487317	-0,019227	-0,060869	0,051822	-2,8593x10 ⁻³	0,103396	-6,6407x10 ⁻⁴	7,8312x10 ⁻⁵
Março	-11,579557	-2,126052	4,557389	-0,008396	-0,038424	0,043953	6,5464x10 ⁻³	0,085525	-1,8086x10 ⁻⁴	7,1857x10 ⁻⁵
Abril	-24,472892	-2,518842	3,949081	-0,015892	-0,040189	0,045508	1,1835x10 ⁻²	0,068396	-3,3898x10 ⁻⁴	-7,1884x10 ⁻⁵
Maió	-46,999271	-3,576565	3,974422	-0,020432	-0,050441	0,061888	3,4423x10 ⁻²	0,056204	-3,9376x10 ⁻⁴	-2,2942x10 ⁻⁴
Junho	-35,180577	-2,784059	3,238620	-0,020442	-0,037902	0,063106	6,8493x10 ⁻²	0,036585	-3,6563x10 ⁻⁴	-2,9192x10 ⁻⁴
Julho	-50,474895	-3,735857	4,038397	-0,023111	-0,050755	0,072033	5,3724x10 ⁻²	0,049702	-4,2298x10 ⁻⁴	-3,0679x10 ⁻⁴
Agosto	-33,293138	-3,013674	4,498677	-0,022551	-0,041592	0,083459	9,4382x10 ⁻²	0,052724	-3,8646x10 ⁻⁴	-3,5901x10 ⁻⁴
Setembro	-78,030175	-5,567705	5,734247	-0,023938	-0,074588	0,107852	7,1245x10 ⁻²	0,068199	-4,3575x10 ⁻⁴	-2,9727x10 ⁻⁴
Outubro	-20,197365	-3,506453	7,869390	-0,019923	-0,059050	0,115745	-8,2018x10 ⁻²	0,118477	-3,6846x10 ⁻⁴	5,3635x10 ⁻⁵
Novembro	33,946906	-0,577823	6,897290	-0,004551	-0,022129	0,093148	-5,6786x10 ⁻²	0,108826	-9,9735x10 ⁻⁵	6,6920x10 ⁻⁵
Dezembro	17,476301	-0,886283	4,799506	-0,007273	-0,023453	0,067100	-3,4345x10 ⁻²	0,076784	-2,1989x10 ⁻⁴	1,7974x10 ⁻⁴

ASP - Leste do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	12,134865	0,352370	2,409504	-	-	-0,114490	-5,1331x10 ⁻⁴	0,113410	2,3959x10 ⁻⁴	-0,001284
Fevereiro	26,096536	0,707503	3,475212	-	-	-0,071993	-4,8268x10 ⁻⁴	0,127924	2,0492x10 ⁻⁴	-0,001176
Março	26,775299	0,715569	3,605471	-	-	-0,061615	-2,8766x10 ⁻⁴	0,126177	1,1434x10 ⁻⁴	-6,0589x10 ⁻⁵
Abril	18,539741	0,467433	2,299896	-	-	-0,030615	-1,3374x10 ⁻⁴	0,077181	8,5932x10 ⁻⁵	-4,3727x10 ⁻⁵
Maió	-0,670707	-0,107130	0,396288	-	-	-0,025180	-1,8988x10 ⁻⁴	0,017386	8,6676x10 ⁻⁵	-4,3062x10 ⁻⁵
Junho	-5,888349	-0,273263	0,159817	-	-	-0,013846	-2,3362x10 ⁻⁴	0,005131	3,5295x10 ⁻⁵	-1,8967x10 ⁻⁵
Julho	-3,160421	-0,173534	1,453280	-	-	-0,040073	-2,4343x10 ⁻⁴	0,050031	6,0989x10 ⁻⁵	-2,7243x10 ⁻⁵
Agosto	-37,336110	-1,097173	-2,632831	-	-	-0,068519	-9,4109x10 ⁻⁴	-0,050488	6,3776x10 ⁻⁵	1,4118x10 ⁻⁵
Setembro	-28,208363	-0,849129	-1,396446	-	-	-0,087546	1,7142x10 ⁻³	-0,01066	-8,0969x10 ⁻⁵	6,1878x10 ⁻⁵
Outubro	-13,127760	-0,287401	0,497577	-	-	-0,187591	5,6898x10 ⁻⁴	0,08577	9,0409x10 ⁻⁵	-6,6583x10 ⁻⁵
Novembro	-40,418831	-1,133987	-2,472452	-	-	-0,127317	-3,0184x10 ⁻³	-0,02134	1,7551x10 ⁻⁴	-5,3420x10 ⁻⁵
Dezembro	0,230820	0,071548	1,865031	-	-	-0,157512	5,9033x10 ⁻⁴	0,114181	1,0375x10 ⁻⁴	-2,2536x10 ⁻⁴

El Niño - Norte do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	54,487947	1,922260	1,198054	-0,020890	0,019328	-0,001817	-1,1413x10 ⁻¹	0,030121	-4,4901x10 ⁻⁴	-4,1388x10 ⁻⁴
Fevereiro	18,027955	0,564388	-0,937681	-0,022544	0,006564	0,027554	1,4282x10 ⁻¹	-0,030524	-5,0659x10 ⁻⁴	-2,6280x10 ⁻⁴
Março	-10,925952	-0,414455	-3,944960	-0,024971	-0,001648	-0,054425	4,8573x10 ⁻¹	-0,080536	-5,6037x10 ⁻⁴	-2,4374x10 ⁻⁴
Abril	62,445280	2,631005	0,580931	-0,027587	0,029693	0,0014x10 ⁻¹	1,4451x10 ⁻¹	0,015409	-6,3025x10 ⁻⁴	-2,9429x10 ⁻⁴
Maió	20,83357	0,82835	-0,523513	-0,016237	0,010670	-0,017478	-1,9273x10 ⁻¹	-0,00991	-3,3736x10 ⁻⁴	-3,4572x10 ⁻⁴
Junho	81,112108	3,616819	1,329157	-0,033058	0,042906	-0,008041	-8,0367x10 ⁻¹	0,031867	-7,7594x10 ⁻⁴	-4,5091x10 ⁻⁴
Julho	52,156546	2,237712	0,743526	-0,024820	0,026642	-0,021696	-9,9515x10 ⁻¹	0,020021	-5,7190x10 ⁻⁴	-4,1754x10 ⁻⁴
Agosto	58,167315	2,310245	2,128187	-0,021090	0,025006	-0,034967	-1,0978x10 ⁻¹	0,057269	-4,6731x10 ⁻⁴	-5,9047x10 ⁻⁴
Setembro	38,484261	1,429812	0,433057	-0,032704	0,015830	-0,013989	-1,4449x10 ⁻¹	0,010902	-7,5625x10 ⁻⁴	-5,6898x10 ⁻⁴
Outubro	27,095973	1,049888	-1,564216	-0,038637	0,014091	0,021645	-4,5843x10 ⁻¹	-0,047724	-9,0169x10 ⁻⁴	-4,2824x10 ⁻⁴
Novembro	-33,095534	-1,859076	-2,569991	-0,027555	-0,021571	-0,009591	-1,0150x10 ⁻¹	-0,063892	-6,2165x10 ⁻⁴	-4,8280x10 ⁻⁴
Dezembro	-58,233469	-3,110161	-2,311285	-0,016101	-0,038188	-0,036736	-4,8317x10 ⁻¹	-0,047632	-3,3296x10 ⁻⁴	-3,7401x10 ⁻⁴

El Niño - Sul do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-18,341888	-2,314796	3,652430	-0,009328	-0,038928	0,036081	-9,2744x10 ⁻³	0,06642	-2,4546x10 ⁻⁴	1,5175x10 ⁻⁴
Fevereiro	-43,634820	-3,775873	4,741971	-0,010847	-0,059140	0,045801	2,4645x10 ⁻²	0,08896	-2,8786x10 ⁻⁴	2,1095x10 ⁻⁴
Março	4,134413	-1,144566	3,922638	-0,003483	-0,021072	0,061357	1,1837x10 ⁻²	0,055933	3,7572x10 ⁻⁵	-2,0004x10 ⁻⁴
Abril	-20,43133	-2,175743	3,528095	-0,008434	-0,031599	0,069578	8,1980x10 ⁻²	0,042585	-1,7424x10 ⁻⁴	5,0956x10 ⁻⁵
Maió	-28,10349	-2,802504	4,360646	-0,015908	-0,039415	0,091413	7,9305x10 ⁻²	0,045857	2,7882x10 ⁻⁴	-2,1218x10 ⁻⁴
Junho	-49,989966	-3,49314	3,188838	-0,020705	-0,044276	0,077368	7,4242x10 ⁻²	0,024307	-3,4049x10 ⁻⁴	-3,9060x10 ⁻⁴
Julho	-52,008302	-3,748462	3,694915	-0,022182	-0,047278	0,095615	8,7150x10 ⁻²	0,024927	-3,4943x10 ⁻⁴	-4,6203x10 ⁻⁴
Agosto	-69,840169	-4,743640	4,147456	-0,025680	-0,060792	0,094820	7,0266x10 ⁻²	0,036836	-4,5615x10 ⁻⁴	-4,0746x10 ⁻⁴
Setembro	-65,023373	-5,355267	6,559436	-0,036916	-0,075737	0,128565	-7,3789x10 ⁻²	0,076326	-8,3882x10 ⁻⁴	-1,7346x10 ⁻⁴
Outubro	-48,884336	-4,807957	7,344167	-0,020344	-0,072978	0,116272	8,2456x10 ⁻²	0,103886	-4,5072x10 ⁻⁴	-3,8383x10 ⁻⁴
Novembro	-30,532373	-3,897175	7,280192	-0,004194	-0,064352	0,086821	4,5045x10 ⁻²	0,120434	-7,2297x10 ⁻⁵	5,5563x10 ⁻⁵
Dezembro	-14,669310	-2,513478	5,249634	-0,003102	-0,043116	0,063247	7,8006x10 ⁻²	0,088009	-5,2465x10 ⁻⁵	1,0245x10 ⁻⁴

El Niño – Leste do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-14,860054	-0,529536	-0,133391	-	-	-0,034962	-4,6687x10 ⁻⁴	0,007857	1,0584x10 ⁻⁴	-6,878x10 ⁻⁴
Fevereiro	-4,172998	-0,316467	0,327710	-	-	0,022358	-7,2049x10 ⁻⁴	-0,004767	1,7032x10 ⁻⁴	-1,2826x10 ⁻⁴
Março	-21,579026	-0,687704	-1,411812	-	-	-0,046835	-3,4800x10 ⁻⁴	-0,022445	1,9719x10 ⁻⁴	-9,7036x10 ⁻⁴
Abril	-52,602635	-1,687513	-4,696815	-	-	0,036082	-1,6101x10 ⁻⁴	-0,152476	9,4396x10 ⁻⁴	-4,0986x10 ⁻⁴
Maiο	-4,496376	-0,225162	0,733410	-	-	-0,033845	-9,5334x10 ⁻⁴	0,028954	-9,9642x10 ⁻⁴	7,4819x10 ⁻⁴
Junho	-32,964375	-1,078907	-2,037150	-	-	2,84210x10 ⁻⁴	-2,1599x10 ⁻⁴	-0,065184	5,5771x10 ⁻⁴	-2,2959x10 ⁻⁴
Julho	-41,368202	-1,277342	-2,780597	-	-	-0,019804	-2,2967x10 ⁻⁴	-0,076111	-1,2990x10 ⁻⁴	7,0090x10 ⁻⁴
Agosto	-61,147469	-1,785046	-3,186294	-	-	-0,059537	-9,1399x10 ⁻⁴	-0,126495	-6,7504x10 ⁻⁴	4,7132x10 ⁻⁴
Setembro	-29,25788	-0,766366	-0,562570	-	-	-0,172910	-1,1975x10 ⁻⁴	0,047499	2,7110x10 ⁻⁴	9,8008x10 ⁻⁴
Outubro	-17,992442	-0,395342	0,920268	-	-	-0,211040	-5,0410x10 ⁻⁴	0,106575	5,5060x10 ⁻⁴	2,9440x10 ⁻⁴
Novembro	-3,206493	0,030875	2,336674	-	-	-0,220231	-9,6042x10 ⁻⁴	0,150821	8,9854x10 ⁻⁴	-2,1026x10 ⁻⁴
Dezembro	7,266639	0,314133	3,231152	-	-	-0,202200	-3,9213x10 ⁻⁴	0,169533	1,6218x10 ⁻⁴	-7,7287x10 ⁻⁴

La Niña – Norte do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-1,748193	0,124094	-5,257431	-0,038333	0,007249	-0,008298	1,0219x10 ⁻³	-0,127537	-9,0095x10 ⁻⁴	-1,9469x10 ⁻⁴
Fevereiro	-98,894082	-4,725919	-4,989450	-0,001392	-0,054143	-0,061536	1,0950x10 ⁻⁴	-0,103357	4,5807x10 ⁻⁴	-1,100x10 ⁻⁴
Março	-53,571917	-2,342115	-3,251041	-0,014265	-0,023097	-0,029462	5,3105x10 ⁻⁴	-0,118917	-3,2354x10 ⁻⁴	3,1724x10 ⁻⁴
Abril	-13,923589	-0,609044	-2,182765	-0,007182	-0,004123	0,010084	-6,4452x10 ⁻⁴	-0,053689	-1,8192x10 ⁻⁴	8,8975x10 ⁻⁴
Maiο	-8,665301	-0,152394	-3,936030	-0,022158	0,003010	-0,055545	1,0386x10 ⁻⁴	-0,079504	-5,1875x10 ⁻⁴	2,2669x10 ⁻⁴
Junho	17,236387	0,820415	-1,131995	-0,012862	0,011802	-0,052754	-9,3828x10 ⁻⁴	-0,019971	-2,8007x10 ⁻⁴	-3,0404x10 ⁻⁴
Julho	16,871210	0,757987	-0,808309	-0,018672	0,010736	-0,053474	-8,3678x10 ⁻⁴	-0,008560	-4,2691x10 ⁻⁴	-3,2721x10 ⁻⁴
Agosto	39,949665	1,688356	-0,117652	-0,030285	0,020815	-0,018693	-9,5794x10 ⁻⁴	-0,001141	-7,1840x10 ⁻⁴	-3,6135x10 ⁻⁴
Setembro	8,551450	0,201244	-1,489404	-0,029674	0,003801	-0,017905	-4,2610x10 ⁻⁴	-0,035723	-6,8684x10 ⁻⁴	-3,2085x10 ⁻⁴
Outubro	-17,110478	-0,794998	-4,581882	-0,046483	-0,004519	7,6973x10 ⁻⁴	1,6777x10 ⁻⁴	-0,119465	-0,001070	-5,4138x10 ⁻⁴
Novembro	-17,639297	-0,801959	-5,077479	-0,049537	-0,004277	0,012188	2,4725x10 ⁻⁴	-0,134854	-0,001160	-4,7846x10 ⁻⁴
Dezembro	-87,641440	-4,182562	-6,028308	-0,034663	-0,045540	0,010699	4,5374x10 ⁻⁴	-0,156443	-8,1179x10 ⁻⁴	-2,1277x10 ⁻⁴

La Niña – Sul do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-17,785675	-3,024173	6,079722	-0,019337	-0,053919	0,069527	-6,1649x10 ⁻⁴	0,106314	4,9979x10 ⁻⁴	1,0147x10 ⁻⁴
Fevereiro	-35,956994	-3,952075	5,882932	-0,030607	-0,065530	0,071451	-8,4526x10 ⁻⁴	0,099871	-7,2683x10 ⁻⁴	-5,8268x10 ⁻⁴
Março	-35,727532	-3,604059	5,125899	-0,020279	-0,057986	0,061759	4,6977x10 ⁻⁴	0,087025	-4,5059x10 ⁻⁴	-5,2735x10 ⁻⁴
Abril	-28,039429	-2,851901	4,355610	-0,019323	-0,044895	0,054928	2,3856x10 ⁻⁴	0,071490	-3,9900x10 ⁻⁴	-1,4054x10 ⁻⁴
Maiο	-38,332573	-3,370387	4,242031	-0,028062	-0,049330	0,078701	-1,2138x10 ⁻⁴	0,052750	-6,3704x10 ⁻⁴	-1,8966x10 ⁻⁴
Junho	-36,412110	-2,800146	3,013971	-0,023447	-0,037451	0,065868	6,2101x10 ⁻⁴	0,029623	-4,6782x10 ⁻⁴	-2,5940x10 ⁻⁴
Julho	-51,501842	-3,796094	4,106788	-0,023297	-0,050555	0,082508	6,3420x10 ⁻⁴	0,044798	-4,1703x10 ⁻⁴	-3,2763x10 ⁻⁴
Agosto	-31,527777	-3,085250	5,021253	-0,024679	-0,043048	0,099737	3,0659x10 ⁻⁴	0,055915	-4,6106x10 ⁻⁴	-3,3199x10 ⁻⁴
Setembro	-34,463462	-3,455744	5,842273	-0,023250	-0,048474	0,122071	-3,3879x10 ⁻⁴	0,064128	-4,5600x10 ⁻⁴	-2,7523x10 ⁻⁴
Outubro	-15,397188	-3,137577	7,391873	-0,016022	-0,052356	0,120491	-1,7524x10 ⁻⁴	0,103620	-3,5251x10 ⁻⁴	-1,5988x10 ⁻⁴
Novembro	9,273379	-1,828394	7,004249	-0,003814	-0,037630	0,091776	3,9076x10 ⁻⁴	0,111470	-8,9027x10 ⁻⁴	1,3376x10 ⁻⁴
Dezembro	20,937159	-1,108694	5,972947	-0,012863	-0,028765	0,094790	-5,2605x10 ⁻⁴	0,090026	-4,2445x10 ⁻⁴	3,7229x10 ⁻⁴

La Niña – Leste do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	4,494237	0,100292	2,349253	-	-	-0,101433	-5,5250x10 ⁻⁴	0,103871	1,0584x10 ⁻⁴	-6,8780x10 ⁻⁴
Fevereiro	12,892407	0,552257	2,393651	-	-	-0,094098	-5,2656x10 ⁻⁴	0,105594	1,70318x10 ⁻⁴	-0,001282
Março	25,691974	0,684295	4,182569	-	-	-0,072959	-4,8534x10 ⁻⁴	0,145425	1,9719x10 ⁻⁴	-9,7036x10 ⁻⁴
Abril	8,513263	0,190910	1,50726	-	-	-0,037638	-2,9472x10 ⁻⁴	0,058047	9,4396x10 ⁻⁴	-4,0986x10 ⁻⁴
Maiο	-5,909198	-0,299353	0,024373	-	-	0,004076	-2,9533x10 ⁻⁴	-0,005182	-9,9642x10 ⁻⁴	7,4819x10 ⁻⁴
Junho	-5,798289	-0,208003	0,538534	-	-	-0,057069	-2,8797x10 ⁻⁴	0,033636	5,5771x10 ⁻⁴	-2,2959x10 ⁻⁴
Julho	-23,514503	-0,761514	-0,960353	-	-	-0,024121	-2,6517x10 ⁻⁴	-0,076111	-1,2990x10 ⁻⁴	7,0090x10 ⁻⁴
Agosto	-62,861284	-1,845932	-5,471522	-	-	-0,048735	-1,8119x10 ⁻⁴	-0,126495	-6,7504x10 ⁻⁴	4,7132x10 ⁻⁴
Setembro	-24,451842	-0,762887	-0,779101	-	-	-0,085933	-1,9391x10 ⁻⁴	0,047499	2,7110x10 ⁻⁴	9,8008x10 ⁻⁴
Outubro	-32,000983	-0,875934	-1,971407	-	-	-0,143034	-1,5619x10 ⁻⁴	0,106575	5,5060x10 ⁻⁴	2,9440x10 ⁻⁴
Novembro	-39,568446	-1,077554	-2,346737	-	-	-0,148562	-1,4597x10 ⁻⁴	0,150821	8,9854x10 ⁻⁴	-2,1026x10 ⁻⁴
Dezembro	-9,044218	-0,195856	1,320291	-	-	-0,161081	-2,1801x10 ⁻⁴	0,169533	1,6216x10 ⁻⁴	-7,7287x10 ⁻⁴

SFGE - Norte do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-41,694612	-2,189188	-3,248028	-0,020995	-0,025682	-0,018168	8,8062x10 ⁻⁷	-0,074945	-4,4958x10 ⁻⁴	-2,1227x10 ⁻⁴
Fevereiro	-10,070483	-0,793926	-1,750279	-0,020746	-0,010155	0,001545	-6,2381x10 ⁻⁸	-0,043710	-4,5256x10 ⁻⁴	-2,9837x10 ⁻⁴
Março	4,473436	0,307402	-3,325910	-0,022173	0,007063	-0,026735	7,0164x10 ⁻⁷	-0,073110	-4,8357x10 ⁻⁴	-2,3248x10 ⁻⁴
Abril	34,773594	1,724875	-2,339815	-0,028597	0,023674	-0,022086	1,1766x10 ⁻⁶	-0,050243	-6,4670x10 ⁻⁴	-1,8457x10 ⁻⁴
Maio	51,197720	2,331885	-0,047940	-0,019033	0,028580	-0,027182	-1,0996x10 ⁻⁷	0,006354	-4,3178x10 ⁻⁴	-2,2338x10 ⁻⁴
Junho	77,095642	3,529772	0,590124	-0,023973	0,042842	-0,024214	-1,0077x10 ⁻⁶	0,017449	-5,5654x10 ⁻⁴	-4,1593x10 ⁻⁴
Julho	66,666571	3,018044	0,396570	-0,029249	0,036908	-0,024831	-1,1434x10 ⁻⁴	-0,011498	-6,9448x10 ⁻⁴	-4,1540x10 ⁻⁴
Agosto	71,204395	3,024272	1,275938	-0,032826	0,034838	-0,022225	-1,4724x10 ⁻⁶	0,032404	-7,7170x10 ⁻⁴	-5,4433x10 ⁻⁴
Setembro	37,140442	1,314458	0,656708	-0,033542	0,013915	-0,018643	-1,4389x10 ⁻⁷	0,016198	-7,6355x10 ⁻⁴	-6,2988x10 ⁻⁴
Outubro	3,163086	-0,470748	-1,964076	-0,043973	-0,005345	-0,007848	-7,0709x10 ⁻⁷	-0,050746	-0,001004	-6,8104x10 ⁻⁴
Novembro	-23,70814	-1,301898	-3,553650	-0,045471	-0,013214	0,003954	-2,1950x10 ⁻⁷	-0,093675	-0,001040	-6,2676x10 ⁻⁴
Dezembro	-25,425264	-1,446626	-2,921863	-0,032082	-0,016307	-0,012329	-6,2568x10 ⁻⁷	-0,074315	-7,1800x10 ⁻⁴	-5,8679x10 ⁻⁴

SFGE - Sul do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-0,430115	-1,886119	5,139841	-0,016356	-0,035943	0,080702	-6,2789x10 ⁻⁷	0,077633	-4,5715x10 ⁻⁴	2,1638x10 ⁻⁴
Fevereiro	-49,936887	-4,455823	5,987659	-0,014665	-0,069465	0,064485	1,2184x10 ⁻⁶	0,105758	-3,3159x10 ⁻⁴	1,4111x10 ⁻⁴
Março	-20,934492	-2,784962	5,194954	-0,013304	-0,047796	0,058947	-3,1440x10 ⁻⁷	0,092280	-3,4933x10 ⁻⁴	1,4018x10 ⁻⁴
Abril	-10,972271	-1,955641	4,130623	-0,015873	-0,031227	0,087924	-8,0262x10 ⁻⁷	0,048304	-4,0449x10 ⁻⁴	6,3683x10 ⁻⁵
Maio	-32,892408	-2,793595	3,596606	-0,019625	-0,038252	0,082152	-9,0588x10 ⁻⁸	0,035364	-4,0518x10 ⁻⁴	-1,6478x10 ⁻⁴
Junho	-43,660812	-3,240030	3,185604	-0,025262	-0,041511	0,091314	-1,5056x10 ⁻⁷	0,017950	-5,1143x10 ⁻⁴	-2,8113x10 ⁻⁴
Julho	-33,954948	-2,656750	3,165035	-0,021836	-0,034504	0,081986	-4,1234x10 ⁻⁷	0,023536	-4,4631x10 ⁻⁴	-2,0244x10 ⁻⁴
Agosto	-52,952361	-3,888700	4,190626	-0,023119	-0,046445	0,136045	4,2132x10 ⁻⁷	0,013084	-3,7851x10 ⁻⁴	-4,8214x10 ⁻⁴
Setembro	-46,340744	-4,133017	5,410054	-0,039395	-0,056807	0,135129	-1,2944x10 ⁻⁶	0,044632	-8,8470x10 ⁻⁴	-2,8800x10 ⁻⁴
Outubro	-32,487745	-3,841982	6,395649	-0,030748	-0,059425	0,125755	-2,2539x10 ⁻⁸	0,076897	-7,9442x10 ⁻⁴	4,5780x10 ⁻⁵
Novembro	15,146327	-1,416496	6,367623	-0,005373	-0,030022	0,110632	-9,3979x10 ⁻⁷	0,086085	-1,8031x10 ⁻⁴	1,6876x10 ⁻⁵
Dezembro	-37,102037	-3,447179	5,024482	0,002932	-0,053222	0,051843	1,4447x10 ⁻⁶	0,088297	1,3117x10 ⁻⁴	-4,3832x10 ⁻⁴

SFGE - Leste do Nordeste

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9
Janeiro	-16,452343	-0,490551	0,286475	-	-	-0,105803	-3,4095x10 ⁻⁶	0,046818	1,7527x10 ⁻⁴	-7,9119x10 ⁻⁴
Fevereiro	18,275662	0,490730	3,551167	-	-	-0,109433	-4,2008x10 ⁻⁶	0,137949	1,0631x10 ⁻⁴	-6,3118x10 ⁻⁴
Março	-8,108707	-0,299531	0,406673	-	-	-0,067075	-2,4310x10 ⁻⁶	0,034469	1,2274x10 ⁻⁴	-5,3441x10 ⁻⁴
Abril	-34,558537	-1,172584	-2,774498	-	-	0,026276	-3,9878x10 ⁻⁶	-0,094981	8,2116x10 ⁻⁵	-5,6135x10 ⁻⁴
Maio	-16,896465	-0,609299	-0,387437	-	-	-0,014635	-1,8399x10 ⁻⁶	-0,011934	-3,8546x10 ⁻⁴	5,4556x10 ⁻⁵
Junho	-37,254564	-1,148002	-2,267398	-	-	-0,031861	-2,1893x10 ⁻⁶	-0,057589	8,6031x10 ⁻⁵	-3,2806x10 ⁻⁴
Julho	-64,209253	-1,946488	-5,407424	-	-	0,001126	-3,5032x10 ⁻⁶	-0,158045	-2,9328x10 ⁻⁴	-5,4310x10 ⁻⁵
Agosto	-65,431103	-1,835135	-4,780164	-	-	-0,102270	-1,9696x10 ⁻⁶	-0,098819	1,2085x10 ⁻⁴	9,7261x10 ⁻⁵
Setembro	-39,49943	-1,115552	-1,899954	-	-	-0,128053	-4,7616x10 ⁻⁶	-0,008837	8,0993x10 ⁻⁵	-4,7239x10 ⁻⁴
Outubro	-32,727172	-0,824216	-1,151158	-	-	-0,201017	-7,1128x10 ⁻⁶	0,044344	7,7634x10 ⁻⁵	-9,7550x10 ⁻⁵
Novembro	-2,890728	0,115597	2,760502	-	-	-0,270483	2,6854x10 ⁻⁷	0,183235	1,4491x10 ⁻⁴	-2,7975x10 ⁻⁴
Dezembro	-9,789406	-0,026769	2,113420	-	-	-0,297090	-4,2601x10 ⁻⁷	0,178222	1,7397x10 ⁻⁴	-4,2395x10 ⁻⁴

Anexo C - Coeficientes de Correlação

Coeficientes de Correlação entre a Evapotranspiração de Referência estimada pelo

MRRER e a calculada pela equação FAO-Monteith-Penman, para cada mês do ano em cada uma das condições ASN, ASP, El Niño, La Niña e SFGE.

Norte do Nordeste

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
Janeiro	0,84	0,86	0,85	0,78	0,88
Fevereiro	0,90	0,89	0,86	0,90	0,83
Março	0,89	0,91	0,92	0,86	0,90
Abril	0,92	0,85	0,91	0,82	0,94
Maio	0,90	0,96	0,89	0,96	0,94
Junho	0,94	0,95	0,95	0,93	0,95
					
Agosto	0,95	0,94	0,91	0,97	0,96
Setembro	0,90	0,91	0,88	0,93	0,92
Outubro	0,86	0,85	0,83	0,87	0,89
Novembro	0,84	0,90	0,85	0,88	0,84
Dezembro	0,80	0,84	0,84	0,83	0,83

Sul do Nordeste

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
Janeiro	0,91	0,94	0,90	0,92	0,87
Fevereiro	0,86	0,96	0,86	0,96	0,94
Março	0,87	0,88	0,87	0,92	0,93
Abril	0,92	0,92	0,90	0,91	0,92
Maio	0,91	0,93	0,93	0,88	0,91
Junho	0,91	0,91	0,92	0,90	0,91
Julho	0,91	0,95	0,91	0,92	0,89
Agosto	0,92	0,94	0,93	0,93	0,94
Setembro	0,93	0,94	0,94	0,95	0,92
Outubro	0,92	0,93	0,94	0,94	0,89
Novembro	0,93	0,95	0,93	0,96	0,93
Dezembro	0,88	0,91	0,89	0,93	0,93

Leste do Nordeste

	ASN	ASP	El Niño	La Niña	SFGE
Janeiro	0,93	0,82	0,90	0,88	0,95
Fevereiro	0,90	0,88	0,81	0,85	0,94
Março	0,93	0,85	0,90	0,83	0,94
Abril	0,98	0,83	0,97	0,92	0,99
Maio	0,94	0,89	0,89	0,94	0,94
Junho	0,93	0,94	0,95	0,91	0,94
Julho	0,95	0,94	0,94	0,93	0,96