

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO

METEOROLOGIA



CENTRO DE CIÊNCIAS
E
TECNOLOGIA



DEPARTAMENTO
DE CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Aplicação de um Modelo de Vegetação Potencial
para a região Nordeste do Brasil**

Autor: Robson de Souza Nascimento

Abril- 2005



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – CCT
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**APLICAÇÃO DE UM MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL
PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL**

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

CAMPINA GRANDE - PB

Abril de 2005

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

**APLICAÇÃO DE UM MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL
PARA A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL**

**DIGITALIZAÇÃO:
SISTEMOTECA - UFCG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de Concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escala**

Sub-área: **Climatologia**

Orientador: **Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito**

Campina Grande - PB

Abril de 2005

ROBSON DE SOUSA NASCIMENTO

APLICAÇÃO DE UM MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL PARA A REGIÃO NORDESTE
DO BRASIL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 29/4/2005

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO
Universidade Federal do Vale do São Francisco

À Deus que me deu oportunidade
e graça para realizar esse sonho.
À minha esposa Maria Lúcia Monteiro
Nascimento pelo incentivo e apoio
em todos os momentos da minha
vida e desse trabalho, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

A Deus que sempre me acompanhou e me conduziu ao longo desta caminhada, além de se fazer presente e transmitir sua paz e amor nos meus momentos difíceis.

À minha esposa, sempre, pelo grande apoio e incentivo.

À minha mãe.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal de Campina Grande pela grande oportunidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Professor José Ivaldo Barbosa de Brito pela orientação, ajuda, ensinamentos, atenção e paciência.

A todos os professores do Programa de Pós-graduação em Meteorologia, principalmente aqueles que foram meus professores em matérias (Célia Campos Braga, Enio Pereira de Souza, T. V. Ramana Rao, Bernardo Barbosa da Silva, Renilson Targino Dantas, Pedro Vieira de Azevedo e José Ivaldo Barbosa de Brito) pelos valiosos ensinamentos adquiridos, os quais propiciaram o enriquecimento de meus conhecimentos.

Aos meus amigos que conquistei em Campina Grande, aos meus colegas de curso pelo companheirismo.

Aos professores da minha banca examinadora, Célia Campos Braga e Mário de Miranda V. B. Ramos Leitão, pelas sugestões que engrandeceram meu trabalho.

Aos funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas, principalmente Divanete Rocha e Eyres Diana Ventura, por sempre serem tão prestativas e atenciosas.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a conclusão desse trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	<i>i</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>iii</i>
RESUMO	<i>iv</i>
ABSTRACT	<i>v</i>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	5
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 Relação Clima-Vegetação	6
2.2 Climatologia do NEB	10
2.3 Vegetação do NEB	13
2.4 Evapotranspiração	17
2.5 A Importância dos Modelos de Vegetação Potencial e Desmatamento nos Modelos Climáticos	19
3. DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Dados	23
3.2 Metodologia	24
3.2.1 Configuração do Modelo	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
4.1 Altura Potencial da Vegetação	33

4.1.1 Aplicação do Modelo Rey sem Restrição	33
4.1.2 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 300 mm	36
4.1.3 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 100 mm	37
4.1.4 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 40 mm.	39
4.2 Índice de Área Foliar Modelo Rey	40
4.3 Considerações	43
5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	44
6. BIBLIOGRAFIA.....	46
APÊNDICE A: Valores obtidos para a altura da vegetação e índice de área foliar	53
APÊNDICE B: Mapas de altura da vegetação e IAF com dados de Triunfo-PE	55
APÊNDICE C: Distribuição espacial das estações meteorológicas	60

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A_v – Altura da Vegetação em metros

cc – Capacidade de Campo

c_p - Calor específico do ar e vale $1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

D - Déficit de pressão do vapor d'água em kPa

D_o - Déficit de saturação na superfície foliar em kPa

d - Altura do deslocamento do plano zero em metros e vale $d = 0,78A_v$

E_o - Excentricidade e vale um

e_a - Pressão de vapor do ar seco em kPa

e_s - Pressão de vapor do ar saturado em kPa

G - Radiação perdida pelo fluxo de calor no solo e vale zero

IAF - Índice de área foliar

k – Constante de von Karman e vale 0,41

MVP - Modelo de Vegetação Potencial

MCG - Modelo de Circulação Geral

NEB - Nordeste do Brasil

N - Duração do dia em horas/dia

n - Insolação em horas/dia

P - Pressão atmosférica em kPa

Q_o - Radiação no topo da atmosfera em $\text{J.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$

R_n – Saldo de radiação em $\text{J.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$

r_a - Resistência aerodinâmica em s.m^{-1}

r_d - Resistência do dossel da planta em s.m^{-1}

r_e - Resistência estomática da planta em $s.m^{-1}$

S_o - Constante solar e vale $4,921 \times 10^6 J.m^{-2}.h^{-1}$

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

T_x - Temperatura máxima em K;

T_m - Temperatura mínima em K.

u_2 - Velocidade do vento à 2m acima do dossel em $m.s^{-1}$

u_z - Velocidade do vento à altura z em $m.s^{-1}$

VCANs - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

ZCA - Zona de Confluência dos Alísios

z_m - Altura da medida da velocidade do vento em metros

z_2 - Padrão da altura da velocidade do vento estimada a 2 m acima do dossel

z_o - Parâmetro de rugosidade da superfície em metros e vale $z_o = 0,076A_d$

α - Albedo e vale de 0,20

γ - Constante psicrométrica em $kPa^{\circ}C^{-1}$

Δ - Gradiente da curva de saturação do vapor d'água em $kPa^{\circ}C^{-1}$

ϵ - Emissividade e vale 0,98

λ - Calor latente de evaporação da água e vale $2,5 \times 10^3 kJ.kg^{-1}$

ρ_a - Densidade do ar e vale $1,3 kg/m^3$

ρ - Densidade da água e vale $1000 kg/m^3$

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa dos biomas brasileiros	2
Figura 2.1. Mapa da vegetação natural do NEB.....	16
Figura 2.2. Figura da vegetação sob a ação antrópica no NEB.....	17
Figura 3.1. Distribuição espacial das estações climatológicas do NEB usadas no presente trabalho.....	25
Figura 4.1. Mapa de precipitação média total anual do NEB em mm/ano.....	33
Figura 4.2. Distribuição espacial da Evapotranspiração Potencial em mm/ano para o NEB.....	34
Figura 4.3. Vegetação Potencial de acordo com Oyama e Nobre (2002)	35
Figura 4.4. Altura da vegetação em metros para toda água evapotranspirada	36
Figura 4.5. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 300 mm...38	
Figura 4.6. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 100 mm ..40	
Figura 4.7. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 40 mm....41	
Figura 4.8. IAF da vegetação potencial onde toda água é evapotranspirada	43
Figura 4.9. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 300 mm	44
Figura 4.10. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 100 mm	44
Figura 4.11. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 40 mm	45

RESUMO

O presente trabalho aplica o modelo de Rey (1999) para calcular a vegetação potencial da região Nordeste do Brasil e, assim, saber se o modelo identifica os principais tipos de vegetação dessa região. O método utilizado para calcular a taxa de Evapotranspiração (ET) é baseado na equação de Penman-Monteith, o qual sugere que a vegetação (dossel) seja representada por uma enorme folha, o que implica em assumir que todas as folhas estão expostas às mesmas condições ambientais, embora não seja essa a condição real. O modelo também inclui parâmetros fixados, e as variáveis altura da vegetação e índice de área foliar (IAF). O valor inicial fixado para o IAF de 0,2, é usado para calcular a altura da vegetação, resistência aerodinâmica, resistência do dossel da vegetação e a taxa de ET. O IAF é aumentado sucessivamente de 0,1 e o processo é repetido para obter-se os valores de ET. Quando a ET anual exceder a reserva de água medida anualmente (precipitação anual menos o escoamento) o ciclo é interrompido, levando à ET definitiva, ao IAF e a altura da vegetação correspondente a esse valor de ET. Foram encontrados valores para a altura da vegetação potencial e IAF com restrições de capacidade de campo de 40, 100 e 300 mm, e, também, sem nenhuma restrição. De um modo geral, o modelo conseguiu reproduzir bem os biomas da região Nordeste do Brasil, principalmente a Caatinga e a Mata Atlântica.

ABSTRACT

The present work applies Rey's model (1999) to calculate the potential vegetation of the Northeast of Brazil and, thus, to know if its model identifies the biomes of this area. The method used to calculate the rate of Evapotranspiration (ET) it is based in the equation of Penman-Monteith, where all the leaves are exposed to the same environmental conditions, although it is not the real condition, as well as include fixed parameters and the variables vegetation height and leaf area index (LAI). An initial value to LAI is 0,2, used to calculate the vegetation height, aerodynamic resistance, resistance canopy and, finally, the rate of ET. The LAI is increased successively of 0,1 and the process is repeated to get ET values. When annual ET exceeds the water reserves annually (annual precipitation minus the drainage) the cycle is interrupted, giving a definitive ETP, to LAI and vegetation height corresponding to that value of ET. Values were found for the vegetation height and LAI with restrictions of capacity of field of 40, 100 and 300 mm, as well as, without any restriction. In general, the model gave a good representation of the biomes of the Northeast of Brazil, mainly the Caatinga and Atlantic Forest.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta uma superfície com extensão de 8.511.996,3 km². Abrangendo diversas regiões morfológicas distintas, nosso país possui uma diversidade ecológica que o coloca como o principal depositário de organismos vivos do planeta, estimado em 10% do total.

A Amazônia desperta atenção especial por deter 51% das espécies de plantas tropicais. A maior diversidade biológica do mundo está concentrada nas florestas tropicais e recifes de coral. As florestas tropicais são depositárias de mais da metade das espécies do planeta.

Como o Brasil possui uma diversidade ecológica, podemos identificar sete biomas principais: Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrados, Caatinga, Campos, Pantanal, Restingas e Manguezais (Embrapa, 1996), conforme mostra a Figura 1.1.

A Floresta Amazônica é a maior floresta tropical remanescente do mundo; os Campos são formações edáficas e não climáticas, como os encontrados ao sul do estado do Rio Grande do Sul; o Pantanal é a maior planície inundável do mundo, reúne um mosaico de diferentes ambientes e abriga uma rica biota terrestre e aquática, os terrenos são alagados periodicamente durante as cheias, trazendo elementos necessários para a renovação da fertilidade dos diversos ecossistemas locais.

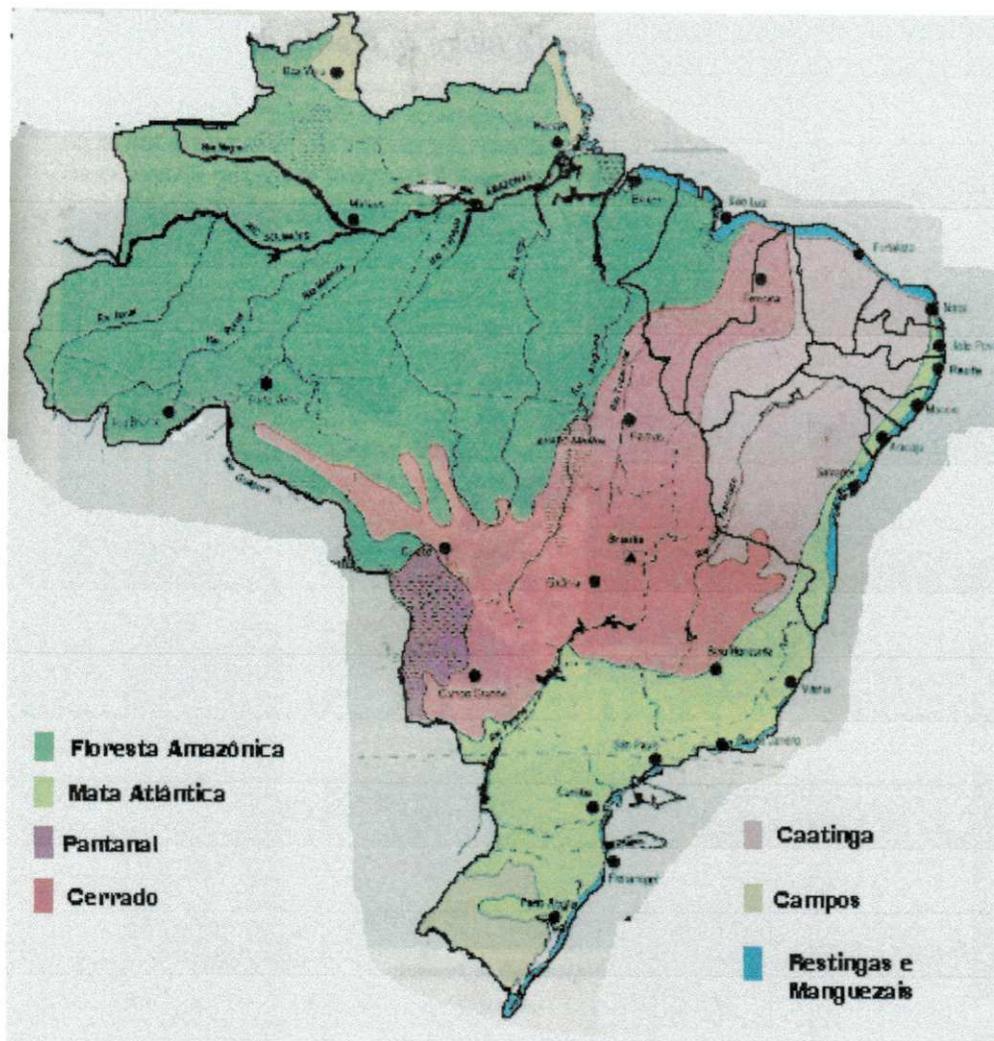


Figura 1.1. Mapa dos biomas brasileiros (Fonte: EMBRAPA, 1996)

Dos sete biomas brasileiros podemos encontrar quatro na região Nordeste do Brasil (NEB), que são: Mata Atlântica, Cerrado, Caatinga, Restinga e Manguezais. A região NEB está situada entre as latitudes 1° e 18°S e longitudes de 34° a 48°W, a leste da floresta Amazônica e a oeste do oceano Atlântico. A região NEB encontra-se dividida em quatro sub-regiões que são:

a) **Zona da Mata** - Estende-se do estado do Rio Grande do Norte ao sul do estado da Bahia, numa faixa litorânea de até 200 km de largura. Possui clima tropical úmido, com chuvas mais frequentes na época do outono e inverno, exceto no sul do estado

da Bahia, onde se distribuem uniformemente por todo o ano. O solo dessa área é fértil e a vegetação natural é a Mata Atlântica;

b) **Agreste** - É a área de transição entre a Zona da Mata, região úmida e cheia de brejos, e o sertão semi-árido;

c) **Sertão** - Extensa área de clima semi-árido, nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará chega até o litoral. Os solos desta sub-região são rasos e pedregosos, as chuvas escassas e mal distribuídas e as atividades agrícolas sofrem grande limitação. A vegetação típica do sertão é a caatinga. Nas partes mais úmidas existem bosques de palmeiras, especialmente a carnaubeira, também chamada "árvore da providência", por serem todas as suas partes aproveitadas;

d) **Polígono das Secas** - Delimitada em 1951 para combater as secas do Nordeste, essa área abrange praticamente todos os estados do Nordeste, com exceção do Maranhão e o litoral leste da região NEB.

A maior parte da região NEB é dominada pelo clima semi-árido, aproximadamente uma área de 900.000 km², que apresenta chuvas concentradas em um período de 3 a 5 meses, com totais médios anuais variando de 400 a 800 mm, com distribuição espacial e temporal muito irregular. Em algumas áreas as médias são inferiores a 300 mm e em outras superiores a 1000 mm (Ferreira *et al.*, 1994). Na região semi-árida a taxa de evaporação é bastante elevada.

O NEB apresenta apenas duas estações definidas, a seca quando apresenta pequenos valores totais de chuva (junho a novembro) e a chuvosa (dezembro a maio), quando apresenta valores significativos. Na estação seca são observados os máximos de intensidade dos ventos, predominantemente de sudeste, conhecidos como alísios, e na estação chuvosa há predominância de ventos de leste e nordeste com intensidades menores,

principalmente quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está posicionada sobre a região norte do NEB.

O litoral, setor mais úmido do NEB e sujeito à chuvas frontais de sul e leste, apresenta totais pluviométricos anuais superiores a 1000 mm e em alguns trechos ultrapassam os 2000 mm (IBGE, 2000).

A vegetação do NEB é bem diversificada e as caatingas, cerrados, carrascos e brejos cobrem uma área de $1,2-1,3 \times 10^6$ km², predominando as caatingas (Sampaio *et al.*, 1994).

Outro tipo de vegetação dominante na região nordeste é a Mata Atlântica, que é um imenso mosaico de florestas tropicais úmidas. A partir da Bahia, a Mata Atlântica também se apresenta em forma de unidades espaciais isoladas quando se direciona para o oeste, pontuando a caatinga até a fronteira do Ceará com o Piauí. Configurando-se, assim, uma paisagem semi-árida com enclaves espalhados de Mata Atlântica (Cavalcante, 2005).

O clima é um dos fatores de grande importância na determinação do tipo de vegetação, e um fator que tem uma grande influência no desenvolvimento das plantas é a chuva, que devido às irregularidades em determinadas áreas, causam um grande impacto no desenvolvimento das plantas (Jackson, 1977; Hueck, 1972). Entretanto, as condições do solo também têm influências relevantes sobre a vegetação, sua composição depende da interação dos vários elementos do ambiente em que vive, que inclui influências físicas e bióticas (Money, 1976), que atua de forma a tornar a vegetação mais dinâmica.

1.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é estimar a altura da vegetação potencial para a região NEB e o seu índice de área foliar (IAF), usando o modelo de Evapotranspiração Potencial de Vegetação Potencial de Rey (1999). Rey aplicou seu modelo para a Espanha obtendo resultados satisfatórios. Similarmente será levada a cabo uma aplicação para a região NEB, inserindo as variáveis climáticas que o modelo exige. Portanto, o modelo será usado para calcular a altura e o índice de área foliar de uma vegetação potencial que estaria inserida nas condições climáticas da região NEB, e, a partir daí, discutir se o modelo representa os diversos tipos de vegetação dessa região, a saber: Mata Atlântica, Hiléia Baiana, Floresta Estacional Perinifólia, Floresta Estacional Decidual, Floresta Estacional Semi-decidual, Caatinga, Cerrado, Cerradão.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Relação Clima-Vegetação

Como mencionado na introdução, há uma forte relação entre o clima e a vegetação, essa relação é demonstrada nos processos de trocas de energia entre vegetação-atmosfera. A vegetação de uma superfície é governada pela provisão da energia radiante, déficit de umidade atmosférica, turbulência atmosférica e controle estomatal de transferência de água da planta para a atmosfera, entre outras variáveis. Essas constituem os dados básicos de entrada para todos os modelos de troca de energia vegetação-atmosfera e evaporação (Kelliher *et al.*, 1995).

Os processos de trocas de energia entre vegetação e atmosfera constituem um fator importante na regulamentação do clima local, visto que esses processos determinam o requerimento de água para a atmosfera e sua disponibilidade para suprir essa demanda. Uma precipitação mais que adequada para a agricultura em latitudes temperadas pode ser insuficiente nos trópicos devido a alta evaporação. O requerimento de água varia de dossel para dossel e, também, com o estágio de crescimento do dossel (Jackson, 1977).

A troca de energia varia conforme o tipo de vegetação. Baldocchi *et al.* (2004) fizeram medidas em carvalhos e gramados obtendo valores do balanço de radiação, fluxo de calor sensível e latente superiores para os carvalhos. A resposta da evaporação do dossel que diminui a umidade do solo foi quantificada pela comparação da taxa de

evaporação normalizada com a medida do potencial de água no solo e do conteúdo volumétrico de água. Quando a umidade do solo foi normalizada, os valores do fluxo de calor latente foram maiores para o gramado. Esse fato também foi mostrado por Asdak *et al.* (1998), que concluíram que áreas não florestais necessitam de um fluxo de calor latente maior do que áreas florestais para evaporar a água interceptada.

Raupach (1995) estudou a interação vegetação-atmosfera através de três esquemas (o esquema fluxo-emparelhado e dois esquemas baseados na soma paralela de condutância superficial e aerodinâmica). Para todo o dossel considerado, os três esquemas deram valores idênticos para a condutância de dosséis tipicamente secos. Outros esquemas podem ser inconsistentes sobre superfícies parcialmente úmidas, dando condutância negativa.

A principal influência da vegetação sobre o clima é diminuir a temperatura à superfície através do fluxo de calor latente que também aumenta a umidade atmosférica. Mas, diferenças nas características da vegetação, como elevação e topografia afetam grandemente o microclima. Blyth (1999) mostrou que a evaporação potencial pode diminuir em 20% sobre uma colina de 300 m e pode aumentar em 10% devido ao aumento de área superficial sobre uma colina de 30° de inclinação.

Modificação da vegetação natural afeta de forma significativa os parâmetros climáticos (MIT, 1971) e, conseqüentemente, os climas regional e global. Nobre *et al.* (1991) aplicando um modelo para determinar as implicações, e possíveis mudanças, no clima regional e global devido ao desmatamento da Amazônia observaram que quando a floresta tropical Amazônica foi trocada por pastos, no modelo, ocorreu um aumento significativo da temperatura média da superfície (aproximadamente 2,5 °C), redução da evapotranspiração (30%) e da precipitação (25%) na região desmatada. As diferenças foram maiores durante a estação seca, o que foi associada a grandes flutuações diurnas de

temperatura superficial e déficit de pressão de vapor. Tais efeitos têm sido observados em áreas desmatadas da Amazônia. Houve também um aumento no comprimento da estação seca na metade meridional da Bacia Amazônica, que de acordo com aqueles pesquisadores pode ter sérias implicações para o restabelecimento da floresta, visto que as florestas úmidas somente existem quando a estação seca é muito pequena ou não existe. A redução calculada da precipitação, foi maior do que a redução calculada da evapotranspiração, indicando uma redução na convergência de umidade regional. Essa redução também observada por Voldoire e Royer (2004), ocorre principalmente sobre regiões equatoriais desmatadas.

O'Brien (2000) observou que as florestas tropicais têm baixos albedos, grandes índices de área foliar, altas taxas de evapotranspiração e maiores comprimentos de rugosidade do que vegetação de cultivo, pastos e outros tipos de cobertura terrestres. Conseqüentemente, estes parâmetros influenciam a troca de energia, massa e momentum entre a atmosfera e a superfície vegetada. O desmatamento, no entanto, pode resultar em mudanças do albedo, comprimento de rugosidade e da energia disponível, com conseqüências climáticas significantes. O albedo influencia a troca de energia radiante entre atmosfera e superfície. Quando a cobertura florestal é removida, a vegetação resultante freqüentemente tem um albedo elevado, ocasionando menos absorção de energia à superfície. Um decréscimo na energia absorvida pode ocasionar baixas temperaturas à superfície na região desmatada. Como o fluxo de calor sensível, nas florestas tropicais, é pequeno em relação ao fluxo de calor latente, o desmatamento pode resultar em um decréscimo drástico no fluxo de calor latente, devido à redução da evapotranspiração, que por sua vez, diminuirá a ocorrência de chuvas em áreas que anteriormente tinham altas precipitações (Sun *et al.*, 2004). Ressalta-se que a energia absorvida na superfície durante o dia, e não usada para a evaporação devido a falta de água, aquecerá a superfície que pode

atingir altas temperaturas. Entretanto, durante a noite a superfície perderá energia por resfriamento radiativo, produzindo temperaturas muito baixas.

Zeng e Neelin (2000) estudando como a interação vegetação-clima e variabilidade climática podem influenciar a distribuição da vegetação, observaram que quando acontecia mecanismo de realimentação positivos da mudança de vegetação, ocorria uma tendência em aumentar o gradiente espacial de temperatura entre regiões desérticas e regiões florestais. Quando a variação interanual da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foi incluída no modelo, a variabilidade climática tendeu a reduzir a chuva e a vegetação em regiões chuvosas e a aumentar as regiões secas ao longo desse gradiente, resultando em transição deserto-floresta.

Como visto, as mudanças climáticas afetam consideravelmente a estrutura da vegetação. Lindner *et al.* (1997) aplicaram modelos para simular a composição da vegetação utilizando três cenários climáticos para investigar as possíveis consequências sobre a limitação ambiental de crescimento das florestas. As diferenças na intensidade das secas entre os cenários climáticos tiveram influências distintas entre a composição de espécies simuladas e os tipos de florestas classificados. Embora tenha tido uma pequena concordância entre os resultados simulados e o mapa de vegetação natural, houve considerável variação entre os modelos.

Vale ressaltar que as análises dos impactos de mudanças climáticas sobre florestas podem ajudar a desenvolver estratégias no manejo de florestas para enfrentar o risco das mudanças nas condições ambientais.

2.2 Climatologia do NEB

O clima de uma região é determinado por um conjunto de fatores que agem de forma integrada e interativa, como por exemplo as relações oceano-atmosfera-continente, a latitude, a topografia, o ciclo anual de chuvas, entre outros, as quais, são fundamentais para determinação do clima de uma dada área. Na classificação do clima do NEB todas estas interações são contabilizadas, porém o que tem levado pesquisadores do mundo inteiro a estudar o clima do NEB é a sua grande variabilidade espacial e temporal.

Esta variabilidade climática no NEB faz com que grandes extensões sejam submetidas a severas estiagens em determinados anos (1941/44, 1992/93, 1997/98), e em outros a chuvas abundantes (1985/86). Por outro lado, a variabilidade espacial também é alarmante, para se ter uma idéia, em Cabaceiras ($7^{\circ}29'S$; $36^{\circ}17'W$), na Paraíba, o total de chuvas médio anual não ultrapassa os 300 mm, enquanto Alhandra ($7^{\circ}26'S$; $34^{\circ}55'W$), aproximadamente 100 km ao leste de Cabaceiras, o total médio anual é superior a 1700 mm.

Há muito tempo, sabe-se que as condições atmosféricas e oceânicas globais desempenham um papel relevante na variabilidade interanual das chuvas do NEB. O máximo de precipitação no norte do NEB, uma região cujo período chuvoso vai de fevereiro a maio, deve-se ao deslocamento anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para latitudes mais ao sul do Hemisfério Sul, que atinge o NEB, principalmente nos meses de março a maio. A ZCIT está inserida numa região onde ocorrem interações de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) Zona de Confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura

de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam necessariamente ao mesmo tempo sobre a mesma latitude (Ferreira, 1996). O Maranhão (norte e centro), Piauí (norte e centro), Ceará, Rio Grande do Norte, sertões da Paraíba e Pernambuco, são os estados nordestinos que mais recebem a influência da ZCIT (Melo, 1997). O tempo de permanência da ZCIT mais ao sul é mais importante que a posição meridional extrema que ela atinge no ano; tanto a posição mais ao sul quanto o tempo de permanência da ZCIT são influenciados não só por flutuações atmosféricas globais, como também por sistemas de escala sinótica (Braga, 2000).

O máximo de precipitação no sul da região NEB está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro. Já na região costeira, o máximo de maio a julho está ligado à maior atividade de circulação de brisa que advectiona bandas de nebulosidade para o continente e à ação das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (Quadro *et al.*, 1996), bem como de sistemas ondulatórios de leste (onda de leste) que produzem chuvas no leste da região NEB de maio a agosto (Yamazaki e Rao, 1977). Além destes fatores mencionados acima, o NEB está sob a influência dos ventos alísios que sopram de nordeste, de leste e sudeste (Hueck, 1972; Horrocks, 1978).

Um dos principais sistemas meteorológicos que provoca alterações no tempo da região NEB é o vórtice ciclônico da alta troposfera. Ele tem origem sobre o Oceano Atlântico entre as faixas de longitude 20-45°W e latitude 0-28°S, e, como mostrado por Gan e Kousky (1986), quando penetra no Brasil produz tempo bom na região sul e central do NEB, e chuvas no setor norte do NEB, fato também comprovado por Rao *et al.* (1997). Os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) são de origem tropical e deslocam-se lentamente do oceano para o continente e vice-versa. São observados com máxima

freqüência durante o mês de janeiro e sua vida média varia de algumas horas a mais de duas semanas. A trajetória dos vórtices é irregular, porém existe uma tendência para ser anticiclônica, iniciando o círculo sobre o Oceano Atlântico Sul nas latitudes subtropicais, com movimento de ar frio e seco no centro e movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia. Esse sistema apresenta ainda circulação direta que, ao se deslocar para oeste sobre a região NEB, com o centro sobre o interior do continente, inibe chuvas sobre esta região (Calbete *et al.*, 1996).

Em várias regiões da faixa tropical tem sido observada a presença de um fenômeno de tempo caracterizado por distúrbios dos ventos de leste. Estes distúrbios chamados de ondas de leste são encontrados no Pacífico leste e oeste, e no Atlântico Norte e na faixa tropical perto da África. Embora ainda necessitem de estudos mais profundos para o Atlântico Sul, não se descarta a possibilidade de que os distúrbios de leste tenham algum efeito sobre a precipitação da região norte nordeste do Brasil, pois coincidentemente períodos de máximas precipitações ocorreram quando foram detectados distúrbios deslocando-se de leste para oeste (Silvestre, 1996).

O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição de chuvas sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual da TSM e o vento sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática

sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (Nobre, 1996). Coelho *et al.* (2002) mostraram que durante episódios de El Niño ocorre uma diminuição da precipitação sobre o NEB, e que existe uma faixa limite de influências positiva e negativa entre o NEB e o sudeste do Brasil. Na região de transição (Nordeste seco e Sudeste úmido) o sinal ENOS pode ser positivo ou negativo, isso dependerá da posição da isolinha zero de transição, cujo deslocamento para norte (sul) ou para leste (oeste) pode alterar o sinal ENOS na interfase dessas regiões.

Quanto ao fator térmico, especula-se que devido à presença do litoral e a influência moderada dos alísios, determinam temperaturas médias anuais entre 24°C e 26°C sobre a costa do NEB, e inferior a 24°C onde a ação dos alísios se faz conjugada ao fator altitude, como é o caso do Planalto da Borborema. Além disso, de acordo com Moreira (2002) a presença do planalto da Borborema pode ser um dos fatores responsáveis pela perda de umidade da massa equatorial atlântica do litoral, que chega ao sertão seca.

2.3 Vegetação do NEB

A vegetação da região NEB é bastante diversificada, como mostra a Figura 2.1. A identificação das coberturas vegetais mais características dessa região é descrita a seguir conforme o Atlas Nacional do Brasil Região Nordeste (IBGE, 1985), que deste ponto em diante trataremos apenas por Atlas do IBGE (1985):

a) Floresta Pluvial Perenifólia (Mata Atlântica) - assemelham-se às matas amazônicas em fisionomia e em composição florística, diferindo dela à medida que se distancia do equador. Com o nome de Floresta Estacional Perenifólia Costeira, é descrita como uma floresta exuberante, apresentando cinco estratos, sendo três arbóreos, mais ou menos densos, um arbustivo ralo e um herbáceo, presente nas áreas mais iluminadas da

floresta. O primeiro estrato é pouco denso, alcançando uma altura de 25 a 30 m. No segundo estrato, bem mais denso e uniforme, as árvores alcançam alturas entre 15 e 20 m. No terceiro estrato, menos denso que os demais, com árvores de 4 a 6 m de altura. Ressalta-se que este último estrato, devido ao processo de desmatamento da região, atualmente recebe o nome de Mata Acaatingada (Moreira, 2002). Ela pode ser vista nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe e Alagoas, sendo sua maior representação no estado da Bahia (Ferri, 1974; Ferri, 1980);

b) Floresta Pluvial Perenifólia (Hiléia Baiana) – não diferem grandemente da Mata Atlântica em geral, sendo árvores mais altas. É floresta densa, alta, freqüentemente com emergentes, que atingem por vezes mais de 30 m de altura. Localiza-se no sudeste da Bahia;

c) Floresta Estacional Perenifólia – este tipo de floresta situada na extremidade ocidental da região Nordeste está subordinada a um clima quente, úmido a sub-úmido, com 3 a 5 meses secos. É um clima de transição entre o superúmido amazônico e o semi-árido nordestino. As árvores mais altas atingem 30 a 40 m de altura e localiza-se no oeste do Maranhão;

d) Floresta Estacional Semidecídua – encontrada no noroeste e nordeste do Maranhão e sudeste da Bahia (maior ocorrência), em áreas isoladas. Possui árvores entre 15 e 30 m de altura;

e) Floresta Decídua (Agreste e Mata de Cipó) – constitui uma vegetação de transição entre a mata e a caatinga propriamente dita. Corresponde ao Agreste e a Mata Seca, raramente ultrapassam 10 ou 12 m de altura e localiza-se adjacente a Mata Atlântica até Salvador e deste ponto até o sul da Bahia, adjacente a estacional semi-decídua. Como este tipo de floresta foi destruída quase totalmente, esta área atualmente recebe o nome de Agreste Acaatingado (Moreira, 2002);

f) Cerrado - são pequenas árvores de troncos torcidos e recurvados e de folhas grossas, esparsas em meio a uma vegetação rala e rasteira, misturando-se, às vezes, com campos limpos ou matas de árvores não muito altas. Grande parte do cerrado da região Nordeste corresponde a sua área de transição, apresentando características de caatinga e de Floresta Semidecidual. Atinge altura de 4 a 6 m e podem ser encontrados no sul e leste do Maranhão, sudoeste do Piauí e oeste da Bahia;

g) Cerradão – é mais alto e mais denso que o cerrado, porém mais baixo e menos denso que a floresta. O tamanho médio das árvores no cerradão é de 10 a 15 m de altura, é encontrado na Chapada do Araripe, Ceará, Maranhão, Piauí e extremo norte da Bahia, geralmente em razão de melhores condições edáficas (Braga, 2000);

h) Caatinga – o termo é aplicado ao conjunto de tipos de vegetação que caracteriza o nordeste semi-árido. A caatinga apresenta as seguintes variações: caatinga seca e agrupada, caatinga seca e esparsa, caatinga arbustiva densa, caatinga das serras e caatinga da Chapada do Moxotó. Suas alturas variam de 2 a 5 m e estendem-se pelos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe, Alagoas e Bahia, como mostra a Figura 2.1.

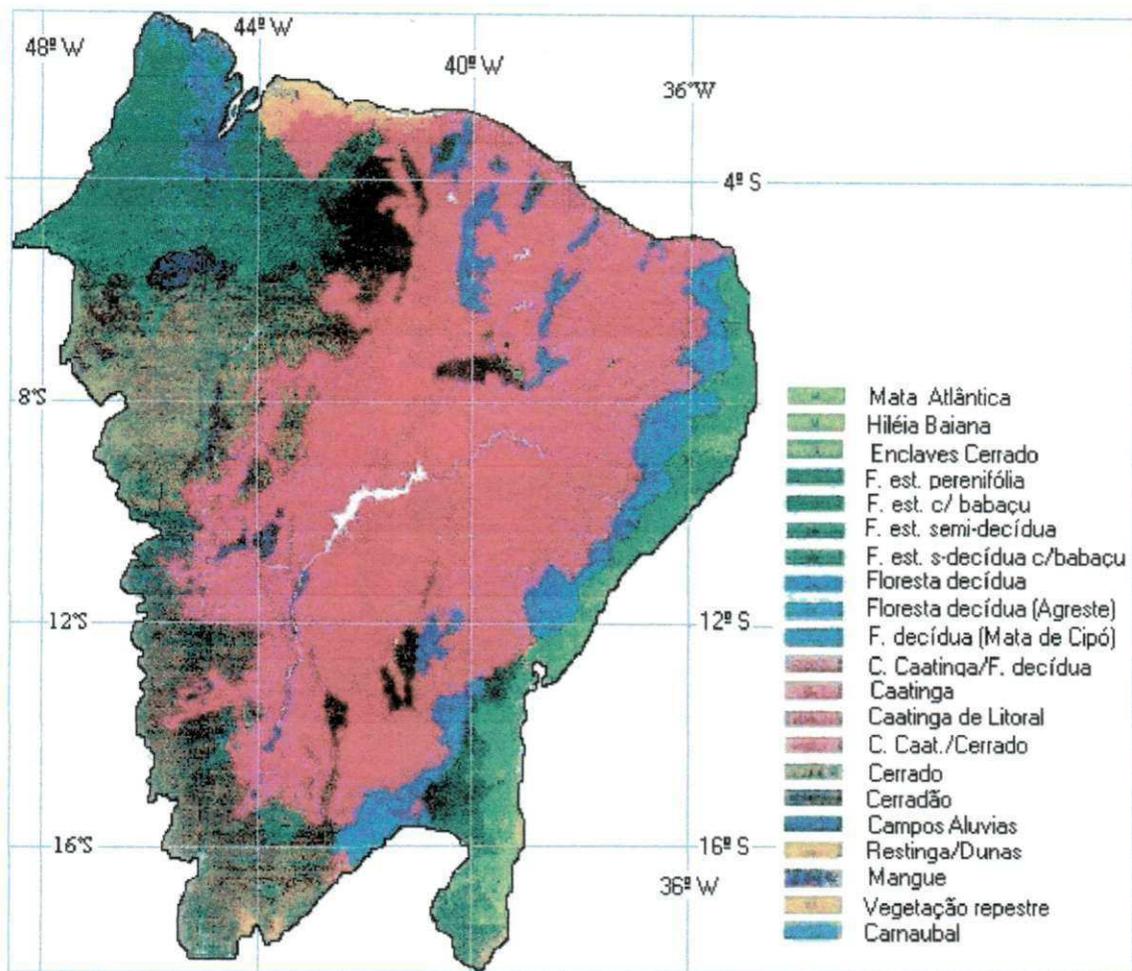


Figura 2.1. Mapa da vegetação natural do Nordeste do Brasil (Fonte: IBGE, 1985).

Ressalta-se que a descrição da vegetação no NEB, de maneira geral, foi tomada levando em consideração as florestas nativas. Porém, ao longo dos anos o Nordeste vem passando por ações antrópicas que modifica sua cobertura vegetal, como mostra a Figura 2.2. Entretanto, é salutar lembrar que este trabalho tem como objetivo principal aplicar um modelo de vegetação potencial para o NEB, proposto por Rey (1999) e denominado Modelo Rey. Este modelo tem como característica chave mostrar a influência do clima sobre a vegetação de uma região, ou seja, qual seria a altura máxima e o índice de área foliar máximo se o único fator influenciador fosse o clima.

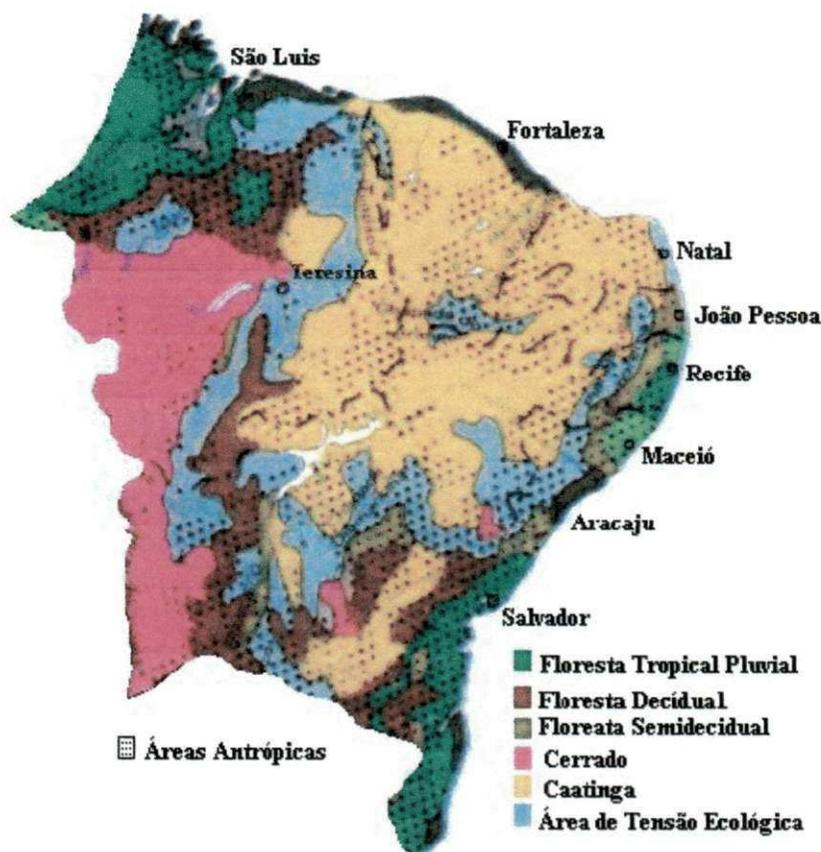


Figura 2.2. Figura da vegetação sob a ação antrópica no Nordeste do Brasil (Fonte: IBGE, 2002).

2.4 Evapotranspiração

Evaporação é o fenômeno físico de mudança da fase líquida para vapor em condições naturais. Enquanto a transpiração é a perda de água para a atmosfera que foi utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas, e se dá através dos estômatos que permitem a comunicação entre a parte interna da planta e a atmosfera (Villa-Nova *et al.*, 1997). O termo evapotranspiração (ET), junção das palavras evaporação e transpiração, foi usado por Thornthwaite no início da década de 1940 para expressar essa ocorrência simultânea. Assim, a evapotranspiração potencial (ETP), corresponde ao processo de perda de água

para a atmosfera através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender as necessidades da evaporação do solo e da transpiração (Camargo e Camargo, 2000), ou seja, em nenhum instante a demanda atmosférica é restringida por falta d'água no solo (Villa-Nova *et al.*, 1997).

De todo processo hidrológico a ETP é uma das variáveis mais difíceis de se quantificar, devido, principalmente, a complexidade dos processos envolvidos e a variabilidade das taxas de transpiração associadas com vegetações heterogêneas (Essery e Wilcock, 1990).

Um dos primeiros métodos elaborados para o cálculo da evapotranspiração potencial foi o de Thornthwaite no início da década de 1940 (Ometto, 1981), porém, para a época, o modelo de Thornthwaite foi considerado complexo. Portanto, para facilitar a resolução de sua equação, Thornthwaite desenvolveu um nomograma especial que, posteriormente, foi substituído por tabelas mais práticas (Thornthwaite e Mather, 1957). Ressalta-se que atualmente, devido à facilidade de cálculo, o uso de tabelas tornou-se desnecessárias.

Vários métodos surgiram logo após o trabalho de Thornthwaite visando o aprimoramento e a facilidade de calcular a ETP, uns calculado de forma experimental e outros, teórica.

Meyer *et al.* (1989) observaram que erros aleatórios e sistemáticos, inerentes às medidas meteorológicas, afetam os valores das variáveis usadas para estimar a ETP. Para isso realizaram uma simulação para estudar os efeitos da magnitude desses erros nas estimativas da ETP diária sobre culturas ao longo de uma estação de crescimento, usando dados coletados de quatro locais. Esses valores de ETP foram comparados a estimativas feitas depois de introduzir erros aleatórios e sistemáticos na entrada de dados. Observaram que os erros na estimativa da ETP foram progressivamente maiores para erros introduzidos

na velocidade do vento, temperatura, umidade do ar e dados de radiação, concluíram que a precisão e calibração dos sensores de umidade e radiação é mais crítico do que a velocidade do vento e a temperatura na área de estudo.

McKenney e Rosenberg (1993) usaram vários métodos alternativos para estimar a sensibilidade da ETP nas mudanças climáticas. O resultado indicou que os métodos diferiram, em alguns casos, significativamente, da sensibilidade à temperatura e outros parâmetros de clima introduzidos. O grau de precisão entre os métodos é afetado, para uma determinada área, pela localização e pela quantidade de anos. Quando cenários de mudanças climáticas foram aplicados, a resposta predita da ETP variou em magnitude e, em alguns casos, em sinal. A diferença entre os métodos pode ser atribuída às diferenças em suas sensibilidades e às diferenças nos fatores climáticos por eles considerados.

Chattopadhyay e Hulme (1997) utilizaram dados de evaporação e da ETP para prever mudanças climáticas recentes e futuras sobre a Índia. As análises mostraram uma diminuição da evaporação e ETP durante anos recentes. Futuros aquecimentos podem conduzir a um aumento na ETP sobre a Índia, trazendo implicações sobre o país, especialmente se o aumento na evaporação não for compensado pelo aumento adequado de chuva.

2.5 A Importância dos Modelos de Vegetação Potencial e Desmatamento nos Modelos Climáticos

Sabe-se da existência de uma relação entre a distribuição dos tipos de vegetação e o clima. Essa relação é traduzida pelos modelos de vegetação potencial (MVP) que, para um dado clima, diagnosticam o bioma potencial, ou seja, o equilíbrio do bioma com o dado clima (Oyama e Nobre, 2002).

É certo que podem existir diferenças entre a distribuição espacial dos tipos de vegetação potencial e natural, pois outros fatores como topografia, tipo de solo e ação antrópica, também influenciam a distribuição de vegetação. Em grande escala existe uma razoável correspondência entre a vegetação potencial e a natural, por esse motivo é que são utilizados os MVP em estudos climáticos.

O uso eficiente da vegetação potencial em escalas regional e sub-regional tem sido limitado a dados, tornando difícil a localização precisa e o arranjo espacial do ambiente de vegetação potencial. Recentes avanços em sensoriamento remoto, sistema de informação geográfica, modelo terrestre e interpolação climática facilitaram o mapeamento da vegetação potencial, como foi mostrado por Jensen *et al.* (2001).

Existem áreas que os modelos não são confiáveis. Tipicamente os problemas ocorrem nos trópicos, e pensa-se serem causados por diferentes parametrizações de convecções profundas, nuvens e interações radiativas.

Sud *et al.* (1996) dizem que a vantagem dos modernos Modelos de Circulação Geral (MCG) é que podem ser usados para fazer avaliação baseada nos efeitos climáticos de possíveis alterações antropogênicas da biosfera, sem o processo laborial e exercícios de erros das gerações passadas, contudo, os modelos devem ser bem testados e entendidos antes de fazer qualquer análise dos cenários previstos. Fazendo simulações usando MCG, Sud *et al.* (1996) mostraram que os desmatamentos nas florestas úmidas tropicais mudam o clima local, a saber, a temperatura, umidade relativa, ventos e precipitação drasticamente.

Mudanças drásticas na cobertura da terra podem produzir impactos no clima local. Numerosos estudos de MCG têm atentado para o entendimento e previsão dos impactos do desmatamento sobre o clima regional. Tais estudos geralmente têm concluído que a consequência primária do desmatamento é a redução da evaporação da superfície e

do fluxo de calor latente. A redução no fluxo de calor latente contribui para aquecer a superfície e, em alguns modelos, diminuir a precipitação (Osborne *et al.*, 2004).

Polcher e Laval (1994) examinando a sensibilidade climática para o desmatamento sobre a Amazônia e África tropical, encontraram que as mudanças nas variáveis climáticas superficiais, tais como temperatura e evaporação, foram maiores sobre a Amazônia. Eles encontraram que o desmatamento aumentou a precipitação em ambas as regiões devido ao aumento da convergência de umidade atribuída a ZCIT.

Heek *et al.* (2001) fizeram simulações com um modelo climático regional cobrindo a Europa e o Atlântico Norte para avaliar a sensibilidade do clima europeu com respeito a mudanças antropogênicas na vegetação. As simulações numéricas revelaram que a vegetação adicional no experimento de sensibilidade levou a uma primavera fria e úmida, seguido por um verão quente e seco. Esse processo foi atribuído a um aumento na ET na simulação com vegetação potencial. Os valores de umidade do solo no experimento com vegetação potencial ficaram abaixo dos valores críticos, e os contrastes durante a primavera e verão demonstraram impactos na vegetação da região do Mediterrâneo durante a estiagem.

Os esquemas de superfície da terra são componentes vitais dos MCGs, que provêm os fluxos de calor na interface terra-atmosfera. Os fluxos simulados por esses esquemas são dependentes do caminho para o qual a condutância do dossel para transpirar a planta é modelada. Cox *et al.* (1998) desenvolveram um modelo para prever a condutância do dossel para a transpiração e a taxa líquida de fotossíntese dentro de um MCG, implementando de forma direta os esquemas de superfície da terra nos MCG.

Shafer *et al.* (2001) realizaram estudos na região oeste da América do Norte e observaram que a resposta da superfície às mudanças climáticas enfatiza o movimento das espécies em todas as direções. Enquanto, a resposta da superfície tem sido usada para

examinar a resposta potencial futura de espécies às mudanças climáticas (Huntley *et al.*, 1995).

Biasutti *et al.* (2004) realizaram estudos visando entender os processos que governam o ciclo anual de precipitação sobre o setor Atlântico Tropical por um MCG, e identificar os processos que forçam diretamente o ciclo anual de precipitação como uma resposta à forçante local e condições de contorno (insolação e TSM) e os processos que juntam o clima continental ao clima do oceano tropical. A conclusão desse estudo foi que o ciclo anual de precipitação observado sobre o setor Atlântico é o produto do saldo de radiação local e de interações entre continente e oceano. As simulações mostraram que o movimento sazonal da ZCIT é controlado por mudanças sazonais na TSM. A resposta da precipitação ao campo da TSM é determinada por processos na camada limite. A camada limite atmosférica ajusta-se hidrostáticamente a um aumento da TSM e produz uma baixa termal de baixo nível resultando em ventos convergindo umidade dentro da baixa, mantendo a convecção.

Observamos a importância dos MVP nos MCG e o quanto eles têm sido aprimorados e difundidos para uma melhor compreensão das respostas climáticas. Entretanto, é preciso saber que as predições climáticas reais feitas por MCG precisam ser verificadas com observações de campo e satélite (Sud *et al.*, 1996).

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados coletados das estações meteorológicas da região NEB foram obtidos das “Normais Climatológicas” do Instituto Nacional de Meteorologia (1992).

Como os dados das Normais Climatológicas não forneciam valores para a velocidade do vento, esses dados foram obtidos junto ao Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG). Mas, devido o Departamento de Ciências Atmosféricas da UFCG não dispor desses dados para todas as localidades descritas nas Normais Climatológicas, algumas cidades foram excluídas do cálculo da altura e do índice de área foliar da vegetação.

Também foram utilizados dados pluviométricos da SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste), disponíveis no Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande.

Os dados fornecidos pela estação de São João do Cariri foram de apenas 9 anos de coleta, visto que a estação foi implantada recentemente. Em determinados anos esses dados não foram computados, e em outros anos algumas medidas, em alguns meses, deixaram de serem feitas.

3.2 Metodologia

Para estimar o IAF e a altura da vegetação potencial no modelo proposto, inicialmente é atribuído o valor de 0,2 ao IAF. Com este valor é calculada a altura da vegetação e a evapotranspiração (ET) usando o método de Penman-Monteith. Verifica-se se o valor encontrado da ET é aproximadamente igual à quantidade de água disponível ou ETP (o menor entre ambos), se não, é adicionado o valor de 0,1 ao IAF e repetem-se os cálculos. Este procedimento é repetido várias vezes até encontrar uma ET aproximadamente igual à quantidade de água disponível ou ETP. O valor obtido do IAF e da altura da vegetação são ditos ser da vegetação potencial.

A água disponível foi tomada como sendo igual à precipitação total médio anual que será totalmente evapotranspirada, exceto quando a precipitação do local é superior a ETP da planta, para o cálculo do IAF e da altura da vegetação. Para as capacidades de campo (cc) 300 mm, 100 mm e 40 mm, usou-se a precipitação menos o escoamento.

O escoamento foi obtido utilizando o método do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1957), usando como capacidade de campo (cc) 300 mm, 100 mm e 40 mm, para cada um destes valores de cc foram obtidas diferentes quantidades de água disponível. Portanto, foram feitas quatro simulações de IAF e de altura da vegetação potencial, uma usando o total médio da precipitação e as outras três, a precipitação menos o escoamento encontrado para cada cc.

Na realidade, no balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1957) obtém-se o valor do excedente hídrico, e, em geral, o escoamento é tomado como sendo metade do excedente, e a outra metade é considerada como infiltração para as camadas mais profundas do solo. Entretanto, a infiltração para camadas mais profundas Zektser e

Loaiciga (1993) descreveram que apenas de 10 a 15% de água precipitada é infiltrada no solo. Para este trabalho foi usado o valor de 13%, ou seja, se metade do excedente era superior a 13% da água precipitada, o valor a mais era computado como fazendo parte do escoamento.

Os cálculos foram feitos utilizando a planilha do Microsoft Excel. Os mapas da vegetação natural e antrópica foram obtidos do IBGE e os demais mapas foram obtidos através do Surfer 7.0, utilizando dados de 61 estações distribuídas por todo o nordeste, conforme mostra a Figura 3.1.

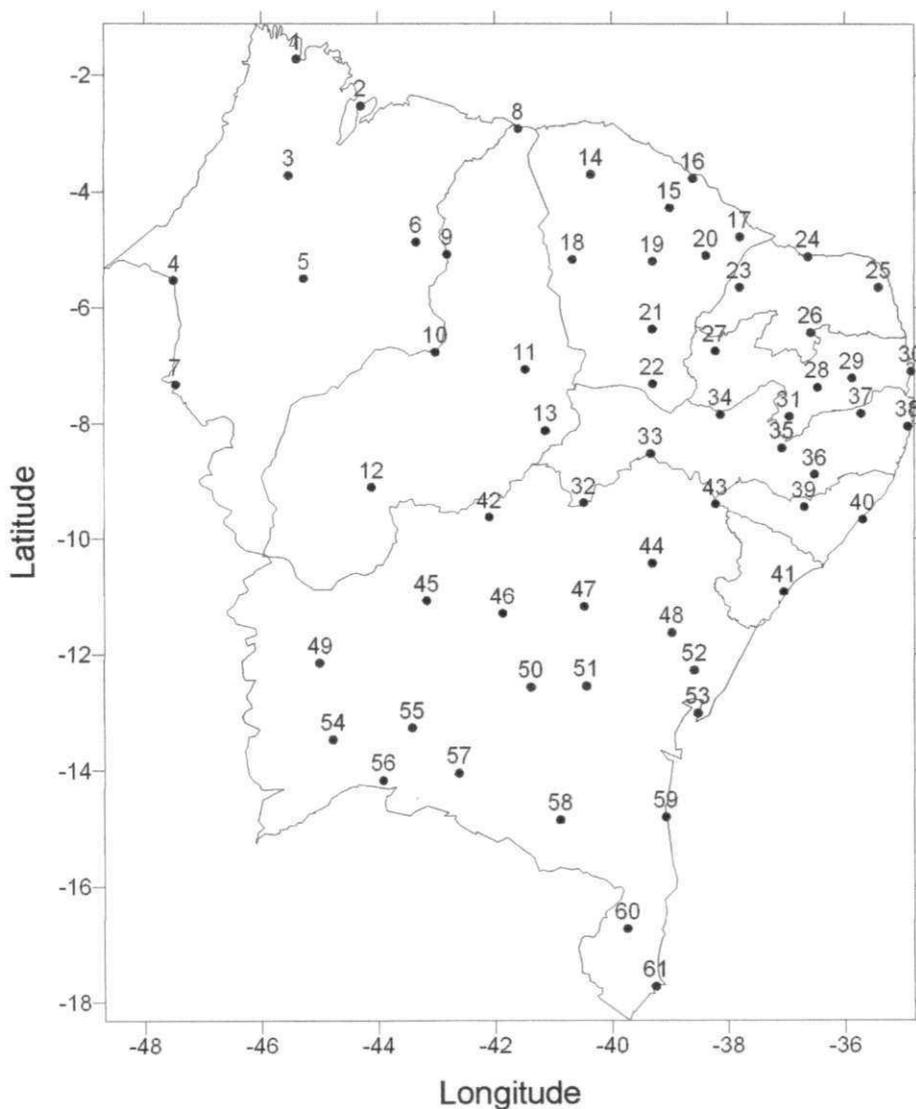


Figura 3.1. Distribuição espacial das estações climatológicas do NEB usadas no presente trabalho

Observa-se, na Figura 3.1, que há uma boa distribuição espacial das estações, contudo, em algumas localidades há ausência delas como no nordeste e sul do Maranhão; centro-leste, sudeste e sul do Piauí e sudeste da Bahia.

Alguns valores da umidade relativa, para São João do Cariri, foram obtidos teoricamente, quando não havia dados observados. Como a estação de São João do Cariri não tinha dados de insolação, foram tomados os dados de insolação da cidade de Cabaceiras (7°29'S; 36°17'W) devido à proximidade de São João do Cariri (7°24'S; 36°52'W).

Devido os dados de velocidade do vento nas estações meteorológicas serem observados à 10 m, utilizou-se a equação de redução da velocidade do vento para obter os valores à 2 m, com exceção para São João do Cariri, pois os mesmos são observados à 2 m.

3.2.1 Configuração do Modelo

O método utilizado para calcular a taxa de ET no presente trabalho é baseado na equação de Penman-Monteith (1965). Penman utilizou o déficit de saturação do ar ($e_a - e_d$), no termo aerodinâmico da equação geral, para estimar a evaporação potencial em superfície natural de água. O método de Penman é de natureza puramente física, embora tenha aspectos empíricos por utilizar a temperatura do ar em lugar da temperatura da superfície evaporante. Monteith (1965) trata particularmente do aspecto físico e micrometeorológico da evaporação, analisando o parâmetro resistência à evaporação. Essa resistência pode ser externa ou interna. O método sugere, ainda, que a vegetação (dossel) seja representada por uma enorme folha, isso implica em assumir que todas as folhas estão expostas às mesmas condições ambientais, embora não seja essa a condição real. O método também inclui parâmetros fixados e as variáveis altura da vegetação (A_v) e índice de área foliar (IAF). A altura da vegetação em metros, A_v , dada por (Rey, 1999):

$$A_v = 58,46(1 - e^{(-0,05 \times IAF)}) \quad (1)$$

onde IAF é o índice de área foliar.

A equação de Penman-Monteith permite o cálculo da ETP usando variáveis meteorológicas determinadas pelo clima (Penman, 1948) e características intrínsecas da vegetação, assim como resistência aerodinâmica e resistência da superfície foliar (Monteith, 1965) expressada pela equação:

$$ETP = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta(R_n + G) + \rho_a c_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_d}{r_a})} \right] \text{mm.d}^{-1} \quad (2)$$

onde λ é o calor latente de evaporação da água, Δ é o gradiente da curva de saturação do vapor d'água como uma função da temperatura do ar, R_n é o saldo de radiação, G a radiação perdida pelo fluxo de calor no solo, ρ_a a densidade do ar, c_p o calor específico do ar, D é o déficit de pressão do vapor d'água e γ a constante psicrométrica. No denominador encontram-se os parâmetros introduzidos por Monteith (1965), resistência aerodinâmica (r_a) e a resistência do dossel da planta (r_d).

A resistência aerodinâmica na equação de Penman-Monteith incorpora uma condutância na camada limite laminar para um "big leaf", e uma condutância que conta para o transporte turbulento da folha em um ponto de referência onde a velocidade do vento é medida (Kelliher *et al.*, 1993). A resistência aerodinâmica é inversamente proporcional à velocidade do vento e varia com a altura da vegetação. Assumindo que as medidas meteorológicas são feitas de uma altura de 2 m acima do topo da vegetação, a equação para a resistência aerodinâmica proposta por Rey (1999) é:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{(0,22A_v + 2)}{0,076A_v} \right]^2}{k^2 u} \quad (3)$$

onde r_a é dado em s.m^{-1} , k é a constante de Von Karman e vale 0,41.

A velocidade do vento u à 2 m é dada por (Allen *et al.*, 1994):

$$u_2 = u_z \frac{\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_o} \right)}{\ln \left(\frac{z_m - d}{z_o} \right)} \quad (4)$$

onde:

u_2 : é a velocidade do vento à 2m acima do dossel em m.s^{-1}

u_z : é a velocidade do vento à altura z em m.s^{-1}

z_m : é a altura da medida da velocidade do vento em metros

z_2 : é o padrão da altura da velocidade do vento estimada a 2 m acima do dossel

d : é a altura do deslocamento do plano zero em metros e vale $d = 0,78A_v$

z_o : é o parâmetro de rugosidade da superfície em metros e vale $z_o = 0,076A_v$

O segundo fator introduzido por Monteith é a resistência do dossel da planta, definida pela seguinte expressão (Allen *et al.*, 1989):

$$r_d = \frac{r_e}{0,5IAF} \quad (5)$$

onde r_d é dado em s.m^{-1} .

Para o presente estudo G será considerado igual à zero, embora possa ser estimado por cálculos teóricos ou por gradientes de temperatura (Owe, 1989). O gradiente da curva de pressão de vapor d'água é dado por (Allen *et al.*, 1994):

$$\Delta = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right)}{(T + 237,3)^2} \quad (6)$$

onde Δ é dado em $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$, T é a temperatura do ar em $^\circ\text{C}$. A radiação líquida em $\text{kJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ é dada por:

$$R_n = Q_o \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N}\right) (1 - \alpha) - \epsilon \cdot \sigma \cdot 2,45 \cdot 10^{-9} \left(0,34 - 0,14 e_d^{\frac{1}{2}}\right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N}\right) (T_x^4 + T_m^4) \quad (7)$$

onde Q_o é a radiação no topo da atmosfera em $\text{J.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ (Iqbal, 1983):

$$Q_o = \frac{24}{\pi} S_o E_o \left[\left(\frac{\pi}{180}\right) h (\sin \delta \sin \phi) + (\cos \delta \cos \phi \sin h) \right] \quad (8)$$

S_o é a constante solar e vale $4,921 \times 10^6 \text{ J.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$, E_o a excentricidade, n é a insolação em horas/dia, N é a duração do dia. O albedo α , que depende da cobertura da vegetação e do status do crescimento da vegetação, pois, decresce com a altura do dossel (Li *et al.*, 2000), e para o presente trabalho foi tomado 0,20, a emissividade (ϵ) de 0,98 (Allen *et al.*, 1994) e e_d a pressão de vapor do ar seco em kPa, dado por:

$$e_d = \frac{e_s UR}{100} \quad (9)$$

onde:

$$e_s = 0,611 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \text{ em kPa} \quad (10)$$

A constante psicrométrica (γ) é calculada pela expressão (Allen *et al.*, 1994):

$$\gamma = 0,00163 \frac{P}{\lambda} \text{ em kPa}^\circ\text{C}^{-1} \quad (11)$$

onde:

P é a pressão atmosférica em kPa;

λ é o calor latente de vaporização e vale $2,5 \times 10^6 \text{ kJ.kg}^{-1}$.

A resistência estomática, r_e , é dada por (Kelliher *et al.*, 1993):

$$r_e = \frac{D_o \rho}{E} \quad \text{em s.m}^{-1} \quad (12)$$

onde:

ρ : densidade da água

D_o : déficit de saturação na superfície foliar em kPa, é dado por (Kelliher *et al.*, 1993):

$$D_o = (e_s - e_d) - \frac{\Delta + \gamma(E - E_{eq})}{\frac{\rho}{r_a}} \quad (13)$$

E_{eq} é o termo de radiação da equação de Penman quando a atmosfera está saturada com vapor d'água e o termo aerodinâmico é zero. É dado por:

$$E_{eq} = \frac{\Delta R_n}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (14)$$

E_{eq} é dado em mm, e E nas equações (12) e (13) pode ser calculado pela equação de Penman original (Ometto, 1981):

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_c \quad (15)$$

que não inclui as resistências aerodinâmica da planta ou do dossel. Como na equação de Penman original, eq. (15), os valores de Δ e γ são dados em mmHg é necessário converter esses valores em kPa. Como também os valores de R_n , que são dados em $\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, devem ser convertidos em $\text{kJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. O valor de E_c na eq. (15) é dado por (Ometto, 1981):

$$E_c = (0,35 + 0,184u).D \quad (16)$$

onde u é a velocidade do vento em m.s^{-1} à 2 m e D , o déficit de saturação de vapor em mmHg.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A distribuição pluviométrica total médio anual ao longo dos estados da região NEB é mostrada na Figura 4.1. Observa-se duas grandes áreas com chuvas inferiores a 500 mm/ano, uma no vale do São Francisco, na divisa dos estados de Pernambuco e Bahia, ou seja, regiões do Sertão do São Francisco em Pernambuco e Raso da Catarina na Bahia, e outra na parte central dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, correspondendo as regiões do Agreste e Seridó, no Rio Grande do Norte, e do Cariri e Curimataú, na Paraíba. As maiores precipitações são observadas no noroeste do Maranhão e sudeste da Bahia. Ressalta-se que esta configuração de precipitação do NEB é bastante conhecida e divulgada.

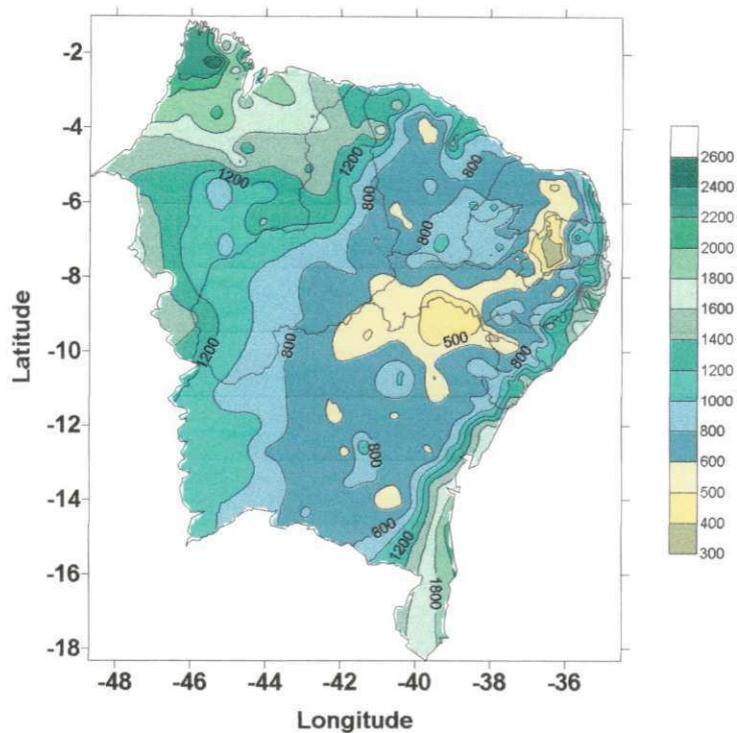


Figura 4.1. Mapa de precipitação média total anual do NEB em mm/ano

A Figura 4.2 mostra a evapotranspiração potencial para a região NEB. Observa-se que os maiores valores de ETP estão localizados na parte centro norte da Região, na divisa dos estados de Pernambuco e Piauí, e no litoral norte do Rio Grande do Norte, enquanto, os menores ocorrem no Maranhão e quase todo centro leste da Bahia.

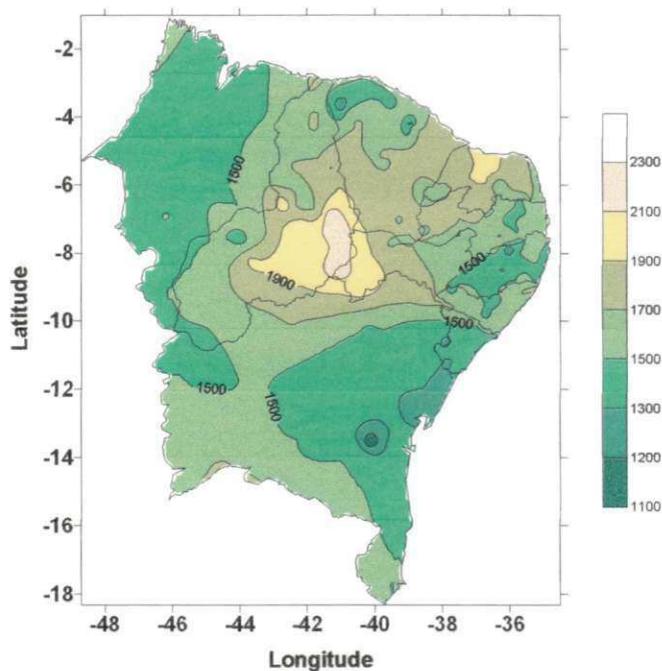


Figura 4.2. Distribuição espacial da Evapotranspiração Potencial em mm/ano para o NEB

A Figura 4.3 mostra a vegetação potencial conforme Oyama e Nobre (2002), e observa-se que para a região NEB a vegetação potencial é composta basicamente de caatinga e savana (cerrado).

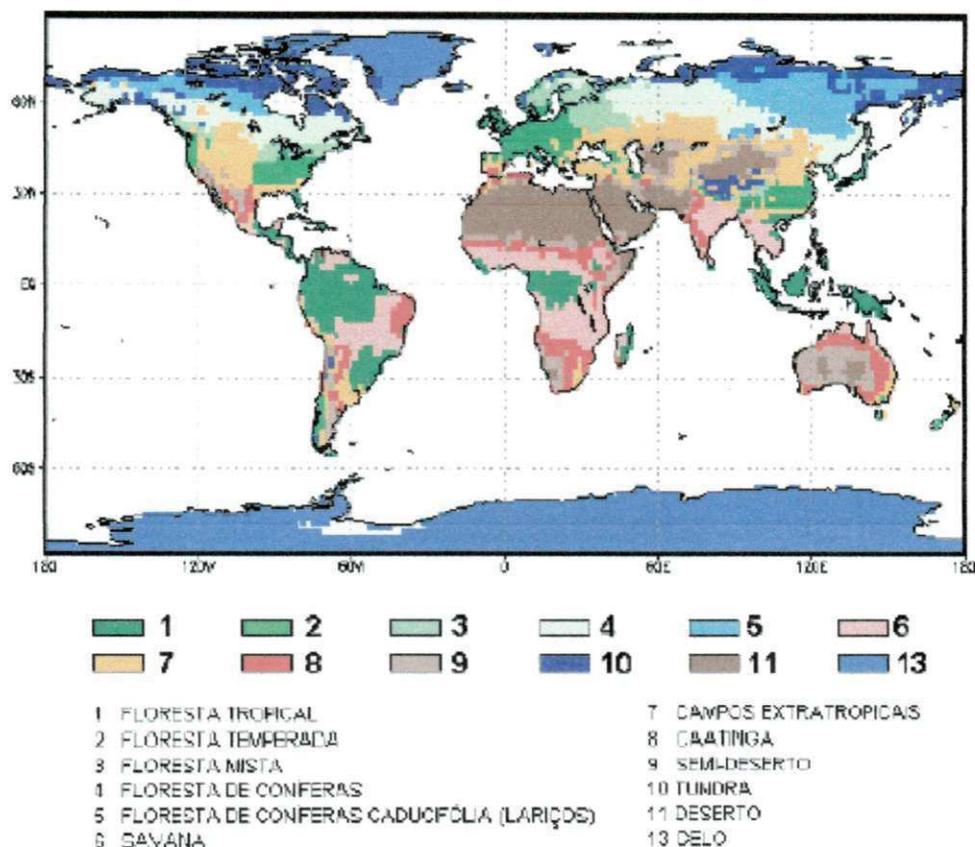


Figura 4.3. Vegetação Potencial de acordo com Oyama e Nobre (2002)

4.1 Altura Potencial da Vegetação

4.1.1 Aplicação do Modelo Rey sem Restrição

A altura da vegetação correspondente ao uso de toda água precipitada que é evapotranspirada, exceto quando a precipitação local é superior a evapotranspiração potencial, é mostrada na Figura 4.4. De um modo geral, observa-se que a configuração espacial da Figura 4.4 é semelhante à Figura 1.1, ou seja, o modelo foi capaz de reproduzir

os grandes biomas da região NEB, exceto no centro-sul da Bahia. Comparando a Figura 4.4 com a Figura 2.1 observa-se várias semelhanças, a saber:

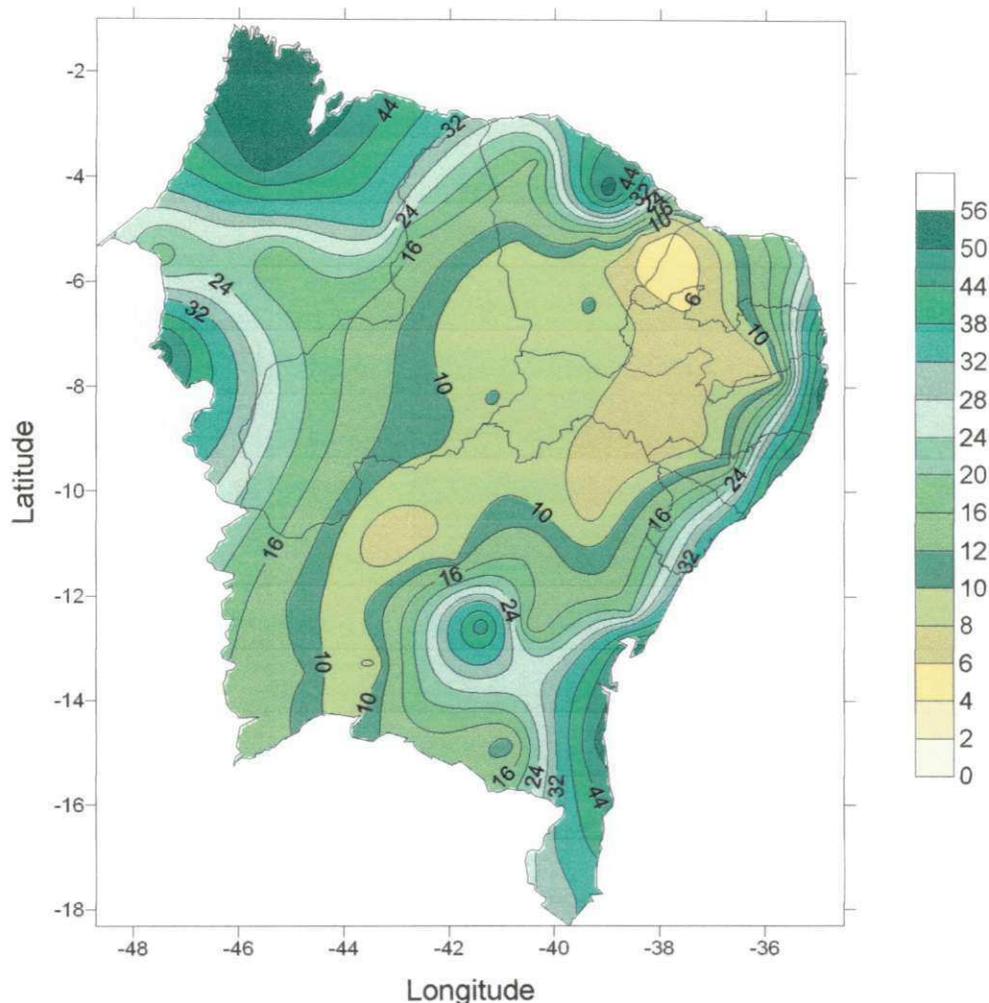


Figura 4.4. Altura da vegetação em metros para toda água evapotranspirada

- as florestas de Mata Atlântica (25–30 m) são bem representadas ao longo do estado do RN até a BA com índices para a altura da vegetação no modelo compatíveis aos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985);
- a Hiléia Baiana (30 m) apresentou-se ao sudeste da BA, conforme a Figura 2.1, com alturas um pouco superiores mas bem representadas;

- a Floresta Estacional Perinifólia (30-40 m) foi bem representada no modelo, com árvores superiores a 30 m devido aos altos índices de precipitação nessa região (norte e noroeste do MA), conforme mostra a Figura 4.1;
- a Floresta Estacional Semidecídua (15-30 m) que localiza-se a NO e NE do MA foi bem representada no modelo, com índices para a altura um pouco superior;
- a Floresta Decídua (10-12 m) apresenta índices superiores aos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985), embora sua distribuição espacial seja semelhante à apresentada na Figura 2.1 (adjacente à Mata Atlântica, Hiléia Baiana e Estacional Semidecídua);
- o cerrado é bem representado no modelo, mas o cerrado não;
- a caatinga é, também, bem representada no modelo quanto à localização, embora os valores para a altura da vegetação sejam superiores aos apresentados no Atlas do IBGE (1985).

Por outro lado, o modelo foi incapaz de representar a Floresta Decidual, no oeste do Ceará e o cerrado da Chapada do Araripe. Evidentemente, nem toda água precipitada naquelas regiões em que a precipitação é inferior a evapotranspiração, é evapotranspirada pelas plantas, pois, uma parte da água da chuva é escoada e não é usada pelas plantas. Portanto, usou-se o modelo de balanço hídrico de Thornthwaite para diferentes capacidades de campo para estimar a água que é escoada. Vale salientar que o balanço hídrico de Thornthwaite foi usado apenas para o cálculo da quantidade de água escoada. Logo, a quantidade de água disponível para o crescimento potencial da planta no Modelo Rey foi a precipitação média total anual menos a água escoada, com isso novos valores de altura potencial e IAF foram obtidos para as diferentes capacidades de campo.

4.1.2 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 300 mm

A altura potencial da vegetação usando uma capacidade de campo de 300 mm é mostrada na Figura 4.5 e obteve os seguintes resultados para a vegetação potencial:

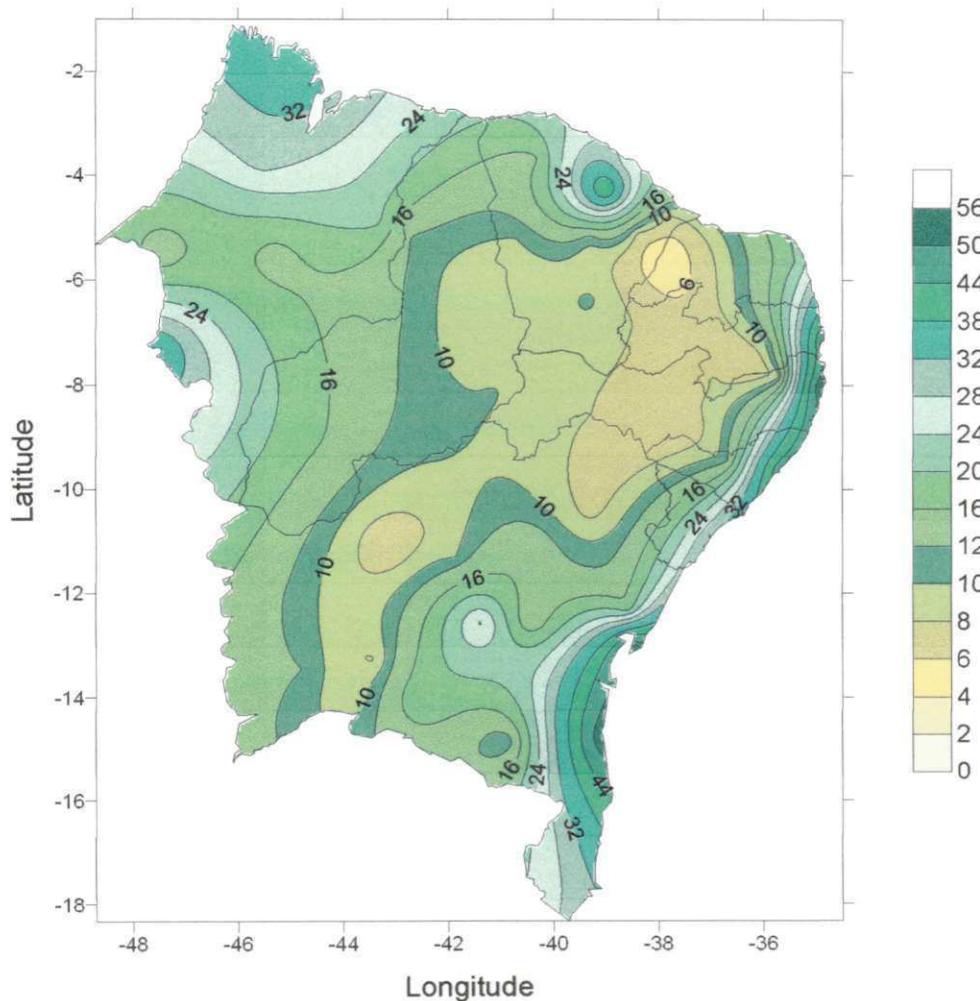


Figura 4.5. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 300 mm

- as florestas de Mata Atlântica são bem representadas ao longo do estado do RN até a BA com índices para a altura da vegetação no modelo compatíveis aos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985);

- a Hiléia Baiana apresentou-se ao sudeste da BA, conforme o Atlas do IBGE (1985), com alturas pouco superiores, mas bem representadas;

- a Floresta Estacional Perinifolia foi bem representada no modelo, com altura de árvores dentro dos limites mostrados pelo Atlas do IBGE (1985), embora algumas árvores tenham apresentado diminuição de altura em relação à altura mostrada para toda água evapotranspirada;

- a Floresta Estacional Semidecídua que localiza-se a NO e NE do MA foi bem representada no modelo, embora, também, algumas árvores tenham apresentado diminuição de altura em relação à altura mostrada para toda água evapotranspirada;

- a Floresta Decídua apresenta valores dentro dos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985), embora em alguns locais mostrem índices pouco superiores na altura. Sua localização, também, é bem representada;

- o cerradão continua sendo bem representado no modelo, mas o cerrado, ainda não;

- a caatinga continua sendo bem representada no modelo quanto à localização, embora os índices para a altura da vegetação continuem sendo superiores aos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985).

4.1.3 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 100 mm.

A Figura 4.6 mostra a altura da vegetação potencial utilizando o Modelo Rey e a condição de que o solo tem uma capacidade de campo de 100 mm. Com base nesta Figura pode ser descrito que:

- as florestas de Mata Atlântica são bem representadas ao longo do estado do RN até a BA, apresentando índices para a altura compatíveis com os do Atlas do IBGE (1985);
- a Floresta Estacional Perinifólia é representada, mas ocupa uma área menor do que às ocupadas anteriormente no modelo. A vegetação atinge altura um pouco inferior do apresentado pelo Atlas do IBGE (1985);
- a Floresta Estacional Semidecidual se apresenta bem nas regiões mostradas pelo mapa de vegetação natural (Figura 2.1) e suas alturas se encontram dentro dos índices apresentados pelo Atlas do IBGE (1985);

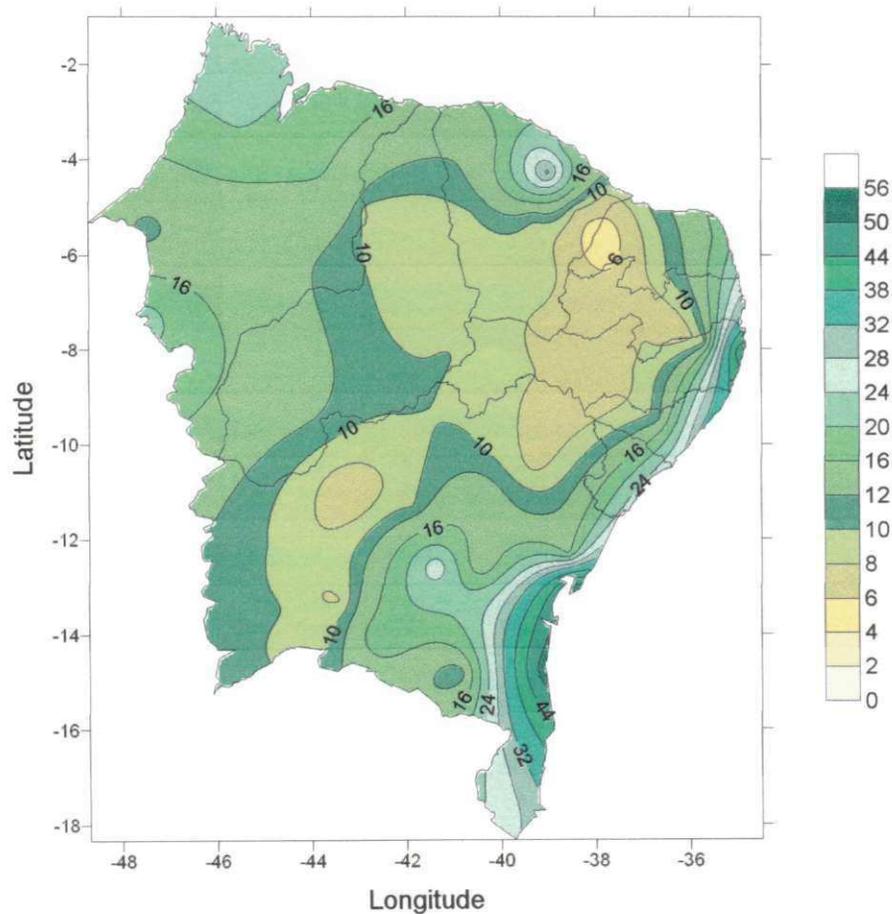


Figura 4.6. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 100 mm

- a Floresta Decídua foi bem representada, com alturas compatíveis às apresentadas pelo Atlas do IBGE (1985);
- o cerrado apresentou-se bem distribuído e com índices, para altura da vegetação, compatíveis ao apresentado pelo Atlas do IBGE (1985). O cerrado continua sem ser representado no modelo;
- a caatinga apresentou-se bem distribuída e com índices, para altura da vegetação, pouco superiores aos apresentados pelo Atlas do IBGE (1985).

4.1.4 Aplicação do Modelo Rey restrito à capacidade de campo de 40 mm.

A altura da vegetação potencial fazendo uso do Modelo Rey e solo com capacidade de campo de apenas 40 mm é mostrada na Figura 4.7.

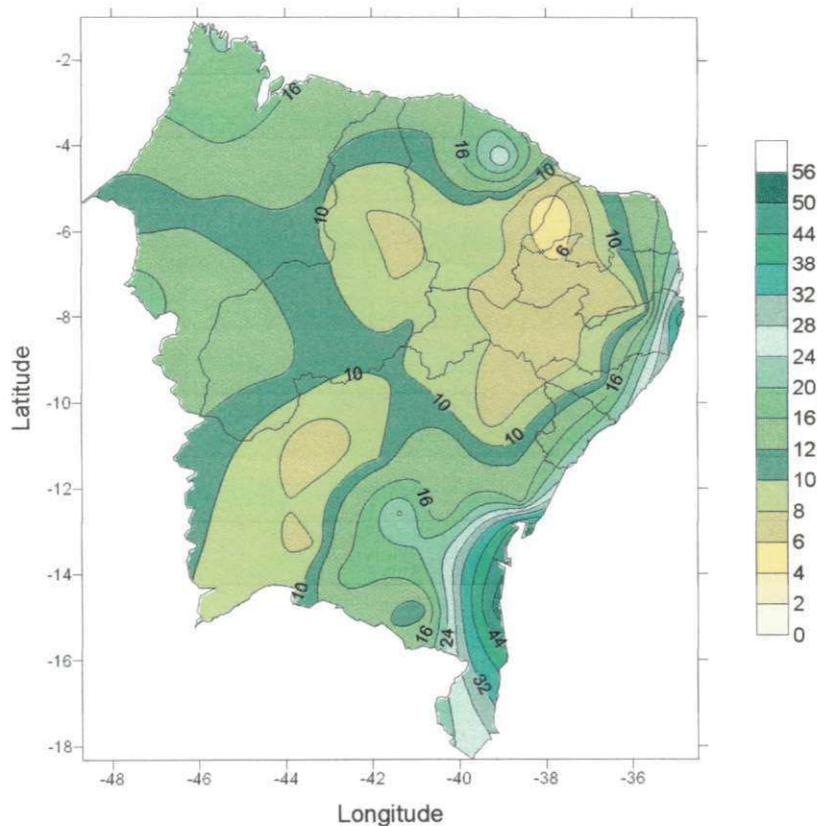


Figura 4.7. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 40 mm

Tomando como base a Figura 4.7 pode ser feita as seguintes considerações:

- o mapa pouco difere do apresentado para a capacidade de campo de 100 mm (Figura 4.6);
- uma área com altura de 6-8 m ao nordeste do Piauí que não foi apresentada no mapa para 100 mm de capacidade de campo é mostrado na Figura 4.7;
- houve um aumento da área de abrangência da vegetação com altura de 10-12 m (Figura 4.7), ocupando uma faixa de leste a oeste do Maranhão, faixa que não é representada no mapa de 100 mm de capacidade de campo (Figura 4.6);
- as demais regiões trazem as mesmas configurações do mapa de vegetação para uma capacidade de campo de 100 mm.

Comparando as Figuras 4.4, vegetação potencial do Modelo Rey, com a 4.3, vegetação potencial de Oyama e Nobre (2002), observa-se que de um modo geral, os modelos são semelhantes para a caatinga. Entretanto, para as Florestas Tropicais Pluvial e Estacional (Figura 2.1) o Modelo Rey simulou com uma boa precisão, ao contrário de Oyama e Nobre (2002) que não conseguiu simular, principalmente a Mata Atlântica nordestina.

4.2 Índice de Área Foliar Modelo Rey

As Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11, mostram os índices de área foliar usando o Modelo Rey sem restrições, com capacidade de campo de 300 mm, 100 mm e 40 mm, respectivamente. De um modo geral, observa-se que a configuração espacial do índice de área foliar é extremamente semelhante ao da altura potencial, como pode ser visto comparando as Figuras 4.4 e 4.8, ou 4.5 e 4.9, a 4.6 com a 4.10 e, finalmente, 4.7 e 4.11.

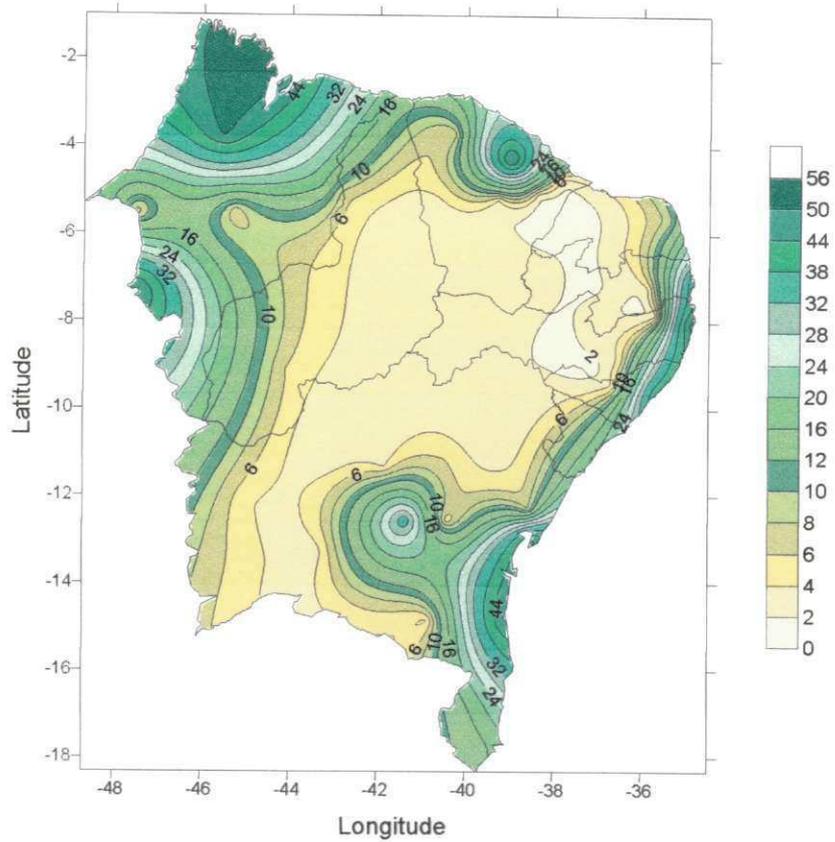


Figura 4.8. IAF da vegetação potencial onde toda água é evapotranspirada.

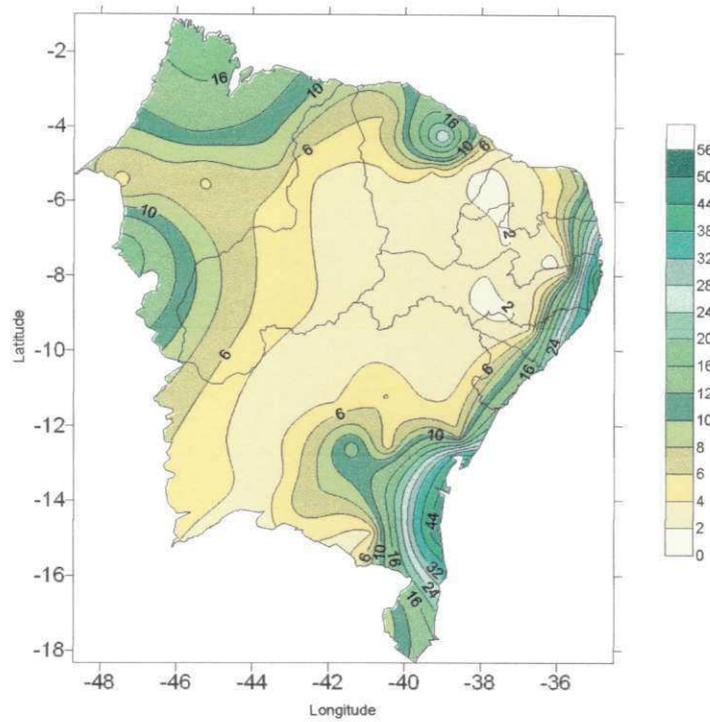


Figura 4.9. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 300 mm

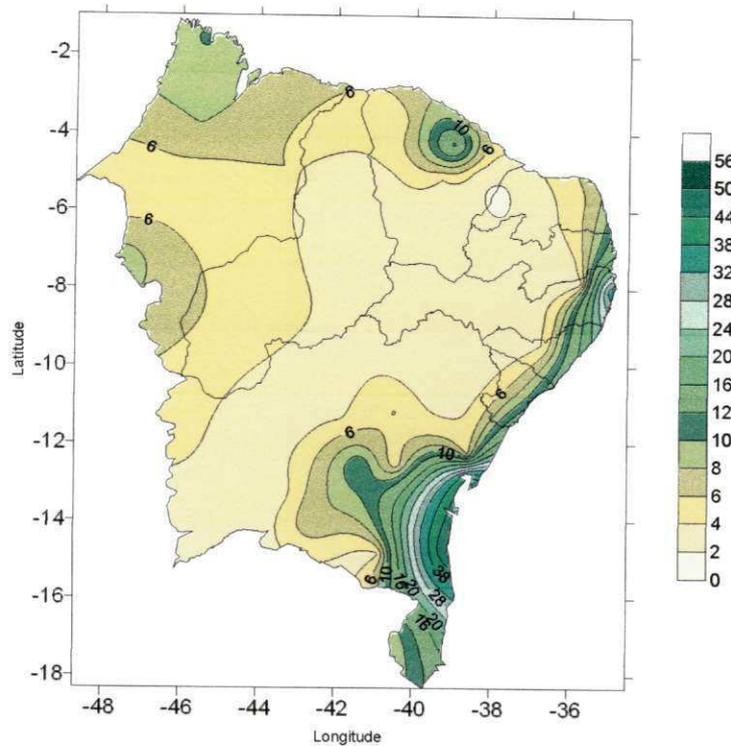


Figura 4.10. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 100 mm

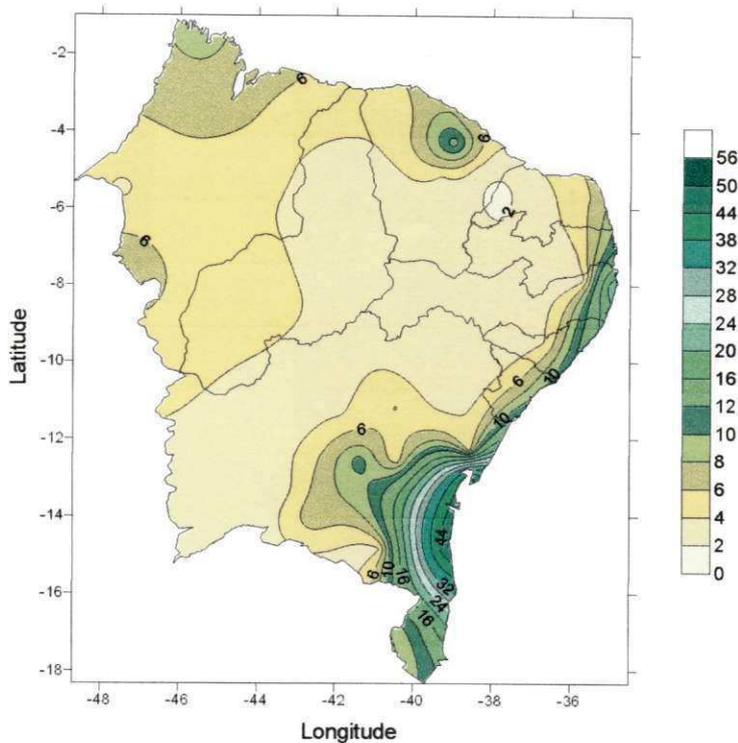


Figura 4.11. IAF da vegetação potencial para uma capacidade de campo de 40 mm

Ressalta-se que o IAF inferior a 2 observado na Figura 4.8 (Modelo Rey sem restrições) para partes dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande Norte estão coerente com aqueles estimados por Melo (2003) para a caatinga do Nordeste do Brasil para os anos de 1983 e 1986. Mas, os valores obtidos para as áreas da Mata Atlântica e das Florestas Estacionais estão muito diferentes dos encontrados por Melo (2003). Entretanto, é bom lembrar que Melo (2003) estimou o IAF para dois anos distintos. Portanto, os valores obtidos por ela refletem as condições daquele momento levando em consideração as ações antrópicas, as quais foram bastante intensas nas áreas das Florestas Estacionais e Mata Atlântica (Figura 2.2). Enquanto, no presente trabalho, os valores foram obtidos para uma vegetação potencial de acordo com o clima de cada área.

4.3 Considerações

Devido à cidade de Triunfo, em Pernambuco, ter um alto índice de precipitação e ser uma área isolada e pequena dentro da região semi-árida, as configurações de altura potencial e IAF nos mapas produzidos pelo surfer apresentaram distorções. Portanto, para corrigir estas falhas e ter-se resultados mais consistentes tanto da altura como do IAF, a cidade de Triunfo foi retirada da plotagem dos mapas. No entanto, os mapas plotados com os dados de Triunfo, Pernambuco, são mostrados no Apêndice B. Observa-se que de um modo geral as configurações são semelhantes às mostradas nas seções 4.1 e 4.2.

5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Verifica-se que em qualquer uma das simulações o Modelo foi capaz de estimar a Mata Atlântica e a Hiléia Baiana. Nas estimativas sem restrição e com capacidade de campo de 300 mm o Modelo simulou as Florestas Estacional Perinifólia, Semidecidual e Decidual. De maneira geral o Modelo foi capaz de simular a vegetação de caatinga em todas as estimativas, porém, apresentou algumas exceções, como por exemplo no uso sem restrições, que no centro-sul da Bahia e Piauí não foi representada, enquanto com restrição de capacidade de campo de 100 e 40 mm, respectivamente, estas áreas foram melhor representadas, mas o centro-norte da Bahia não. A caatinga sempre apresentou altura superior à apresentada pelo Atlas do IBGE (1985). Este fato já era esperado uma vez que o Modelo trabalha com altura máxima potencial e o Atlas do IBGE com altura real.

Embora o cerradão tenha sido bem representado o modelo não conseguiu representar o cerrado. No entanto, os fatores que levaram a não representação do cerrado precisam ser estudados, mas possivelmente estejam relacionados ao tipo de solo.

O IAF teve sua distribuição para cada capacidade de campo e toda água evapotranspirada bem representativa, estando seus valores relacionados a cada bioma.

Verifica-se, também, que tanto nas configurações das alturas como nos índices de área foliar o Modelo não conseguiu captar a vegetação da Chapada do Araripe, divisa do Ceará com Pernambuco, bem como o litoral norte do Ceará.

Sugere-se, para trabalhos posteriores, acrescentar ao cálculo da ETP a estimativa do fluxo de calor do solo. No balanço hídrico para estimar o escoamento, utilizar a capacidade de campo do solo de cada localidade.

Atualmente o NEB dispõe de poucas estações meteorológicas, o que de certa forma dificulta a estimativa da ET. Novas estações estão sendo instaladas. Portanto, sugere-se que trabalhos futuros utilizem dados das novas estações.

Sugere-se, também, que o modelo numérico de previsão de tempo e clima utilize o Modelo Rey para estimativa de planta potencial no NEB.

6. BIBLIOGRAFIA

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.

ALLEN, R. G., JENSEN, M. E., WRIGHT, J. L., BURMAN, D. R. Operational estimates of reference evapotranspiration. **Journal Agronomic**, v. 81, p. 650-662, 1989.

ASDAK, C., JARVIS, P. G., GARDINGEN, P. V. Evaporation of intercepted precipitation based on an energy balance in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 92, p. 173-180, 1998.

ATLAS NACIONAL DO BRASIL (REGIÃO NORDESTE). **Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, Rio de Janeiro, 1985, p. W-3.

BALDOCCHI, D. D., XU, L., KIANG, N. How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 123, p. 13-39, 2004.

BIASUTTI, M., BATTISTI, D. S., SARACHIK, E. S. Mechanisms controlling the annual cycle of precipitation in the Tropical Atlantic sector in an Atmospheric GCM. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4708-4723, 2004.

BLYTH, E. M. Estimating Potential Evaporation over a Hill. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 92, p. 185-193, 1999.

BRAGA, C. C. **Inter-relações entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000, 129p.

CALBETE, N. O, GAN, M., SATYAMURTY, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região nordeste do Brasil. *In: Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

CAMARGO, A. P., CAMARGO, M. B. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

CAVALCANTE, A. Jardins suspensos no Sertão. *Scientific American Brasil*, edição 32, jan. 2005.

CHATTOPADHYAY, N., HULME, M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 87, p. 55-73, 1997.

COELHO, C. A. S., UVO, C. B., AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the Tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 71, p. 185-197, 2002.

COX, P. M., HUNTINGFORD, C., HARDING, R. J. A canopy conductances and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, v. 212-213, p. 79-94, 1998.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, Sec. Nacional de Irrigação, Departamento Nacional de Meteorologia, Brasília, 1992, 84p.

EMBRAPA – **Atlas do Meio Ambiente do Brasil**. Editora Terra Viva, Brasília, 1996, 160p.

ESSERY, C. I., WILCOOK, D. N. Checks on the measurement of potential evapotranspiration using water balance data and independent measures of groundwater recharge. **Journal of Hydrology**, v. 120, p. 51-64, 1990.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. *In: Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

FERREIRA, D. G.; MELO, H. P.; NETO, F. R.; NASCIMENTO, P. J. S.; RODRIGUES, V. *In: A Desertificação no Nordeste do Brasil: Diagnóstico e Perspectiva. Conferência Nacional e Seminário Latino-Americano da Desertificação*, Fortaleza, 1994.

FERRI, M. G. **Ecologia – Temas e problemas brasileiros**. Editora da Universidade de São Paulo e editora Itatiaia Ltda, São Paulo, 1974, 188p.

FERRI, M. G. **Vegetação Brasileira**. Editora da Universidade de São Paulo e editora Itatiaia Ltda, São Paulo, 1980, 157p.

GAN, M. A., KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986.

HEEK, P., LUTHI, D., WERNLI, H., SCHAR, C. Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 106, n. D8, p. 7817-7835, 2001.

HORROCKS, N. K. **Physical Geography & Climatology**. Longman Group Ltd., London, 2ª ed. revised, 1978, 370p.

HUECK, K. **As florestas da América do Sul**. Editora da Universidade de Brasília e Editora Polígono S. A., Trad. Hans Reichardt, 1972, 466p.

HUNTLEY, B., BERRY, P. M., CRAMER, W., MCDONALD, A. P. Modelling present and potential future ranges of some European higher plants using climate response surfaces. **Journal of Biogeography**, v. 22, p. 967-1001, 1995.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Anuário Estatístico do Brasil**, v. 60, 2000.

- IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Academic Press, Canada, 1983, 390p.
- JACKSON, I. J. **Climate, Water and Agriculture in the Tropics**. Longman Group Ltd., New York, 1977, 248p.
- JENSEN, M. E., DIBENEDETTO, J. P., BARBER, J. A., MONTAGNE, C., BOURGERON, P. S. Spatial modeling of rangeland potential vegetation environments. **Journal of Range Management**, v. 54, n. 5, p. 528-536, 2001.
- KELLIHER, F. M., LENNING, R., SCHYLZE, E. D. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grass-lands. **Oecologia**, v.95, p.153-163, 1993.
- KELLIHER, F. M., LENNING, R., RAUPACH, M.R., SCHYLZE, E. D. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 72, p. 1-16, 1995.
- LI, S. G., HARAZONO, Y., OIKAWA, T., ZHAO, H. L., HE, Z. Y., CHANG, X. L. Grassland desertification by grazing and the resulting micrometeorological changes in Inner Mongolia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, p. 125-137, 2000.
- LINDNER, M., BUGMANN, H., LASCH, P., FLECHSIG, M., CRAMER, W. Regional impacts of climate change on forests in the state of Brandenburg, Germany. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 84, p. 125-135, 1997.
- MIT (MASSACHUSETTS INSTITUTE OF TECHNOLOGY). **Inadvertent Climate Modification and Report of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC)**. MIT Press, U.S.A., 1971, 308p.
- MCKENNEY, M. S., ROSENBERG, N. J. Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 64, p. 81-110, 1993.
- 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. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1997, 124p.

MELO, M. L. D. **Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2003, 108p.

MEYER, S. J., HUBBARD, K. G., WILHITE, D. A. Estimating potential evapotranspiration: the effect of random and systematic errors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 46, p. 285-296, 1989.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: The State and Movement of Water in Living Organisms. **Symposium of the Society of Experimental Biology**, XIXth. Cambridge University Press, Swansea, p. 205-234, 1965.

MONEY, D. C. **Climate, Soils and Vegetation.** University Tutorial Press Ltd., 2^a ed., Great Britain, 1976, 272p.

MOREIRA, I. **O Espaço Geográfico: Geografia Geral e do Brasil.** Editora Ática, 46^a ed., São Paulo, 2002, 488p.

NOBRE, C.A., SELLERS, P.J., SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 957-988, 1991.

NOBRE, P. A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. *In: Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

O'BRIEN, K. L. Upscaling tropical deforestation: Implications for climate change. **Climatic Change**, v. 44, p. 311-329, 2000.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal.** Editora Agronômica Ceres Ltda, Piracicaba, São Paulo, 1981, 440p.

OSBORNE, T. M., LAWRENCE, D. M., SLINGO, J. M., CHALLINOR, A. J., WHEELER, T. R. Influence of vegetation on the local climate and hidrology in tropics: sensitivity to soil parameters. **Climate Dynamics**, v. 23, n. 1, p. 45-61, 2004.

OYAMA, M. D., NOBRE, C. A. Um Modelo de Vegetação Potencial para Estudos Climáticos. **Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz de Iguaçu, p. 377-392, 2002.

OWE, M. The utility of climatic station data in making hourly potential evapotranspiration estimates for remote sensing studies. **Journal of Hydrology**, v. 107, p. 99-111, 1989.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proc. Royal Society London**, A193, 120-145, 1948.

POLCHER, J., LAVAL, K. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. **Journal of Hydrology**, v. 155, p. 389-405, 1994.

QUADRO, M. F. L., MACHADO, L. H. R., CALBETE, S., BATISTA, N. N. M., OLIVEIRA, G. S. Climatologia de Precipitação e Temperatura. *In: **Climanálise Especial***, edição comemorativa de 10 anos, 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, p. 63-74, 1997.

RAUPACH, M. R. Vegetation-atmosphere interaction and surface conductances at leaf, canopy and regional scales. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 73, p. 151-179, 1995.

REY, J. M. Modelling potential evapotranspiration of potential vegetation. **Ecological Modelling**, v. 123, p.141-159, 1999.

SAMPAIO, E. V. S. B., SOUTO, A., RODAL, M. J. N., CASTRO, A. A. J. F., HAZIN, C. Caatingas e Cerrados no NE: Biodiversidade e Ação Antrópica. *In: **Conferência Nacional e Seminário Latino-Americano da Desertificação***, Fortaleza, 1994.

SHAFER, S. L., BARTLEIN, P. J., THOMPSON, R. S. Potential Changes in the Distributions of Western North America Tree and Shrub Taxa under Future Climate Scenarios. **Ecosystems**, v. 4, n. 3, p. 200-215, 2001.

SILVESTRE, E. Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical, São José dos Campos, **INPE**, 1996.

SUD, Y. C., WALKER, G. K., KIM, J. -H., LISTON, G. E., SELLERS, P. J., LAU, W. K. -M. Biogeophysical Consequences of a Tropical Deforestation Scenario: A GCM Simulation Study. **Journal of Climate**, v. 9, p. 3225-3247, 1996.

SUN, G, MCNULTY, S. G., LU, J., AMATYA, D. M., LIANG, Y., KOLKA, R. K. Regional annual water yield from forest lands and its response to potential deforestation across the southeastern United States. **Journal of Hydrology**, 2004 (Artigo em impressão).

THORNTHWAITE, C. W., MATHER, J. R. Instructions an Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance. **Publication in Climatology**, v. 10, n. 3, Drexel Institute of Technology, Centerton, 1957.

VILLA-NOVA, N. A., PEREIRA, A. R., SEDIYAMA, G. C. **Evapotranspiração**. Fundação de Estudos Agrários, Piracicaba, São Paulo, 1997, 183p.

VOLDOIRE, A., ROYER, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 857-872, 2004.

YAMAZAKI, Y., AND RAO, V.B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 55, p. 205-207, 1977.

ZEKTSER, I. S., LOAICIGA, H. A. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. **Journal of Hydrology**, v. 144, p. 405-427, 1993.

ZENG, N., NEELIN, J. D. The role of vegetation-climate interaction and interannual variability in shaping the African savanna. **Journal of Climate**, v. 13, n. 15, p. 2665-2670, 2000.

APÊNDICE A: Valores obtidos para a altura da vegetação e índice de área foliar

A Tabela abaixo consta dos valores obtidos para a altura da vegetação e índice de área foliar correspondente a cada altura, também para cada capacidade de campo correspondente.

Cidade	Lat.(graus)	Long.(graus)	40 mm		100 mm		300 mm		ET toda a água	
			IAF	h _c (m)	IAF	h _c (m)	IAF	h _c (m)	IAF	h _c (m)
C. Grande	-7,22	-35,88	3,70	9,87	4,00	10,60	4,10	10,84	4,10	10,84
João Pessoa	-7,1	-34,87	12,20	26,70	15,20	31,12	35,20	48,40	41,20	51,01
Monteiro	-7,88	-37,87	2,90	7,89	3,00	8,14	3,00	8,14	3,00	8,14
São Gonçalo	-6,75	-38,22	2,3	6,35	2,50	6,87	2,80	7,64	2,80	7,64
S. J. do Cariri	-7,4	-36,87	2,60	7,13	2,60	7,13	2,60	7,13	2,60	7,13
P. dos Índios	-9,45	-36,7	3,80	10,12	4,10	10,84	4,30	11,31	4,30	11,31
Maceió	-9,67	-35,7	13,10	28,09	16,90	33,35	34,70	48,15	43,00	51,65
V. da Conquista	-15,95	-40,88	3,80	10,12	3,80	10,12	3,80	10,12	3,80	10,12
Serrinha	-11,63	-38,97	4,90	12,70	4,90	12,70	4,90	12,70	4,90	12,70
Salvador	-13,02	-38,52	51,00	53,90	51,00	53,90	51,00	53,90	51,00	53,90
Remanso	-9,63	-42,1	3,70	9,87	3,70	9,87	3,70	9,87	3,70	9,87
Paulo Afonso	-9,4	-38,22	2,70	7,38	2,70	7,38	2,70	7,38	2,70	7,38
Monte Santo	-10,43	-39,3	2,70	7,38	2,70	7,38	2,70	7,38	2,70	7,38
Lençóis	-12,57	-41,38	10,90	24,56	12,10	26,54	13,40	28,55	35,30	48,45
Jacobina	-11,18	-40,47	6,10	15,37	6,10	15,37	6,10	15,37	6,10	15,37
Itaberaba	-12,55	-40,43	5,00	12,93	5,00	12,93	5,00	12,93	5,00	12,93
Irecê	-11,3	-41,87	3,70	9,87	3,70	9,87	3,70	9,87	3,70	9,87
Ilhéus	-14,8	-39,07	51,00	53,90	51,00	53,90	51,00	53,90	51,00	53,90
Guaratinga	-16,73	-39,73	13,50	28,69	14,00	29,43	14,40	30,00	18,30	35,05
Correntina	-13,47	-44,78	3,60	9,63	3,90	10,36	4,60	12,01	4,70	12,24
Carinhanha	-14,17	-43,92	3,10	8,39	3,20	8,64	3,20	8,64	3,20	8,64
Caravelas	-17,73	-39,25	13,20	28,24	14,40	30,00	15,50	31,53	17,20	33,72
Caetité	-14,05	-42,62	7,20	17,67	7,70	18,68	7,80	18,88	7,80	18,88
B. J. da Lapa	-13,27	-43,42	2,80	7,64	2,90	7,89	2,90	7,89	2,90	7,89
Barreiras	-12,15	-45	3,50	9,39	3,80	10,12	4,40	11,54	4,40	11,54
Barra	-11,08	-43,17	2,20	6,09	2,20	6,09	2,20	6,09	2,20	6,09
Alagoinhas	-12,28	-38,58	5,50	14,06	6,00	15,15	7,00	17,26	8,10	19,47
Quixeramobim	-5,2	-39,3	3,70	9,87	4,00	10,60	4,10	10,84	4,10	10,84
Morada Nova	-6,08	-39,38	2,70	7,38	2,80	7,64	2,90	7,89	2,90	7,89
Jaguaruana	-4,78	-37,6	2,60	7,13	2,80	7,64	2,90	7,89	2,90	7,89
Iguatu	-6,37	-39,3	3,50	9,39	3,70	9,87	3,90	10,36	3,90	10,36
Guaramiranga	-4,28	-39	13,20	28,24	16,70	33,10	28,60	44,47	51,00	53,90
Fortaleza	-3,77	-38,6	6,50	16,22	7,50	18,28	11,70	25,89	31,30	46,24
Crateús	-5,17	-40,67	3,30	8,89	3,60	9,63	3,80	10,12	3,80	10,12
Barbalha	-7,32	-39,3	2,70	7,38	2,90	7,89	3,50	9,39	3,70	9,87
Sobral	-3,7	-40,35	4,80	12,47	5,10	13,16	6,10	15,37	6,10	15,37

Arco Verde	-8,42	-37,08	3,10	8,39	3,10	8,39	3,10	8,39	3,10	8,39
Cabrobó	-8,52	-39,33	3,00	8,14	3,00	8,14	3,00	8,14	3,00	8,14
Garanhuns	-8,88	-36,52	4,40	11,54	4,70	12,24	5,10	13,16	5,10	13,16
Petrolina	-9,38	-40,48	3,60	9,63	3,60	9,63	3,60	9,63	3,60	9,63
Recife	-8,05	-34,92	23,20	40,13	35,10	48,35	51,00	53,90	51,00	53,90
Surubim	-7,83	-35,72	3,20	8,64	3,30	8,89	3,30	8,89	3,30	8,89
Triunfo	-7,85	-38,13	8,40	20,05	9,50	22,10	11,60	25,73	15,90	32,06
Teresina	-5,08	-42,82	3,00	8,14	3,40	9,14	4,80	12,47	7,20	17,67
Picos	-7,07	-41,48	2,90	7,89	3,10	8,39	3,10	8,39	3,10	8,39
Paulistana	-8,13	-41,13	3,80	10,12	3,80	10,12	3,80	10,12	3,80	10,12
Parnaíba	-2,92	-41,6	5,40	13,83	6	15,15	8,80	20,81	14,90	30,71
Florianópolis	-6,77	-43,02	3,80	10,12	4,00	10,60	4,80	12,47	4,80	12,47
B. J. do Piauí	-9,1	-44,12	4,90	12,70	5,20	13,38	6,00	15,15	6,00	15,15
Apodi	-5,65	-37,8	1,70	4,76	1,80	5,03	1,80	5,03	1,80	5,03
Ceará Mirim	-5,65	-35,42	6,30	15,80	6,70	16,64	8,20	19,66	9,00	21,18
Cruzeta	-6,43	-36,58	3,50	9,39	3,60	9,63	3,60	9,63	3,60	9,63
Macau	-5,12	-36,63	4,10	10,84	4,10	10,84	4,10	10,84	4,10	10,84
Aracajú	-10,92	-37,05	9,50	22,10	11,00	24,73	15,20	31,12	19,20	36,08
Barra do Corda	-5,5	-45,27	4,20	11,07	4,60	12,01	5,70	14,50	6,70	16,64
Carolina	-7,33	-47,47	7,40	18,08	9,20	21,56	19,80	36,74	51,00	53,90
Caxias	-4,87	-43,35	5,20	13,38	6,00	15,15	8,90	21,00	16,90	33,35
Imperatriz	-5,53	-47,5	3,70	9,87	4,20	11,07	5,20	13,38	7,00	17,26
São Luis	-2,53	-44,3	6,70	16,64	8,20	19,66	16,00	32,19	51,00	53,90
Turialva	-1,72	-45,4	8,50	20,24	10,10	23,18	17,80	34,45	51,00	53,90
Zé Docas	-3,72	-45,53	6,80	16,85	8,10	19,47	14,30	29,86	51,00	53,90

APÊNDICE B: Mapas de altura da vegetação e IAF com dados de Triunfo (PE)

A altura da vegetação correspondente à toda água evapotranspirada potencialmente é mostrada na Figura A.1.

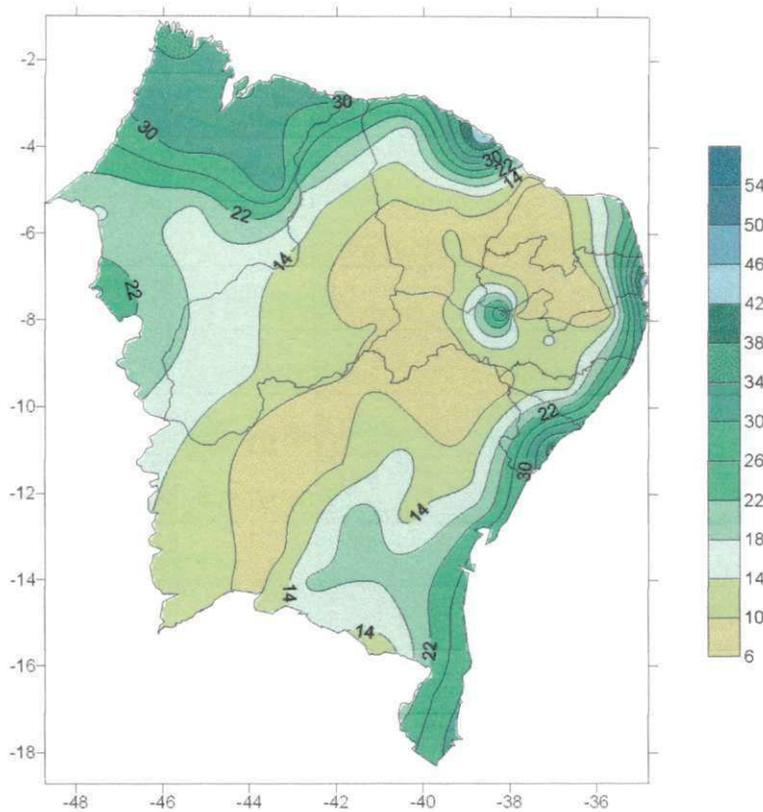


Figura A.1. Altura da vegetação em metros para toda água evapotranspirada

A altura da vegetação para a água evapotranspirada potencialmente para uma capacidade de campo de 300 mm é mostrada na Figura A.2.

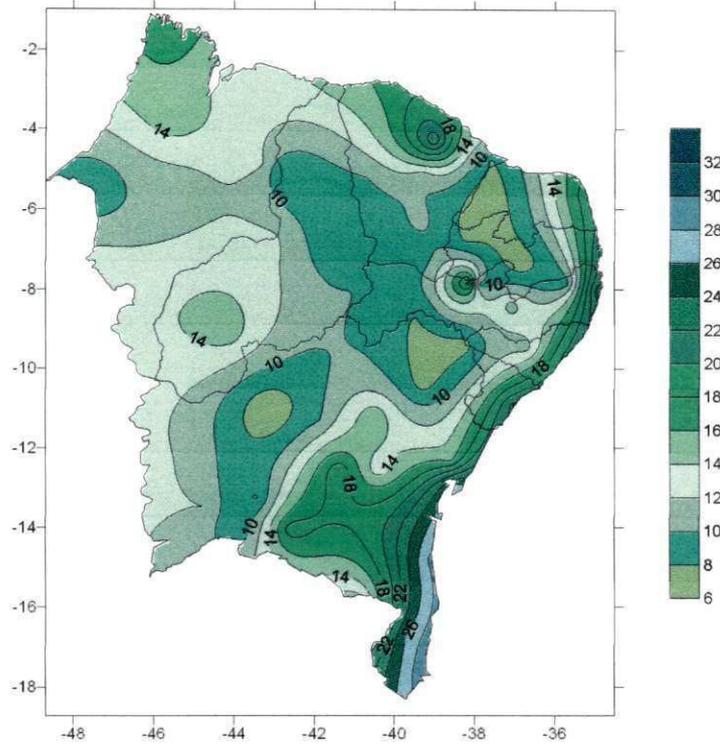


Figura A.2. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 300 mm

A altura da vegetação para a água evapotranspirada potencialmente para uma capacidade de campo de 100 mm é mostrada na Figura A.3.

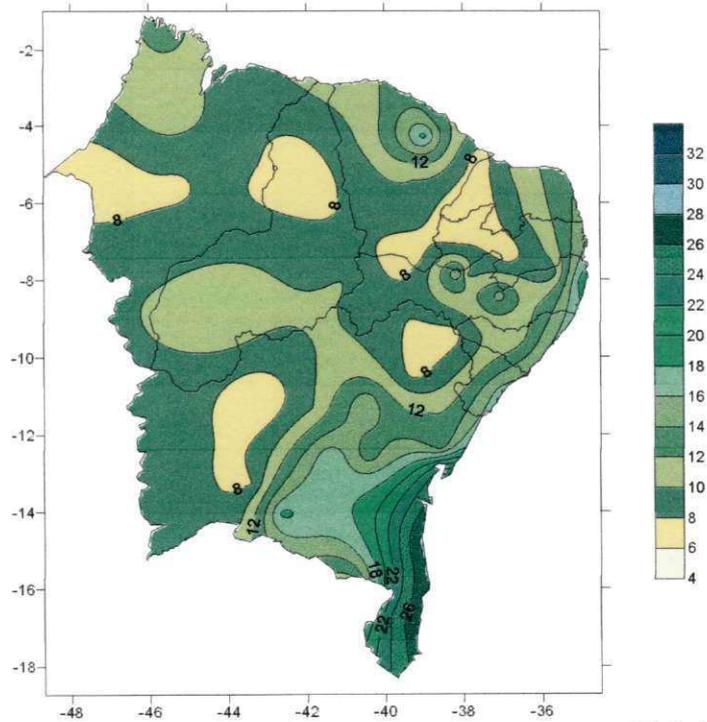


Figura A.3. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 100 mm

A altura da vegetação para a água evapotranspirada potencialmente para uma capacidade de campo de 40 mm é mostrada na Figura A.4.

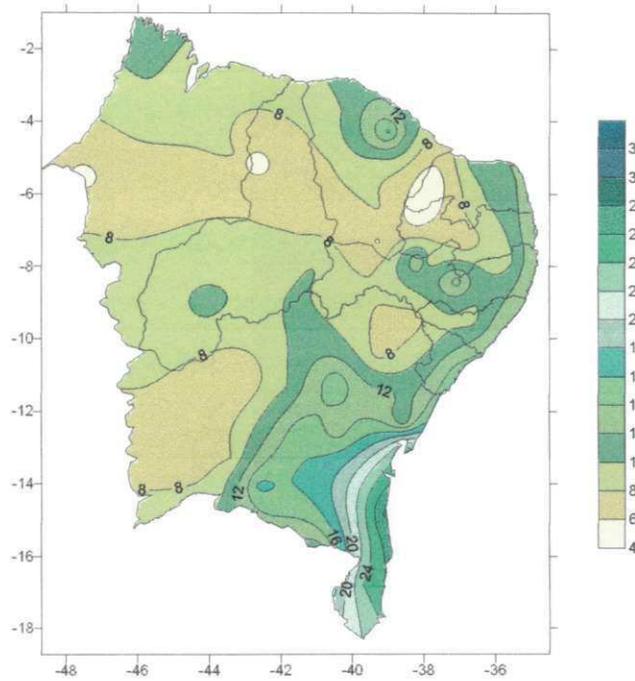


Figura A.4. Altura da vegetação em metros para uma capacidade de campo de 40 mm

O IAF correspondente à vegetação potencial onde toda água é evapotranspirada é mostrado através da Figura A.5.

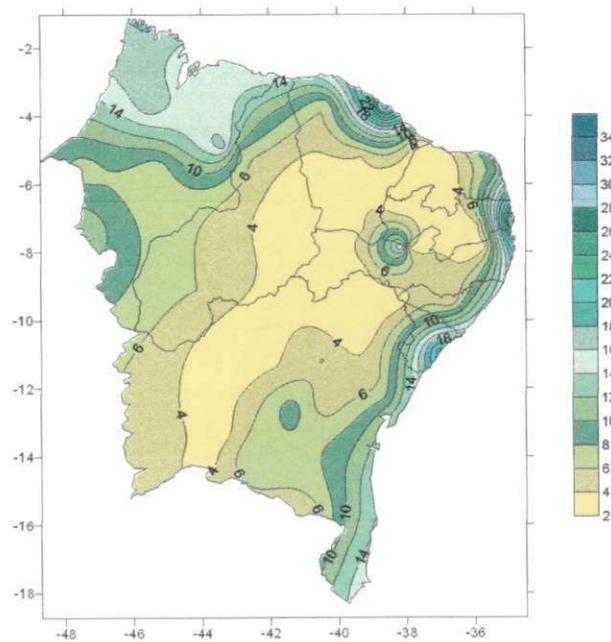


Figura A.5. IAF para a vegetação potencial onde toda água é evapotranspirada

O IAF correspondente à vegetação potencial para uma capacidade de campo de 300 mm é mostrado através da Figura A.6.

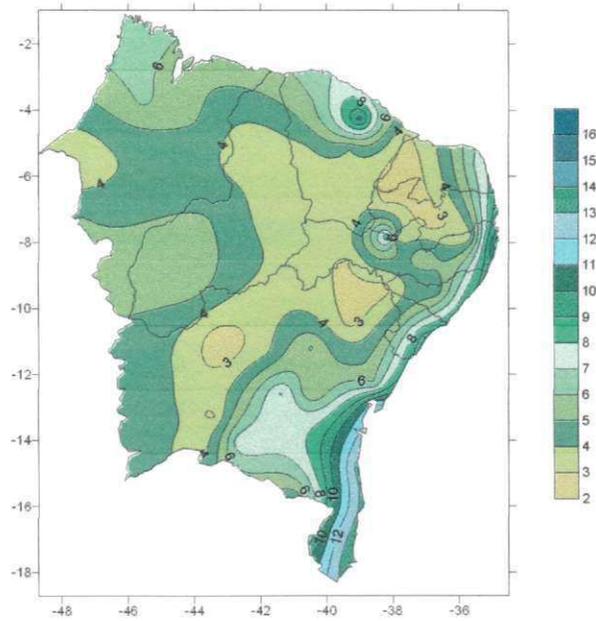


Figura A.6. IAF para a vegetação potencial em uma capacidade de campo de 300 mm

O IAF correspondente à vegetação potencial para uma capacidade de campo de 100 mm é mostrado através da Figura A.7.

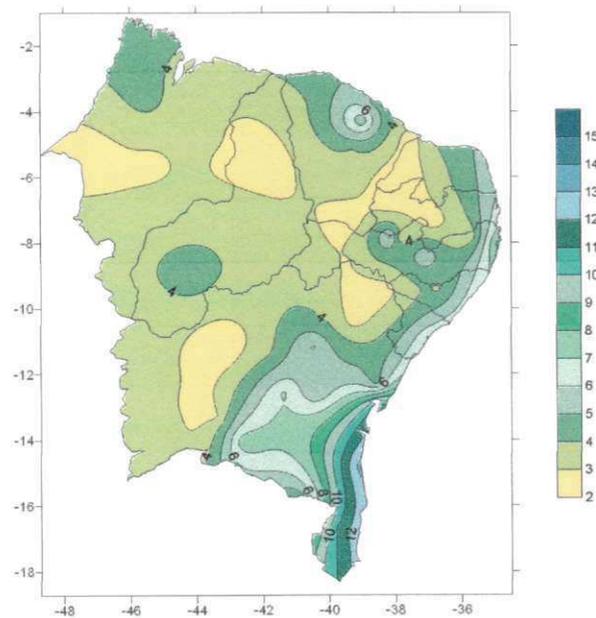


Figura A.7. IAF para a vegetação potencial em uma capacidade de campo de 100 mm

O IAF correspondente à vegetação potencial para uma capacidade de campo de 40 mm é mostrado através da Figura A.8.

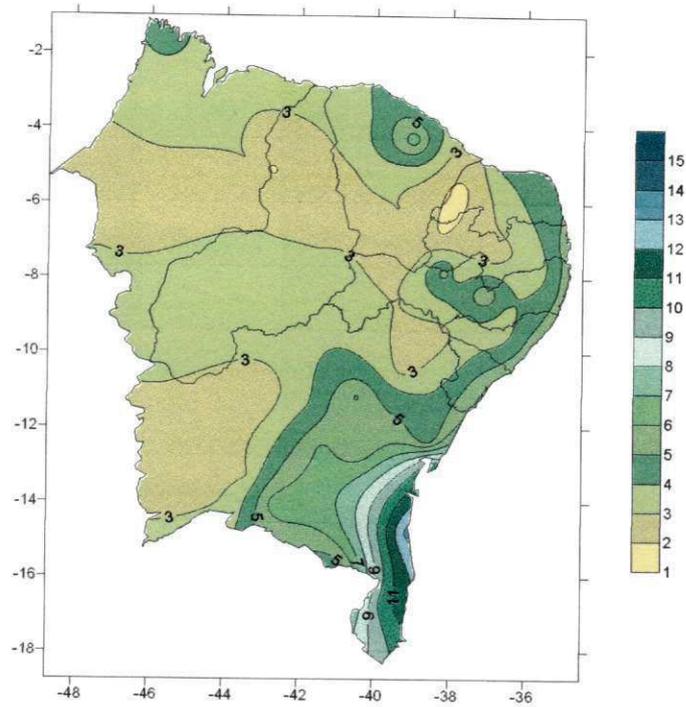


Figura A.8. IAF para a vegetação potencial em uma capacidade de campo de 40 mm

APÊNDICE C: Distribuição espacial das estações meteorológicas conforme Figura 3.1

Nº da estação	Cidade	Altitude (m)
1	Turiação	44
2	São Luis	51
3	Zé Docas	45
4	Imperatriz	123
5	Barra do Corda	153
6	Caxias	103
7	Carolina	193
8	Parnaíba	22
9	Teresina	74
10	Floriano	127
11	Picos	208
12	B. J. do Piauí	332
13	Paulistana	374
14	Sobral	83
15	Guaramiranga	871
16	Fortaleza	26
17	Jaguaruana	12
18	Crateús	297
19	Quixeramobim	212
20	Morada Nova	44
21	Iguatu	218
22	Barbalha	409
23	Apodi	65
24	Macau	6
25	Ceará Mirim	61
26	Cruzeta	226
27	São Gonçalo	233
28	S. J. do Cariri	445
29	C. Grande	548
30	João Pessoa	7
31	Monteiro	604
32	Petrolina	371
33	Cabrobó	342
34	Triunfo	1019

35	Arco Verde	681
36	Garanhuns	823
37	Surubim	418
38	Recife	7
39	P. dos Índios	275
40	Maceió	65
41	Aracajú	5
42	Remanso	400
43	Paulo Afonso	252
44	Monte Santo	465
45	Barra	401
46	Irecê	747
47	Jacobina	485
48	Serrinha	360
49	Barreiras	439
50	Lençóis	439
51	Itaberaba	250
52	Alagoinhas	131
53	Salvador	51
54	Correntina	587
55	B. J. da Lapa	440
56	Carinhanha	440
57	Caetité	882
58	V. da Conquista	839
59	Ilhéus	60
60	Guaratinga	324
61	Caravelas	3