



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-12273-TDI/984**

**VERIFICAÇÃO DO MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA  
ATMOSFERA DO CPTEC/COLA: CICLO HIDROLÓGICO E  
PROCESSOS DE SUPERFÍCIE**

Pedro Nazareno Ferreira da Costa

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Antonio Ocimar Manzi e Magda Luzimar de Abreu, aprovada em  
30 de setembro de 1997.

551.5.

COSTA, P. N. F.

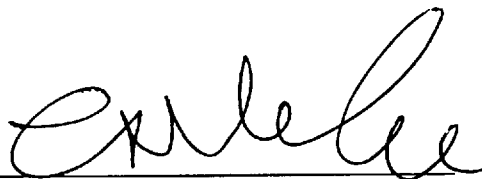
Verificação do modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/COLA: ciclo hidrológico e processos de superfície / P. N. F. Costa. – São José dos Campos: INPE, 1997.

83p. –(INPE-12273-TDI/984).

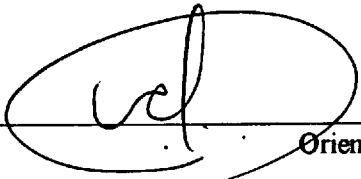
1.Área. 2.Camada limite atmosférica. 3.Radiação planetária. 4.Floresta úmida. 5.Albedo. 6.Modelos. I.Título.

Aprovada pela Banca Examinadora em  
cumprimento a requisito exigido para a  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

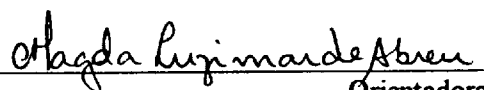
Dr. Carlos Afonso Nobre

  
Presidente


Dr. Antonio Ocimar Manzi

  
Orientador

Dra. Magda Luzimar de Abreu

  
Orientadora

Dr. José Paulo Bonatti

  
Membro da Banca

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

  
Membro da Banca  
- Convidado -

Candidato: Pedro Nazareno Ferreira da Costa

São José dos Campos, 30 de setembro de 1997



**Dedicada**

**A Minha Mãe e Meu Pai, Pelo Amor Dado a Mim e a paciência que tiveram comigo.**



## **AGRADECIMENTOS**

**O autor agradece ao Dr Antonio O. Manzi e da Dra. Magda L. de Abreu pela orientação e oportunidade de realizar este trabalho.**

**Aos amigos que me ajudaram nos momentos difíceis.**

**Aos amigos do INPE de São José dos Campos e de Cachoeira Paulista,.**

**A CAPES e FUNCATE, pela bolsa e ajuda financeira**

**E por último a todos que contribuíram diretamente ou indiretamente na realização deste trabalho.**





VERIFICATION OF THE GLOBAL MODEL CIRCULATION ATMOSPHERIC OF  
CPTEC/COLA: HYDROLOGICAL CYCLE AND SURFACE PROCESS

**ABSTRACT**

The verification of surface processes and hydrological cycles obtained in the climate simulation experiment using the COLACPTEC atmospheric general circulation model, forced by the monthly mean sea surface temperatures, is conducted. The simulated climate is obtained from the 12-month average of a set of four 15-month integration's. The verification is made through comparison of model results with climatological values in different spatial scales (global, regional, and grid points) and temporal scales (annual, seasonal, and monthly). The results show that the model effectively captured major patterns of global precipitation, such as ITCZ, SPCZ, and SACZ and the zones of low precipitation such as the Sahara desert and the regions associated high-pressure centers over the oceans. The proposed model also satisfactorily represents the surface and subsurface flow (runoff) in terms of annual and global mean values. However the model overestimates the precipitation and evapotranspiration. Besides our model produces excessive rainfall rates in the regions of high topography and lower rainfall rates in other regions for example the ITCZ region, a common characteristic in most general circulation models (GCM). The model overestimates the incident solar radiation and the net radiation at the surface due to weak solar radiation absorption by the atmosphere. However, the surface air temperature is underestimated, probably due to the high evapotranspiration rate. The latitudinal distribution of the components of energy and hydrological balances is well represented, captured by the model. The runoff, when analyzed for the most important global basins of the world, presents consistent discrepancies with the precipitation discrepancies, with the exception of the high latitude rivers and La Plata River. The results indicate that the model overestimates the precipitation over the major part of the Brazilian territory, during the summer except over the Amazon region, where it is underestimated. The precipitation in southern Brazil, which is mainly produced by frontal system activity, is underestimated.



## RESUMO

A partir de uma simulação do clima presente, obtida da média dos últimos doze meses de um conjunto de quatro integrações de quinze meses do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera - MCGA CPTEC/COLA, forçado por campos de temperatura média mensal climatológica da superfície do mar, realizou-se um estudo de verificação com respeito ao ciclo hidrológico e aos processos de superfície. A verificação da qualidade da solução aproximada enfocando-se o ciclo hidrológico e os processos de superfície foi realizada através de comparações dos resultados obtidos pelo Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, com valores climatológicos observados, sendo as análises feitas em várias escalas de espaço (global, regional e em um ponto de grade) e de tempo (anual, verão e inverno e mensal). Os resultados indicaram que o modelo simula os principais padrões de precipitação do globo, como as Zonas de Convergência Intertropical, do Pacífico Sul e do Atlântico Sul (ZCIT, ZCPS e ZCAS) e as zonas de baixa precipitação, como o deserto do Saara e as regiões relacionadas aos centros de alta pressão sobre os oceanos. Porém, o modelo superestima a precipitação e evapotranspiração, enquanto simula corretamente o escoamento superficial e profundo (runoff) em valores médios anual e global. Como acontece com a maioria dos Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, o modelo produz excessiva taxa de precipitação em regiões de relevo acentuado e subestima em outras regiões, como é o caso da ZCIT. O modelo também superestima a radiação solar incidente e o saldo de radiação na superfície por causa da fraca absorção de radiação solar pela atmosfera. Todavia, a temperatura do ar à superfície é subestimada, mais provavelmente em consequência das altas taxas de evapotranspiração. A distribuição latitudinal das componentes dos balanços de energia e hidrológico é bem simulada pelo modelo. Com exceção dos rios de altas latitudes e o Rio da Prata, o runoff, quando analisado para as principais bacias do globo, apresenta discrepâncias consistentes com as discrepâncias de precipitação. Os resultados indicam que o modelo superestima a precipitação sobre a maior parte do território brasileiro durante o verão exceto sobre a região Amazônica, onde ela é subestimada. No inverno a precipitação no sul do Brasil, a qual é produzida principalmente pela passagem de sistemas frontais, é subestimada.



## SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	vii
<u>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</u> .....	1
<u>CAPÍTULO 2 – REVISÃO E HISTÓRICO DA LITERATURA</u> .....	3
2.1 – Sobre os Processos de Interação entre a Superfície e a Atmosfera.....	3
2.2 – Aplicações dos Modelos Numéricos no Brasil.....	10
<u>CAPÍTULO 3 – DESCRIÇÃO DO MODELO CPTEC/COLA</u> .....	13
3.1 – Descrição Geral do MCGA (CPTEC/COLA).....	13
<u>CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA</u> .....	23
4.1 – Descrição do Experimento Numérico.....	23
4.2 – Metodologia para Análise dos Resultados.....	24
<u>CAPÍTULO 5 – APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS</u> ..	29
5.1 – Distribuição Geográfica.....	29
5.1.1 – Precipitação Média Anual.....	29
5.1.2 – Precipitação Média de Dezembro-Janeiro-Fevereiro.....	29
5.1.3 – Precipitação Média de Junho-Julho-Agosto.....	30
5.1.4 – Temperatura Média do Ar Próximo à Superfície.....	37
5.2 – Valores Médios Anual, Global dos Balanços Radiativo, de Energia e Hidrológico.....	42
5.2.1 – Balanço de Radiação na Superfície.....	42

5.2.2 – Balanço Anual de Energia à Superfície.....	43
5.2.3 – Balanço Hidrológico Global.....	44
5.3 – Valores Médios Anual e Zonal dos Balanços de Energia e hidrológico.....	47
5.3.1 – Balanço de Energia à Superfície.....	47
5.3.2 – Balanço hidrológico médio zonal.....	51
5.4 – Runoff Anual das Principais Bacias Hidrográficas.....	52
5.5 – Análise Regional.....	54
5.5.1 – Análise sobre a Amazônia.....	58
5.5.2 – Análise em Ponto de Grade do Modelo Sobre a Amazônia.....	61
5.6 – Análise sobre a América do Sul.....	73
<u>CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES</u> .....	77
6.1 – Sugestões para Trabalhos Futuros.....	79
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u> .....	81

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
3.1 – Diagrama esquemático do SSiB. Fonte: Xue et al.(1991).....	18
4.1 – Áreas de contraste. Fonte: Mahfouf et al. (1995).....	27
4.2 – Principais bacias hidrográficas do globo. Fonte: Sausen et al. (1994).....	28
5.1 – Precipitação média anual (mm/dia): Modelo.....	30
5.2 – Precipitação média anual (mm/dia): Climatologia.....	31
5.3 – Precipitação média anual (mm/dia): Modelo – Climatologia.....	32
5.4 – Precipitação média D-J-F (mm/dia): Modelo.....	33
5.5 – Precipitação média D-J-F (mm/dia): Climatologia.....	34
5.6 – Precipitação média D-J-F(mm/dia): Modelo – Climatologia.....	34
5.7 – Precipitação média J-J-A (mm/dia): Modelo.....	35
5.8 – Precipitação média J-J-F (mm/dia): Climatologia.....	36
5.9 – Precipitação média J-J-F (mm/dia): Modelo – Climatologia.....	36
5.10 – Temperatura da superfície média anual (°C): Modelo – Climatologia.....	38
5.11 – Temperatura da superfície média D-J-F (°C): Modelo – Climatologia.....	39
5.12 – Temperatura da superfície média J-J-F (°C): Modelo – Climatologia.....	39
5.13(A) – Temperatura da superfície média zonal anual.....	40
5.13(B) – Temperatura da superfície média zonal verão.....	41
5.13(C) – Temperatura da superfície média zonal inverno.....	41

5.14(A) – Balanço de água global (Modelo), valores dados em cm/ano.....	46
5.14(B) – Balanço de água global (Climatologia). Fonte: Hartmann (1994).....	46
5.15(A) – Média zonal do balanço de energia (Modelo).....	50
5.15(B) – Média zonal do balanço de energia (Climatologia). Fonte: Hartmann (1994).....	50
5.16(A) – Média zonal do ciclo hidrológico (Modelo).....	51
5.16(B) – Média zonal do ciclo hidrológico (Climatologia). Fonte: Hartmann 1994.....	52
5.17 – Runoff anual das principais bacias hidrográficas sobre o Globo.....	54
5.18(A) – Ciclo anual de precipitação Amazônia.....	59
5.18(B) – Ciclo anual de evaporação Amazônia.....	60
5.18(C) – Ciclo anual de temperatura do ar Amazônia.....	60
5.18(D) – Ciclo anual do saldo de energia para Amazônia.....	61
5.19(A) – Precipitação Ji-Paraná.....	62
5.19(B) – Temperatura Ji-Paraná.....	63
5.19(C) – Umidade específica Ji-Paraná.....	63
5.19(D) – Radiação solar incidente Ji-Paraná.....	63
5.19(E) – Saldo de radiação terrestre Ji-Paraná.....	64
5.19(F) – Saldo de radiação total Ji-Paraná.....	64
5.20(A) – Precipitação Manaus.....	65
5.20(B) – Temperatura Manaus.....	65
5.20(C) – Umidade específica Manaus.....	66
5.20(D) – Radiação solar incidente Manaus.....	66



5.20(E) – Saldo de radiação terrestre Manaus.....	66
5.20(f) – Saldo de radiação total Manaus.....	67
5.21 – Marabá floresta, (a) precipitação, (b) temperatura e (c) umidade específica.....	69
5.21 – Marabá floresta (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação terrestre e (f) saldo de radiação total.....	70
5.22 – Marabá pastagem, (a) precipitação, (b) temperatura e (c) umidade específica.....	71
5.22 – Marabá pastagem, (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação terrestre e (f) saldo de radiação total.....	72
5.23 – Precipitação média verão (A), inverno (B).....	75
5.23 – Temperatura média verão (C), inverno (D).....	76
5.23 – Evaporação média verão (E), inverno (F).....	76



## LISTA DE TABELAS

	Pág.
5.1 – Balanço global anual de radiação à superfície.....	42
5.2 – Balanço anual de energia para os continentes, os oceanos e global.....	44
5.3(A) – Média zonal das componentes do balanço de energia à superfície (modelo).....	48
5.3(B) – Média zonal das componentes do balanço de energia à superfície (climatologia).....	49
5.4 – Áreas de contraste média j-j-a dos valores de precipitação (mm), evaporação (mm), temperatura (°C), saldo de radiação ( $w/m^2$ ) e nebulosidade (%)......	57
5.5 – Áreas de contraste média d-j-f dos valores de precipitação (mm), evaporação (mm), temperatura(°C), saldo de radiação ( $W/m^2$ ) E nebulosidade (%)......	57
5.6 – Albedo para as cinco áreas de contraste.....	58



## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUÇÃO**

O uso de modelos de circulação geral da atmosfera no Brasil, para fins operacionais de previsão de tempo e simulações climáticas é bastante recente, tendo sido iniciado no final de 1994 com a inauguração do Centro de Previsão de Tempo e Clima/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) em Cachoeira Paulista (São Paulo). Além da previsão numérica de tempo operacional o Modelo de Circulação geral da Atmosfera (MCGA) do Center for Ocean Land Atmosphere Studies (CPTEC/COLA) vem sendo utilizado como ferramenta auxiliar na previsão da estação chuvosa do Nordeste brasileiro, com implicações sociais e econômicas importantes. Porém pouco se conhece do desempenho da atual versão do MCGA do CPTEC em simulações/previsões climáticas do hemisfério sul e em particular sobre a América do Sul.

Assim foi iniciado um projeto de pesquisa com a finalidade de verificar a destreza deste MCGA em simular as principais características da climatologia da América do Sul. Como parte deste projeto de verificação da climatologia do MCGA do CPTEC, neste trabalho realiza-se um estudo de verificação com respeito ao ciclo hidrológico e aos processos de superfície. A verificação é realizada através de comparações dos resultados obtidos pelo MCGA com valores climatológicos observados, sendo as análises feitas em várias escalas de espaço (global, regional e em um ponto de grade) e de tempo (anual, verão e inverno e mensal).

Os MCGA consistem em formulações matemáticas dos processos atmosféricos e das superfícies terrestre e oceânica. Estas formulações estão baseadas nos princípios físicos clássicos da hidrodinâmica.

Esses modelos são ferramentas poderosas, com grande potencial para o estudo das mudanças climáticas que poderiam advir do aumento da concentração de gases atmosféricos do efeito estufa, bem como de outros fatores naturais ou antropogênicos, como por exemplo; as mudanças nas propriedades físicas da superfície dos continentes - processos de desflorestamento e desertificação em grande escala.

Tais modelos constituem o único meio disponível para consideração simultânea da grande quantidade de processos físicos interativos que caracterizam o sistema climático.

As soluções numéricas objetivas dos MCGA proporcionam a oportunidade de estudar as diversas condições da natureza do clima, tanto do passado como as que possam ocorrer no futuro. Porém para avaliar corretamente o clima simulado pelo modelo, é necessário validá-lo comparando-o com o clima observado. Isso implica na identificação das suas deficiências que devem ser consideradas na hora de avaliar as estimativas das mudanças climáticas futuras, assim como das previsões climáticas obtidas dele.

Neste sentido, este trabalho tem o objetivo principal de apontar essas deficiências sem grande preocupação em apontar suas causas. Os próximos Capítulos, de 2 a 4, apresentam os elementos teóricos e a metodologia de trabalho, enquanto que os Capítulos 5 e 6 apresentam e discutem os resultados.

## **CAPÍTULO 2**

### **REVISÃO E HISTÓRICO DA LITERATURA.**

A modelagem numérica do clima e tempo, requer conhecimento sobre: a) métodos numéricos e linguagem de computação, b) mecanismos de interação superfície/atmosfera, c) mecanismos de convecção rasa e profunda e d) circulação atmosférica dentre outros. Neste trabalho aborda-se principalmente o segundo assunto (item b, acima) mostrando a importância dos processos meteorológicos próximo a superfície da terra na circulação geral de grande escala.

#### **2.1- Sobre os Processos de Interação entre a Superfície e a Atmosfera.**

A superfície da terra é a maior fonte de água e energia para a atmosfera, desta forma tem grande influência na circulação geral.

Esta influência é particularmente sentida sobre regiões tropicais onde a circulação é dominada pela intensidade da convecção úmida, a qual é suprida pela evapotranspiração da superfície e convergência de umidade em baixos níveis. Dentro da região tropical o evento El Niño Southern Oscillation (ENSO) é certamente o fenômeno mais notável, onde as anomalias de temperatura da superfície sobre o oceano Pacífico Equatorial modificam a intensidade da célula de Walker, a qual está associada com regimes de precipitação em vários locais do globo.

De outro modo, o contraste térmico das superfícies oceânicas e continentais, conduz à circulação de monção em escala continental e de brisa marítima em escala regional. Desta forma, a importância das propriedades de superfícies

continentais (vegetação, umidade do solo, rugosidade, etc..) para a atmosfera é bastante pronunciada (Mahfouf et al., 1995).

Com seu estudo pioneiro Charney (1975) propôs que alterações nas propriedades da superfície da terra, como por exemplo, a retirada da cobertura vegetal do solo poderia ter influência no ciclo hidrológico, acarretando aumento de albedo e diminuição da precipitação. O mecanismo proposto por Charney é um aumento do aquecimento adiabático subsidente de grande escala, para compensar o resfriamento da coluna atmosférica, devido à redução da absorção solar, estabilizando e secando a coluna atmosférica. Assim a precipitação pode ser reduzida e a rebrota da vegetação suprimida.

Através de um estudo numérico com um modelo de circulação geral (MCG), Charney et al. (1977) exploraram estas proposições. A conclusão que eles obtiveram é particularmente interessante. Eles notaram que sobre regiões semi-áridas com uma superfície úmida, o aumento do albedo induziu uma redução na taxa de precipitação, em acordo com Charney (1975). Também demonstraram que o papel da umidade do solo viabiliza a precipitação. A anomalia de precipitação obtida foi da mesma ordem de magnitude na qual ocorreu o aumento do albedo (de 14% para 35%). Outra característica deste estudo é o papel relevante que as nuvens representam nesta retroalimentação (*FEEDBACK*) biofísica. O feedback é iniciado pela energia radiativa perdida da superfície para a atmosfera através do aumento de albedo (Mahfouf et al., 1995).

No caso anterior, para a forte indução da subsidência, a nebulosidade é reduzida, a radiação solar que atinge a superfície aumenta em oposição à grande quantidade de radiação solar refletida. Porém sobre algumas áreas, especialmente



regiões úmidas, o aumento do albedo não reduz a precipitação necessariamente. A diminuição em grande escala da convergência de umidade pode ser compensada por um aumento na evaporação da superfície.

O balanço entre a evaporação da superfície e as anomalias de convergência de umidade também foi mostrado por Shukla e Mintz (1982). Através de um estudo com um modelo de circulação geral eles notaram que a remoção da superfície evaporante não conduz sistematicamente uma redução na precipitação, pois sobre regiões continentais onde a convergência de umidade é importante (ITCZ, Monção indiana), a redução na evaporação aquece o ar acima da superfície aumentando o gradiente térmico entre o oceano e o continente, intensificando o transporte de umidade das superfícies oceânicas para as continentais.

No sistema Terra-Atmosfera o balanço de água é bastante simples. Desde que não haja fontes ou sumidouros de água na atmosfera ou no espaço exterior, toda água que evapora tem que precipitar em algum lugar, por essa razão a água circula continuamente entre grandes reservatórios na superfície terrestre (oceanos, lagos, etc...) e a atmosfera. Em média global o tempo médio de residência da água na atmosfera é de aproximadamente 14 dias (Verstraete e Dickinson, 1986).

Dado que uma grande parte da energia e o total de água fornecida para atmosfera vem da superfície da terra é necessário mostrar a importância relativa dos continentes versus oceanos e os processos devido a vegetação.

Embora a superfície do planeta seja coberta em sua maioria de água líquida, à primeira vista a superfície oceânica pode parecer mais importante que a

continental, como uma forçante para a atmosfera, exceto para a transferência do fluxo de calor sensível. Porém, as características da superfície continental são de grande importância, em particular a da topografia e do contraste térmico com os oceanos, a da rugosidade e do albedo da superfície.

Existem amplas evidências na literatura de que a localização e topografia dos continentes são responsáveis por ondas de grande escala na atmosfera (Lorentz, 1967; Palmen e Newton, 1969; Holton, 1972). Semelhantemente o aquecimento diferencial entre os oceanos e continentes é geralmente considerado responsável pela circulação de monção em várias escalas. A mais notável monção existe na Índia e oeste da África, porém nenhum desses grandes sistemas de circulação poderia existir na atmosfera sem o continente (Ramage, 1971).

Em relação a cobertura da superfície continental sabe-se que, aproximadamente 30% é desértica ou semidesértica, tendo cobertura vegetal menor que 50%, havendo também uma variação sazonal, não negligenciável, da fração dos continentes recobertos por gelo e/ou neve, como por exemplo a Antártica. A fração atual da superfície da Terra coberta pela vegetação é por essa razão da ordem de 20%. A importância da cobertura vegetal resulta de vários fatores:

Em primeiro lugar, o tamanho atual da área vegetada em contato com a atmosfera pode ser apreciável, já que a área do material foliar é muitas vezes maior que a superfície do solo propriamente dita. O Leaf Area Index (Índice da Área Foliar que representa a razão da área total para um lado de todas as folhas por unidade de área no solo, denominado de LAI) varia de 1 à 10 para diferentes plantas e estações do ano, isto é, existe de 2 à 20 metros quadrados de superfície foliar por metro quadrado de solo, não contando a parte de troncos e galhos. Deste modo, igualmente, se somente

20% da superfície da Terra fosse vegetada e fazendo LAI=3, como uma estimativa média do índice anual e global, a área total do material foliar seria da ordem de  $6,12 \cdot 10^8 \text{ m}^2$ , maior que a área total do planeta (Verstraete e Dickinson, 1986).

Para mostrar os efeitos e influência da superfície na atmosfera, classificam-se os efeitos da vegetação em quatro categorias: interações radiativas, Balanço Hídrico, Balanço de Energia e Absorção de Momentum que serão mostradas a seguir:

#### **a) Interações Radiativas**

Da quantidade total de energia que chega no topo da atmosfera, aproximadamente 342 Watts por metro quadrado (Hartmann, 1994, p. 27), 30% é refletida de volta para o espaço. Dos 70% restantes que penetram na atmosfera, 20% é absorvido na estratosfera e troposfera e 50% chega a superfície interagindo com a mesma, por sua vez a superfície emite radiação de onda longa na mesma proporção que absorve, para manter o sistema em equilíbrio radiativo. Dependendo das características da superfície (cobertura de vegetação, gelo, solo desnudo, etc...) as interações radiativas podem ser diferentes. Neste tópico será apresentada apenas a interação da radiação com a vegetação como forma de exemplificar esta particularidade da superfície com cobertura vegetal.

Evidências das observações mostram que o albedo foliar varia de 10 à 15 na parte do espectro visível e de 30 à 50 % no infravermelho próximo, dependendo do tamanho da planta, da estação do ano e do ângulo zenital solar (Gates, 1980; Dickinson, 1983). O albedo para um dossel completo, como função da estrutura da

cobertura vegetal, é consideravelmente mais baixo do que o albedo da folha, porque os raios de luz podem ser aprisionados pela vegetação por reflexões múltiplas.

O albedo é o parâmetro que controla a absorção da radiação solar na superfície, é altamente variável no espaço e no tempo (depende da natureza da superfície, do ângulo de incidência, etc.).

O balanço de radiação na superfície pode ser dado pela seguinte equação:

$$R_s = S\downarrow (1-\alpha) - \varepsilon (L\downarrow - \sigma T_s^4) \quad (2.1)$$

Onde,  $R_s$  é o saldo de radiação,  $S\downarrow$  é a radiação solar global que atinge a superfície,  $\alpha$  é o albedo da superfície,  $\varepsilon$  é a emissividade da superfície,  $L\downarrow$  é a radiação de onda longa proveniente da atmosfera,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma=5,67 * 10^{-8} \text{ W }^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T_s$  a temperatura da superfície.

No do balanço de energia pode-se usar a seguinte equação;

$$R_s = LE + H + G \quad (2.2)$$

Onde,  $R_s$  é o saldo de radiação,  $LE$  é o fluxo de calor latente,  $H$  é fluxo de calor sensível e  $G$  o fluxo de calor no solo.

## b) **Balanço Hídrico.**

O impacto da vegetação no balanço de água na superfície também é importante pois de 10 à 40 % da precipitação que inside numa superfície vegetada pode

ser interceptada pelo dossel e reevaporada sem atingir o solo, dependendo da intensidade e duração da chuva, da estrutura e tamanho da cobertura vegetal, da forma e orientação das folhas (Verstraete e Dickinson, 1986).

Além da interceptação reduzir a precipitação efetiva no solo, o sistema radicular facilita a infiltração da precipitação no solo, reduzindo portanto o escoamento superficial.

O balanço hídrico é dado por ;

$$BH = PREC - EVAP - RUNO - \Delta G \quad (2.3)$$

Onde BH é o saldo do balanço hídrico, PREC é a precipitação, EVAP é a evaporação, RUNO é a soma do escoamento superficial e profundo (também chamado pelo seu termo inglês runoff) e  $\Delta G$  é o armazenamento de água no subsolo.

Sendo assim, em comparação com o solo desnudo uma superfície vegetada é mais eficiente no processo de evapotranspiração, pois através do sistema radicular as plantas extraem água de uma camada de solo mais profunda para o processo de transpiração, que ocorre durante o fenômeno de fotossíntese, quando a planta através das suas folhas verdes, absorve o gás carbônico e libera vapor de água. A longo prazo o processo da transpiração (de uma superfície vegetada) é mais eficaz que o da evaporação direta do solo (para superfícies desnudas), porque no primeiro caso as plantas dispõem de um reservatório de água no solo maior, por essa razão a cobertura vegetal ocupa um papel muito importante no ciclo hidrológico (Mahfouf et al., 1995).

### **c) Absorção de Momentum.**

As superfícies dos continentes e em particular áreas cobertas por florestas, atuam como fortes absorvedores de momentum devido à turbulência provocada pelo atrito do ar com os elementos de rugosidade da superfície, fazendo com que haja uma troca das parcelas de ar que tem pouca quantidade de momentum com outras de maior momentum. A eficiência desta turbulência depende da altura da rugosidade e da velocidade do escoamento de ar próximo à superfície.

## **2.2- Aplicações dos Modelos Numéricos no Brasil**

Neste tópico será feita uma pequena apresentação de alguns trabalhos que foram feitos com modelos numéricos, dando-se ênfase para o Brasil, bem como trabalhos com bases observacionais sobre o Brasil.

Mahfouf et al. (1995), usando um modelo de circulação geral atmosférica fizeram um estudo simulando variáveis meteorológicas à superfície, para várias regiões do globo, incluindo a região Amazônica. Os resultados que eles obtiveram são bastantes interessantes, pois o modelo usado por eles subestima a precipitação de janeiro a junho e superestima nos meses de agosto e setembro. A evaporação é superestimada no período de maio até setembro, subestimando a evaporação nos outros meses. A temperatura é superestimada durante todo ano; demais resultados podem ser encontrados em Mahfouf et al., 1995.

Nobre et al. (1991), simularam o desmatamento da Amazônia para estudar o impacto na mudança do clima regional, após a substituição da cobertura da

floresta tropical por pastagem. Os resultados encontrados mostraram que a temperatura média da superfície aumentou de aproximadamente 2.5°C, com decréscimo da evapotranspiração anual de 30% e da precipitação em 25% e o runoff foi reduzido de 20%.

Richey et al. (1989), estudaram a descarga do rio Amazonas e a variabilidade climática para o período de 1903 à 1985. Os resultados mostram que não ocorreu nem uma mudança significativa na descarga do rio durante o período de dados e que a variabilidade interanual predominante ocorre numa escala de tempo de 2-3 anos. A análise das anomalias no escoamento do rio Amazonas sugere que, as oscilações estão acopladas com o ciclo climático do oceano Pacífico Tropical.

Ubarana (1994), estudou o processo de interceptação da precipitação pela cobertura vegetal da floresta tropical úmida Amazônica, do tipo terra firme, utilizando dois modelos numéricos cujos resultados foram comparados entre si. Ele também realizou experimentos observacionais para determinação da perda por interceptação em dois pontos distintos da região Amazônica. Para o período estudado (setembro de 1992 à junho de 1993) um dos modelos estimou que 19.9% da precipitação total é perdida pela interceptação, o outro modelo estimou que 12.9% da precipitação total é perdida pela interceptação.

Rao e Hada (1990), utilizaram dados observacionais coletados de algumas estações meteorológicas sobre o Brasil para o período de 1958 à 1978, para estudar as características da precipitação sobre o Brasil e para entender a variabilidade anual e sazonal da precipitação e sua conexão com o evento El Niño Oscilação Sul (ENSO). Os resultados obtidos foram que, o movimento progressivo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está associado com a variação progressiva da estação

chuvosa no leste do Brasil equatorial. E que a migração anual da convecção tropical profunda da região central do Brasil, para a parte sul da bacia Amazônica no verão austral, e para o setor noroeste da América do Sul no inverno austral, parece ser responsável pelo ciclo anual da precipitação dentro da bacia Amazônica. A conexão entre a variação interanual da precipitação sobre o Brasil e o EL NIÑO, também foram discutidas, sendo que o coeficiente de correlação entre o índice de Oscilação Sul (O.S.) e a precipitação é geralmente pequeno sobre a maior parte do Brasil. Exceto sobre o Rio Grande do Sul ( onde a correlação é maior com a precipitação de primavera).



### CAPÍTULO 3

#### DESCRIÇÃO DO MODELO CPTEC/COLA.

##### **3.1- Descrição Geral do MCGA (CPTEC/COLA).**

O MCGA usado neste trabalho emprega as equações primitivas de movimento (Sela, 1980) e uma equação prognóstica para a taxa de mistura do vapor d'água. A estrutura vertical e horizontal das variáveis nas equações são separadas e discretizadas independentemente. A derivada vertical é escrita na forma de diferenças finitas centradas, usando coordenada  $\sigma$  (pressão normalizada, Phillips, 1957) e uma grade horizontal **Gaussiana**. A parte horizontal e todas as variáveis prognósticas são expressas como coeficientes da projeção esférica harmônica, dos autovalores do operador Laplaciano esférico. Os termos não lineares nas equações da hidrodinâmica são produtos quadráticos das variáveis prognósticas e estão na forma do operador da advecção e são calculados pela técnica de transformação espectral (Orszag, 1970) com truncamento triangular. A integração no tempo usa um esquema semi-implícito. Neste trabalho é usado uma resolução do tipo T42L28, ou seja o; o modelo usa o truncamento triangular no número de onda 42 e 28 níveis na vertical, a resolução horizontal de cada unidade da grade é representada por um quadrado na superfície com lado de  $2,8125^\circ$  (graus) que equivale a aproximadamente 300 km de distância.

A seguir será feita uma breve descrição de alguns dos esquemas das parametrizações físicas as quais estão relacionadas a este trabalho.

a) O esquema de parametrização da convecção profunda usado no MCGA (CPTEC/COLA) foi proposto por Kuo (1965), e modificado por Anthes (1977), o qual é mais conhecido por esquema Kuo-Anthes. Para calcular a quantidade de precipitação ou

de calor latente para o aquecimento da atmosfera, e a quantidade de umidade para umidificação da mesma durante o processo da convecção profunda. Este método pode ser descrito resumidamente da seguinte forma;

A base da nuvem, onde a pressão é representada por  $P_b$ , é determinada pelo nível de condensação por levantamento (NCL). A temperatura ( $T_c$ ) e a umidade ( $q_c$ ) dentro da nuvem correspondem à temperatura da adiábata saturada ( $T_c = T_s$ ,  $q_c(T_s)$ , onde  $T_s$  é a temperatura de saturação). O topo da nuvem, onde a pressão é  $P_t$ , as camadas instáveis são determinadas através do uso da temperatura potencial equivalente. Depois de testar se a camada é instável, a convergência de umidade em baixos níveis, a espessura da camada instável (pelo menos 300 hPa), e conhecer a base e topo da nuvem, é calculada a convergência de umidade na vertical ( $W$ ), a partir da variação de umidade entre os tempos  $t+1$  e  $t-1$ , como é mostrado a seguir;

$$W = \int_{P_b}^{P_t} (q(t+1) - q(t-1)) dp / p_s, \quad (3.1)$$

Onde  $P_t$  e  $P_b$  são a pressão no topo e na base da nuvem, respectivamente, e  $P_s$  é a pressão da superfície.  $W$  é dividida em duas partes: uma parte precipitável  $(1-b)W$ , que aquece a atmosfera como consequência da liberação de calor latente, a outra  $bW$  é utilizada no umidificação da atmosfera, dependendo da capacidade média da coluna para adicionar vapor d'água. O termo  $b$  (fator de fracionamento) é determinado a partir da relação entre a umidade média na vertical ( $\bar{q}$ ) e sua média saturada correspondente ( $\bar{q}_s$ ). Estas médias são feitas no ambiente da nuvem, sendo  $b$  calculado por:

$$b = 1 - \frac{\bar{q}}{\bar{q}_s}. \quad (3.2)$$

A distribuição vertical da liberação de calor latente é feita em função da diferença das temperaturas virtuais dentro da nuvem ( $T_{vc}$ ) e do ambiente ( $T_v$ ). Com isso, é determinada a variação da temperatura em cada nível ( $\Delta T$ ). Analogamente a distribuição de calor latente, é feita a distribuição vertical de umidade. A diferença entre a umidade da nuvem ( $q_c$ ) e umidade do ambiente ( $q$ ) é usada para determinar a variação da umidade em cada nível ( $\Delta q$ ). Logo, o novo valor de  $T(t+1)$  e  $q(t+1)$  fica definido como:

$$T^{t+1} = T^{t+1} + \Delta T, \quad (3.3)$$

$$q^{t+1} = q^{t+1} + \Delta q, \quad (3.4)$$

Onde,

$$\Delta T = \left( \frac{(1-b)W \frac{L}{cp}}{\int_{P_b}^{P_t} (T_{vc} - T_v) \frac{dp}{P_s}} \right) (T_{vc} - T_v), \quad (3.5)$$

$$\Delta q = \left( \frac{bW}{\int_{P_t}^{P_t} (q_c - q) \frac{dp}{P_s}} \right) (q_c - q) \quad (3.6)$$

E a precipitação convectiva ( $R$ ) é determinada pela seguinte equação:

$$R = \frac{(1-b)WP_s}{2g} \quad (3.7)$$

Onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $L$  é o calor latente de condensação.

b) A parametrização da convecção rasa e de grande escala. Segue o esquema de Tiedtke (1984), são parametrizados os efeitos dos cúmulos rasos na circulação de grande escala nos pontos de grade, onde não foi usada a convecção profunda. O importante para este método é a estratificação próximo à superfície. Este método, somente considera as camadas condicionalmente instáveis próximo a superfície, e não precisa do cálculo da convergência de umidade em baixos níveis.

A parametrização de grande escala (Sela, 1980) é usada para condensar o excesso de umidade (maior que 80%) que fica na atmosfera após a convecção profunda. Este excesso é convertido em precipitação. O processo se inicia desde as camadas mais altas até a primeira camada. Em cada camada é testado o excesso ou déficit de umidade. Caso exista excesso de umidade, este precipita e acumula na seguinte camada inferior, caso contrário evapora. Desta forma, repete-se o processo até a camada próxima a superfície. O saldo de precipitação é acrescentado à precipitação convectiva ( $R$ ).

c) A parametrização do aquecimento radiativo solar é feita seguindo o esquema de Lacis e Hansen (1974), a radiação de onda longa é parametrizada seguindo o esquema de Harshvardhan e Corsethi (1987) o qual inclui o aquecimento devido à absorção da radiação térmica pelo vapor d'água, dióxido de carbono e nuvens. Para a parametrização de nuvens é usado o esquema de Hou , que é baseado em Slingo (1985).

Para este estudo que envolve principalmente o ciclo hidrológico e os processos de superfície é necessário apresentar uma revisão mais completa sobre as parametrizações de superfície.

d) Na parametrização da difusão vertical turbulenta (baseada em Sellers e Dorman, 1986), são calculado os fluxos de calor, momentum e umidade na vertical que é feito como na teoria K, mas seguindo o esquema de fechamento de segunda ordem (2.0) de Melhor e Yamada (1982). Esta parametrização está acoplada à parametrização da superfície como condição de contorno inferior. Este fechamento de segunda ordem implica que existe um balanço entre a produção de turbulência por cisalhamento, a dissipação e a flutuação. Onde os coeficientes de difusão vertical são calculados por um processo iterativo.

e) Para os processos de superfície a parametrização usada é uma versão modificada do modelo *Simple Biosphere Model (SiB)* que foi baseado em Sellers et al. (1986), sendo implementado no modelo do COLA por Sato et al. (1989), e simplificado por Xue et al. (1991) o que originou o esquema de superfície SSiB (*Simplifield Simple Biosphere Model*), a Figura 3.1 representa o esquema de superfície SSiB.

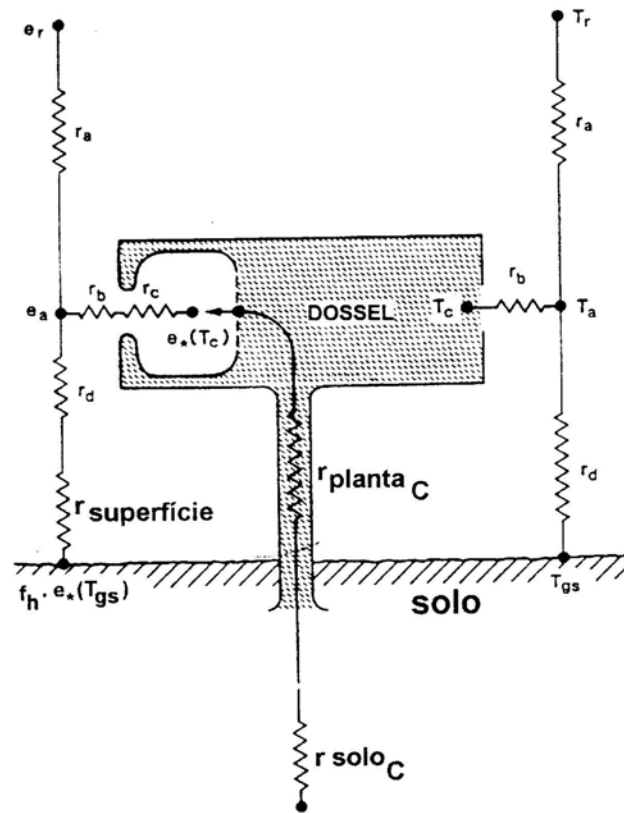


Fig. 3.1 - Diagrama esquemático do SSiB, onde  $r_a$  é a resistência aerodinâmica entre o dossel e o ar,  $r_b$  é a resistência da camada limite,  $r_c$  resistência estomática e  $r_d$  a resistência entre o ar do dossel e solo.

FONTE: Xue et al. (1991, p. 351).

Estas parametrizações incluem os aspectos físicos e biológicos que interagem entre a superfície e atmosfera, tais como, os fluxos radiativos, resistência estomática e resistência aerodinâmica. Dadas as variáveis atmosféricas, calcula-se os fluxos de momentum, calor e umidade que são usadas nos processos de difusão vertical turbulenta, como contorno inferior. Estas parametrizações são discutidas mais detalhadamente nos trabalhos de Kinter III et al. (1988) e Xue et al. (1990).

Após as simplificações o esquema de superfície SiB tornou-se SSiB, a seguir será mostrado algumas equações do SSiB.

A equação da temperatura do dossel ( $T_c$ ) é ,

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - \lambda E_c \quad (3.8)$$

onde  $R_{nc}$  é o fluxo da radiação na superfície,  $H_c$  e  $\lambda E_c$ , são dados por,

$$H_c = \frac{2(T_c - T_a)}{r_b} \rho c_p \quad (3.9)$$

$$\lambda E_c = (e_*(T_c) - e_a) \frac{\rho c_s}{\gamma} \left[ \frac{W_c}{r_b} + \frac{1 - W_c}{r_b + r_c} \right] \quad (3.10)$$

Onde  $T_a$  e  $e_a$  são a temperatura e pressão do vapor no espaço de ar dentro do dossel,  $e_*(T_c)$  é a pressão de saturação do vapor na temperatura  $T_c$ ,  $W_c$  a fração úmida do dossel  $\gamma$  a constante psicrométrica, e  $\lambda$  o calor latente de vaporização. A equação da temperatura do solo ( $T_{gs}$ ) é,

$$C_c \frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = R_{ngs} - H_{gs} - \lambda E_{gs} - \frac{2\pi C_{gs}}{\tau} (T_{gs} - T_d) \quad (3.11)$$

Onde,  $\tau$  é o comprimento do dia,  $C_{gs}$  é a capacidade calorífica efetiva do solo,  $H_{gs}$

E  $\lambda E_{gs}$  são os fluxos de calor sensível e latente do solo definidos por,

$$H_{gs} = \frac{T_{gs} - T_a}{r_d} \rho c_p \quad (3.12)$$

$$\lambda E_{gs} = \left[ f_h e_{*(gs)} - e_a \right] \frac{\rho c_p}{\lambda} \frac{1}{r_{surf} + r_s} \quad (3.13)$$

Onde,  $f_h$  é a umidade relativa do ar na superfície do solo. a resistência da superfície é

$$r_{surf} = a_s (1 - w_s^{b_s}) \quad (3.14)$$

Sendo que  $a_s$  e  $b_s$  são constantes. A equação para temperatura profunda do solo é  $T_d$  dado por

$$C_{gs} \frac{\partial T_d}{\partial t} = 2(R_{ngs} - H_{gs} - \lambda E_{gs}) / \sqrt{365\pi} \quad (3.15)$$

A equação para armazenamento e interceptação de água no dossel é

$$\frac{\partial M_s}{\partial t} = P_c - D_c - \frac{E_{wc}}{P_w} \quad (3.16)$$

Onde  $P_c$  é a precipitação,  $D_c$  é a taxa de drenagem de água (Sellers et al., 1986). A taxa para evaporação para a porção úmida da vegetação é

$$\lambda E_{wc} = \frac{[e(T_c) - e_a] \rho c_p}{r_b \gamma} \quad (3.17)$$

A umidade do solo é calculada para as três camadas da seguinte forma,

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s} \left[ P_1 - Q_{12} - \frac{1}{P_w} (E_{gs} + b_1 E_{dc}) \right] \quad (3.18)$$



$$\frac{\partial w_2}{\partial \alpha} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[ Q_{12} - Q_{23} - \frac{1}{P_w} b_2 E_{dc} \right] \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial \alpha} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{23} - Q_3] \quad (3.20)$$

Onde  $P_1$  é a precipitação que atinge a primeira camada,  $\rho_w$  é a densidade da água,  $E_{gs}$  é a extração de umidade da cobertura vegetal próximo do solo,  $E_{dc}$  é a extração de umidade pelas raízes, a transpiração do solo que é combinada com a de transpiração da parte seca do dossel, é dado por,

$$\lambda E_{dc} = \frac{(e(T_c) - e_a) \rho c_p}{r_c + r_b} \frac{1}{\gamma} (1 - w_c) \quad (3.21)$$

O fator de fracionamento  $b_i$  é dado por,

$$b_i = \frac{rootl(i)}{\sum rootl(i)} \quad (3.22)$$

Onde  $rootl(i)$  é o comprimento de raízes na camada  $i$ ,  $D_i$  é a profundidade do solo. O termo  $Q_{ij}$  representa a transferência de água entre as camadas  $i$  e  $j$  (Sellers et al. 1986), e  $\theta_s$  é a umidade volumétrica do solo.

A temperatura e a pressão de vapor no espaço de ar dentro do dossel são determinados pela a equação do balanço de energia;

$$H_c + H_{gs} = \frac{T_a - T_r}{r_a} \rho c_p \quad (3.23)$$

$$\lambda E_c + \lambda E_{gs} = \frac{e_a - e_r}{r_a} \frac{\rho c_p}{\gamma} \quad (3.24)$$

Dentro da Camada Limite Atmosférica  $r$  é um nível de referência. Sendo que  $T_r, e_r, u_r$ , são as condições de contorno do SSiB, bem como a radiação.

## CAPÍTULO 4

### METODOLOGIA

#### **4.1 - Descrição do Experimento Numérico.**

Foi feita uma integração de 15 meses do MCGA (CPTEC/COLA) com quatro condições iniciais diferentes para os dias 27,28,29,30/11/94, o modelo utilizou dados climatológicos de neve, gelo, ozônio, umidade do solo e temperatura da superfície do mar (TSM), das quais as últimas merecem destaque.

As Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) foram especificadas durante todo o período de integração de acordo com a climatologia de TSM, em valores médios mensais. Essa climatologia representa uma média sobre um período de 10 anos e foi obtida do NCEP (NATIONAL CENTER ENVIROMENT PREDICTION).

O conteúdo inicial de água no solo foi obtido a partir da climatologia calculada por Mintz e Serafini (1992), sendo adaptada para as camadas de solo do SSiB por um procedimento específico, que depende da natureza do solo e da cobertura vegetal. Neste caso, um solo saturado na climatologia corresponde à capacidade de campo associada à textura do solo. Um solo completamente seco na climatologia corresponde ao ponto de murchamento permanente associado à textura do solo no caso de superfície vegetada, e corresponde a um valor próximo de zero no caso de solo desnudo. Em cada ponto de grade é feita uma interpolação linear entre esses casos extremos, de acordo com o conteúdo de água médio da climatologia. Este método de inicialização leva em conta as principais características do sistema solo-vegetação. A camada mais profunda do SSiB representa uma camada de recarga para as camadas superiores.

## 4.2 - Metodologia para Análise dos Resultados

Os resultados dos últimos 12 meses da integração do modelo de circulação geral (média das integrações para as quatro condições iniciais) foram comparados com as climatologias disponíveis para os seguintes parâmetros: precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial e profundo (runoff), temperatura do ar, nebulosidade e saldo de radiação.

Estas climatologias são as seguintes: precipitação (Legates e Willmott, 1990a), em escala global para quantidades médias mensais; evapotranspiração (Mintz e Serafini, 1992), em escala global para quantidades médias mensais; escoamento superficial e profundo, média anual das climatologias de Dümenil e Todini (1992) e Milliman e Meade (1983) usadas por Mahfouf et al. (1995) para análises sobre o globo; temperatura do ar, Legates e Willmott (1990b), em escala global para quantidades médias mensais.

Já que os resultados da integração são para todos os pontos de grade (aproximadamente  $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ ) no globo terrestre, pode-se dividir as comparações em duas partes:

### 1º) Análise Global.

- a) foi feita uma média dos campos simulados pelo modelo e da climatologia, para os períodos de verão (D-J-F), inverno (J-J-A) austrais e anual para uma análise comparativa dos padrões de distribuição e intensidade da precipitação e da temperatura do ar próximo da superfície. Foi então calculada a diferença

entre o campo simulado pelo modelo e a climatologia. Esta diferença que pode ser negativa (subestimativa) ou positiva (superestimativa) representa o “ERRO ou DESVIO” cometido pelo modelo em relação a climatologia.

b) comparação de valores médios global e anual das componentes dos balanços de energia e hidrológico entre modelo e climatologia.

c) comparação, através de tabelas e gráficos, da variação latitudinal das componentes dos balanços de energia e hidrológico entre modelo e climatologia, para valores médios zonal e anual.

## 2º) Análise regional.

A análise regional tem caracter mais quantitativo e está baseada em dois tipos de comparação:

a) comparação dos valores médios, de dezembro-janeiro-fevereiro e junho-julho-agosto, dos seguintes parâmetros: precipitação, evaporação, temperatura do ar próximo à superfície, saldo de radiação e nebulosidade para cada uma das cinco áreas selecionadas com coberturas superficiais diferentes na América do Sul, na América do Norte, na África, na Rússia e na Austrália (ver Figura 4.1 para identificação das áreas), seguindo uma metodologia semelhante a usada por Mahfouf et al. (1995). Cada área selecionada ocupa em torno de 40 pontos de grade do modelo. Essas áreas possuem características diferentes umas das outras, desta forma é necessário apresentar algumas dessas características:

- América do Sul: essa área compreende grande parte da região Amazônica (floresta tropical) e Planalto Central Brasileiro (Serrado), com uma altitude 500 metros acima do Nível Médio do Mar (NMM).
- América do Norte: essa área compreende florestas (Coníferas) e plantações (grãos) e inclui a região dos Apalaches, com uma altitude de aproximadamente 1000 metros acima do NMM.
- África: Região desértica e semidesértica, com altitude em torno de 750 metros acima do NMM.
- Rússia: essa área compreende a região de tundra, com altitude de aproximadamente 400 metros acima do NMM.
- Austrália: essa região é semidesértica e possui altitude de aproximadamente 800 metros acima do NMM.

No caso da Amazônia também são comparadas a evolução média mensal de variáveis meteorológicas na superfície, em pontos de grade específicos, simuladas pelo modelo com valores observados no projeto ABRACOS, para os seguintes sítios experimentais: Ji-Paraná (RO) – 10° 05' S, 61° 55' W (floresta), Manaus (AM) – 2° 57' S, 59° 5' W (floresta) e Marabá (PA) 5° 45' S, 49° 10' W (floresta) e 5° 10' S, 48° 45' W (pastagem).

b) análise das seguintes variáveis simuladas pelo modelo: precipitação evaporação e escoamento superficial e profundo (runoff) sobre as principais bacias hidrográficas do globo terrestre, ver Figura 4.2 para identificação das áreas das bacias hidrográficas.

c) estudo do comportamento dos padrões de precipitação, de evapotranspiração e de temperatura do ar sobre a América do Sul, para situação de verão, de inverno e anual.

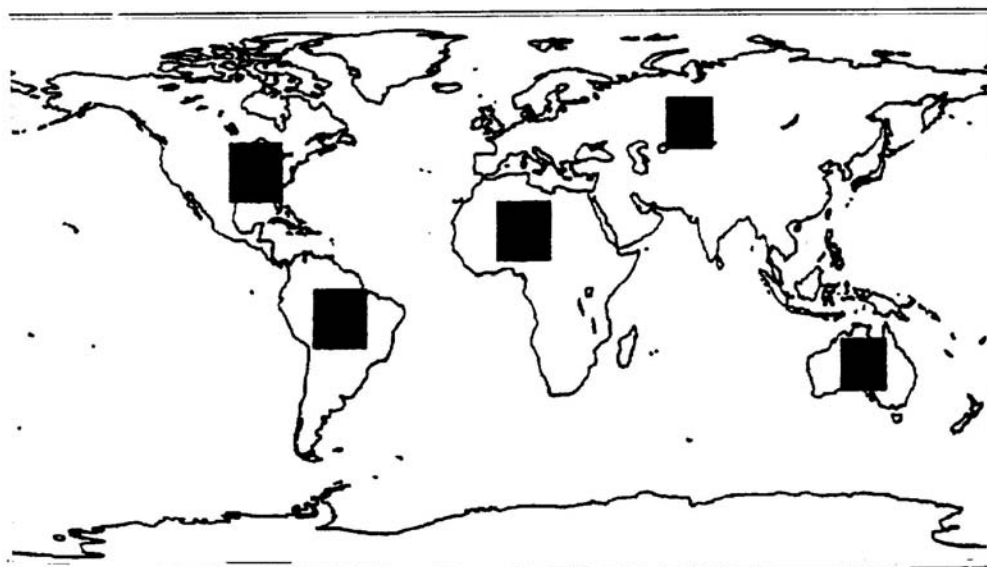


Fig. 4.1 - Áreas de contraste selecionadas, América do Sul, América do Norte, África, Rússia e Austrália.

Fonte: Mahfouf et al. (1995, p. 2049).

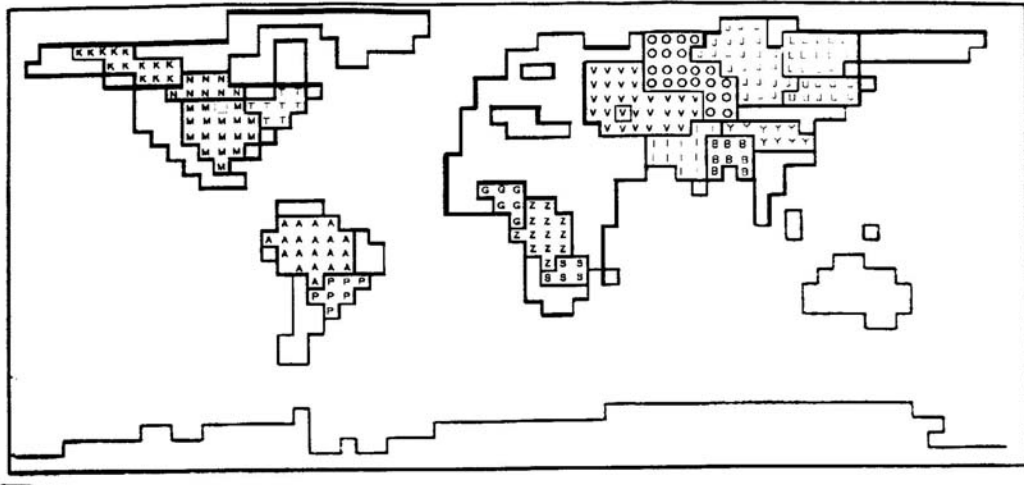


Fig. 4.2 - Principais bacias hidrográficas do globo (A- Amazonas, P- da Prata, M- Mississipi, K- Mckenzi, T- St Lawrence, G- Niger, Z- Zaire, V- Volga, O- Ob., I- Indus, B- Brahamaputra Ganges, Y- Yangtez, J- Yenise, L- Lena e U- Amur)

Fonte: Sausen et al. (1994, p. 342).



## **CAPÍTULO 5**

### **APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS**

Neste capítulo são apresentados os resultados da simulação numérica, os quais são discutidos e comparados com valores observados. As análises são feitas em várias escalas de espaço (global, regional e em um ponto de grade) e de tempo (anual, verão, inverno e mensal), conforme descrito no capítulo anterior, para as componentes dos balanços radiativo, de energia e hídrico na superfície.

Nesta análise somente são considerados os doze últimos meses da simulação numérica, que são apresentados como médias anuais, sazonais e mensais dos quatro membros do conjuntos de integrações descrito no capítulo anterior.

Inicialmente apresentam-se os campos de precipitação e de temperatura do ar próximo à superfície, tanto para valores médios anual como para os meses representando situações de inverno (Junho, Julho e Agosto - JJA) e de verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro - DJF) do hemisfério sul, pois estas variáveis meteorológicas são as mais bem documentadas e suas distribuições geográficas conhecidas mais acuradamente.

#### **5.1 Distribuição Geográfica**

##### **5.1.1- Precipitação Média Anual.**

A distribuição geográfica da precipitação simulada pelo modelo pode ser comparada com a climatologia de Legates e Willmott (1990a) para o valor médio

anual (Figuras 5.1 e 5.2). Pode-se ver que o modelo simula os principais padrões de precipitação sobre o globo, tais como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Monção indiana (Figura 5.1). O modelo também simula as regiões que apresentam valores mínimos de precipitação na costa oeste da América do Norte e América do Sul, sudoeste da África e sobre a Austrália, bem como a área do deserto do Saara e as regiões relacionadas com os centros de alta pressão sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, em ambos os hemisfério. A precipitação anual máxima observada na América do Sul está localizada em torno de  $0^{\circ}$  S e  $75^{\circ}$  W (Figura 5.2), porém o modelo simula este máximo deslocado para noroeste (sobre a Colômbia). O modelo também simula os máximos sobre a cadeia de montanhas da América do Norte (Rochosas) e sobre o sul do Chile.

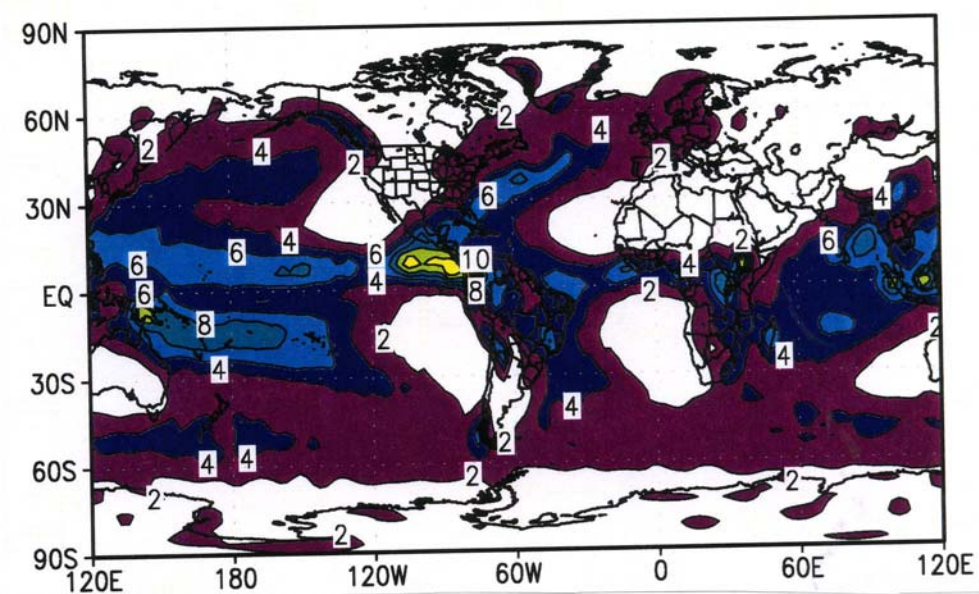


Fig.5.1 – Precipitação média anual (mm/dia): Modelo.

As maiores diferenças encontradas entre o modelo e a climatologia (Figura 5.3) estão localizadas na região da ZCIT sobre o oceano Pacífico e na Amazônia, nas quais o modelo subestima a precipitação, porém na costa oeste da América Central, Golfo do México e costa Leste da América do Norte a precipitação é

superestimada pelo modelo, assim como sobre os Andes e entre o norte do Chile e o sul do Peru.

Por outro lado, nas zonas polares as diferenças são pouco pronunciadas, apesar do modelo não ter levado em conta a presença da calota de gelo marinho.

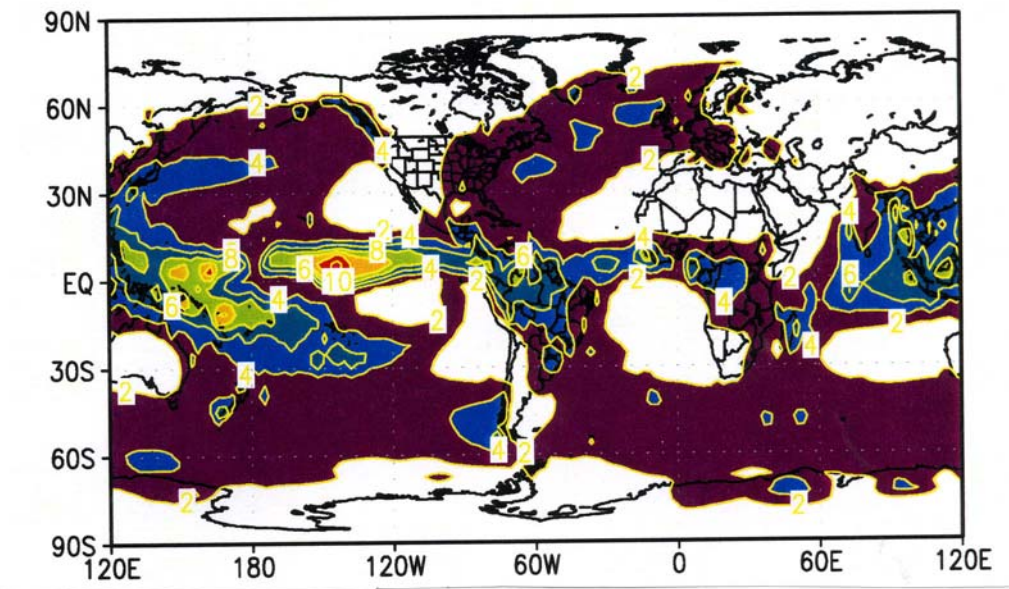


Fig. 5.2- Precipitação média anual (mm/dia): Climatologia.

Seguindo as análises de Lau et al. (1996) apresenta-se o valor médio anual da precipitação apenas sobre regiões continentais entre 60° S e 70° N, onde a climatologia observada é mais confiável. A precipitação estimada pelo modelo foi de 2,6 mm/dia, três décimos de mm superior à climatologia que é de 2,3 mm/dia.

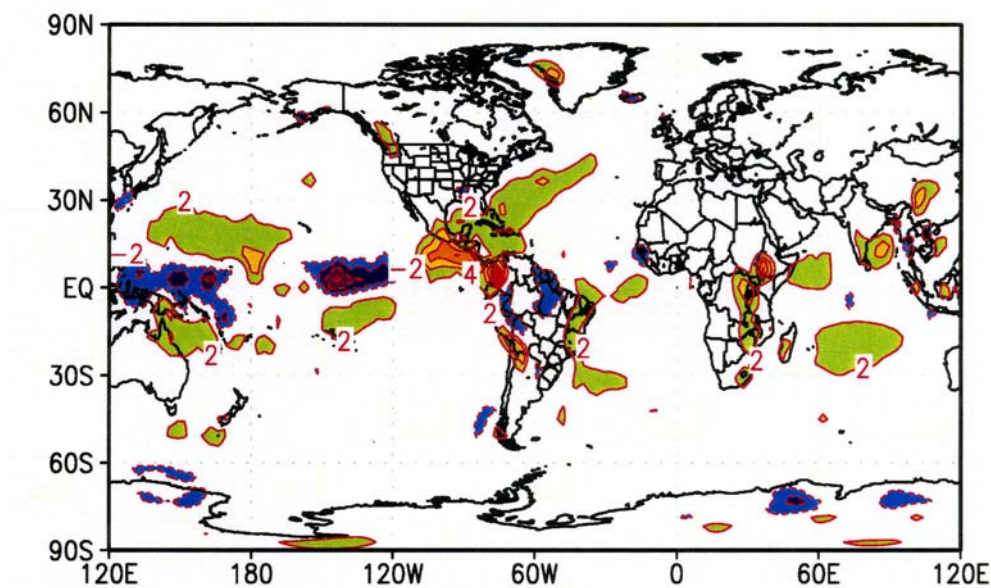


Fig. 5.3- Precipitação média anual (mm/dia): Modelo – Climatologia.

Uma análise mais detalhada do balanço hídrico será apresentada nas análises regionais.

#### 5.1.2- Precipitação Média de Dezembro-Janeiro-Fevereiro

Na Figura 5.4 é apresentado o campo de precipitação simulado pelo modelo, e na Figura 5.5 o campo climatológico. Nota-se que o modelo simula os padrões de precipitação característicos do período, tais como a ZCIT mais ao sul, a ZCPS e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), bem como reproduz razoavelmente a intensa zona de precipitação ao longo da costa leste da América do Norte e na costa leste da África. É importante notar a simulação dos núcleos de máxima precipitação localizados no sul da Argentina e na região da cadeia de montanhas na América do Norte (Rochosas). A maior diferença é verificada próxima da região polar Antártica, centrada em torno de  $60^{\circ}$  S, onde o modelo não reproduz os centros de máxima presentes na climatologia.

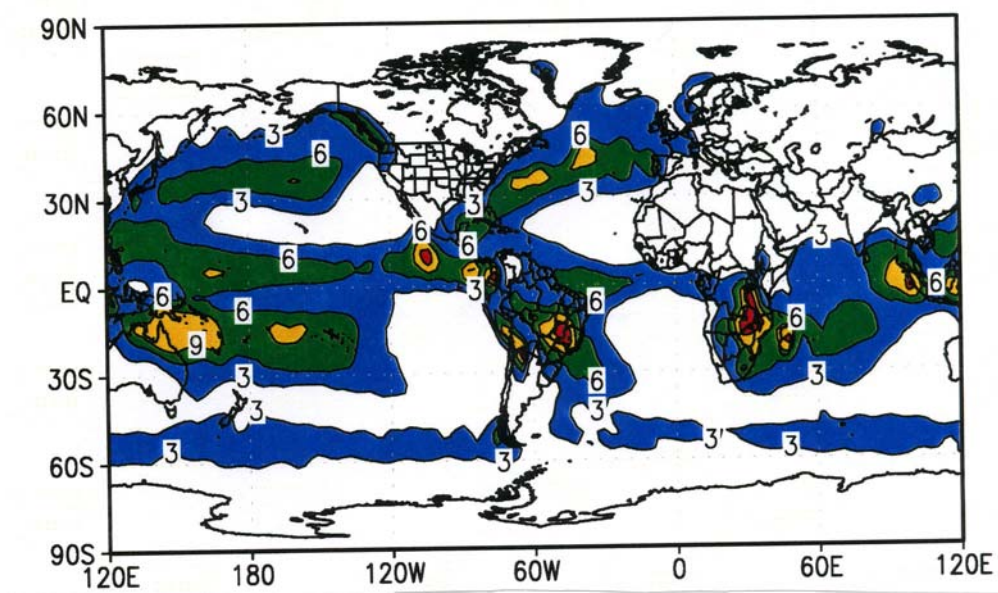


Fig. 5.4- Precipitação média D-J-F (mm/dia): Modelo.

Apresenta-se também o campo da diferença (Modelo-Climatologia) da precipitação no período D-J-F (Figura 5.6), onde se pode ver que o modelo apresenta subestimativa na região da ZCIT sobre oceano Pacífico, na região da ZCPS, sobre a região amazônica e sobre a região próxima da Antártica. Enquanto apresenta superestimativa no oceano Pacífico Norte, na faixa que se estende desde a costa oeste da América Central (passando pelo golfo do México e costa leste dos Estados Unidos) até a Europa, sobre o oceano Índico e na região da ZCAS, ao longo da cordilheira dos Andes, bem como na costa leste da África.



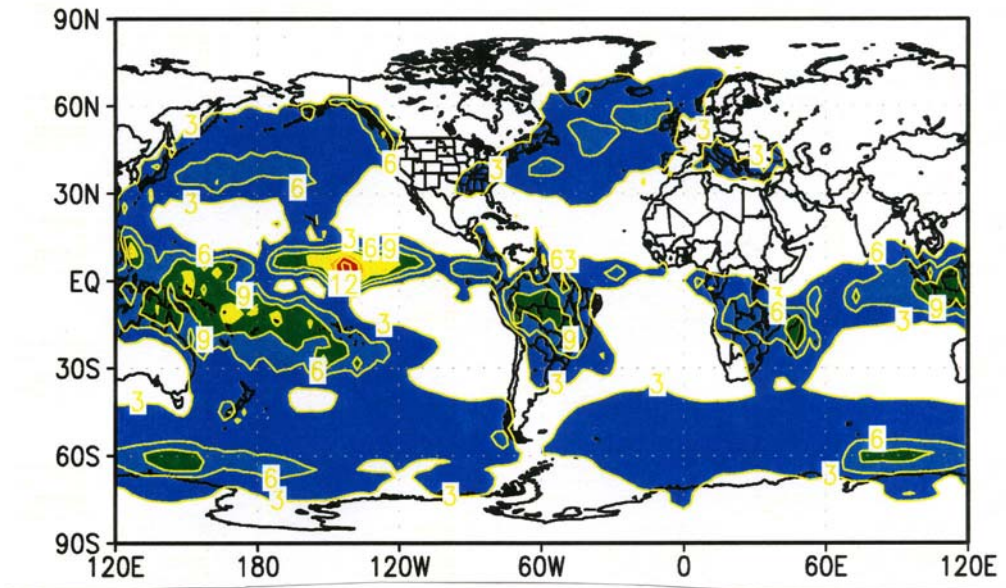


Fig. 5.5- Precipitação média D-J-F (mm/dia): Climatologia.

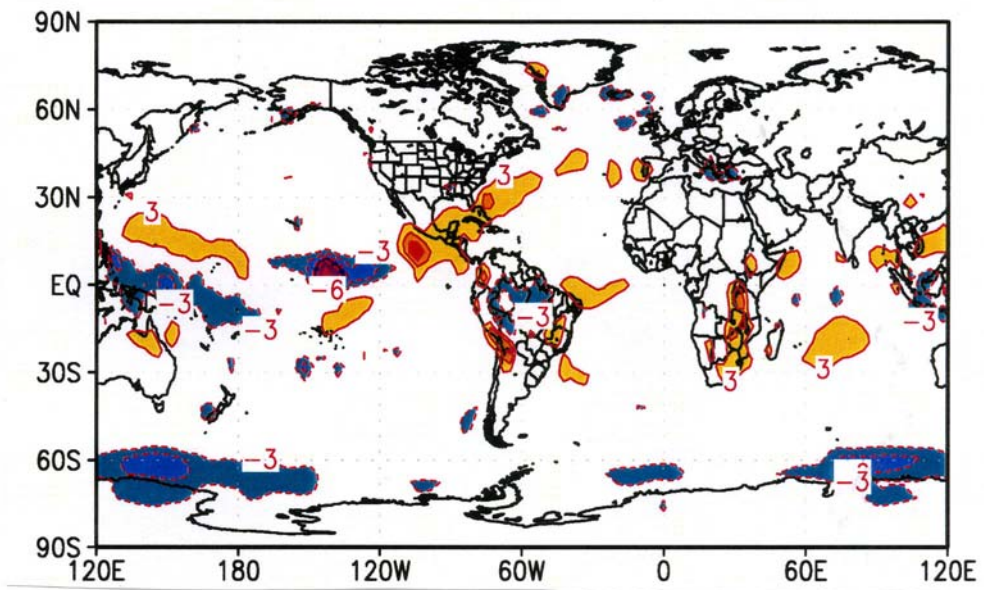


Fig.5.6 – Precipitação média D-J-F(mm/dia): Modelo - Climatologia.

### 5.1.3 - Precipitação Média de Junho-Julho-Agosto

O campo simulado pelo modelo (Figura 5.7) para a estação de inverno do Hemisfério Sul apresenta os principais padrões da precipitação quando comparado com a climatologia (Figura 5.8), tais como a ZCIT mais ao norte e a intensificação do regime de monção no oceano Índico-Ásia, além dos padrões já comentados nas seções anteriores.

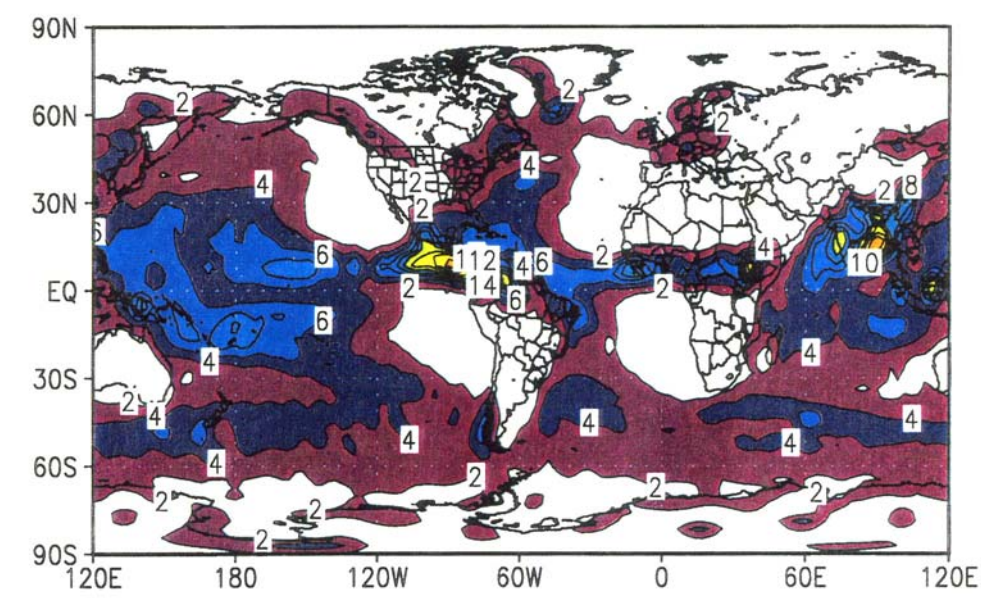


Fig. 5.7 – Precipitação média J-J-A (mm/dia): Modelo.

As principais diferenças entre o modelo e a climatologia para esta estação são a intensificação do núcleo de máxima precipitação simulada pelo modelo sobre a Groenlândia e o núcleo na região polar Antártica entre 120° e 180° Oeste. Na Figura 5.9 é apresentado o campo da diferença entre o modelo e a climatologia, o qual enfatiza a subestimativa da precipitação ao longo da ZCIT, sobre a região da ZCPS, a região de monção e sobre a Antártica, porém superestima na região do oceano Pacífico Norte.

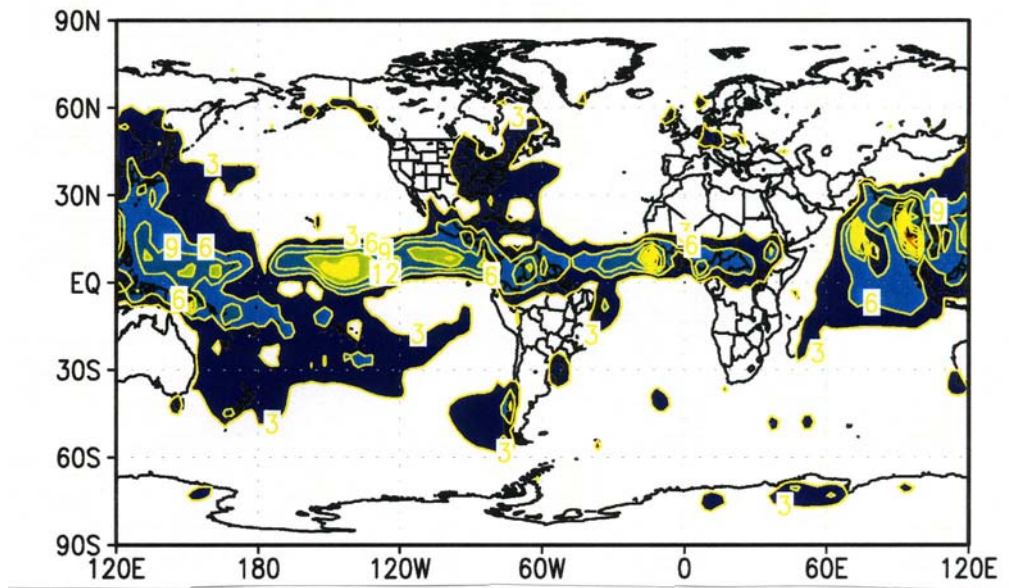


Fig.5.8 – Precipitação média J-J-F (mm/dia): Climatologia.

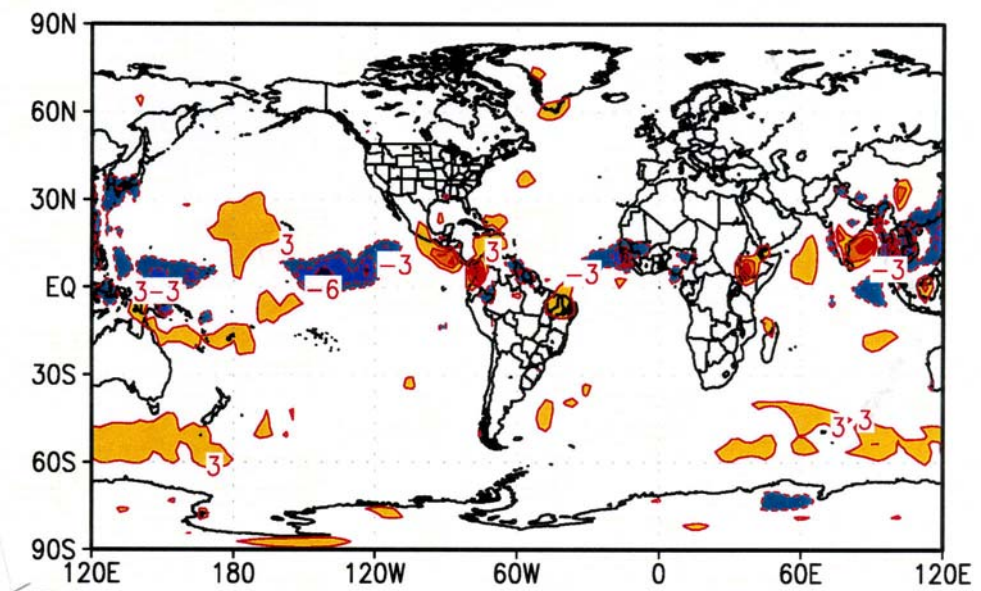


Fig. 5.9 – Precipitação média J-J-F (mm/dia): Modelo – Climatologia.



É necessário comentar que devido a resolução do Modelo (T42L28), os valores simulados pelo mesmo, apresentam-se mais espalhados, isto é, ocupam uma área maior, quando comparados com a Climatologia.

#### 5.1.4 – Temperatura Média do Ar Próximo à Superfície.

É importante salientar que a temperatura observada nem sempre poderá ser comparada com a do modelo, pois o relevo do modelo além de ser suavizado pode até apresentar valores negativos devido ao efeito Gibbs decorrente do truncamento das ondas no modelo espectral.

De uma maneira geral, o modelo simula com razoável destreza a distribuição geográfica da temperatura do ar próximo à superfície (que neste texto pode ser referida simplesmente como temperatura do ar ou temperatura do ar à superfície) durante todo o ano, representando bem o gradiente polo-equador, não sendo portanto necessário mostrar os campos médios. Porém, o modelo apresenta algumas diferenças na determinação da temperatura de superfície, as quais podem ser visualizadas nas Figuras 5.10, 5.11 e 5.12, respectivamente, para média anual, média de dezembro, janeiro e fevereiro e média de junho, julho e agosto da diferença entre o modelo e a climatologia de Legates e Willmott (1990b).

A diferença mais marcante é a grande superestimativa da temperatura do ar nas regiões polares, acima de 60º em ambos hemisférios, exceto sobre a Groenlândia, mostrando uma deficiência do modelo. Da análise das Figuras 5.11 e 5.12 verifica-se que nas regiões polares o modelo é mais quente principalmente na estação de inverno, o que descarta a possibilidade da influência do albedo. Este aspecto precisa ser

estudado mais detalhadamente no futuro, levando-se em conta a cobertura de nuvens e o balanço de radiação de onda longa.

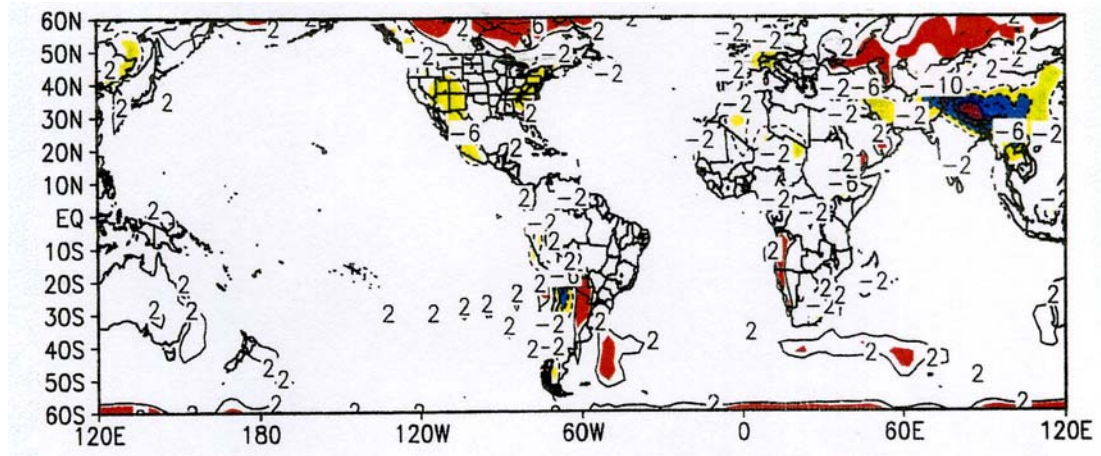


Fig. 5.10 – Temperatura da superfície média anual ( $^{\circ}\text{C}$ ): Modelo- Climatologia.

O modelo apresenta diferenças negativas de temperatura do ar onde o relevo é acentuado, como na cordilheira dos Andes na América do Sul, nas montanhas Rochosas da América do Norte, no maciço Etíope na África e no planalto tibetano. Essas diferenças são devidas provavelmente à inconsistência na representação da elevação da superfície entre o modelo e a realidade (Mahfouf et al., 1995).

O modelo também subestima a temperatura do ar à superfície na região continental da América do Norte, costa oeste da América Central, e grande parte da África e oriente médio, devido, possivelmente, ao excesso de evapotranspiração (não mostrado) principalmente nos meses de inverno.

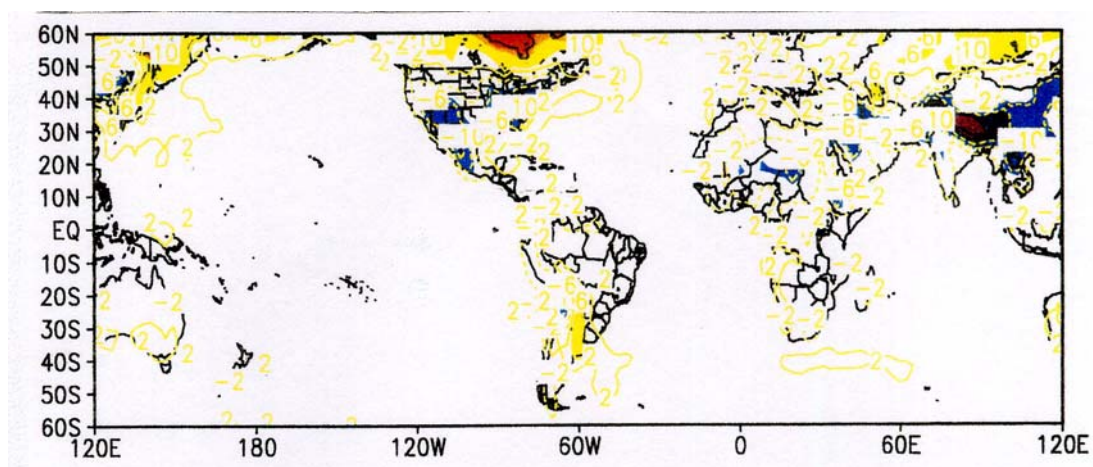


Fig. 5.11 – Temperatura da superfície média D-J-F ( $^{\circ}\text{C}$ ): Modelo – Climatologia.

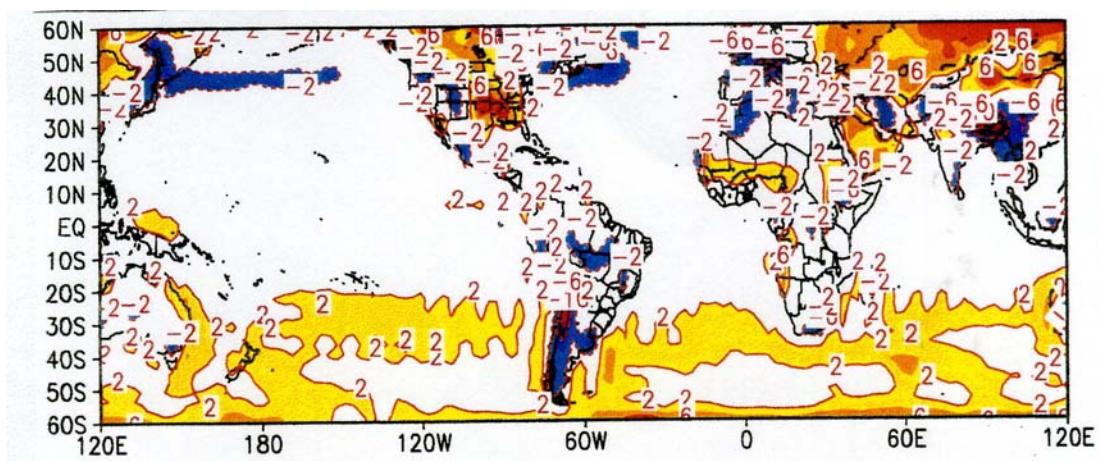


Fig. 5.12 – Temperatura da superfície média J-J-F ( $^{\circ}\text{C}$ ): Modelo – Climatologia.

Seguindo as análises de Lau et al. (1996) apresenta-se o valor médio da temperatura do ar apenas sobre regiões continentais entre 60° S e 70° N, onde a climatologia observada é mais confiável. A temperatura do ar estimada pelo modelo é de 13,8 °C, um grau inferior à climatologia que é de 14,8 °C.

As Figuras 5.13a, 5.13b e 5.13c mostram os valores médios zonais (anual, verão e inverno) da temperatura do ar estimada pelo modelo que é comparada com a climatologia, enfatizando a superestimativa da temperatura do ar nas regiões polares.

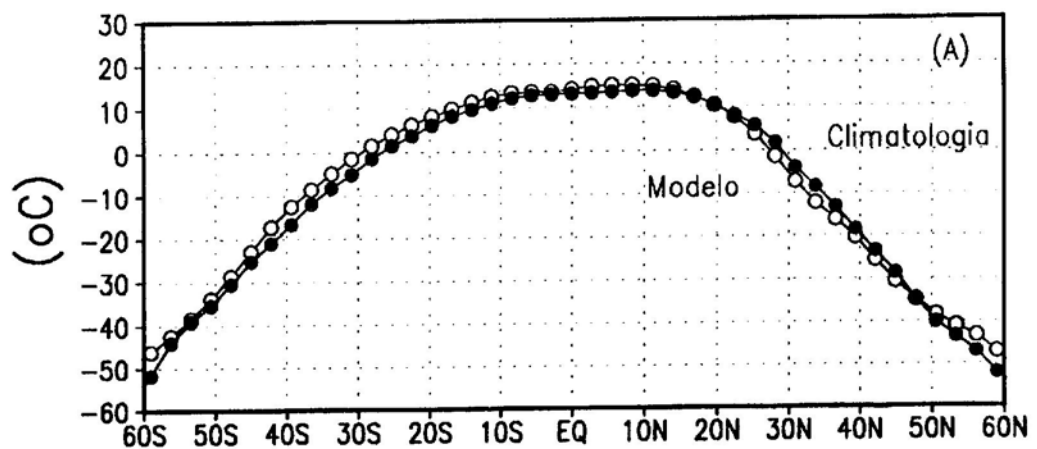


Fig. 5.13(A) – Temperatura da superfície média zonal anual.

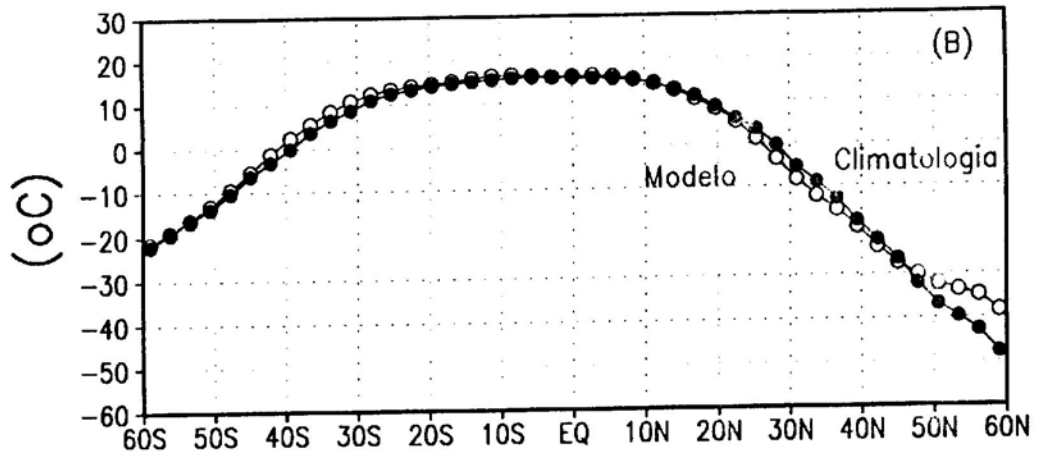


Fig. 5.13(B) – Temperatura da superfície média zonal verão.

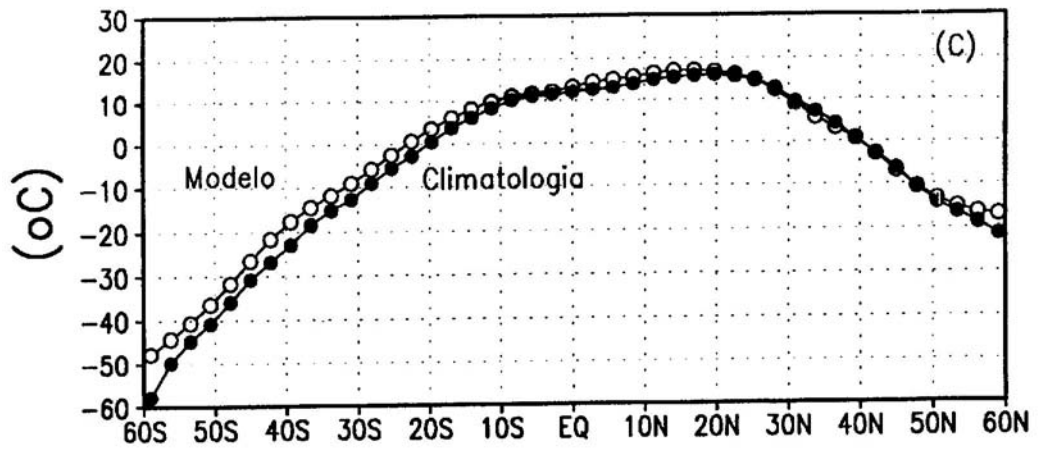


Fig. 5.13(C) – Temperatura da superfície média zonal inverno.

## 5.2 – Valores Médios Anual e Global dos Balanços Radiativo, de Energia e Hidrológico.

Nesta seção são apresentados os resultados do modelo em valores médios global e anual das principais componentes dos balanços de radiação (solar e terrestre), de energia (calor latente e calor sensível) e hidrológico (precipitação e evapotranspiração). Os valores climatológicos, obtidos em publicações consagradas de Climatologia Física, tais como Sanderson (1990), Peixoto e Oort (1992) e Hartman (1994), são usados como referência nas análises.

### 5.2.1 – Balanço de Radiação na Superfície

A Tabela 5.1 apresenta valores integrados anualmente e globalmente para os saldos de radiação solar (também chamada de radiação de onda curta) e de radiação terrestre (também referida como radiação de onda longa) resultantes da integração do MCGA, os quais são comparados com valores climatológicos (Hartmann, 1994).

**TABELA 5.1 – BALANÇO GLOBAL ANUAL DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE**

Radiação Solar Absorvida	Saldo de Radiação Terrestre	Saldo de Radiação
171 (climatologia)	-72 (Climatologia)	-99 (climatologia)
193 (Modelo)	-65 (Modelo)	-120 (Modelo)

Valores em  $W/m^2$ , o sinal negativo indica fluxo da superfície para a atmosfera.

Nota-se na Tabela 5.1 que o modelo, na superfície, superestima a radiação solar absorvida em 12,9% do valor climatológico e subestima a perda de radiação de onda longa em 9,7%, resultando em um saldo de radiação superior à

climatologia em 29,3%. Esse excesso de saldo de radiação na superfície é muito elevado e é devido principalmente a uma superestimativa da radiação solar incidente na superfície. Ramanathan et al. (1995) e Cess et al. (1995) atribuem esse excesso de radiação solar incidente à fraca absorção pelas nuvens nos MCGA em geral, enquanto Arking (1996), contestando os autores anteriores, afirma que as nuvens têm pouca influência na absorção de radiação solar na atmosfera e indica que é o vapor de água que exerce influência dominante na absorção atmosférica. Estudos realizados com o MCGA CPTEC/COLA por Fattori et al. (1997 - comunicação pessoal) mostraram que um ajuste da parametrização de absorção solar pelo vapor de água reduziu a radiação incidente na superfície em até  $25 \text{ Wm}^{-2}$ , em acordo com Arking (1996).

### 5.2.2 – Balanco Anual de Energia à Superfície

A Tabela 5.2 apresenta o balanço de energia anual para os oceanos, os continentes e para o globo todo. Nota-se que o modelo tem tendência a superestimar as componentes do balanço quando comparado com a climatologia (Hartman,1994) com exceção do fluxo de calor sensível sobre os oceanos. Contudo a razão de Bowen (fluxo de calor sensível dividido pelo fluxo de calor latente) estimada pelo modelo não é muito diferente da climatologia, embora seja sempre menor. O balanço de energia está relacionado com o balanço de radiação através da componente “saldo de radiação”. Como o saldo de radiação é superestimado pelo modelo (seção anterior) ele induz a superestimativa dos fluxos de calor latente e de calor sensível. Esta afirmação é válida no caso dos continentes, pois para os oceanos os fluxos de calor sensível e de calor latente estão desacoplados do saldo de radiação, sendo, respectivamente, função apenas do gradiente vertical de temperatura e de umidade do ar próximos à superfície e do coeficiente de transferência turbulenta, o qual é calculado em função da velocidade do vento à superfície que modifica o comprimento de rugosidade.

**TABELA 5.2 – BALANÇO ANUAL DE ENERGIA PARA OS CONTINENTES, OS OCEANOS E GLOBAL**

Áreas	S	E	H	H/LE
Continentes (climatologia)	5	3	2	,96
Continentes (Modelo)	2	6	3	,94
Oceanos (climatologia)	9	8	1	,11
Oceanos (Modelo)	2	6	3	,94
Global (climatologia)	6	8	8	,23
Global (Modelo)	28	9	1	,21

◆ Valores em  $W/m^2$ , exceto SH/LE que é adimensional.

As Tabelas 5.2 e 5.3a mostram que o balanço de energia não “fecha” sobre os oceanos, ou seja, ele indica um acúmulo irrealista de energia de  $10 Wm^{-2}$ . No caso dos continentes esse desequilíbrio é menor, sendo de  $3 Wm^{-2}$ . Uma análise das médias zonais do balanço de energia é apresentada na seção 5.3.

### 5.2.3 – Balanço Hidrológico Global

Esta seção é dedicada à apresentação dos valores globais, oceânicos e continentais das principais componentes do ciclo hidrológico: precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial e profundo (mais conhecidos com o termo em inglês “runoff” o qual será utilizado neste trabalho).

Para a média global e anual os valores da precipitação e da evapotranspiração devem se igualar, implicando nesta análise um teste da conservação de massa de água. O MCGA CPTEC/COLA estimou uma precipitação global anual de



1232 mm ao passo que a evapotranspiração acumulou 1252 mm. Esse desequilíbrio de 20 mm é comparável ao valor médio global de água precipitável de aproximadamente 25 mm (Peixoto e Oort, 1992). Segundo Lau et al. (1996) modelos com intensidade de desbalanço de água igual ou superior a 25 mm/ano não podem sustentar integrações longas (em torno de dez anos) sem alguma dissipação artificial de vapor de água atmosférico, e não seriam apropriados para estudos climáticos de longo prazo (mais de dez anos). O modelo CPTEC/COLA está próximo deste limite.

O valor de 1232 mm/ano de precipitação estimado pelo modelo é superior à climatologia de Legates e Willmott (1990a) de 1098 mm/ano, em 12,2% e superior à climatologia da UNESCO (Sanderson, 1990) de 1130, em 9%. O modelo simula corretamente os oceanos como fonte de vapor de água para os continentes (Figuras 5.16a e 5.16b). É importante notar que apesar do modelo superestimar os valores de precipitação e de evapotranspiração, ambos sobre continente e oceano, o valor do runoff de 300 mm/ano é corretamente estimado quando comparado ao valor de 270 mm/ano apresentado em Hartmann (1994) e de 315 mm/ano pela UNESCO em Sanderson (1990).

Valores climatológicos da evapotranspiração são apresentados pela UNESCO (Sanderson, 1990) para continentes, oceanos e global. O modelo superestima a evapotranspiração em 19,6% sobre continente e em 7,8% sobre oceano, resultando em superestimativa global de 10,8%. A evapotranspiração superior sobre os continentes está de acordo com o excesso de saldo de radiação e de precipitação sobre estas áreas (seções 5.2.1, 5.2.2 e 5.2.3).

Uma análise mais detalhada dos balanços de radiação, de energia e hidrológico será realizada para áreas específicas, assim como será apresentada uma análise do runoff das principais bacias do globo. Na próxima seção são apresentados esses balanços em médias zonais.

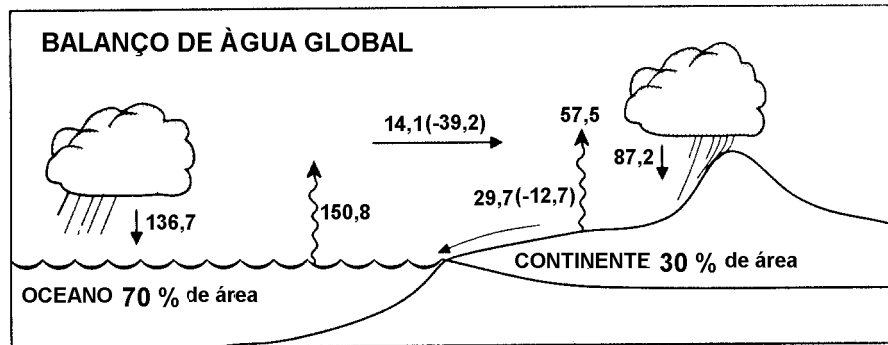


Fig. 5.14(A) – Balanço de água global (Modelo), valores dados em cm/ano.

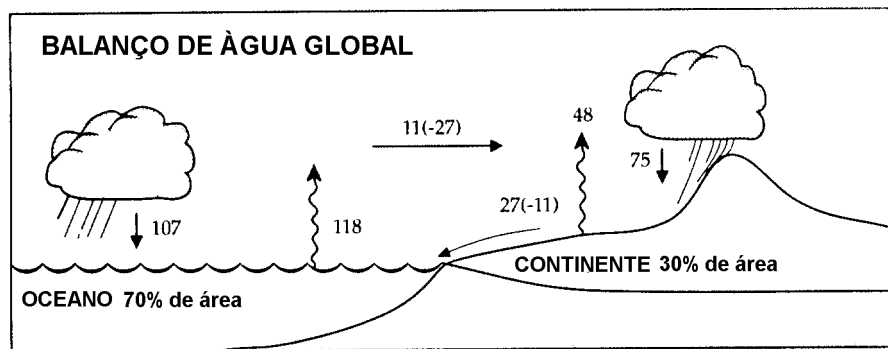


Fig. 5.14(B) – Balanço de água global (Climatologia); valores dados em cm/ano.

Fonte: Hartmann (1994, p. 116).

### **5.3 – Valores Médios Anual e Zonal dos Balanços de Energia e Hidrológico**

Apresenta-se nesta seção tabelas e gráficos confeccionados a partir de valores médios anual e zonal para as componentes do balanço de energia e gráficos do balanço hidrológico obtidos da integração do MCGA CPTEC/COLA. Para efeito de comparação, são apresentados também tabelas e gráficos similares, obtidos em Hartmann (1994).

#### **5.3.1 – Balanço de Energia à Superfície**

Na Tabela 5.3a são mostrados os valores das componentes do balanço de energia por faixa de latitude e comparados com valores climatológicos obtidos de Hartmann (1994) apresentados na tabela 5.3b. Para maior facilidade visual esses valores também são apresentados em forma gráfica nas figuras 5.14a e 5.14b, respectivamente, para o conjunto oceano mais continente, enquanto nas tabelas esses valores são apresentados também separadamente para oceano e para continente.

Verifica-se que o modelo superestima o saldo de radiação em praticamente todas as latitudes, tanto sobre os oceanos como sobre os continentes. As diferenças no saldo de radiação são maiores no hemisfério sul, onde a climatologia é menos confiável, do que no hemisfério norte. As outras componentes (calor sensível e latente) também são superestimadas pelo modelo, com poucas exceções. Esse resultado é o esperado no caso dos continentes, porque os balanços radiativo, de energia e hídrico estão totalmente acoplados e o armazenamento de calor na superfície, integrado anualmente, deve ser nulo. No caso do fluxo de calor sensível as diferenças entre o modelo e a climatologia são menos pronunciadas sobre os oceanos, pois estes não

sofrem estresse hídrico, mesmo que a precipitação seja estimada incorretamente no modelo.

É importante ressaltar que o modelo não consegue simular corretamente o ganho de energia solar pelos oceanos na região intertropical e a perda dessa energia em latitudes mais altas. Isto se deve ao excessivo fluxo de saldo de radiação estimado pelo modelo e pelo fato de que, ao contrário dos continentes, sobre os oceanos os balanços radiativos, de energia e hídrico calculados pelo modelo atmosférico não são totalmente acoplados (somente a temperatura da superfície e o albedo dos oceanos são prescritos).

**TABELA 5.3(A) – MÉDIA ZONAL DAS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE (MODELO)**

Latitude	Oceano				Continente				Global			
	Zona	Rs	LE	SH	$\Delta Feo$	Rs	LE	SH	$\Delta Feo$	Rs	LE	SH
60-70N	55	35	15	6	44	18	21	5	48	24	19	5
50-60N	86	48	13	25	72	32	32	8	78	39	23	16
40-50N	115	81	18	16	79	36	37	6	98	59	27	11
30-40N	136	133	22	-19	91	36	52	3	118	93	35	-10
20-30N	157	155	18	-15	101	36	64	1	138	114	34	-10
10-20N	169	169	12	-12	122	57	69	-4	156	142	26	-10
0-10N	172	146	8	18	148	99	48	1	167	136	16	14
0-10S	185	137	7	41	155	103	49	3	179	130	16	33
10-20S	184	166	10	23	145	82	62	1	175	148	21	6
20-30S	170	163	14	-7	117	52	64	1	158	137	26	-5
30-40S	149	124	15	10	110	37	70	3	143	112	22	9
40-50S	125	95	9	20	100	48	50	2	124	95	11	19
50-60S	97	56	5	36	-	-	-	-	97	56	5	36
60-70S	65	29	7	30	-	-	-	-	65	29	7	30
90S-90N	141	119	12	10	92	46	43	3	128	99	21	8

**TABELA 5.3(B) – MÉDIA ZONAL DAS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE ( CLIMATOLOGIA)**

Latitude	Oceano				Continente			Global			
Zona	Rs	LE	SH	$\Delta Feo$	Rs	LE	SH	Rs	LE	SH	$\Delta Feo$
60-70N	31	44	21	-35	27	19	8	28	27	13	-12
50-60N	39	52	21	-35	40	25	15	40	37	19	-16
40-50N	68	70	19	-21	60	32	28	64	50	23	-9
30-40N	110	114	17	-21	80	31	49	97	78	32	-13
20-30N	150	139	12	-1	92	27	65	127	97	32	-1
10-20N	158	131	8	19	94	39	56	141	108	21	12
0-10N	153	106	5	41	96	64	32	139	96	15	29
0-10S	153	112	5	36	96	66	29	139	101	13	25
10-20S	150	138	7	5	97	54	42	138	119	15	4
20-30S	134	133	9	-8	93	37	56	125	110	21	-7
30-40S	109	106	11	-8	82	37	45	106	98	15	-7
40-50S	76	73	12	-9	54	28	27	74	70	13	-9
50-60S	37	41	13	-17	-	-	-	37	41	15	-19
60-70S	-	-	-	-	-	-	-	17	13	15	-11
90S-90N	109	98	11	0	65	33	32	96	78	18	0

◆ Valores em  $W m^{-2}$

Fonte: Hartmann (1994, p. 104).

Porém, da análise das Figuras 5.15(A) e 5.15(B), verifica-se que o modelo é capaz de simular razoavelmente bem a distribuição latitudinal das componentes do balanço de energia, sendo as principais diferenças encontradas entre 45° e 75° Sul, bem como em torno de 45° e 60° Norte, onde o modelo superestima os valores de  $\Delta Feo$ , conforme comentário acima.

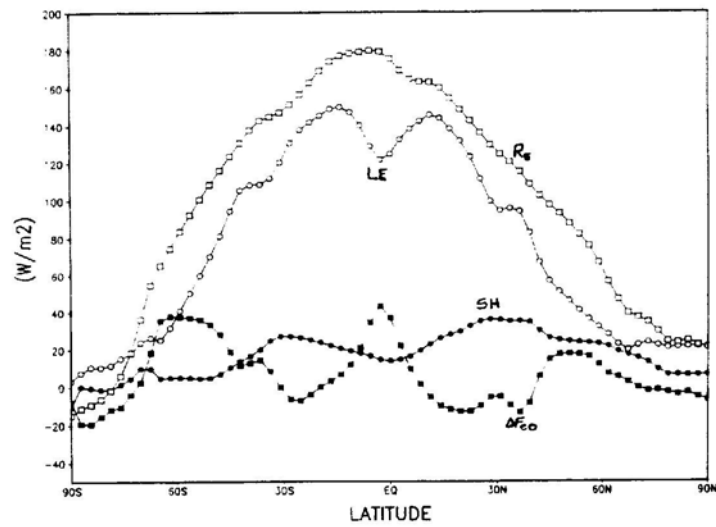


Fig. 5.15(A) – Média zonal do balanço de energia (Modelo).

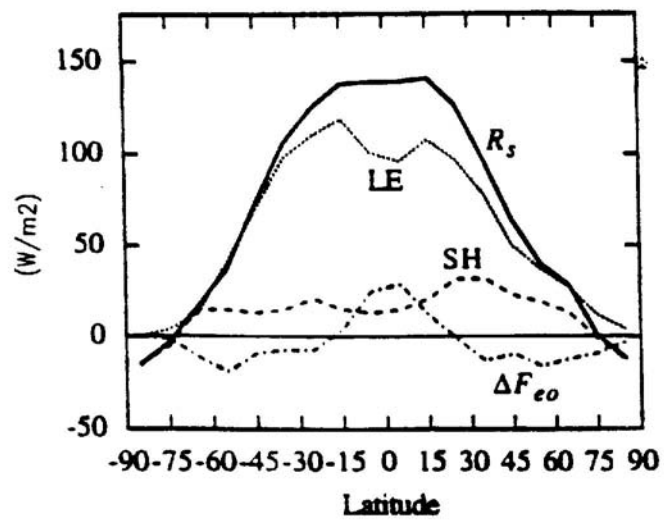


Fig. 5.15(B) – Média zonal do balanço de energia (Climatologia)

Fonte: Hartmann (1994, p. 104).

### 5.3.2 – Balço hidrológico médio zonal.

As Figuras 5.16a e 5.16b mostram a distribuição latitudinal do balanço hidrológico à superfície, respectivamente para o modelo e para a climatologia. Pode-se ver que o modelo simula bem o comportamento das componentes deste balanço, com os picos de precipitação próximo ao equador e os máximos secundários nas médias latitudes de cada hemisfério. A evaporação varia mais suavemente que precipitação, com um máximo nos trópicos. A precipitação excede a evaporação na região do cinturão equatorial e na região entre as médias e altas latitudes. A evaporação excede a precipitação dentro da faixa entre  $15^\circ$  e  $40^\circ$  de latitude de cada hemisfério; Essas são regiões de exportação de vapor de água (divergência) a ser condensado nas outras latitudes onde ocorre valores máximos de precipitação (convergência). O runoff mostrado (equivalente a precipitação menos evapotranspiração) indica que o transporte de vapor de água pela atmosfera, dos subtropicais para as zonas equatoriais e altas latitudes, retorna na forma do escoamento dos rios para os oceanos que reconduz a água na direção dos subtropicais (Hartmann, 1994).

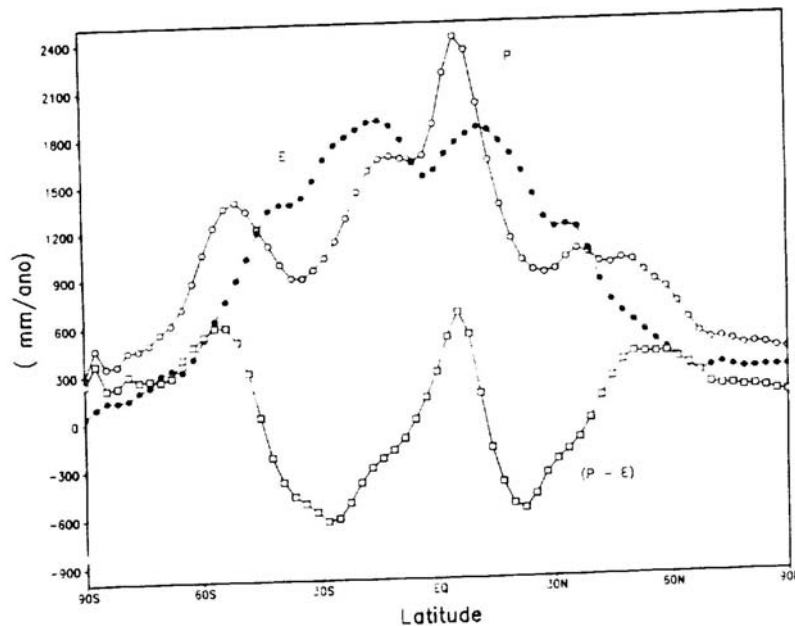


Fig. 5.16(A) – Média zonal do ciclo hidrológico (Modelo).

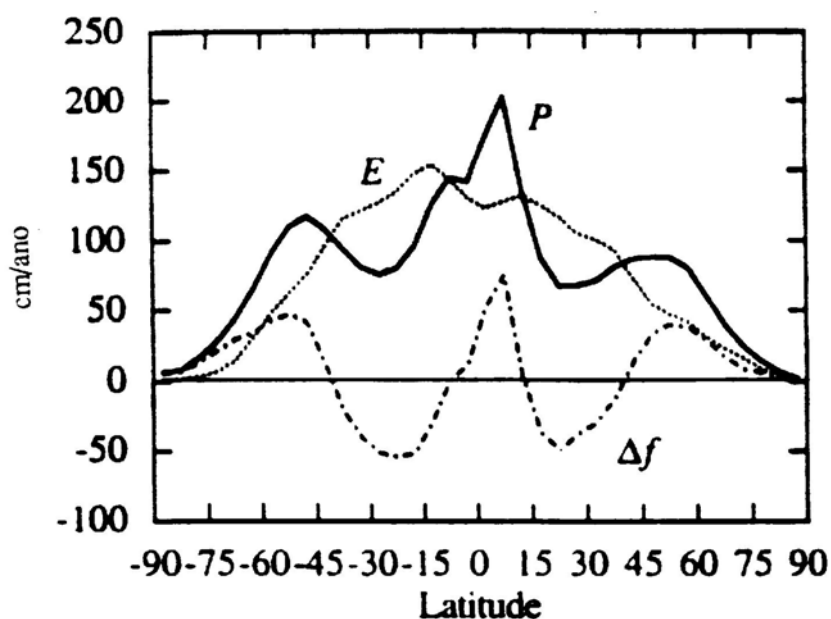


Fig. 5.16(B) – Média zonal do ciclo hidrológico (Climatologia).

Fonte: Hartmann (1994, p. 118).

#### 5.4 – Runoff Anual das Principais Bacias Hidrográficas.

A precipitação é a componente mais bem documentada do balanço hidrológico na superfície, enquanto que as outras componentes (evapotranspiração e runoff) são conhecidas com menor acurácia. Mas é importante verificar se o esquema de superfície do modelo realiza corretamente a partição da precipitação que chega à superfície em evapotranspiração e runoff, mesmo que os dados disponíveis sejam considerados apenas como indicadores. O runoff continental pode ser obtido para bacias hidrográficas a partir da medição da vazão dos maiores rios do globo. Como no MCGA CPTEC/COLA o transporte horizontal de água na superfície não é calculado, a comparação entre o runoff calculado pelo modelo e o escoamento dos rios somente é conveniente para valores médios anuais (Mahfouf et al., 1995).



Para esta análise foi selecionado um conjunto de quinze bacias hidrográficas espalhadas sobre o globo. As malhas do modelo foram escolhidas em acordo com as estimativas de Dümenil e Todini (1992) e Mahfouf et al. (1995). A comparação entre valores observados, dados em Milliman e Meade (1983), e o runoff gerado pelo modelo é apresentada na Figura 5.17. Sobre o rio Amazonas o runoff calculado pelo modelo é menos da metade do observado em consequência da subestimativa da precipitação, enquanto que no sul da América do Sul, o runoff do rio da Prata é mais que o dobro do observado, apesar da estimativa de precipitação ser próxima da climatologia. Sobre a América do Norte o runoff calculado pelo modelo para a bacia do rio Mckenzie é bem próximo da observação, enquanto que o do rio São Lourenço é um terço do observado, apesar da precipitação se aproximar da climatologia. O runoff calculado para o rio Mississipi foi um pouco subestimado acompanhando a subestimativa de precipitação do modelo. O modelo superestima o runoff das bacias dos rios Zambezi e Zaire do continente africano acompanhado a superestimativa da precipitação, enquanto que para a bacia do rio Niger o runoff calculado pelo modelo também é superior à observação apesar do modelo subestimar a precipitação. Em latitudes mais altas na Ásia, o runoff é subestimado para os quatro rios em análise (Ob., Lena, Amur e Yenesei), embora a precipitação seja ligeiramente superestimada para todos eles. Na Índia, embora o modelo estime um alto valor para o rio Brahamaputra, o runoff é subestimado em aproximadamente 100 mm. O modelo também subestima o runoff da bacia do rio Indus, enquanto que ele o superestima para a bacia do rio chinês Yangtze.

Em geral, as maiores discrepâncias encontradas no runoff calculado pelo modelo são consistentes com as diferenças entre a precipitação produzida pelo modelo e a climatologia. Porém, para a maioria dos rios de altas latitudes, como é o caso dos rios Mckenzie, São Lourenço, Ob., Yenisei, Lena e Amur), as discrepâncias tem sinais contrários, talvez porque o derretimento de gelo no verão não esteja sendo bem parametrizado. Também merece melhor investigação o caso do rio da Prata.

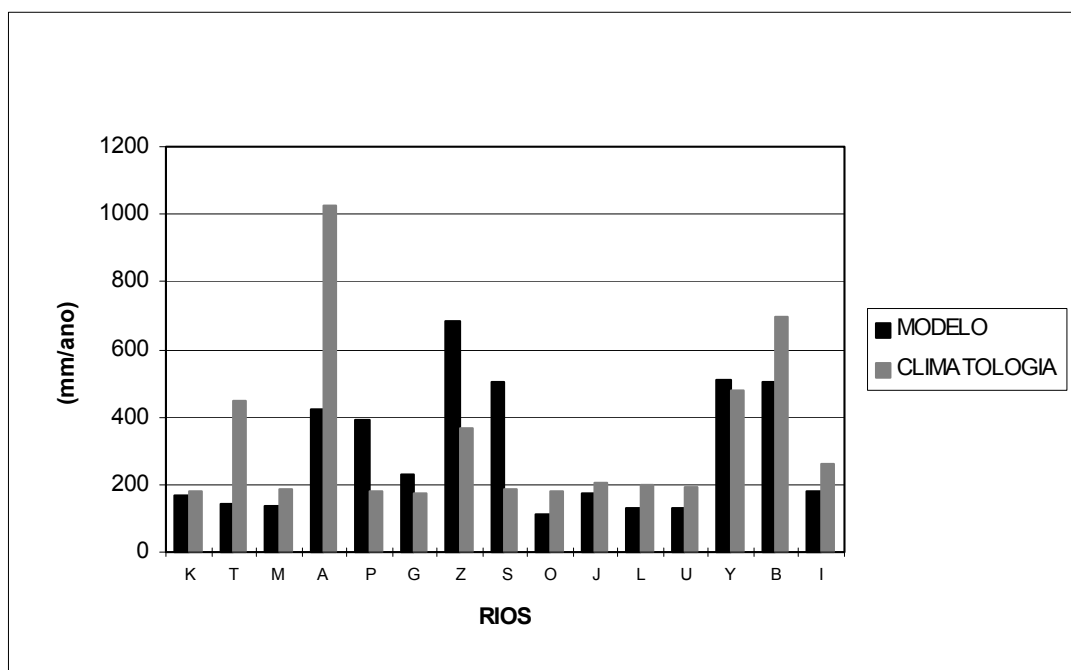


Fig. 5.17 – Runoff anual das principais bacias hidrográficas sobre o Globo. (letra maiúscula) .K - Mckenzi, T - St Lawrence, M - Mississipi, A - Amazonas, P - Prata, G - Niger, Z - Zaire, S - Zambesi, O - Ob., J - Yenisei, L - Lena, U - Amur, Y - Yangtze, B - Brahamaputra, I - Indus .

### 5.5 – Análise Regional.

Nesta seção são realizadas análises para as cinco regiões escolhidas (ver Capítulo 4), as quais apresentam condições climáticas contrastantes entre si, a saber: região localizada na Eurásia, identificada neste trabalho como Rússia; no Leste dos Estados Unidos da América, aqui chamado de América do Norte; na Austrália; no norte da África; e na Amazônia. Essas regiões foram escolhidas porque já foram estudadas por Garrat et al. (1993) e Mahfouf et al. (1995) em avaliações de MGCA.

As variáveis calculadas pelo modelo são comparadas com várias climatologias: Legates e Willmott (1990b) para a temperatura do ar próximo da superfície; Legates e Willmott (1990a) para a precipitação; dados do ISCCP para a nebulosidade; Mintz e Serafini (1992) para a evaporação de superfície; e Henning (1989) para o saldo de radiação. Desde que a climatologia de evapotranspiração de Mintz e Serafini (1992) tenha sido obtida a partir de um simples balanço de água, o qual é alimentado por valores observados de precipitação e de temperatura do ar, sua utilização nessas comparações deve ser realizada com muito cuidado (Mahfouf et al., 1995).

Uma vez que dispõem-se de dados observados sobre a Amazônia obtidos nos projetos ARME (Shuttleworth et al., 1984) e ABRACOS (Culf et al.) 1996) e de que existe um grande interesse no estudo do impacto do desmatamento da Amazônia, a análise dessa região será enfatizada neste trabalho.

As Tabelas 5.4 e 5.5 apresentam valores médios da precipitação, evapotranspiração, da temperatura do ar, do saldo de radiação e da nebulosidade, respectivamente, para os meses de Junho-Julho-Agosto e Dezembro-Janeiro-Fevereiro.

No período Junho-Julho-Agosto (Tabela 5.4) o modelo subestima a evapotranspiração o que é consistente com a subestimativa da precipitação. O saldo de radiação e a temperatura do ar para todas as cinco regiões em estudo, com exceção de uma temperatura do ar 1,4 °C menor sobre a Austrália, são superestimados pelo modelo e consistentes entre si. A temperatura do ar mais alta também é consistente com a

diminuição da evapotranspiração. Os resultados anteriores também são consistentes com a reduzida cobertura de nuvens calculada pelo modelo para todas as regiões, com exceção da África onde ela praticamente iguala-se ao valor climatológico.

**TABELA 5.4 – ÁREAS DE CONTRASTE MÉDIA J-J-A DOS VALORES DE PRECIPITAÇÃO (mm), EVAPORAÇÃO(mm), TEMPERATURA (°C), SALDO DE RADIAÇÃO (W/m<sup>2</sup>) E NEBULOSIDADE(%)**

VARIÁVEL	Amazônia	Am. Norte	África	Rússia	Austrália
Precipitação (Modelo)	1.81 ( mm)	2.15 ( mm)	.97 ( mm)	0.76 ( mm)	0.28 ( mm)
Precipitação (Climatologia)	7 ( mm)	3.5 ( mm)	3.11 ( mm)	1.4 ( mm)	0.50 ( mm)
Evaporação (Modelo)	2.60 ( mm)	2.75 ( mm)	1.37( mm)	1.04 ( mm)	0.59 ( mm)
Evaporação (Climatologia)	3.0 ( mm)	4.0 ( mm)	2.1 ( mm)	1.9 ( mm)	0.7( mm)
Temperatura (Modelo)	25.3 (°C)	29.02 (°C)	30.41 (°C)	25.56 (°C)	14.21 (°C)
Temperatura (Climatologia)	24.7 (°C)	25.2 (°C)	27.6 (°C)	19.9 (°C)	15.6 (°C)
SaldRadi (Modelo)	30 (W/m2)	177.1 (W/m2)	128.7 (W/m)	135.7 (W/m2)	50.9 (W/m2)
SaldRadi (Climatologia)	82 (W/m2)	158 (W/m2)	120 (W/m2)	128 (W/m2)	29 (W/m2)
Nebulosidade (Modelo)	29.1 (%)	34.0 (%)	31.4 (%)	35.0 (%)	16.5 (%)
Nebulosidade (Climatologia)	43 (%)	50 (%)	31 (%)	49 (%)	21 (%)

No período Dezembro-Janeiro-Fevereiro (Tabela 5.5) as regiões têm comportamento menos homogêneo. Embora todas as regiões apresentem superestimativa de evapotranspiração, essa superestimativa não está diretamente relacionada com a precipitação do período, como é caso da América do Norte e da África onde ela está associada a uma disponibilidade hídrica superior à climatologia devido à precipitação da estação de primavera. Ainda, para a América do Norte e para a África, a temperatura do ar menor é consistente com o aumento da evapotranspiração, mas não com o aumento do saldo de radiação. Sobre a África a baixa temperatura do ar é consistente com a fraca cobertura de nuvens produzida pelo modelo.

**TABELA 5.5 – ÁREAS DE CONTRASTE MÉDIA D-J-F DOS VALORES DE PRECIPITAÇÃO(mm), EVAPORAÇÃO(mm), TEMPERATURA(°C), SALDO DE RADIAÇÃO(SaldRadi) (W/m<sup>2</sup>) E NEBULOSIDADE(%)**

VARIÁVEL	Amazônia	Am.Norte	África	Rússia	Austrália
Precipitação (Modelo)	7.10 ( mm)	1.54 (mm)	0.03 ( mm)	1.46 ( mm)	2.69 ( mm)
Precipitação (Climatologia)	9.2 ( mm)	2.6 ( mm)	0.3 ( mm)	1.0 ( mm)	1.4 ( mm)
Evaporação (Modelo)	4.02 ( mm)	1.92 ( mm)	0.25 ( mm)	0.27 ( mm)	1.95 ( mm)
Evaporação (Climatologia)	3.9 ( mm)	0.3 ( mm)	0.8 ( mm)	0 ( mm)	1.1 ( mm)
Temperatura (Modelo)	26.26 (°C)	-0.60 (°C)	17.27 (°C)	-9.29 (°C)	27.96 (°C)
Temperatura (Climatologia)	25.6 (°C)	3.32 (°C)	23.5 (°C)	-13.7 (°C)	29.4 (°C)
SaldRadi (Modelo)	168.8 (W/m2)	38.9 (W/m2)	68.8(W/m2)	-10.0(W/m2)	153.5 (W/m2)
SaldRadi (Climatologia)	123 (W/m2)	10 (W/m2)	37 (W/m2)	-15 (W/m2)	148 (W/m2)
Nebulosidade (Modelo)	68.3 (%)	41.2 (%)	5.60 (%)	68.2 (%)	29.7 (%)
Nebulosidade(Climatologia)	84 (%)	45 (%)	21 (%)	45 (%)	46 (%)

Comparando Austrália e África (regiões mais desérticas) nota-se um comportamento semelhante onde a subestimativa da temperatura do ar está consistentemente associada à superestimativa da evapotranspiração e subestimativa da nebulosidade, embora o saldo de radiação seja superestimado. No caso da Rússia, única região a apresentar superestimativa da temperatura do ar nesta estação, a nebulosidade calculada pelo modelo é superestimada e o saldo de radiação menos negativo, implicando que a atmosfera do modelo é muito úmida.

Embora a precipitação sobre a Amazônia seja subestimada pelo modelo ela é bastante alta e não afeta a estimativa de evapotranspiração que está em boa concordância com a climatologia (ligeiramente superestimada). A temperatura do ar maior também está em acordo com o saldo de radiação mais alto e a percentagem menor de cobertura de nuvens.

O resultado simulado pelo modelo para o albedo das cinco áreas de contraste não é muito diferente dos resultados de outros modelos, apresentando altos valores para áreas desérticas (África e Austrália) e valores menores para áreas de floresta como é o caso da região da América do Sul (Amazônia). Estes valores estão de acordo com a climatologia de Dorman e Sellers (1989) a qual é usada no MGCA CPTEC/COLA, exceto para a região da Rússia, onde o modelo superestima o albedo em função da presença de neve.

**TABELA 5.6 – ALBEDO PARA AS CINCO ÁREAS DE CONTRASTE**

VARIÁVEL	AMAZÔNIA	AM NORTE	ÁFRICA	RÚSSIA	AUSTRÁLIA
Albedo ISBA	0.15	0.19	0.32	0.23	0.31
Albedo HENNING	0.15	0.18	0.26	0.22	0.26
Albedo DORMAN-SELLERS	0.14	0.17	0.25	0.19	0.26
Albedo MATTHEWS	0.13	0.15	0.25	0.19	0.22
Albedo MODELO	0.15	0.18	0.25	0.28	0.26

#### 5.5.1 – Análise sobre a Amazônia

A Figura 5.18a apresenta o ciclo anual da precipitação sobre a Amazônia, onde pode-se ver que o modelo superestima a climatologia de Legates e Willmott (1990a) nos meses de julho e de outubro, subestimando-a para os meses restantes. A maior diferença ocorre nos meses de janeiro a abril. Também nota-se nesta Figura que o modelo simula corretamente a evolução anual, com valores mínimos para os meses de julho e agosto e máximos em janeiro e fevereiro.

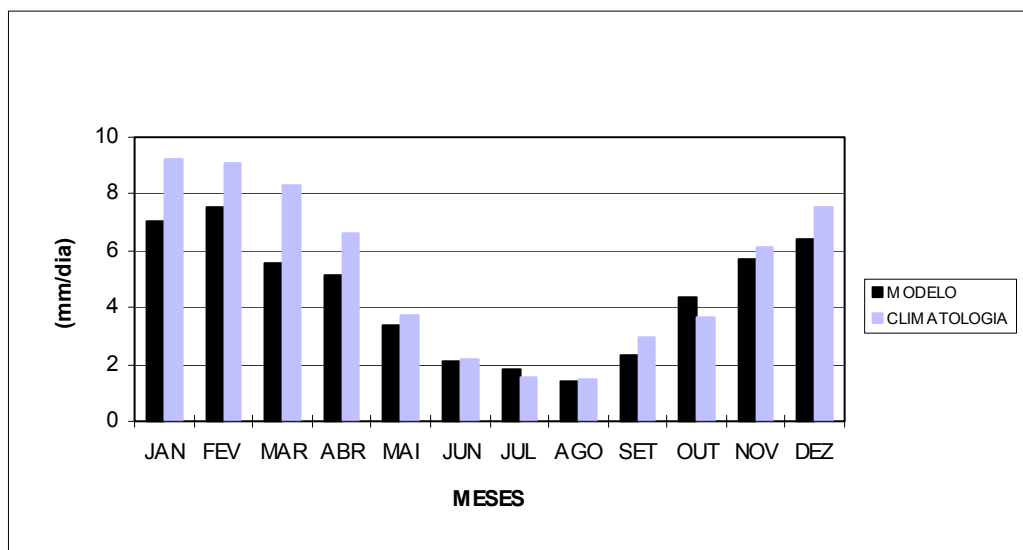


Fig. 5.18(A) – Ciclo anual de precipitação Amazônia.

A Figura 5.18(B) representa o ciclo anual da evapotranspiração, onde pode-se ver que o modelo simula razoavelmente bem a climatologia de Mintz e Serafini (1992) ao longo do ano. Porém, este resultado difere daquele apresentado por Shuttleworth (1988) para o ARME, com um valor aproximadamente constante de 3,7 mm/dia.

O ciclo anual da temperatura do ar próximo à superfície é apresentado na Figura 5.18c, onde pode-se notar também uma boa concordância entre o modelo e a climatologia de Legates e Willmott (1990b), embora o modelo tenha a tendência de ser mais frio nos meses mais secos. Esta temperatura menor está provavelmente associada à fraca incidência de radiação de onda longa (proveniente da atmosfera) durante a estação seca, em consequência de uma atmosfera muito seca ser simulada pelo modelo (não mostrado).

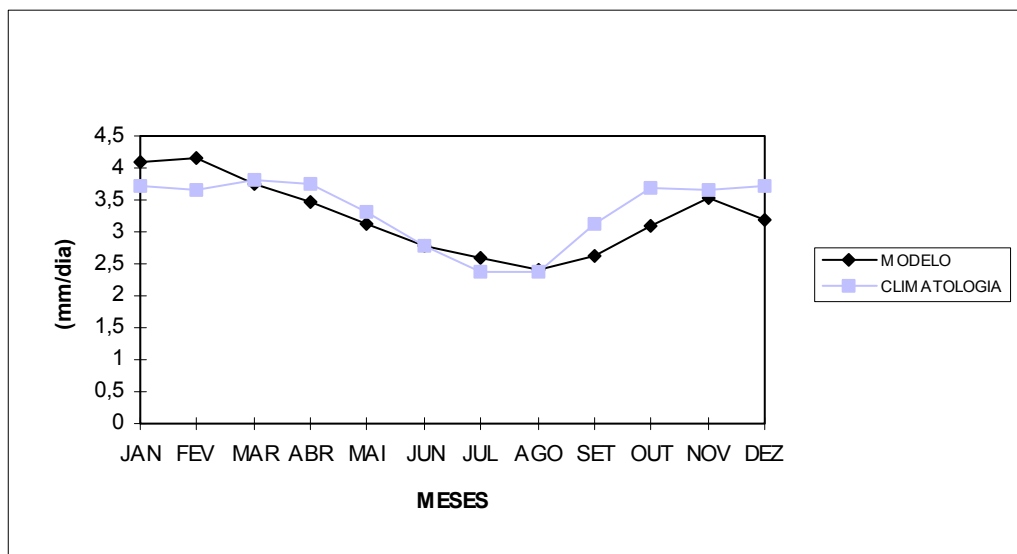


Fig. 5.18(B) – Ciclo anual de evaporação Amazônia.

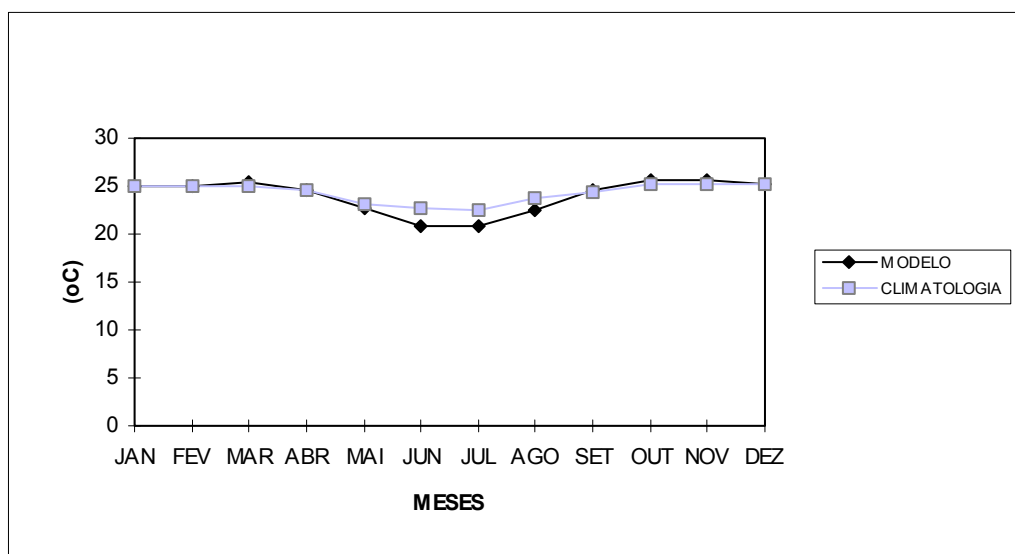


Fig. 5.18(C) – Ciclo anual de temperatura do ar Amazônia.

O mesmo argumento se aplica à diminuição do saldo de radiação calculado pelo modelo na estação seca da Amazônia (figura 5.18d). Nota-se que para as



outras estações do ano o saldo de radiação é superestimado quando comparado com os dados do ARME (Shuttleworth, 1998).

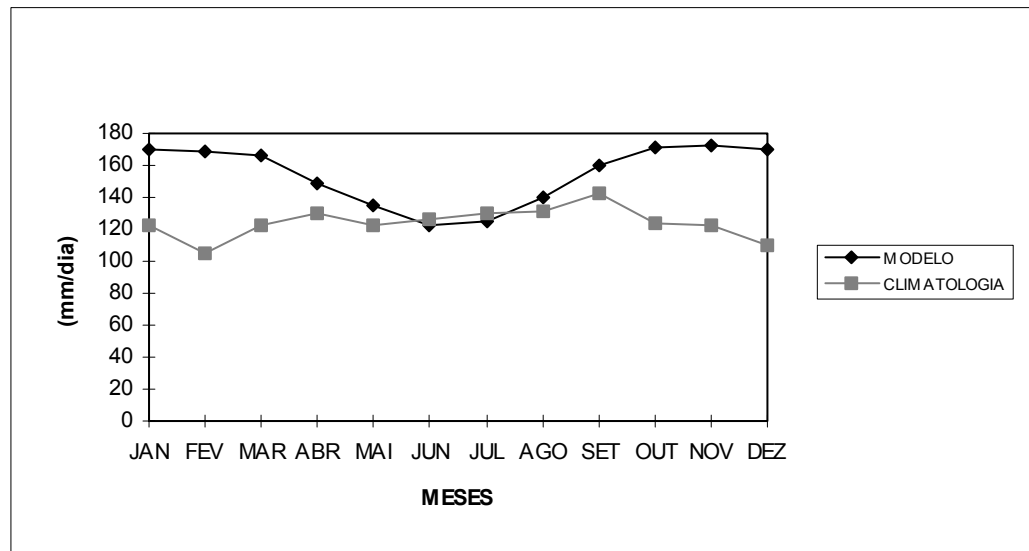


Fig.5.18(D) – Ciclo anual do saldo de energia para Amazônia.

### 5.5.2 - Análise em Ponto de Grade do Modelo Sobre a Amazônia

Nesta seção procura-se analisar o comportamento das variáveis meteorológicas à superfície comparando valores médios mensais em pontos de grade específicos que possam ser comparados com valores observados durante o projeto ABRACOS (de 1990 a 1993; Culf et al., 1996) para a temperatura e umidade específica do ar, radiação de onda curta incidente (solar) e saldo de radiação de onda longa (terrestre) e saldo de radiação, enquanto que para a precipitação são utilizadas valores de séries mais longas da rede nacional de observação. Os pontos de grade escolhidos representam as localidades de Ji-Paraná (RO), Manaus (AM) e Marabá (PA). Nas duas primeiras localidades a vegetação prescrita do modelo é floresta tropical, enquanto que para Marabá existe tanto floresta como pastagem (um pouco mais ao sul). Os valores observados são usados como indicativos, uma vez que se trata de observação pontual e

que um ponto de grade do modelo representa uma área de aproximadamente 300 km x 300 km.

Para Ji-Paraná o modelo subestima a precipitação durante todo o ano, com exceção do mês de outubro (Figura 5.19a). A temperatura do ar (Figura 5.19b) é ligeiramente menor de agosto a abril, mas a diferença aumenta nos meses mais secos. O mesmo acontece com a umidade do ar que, embora seja inferior à observada durante todo o ano, a diferença é maior nos meses mais secos (Figura 5.19c). O balanço radiativo, apresentado nas Figuras 5.19d, 5.19e e 5.19f, respectivamente para a radiação solar incidente, saldo de radiação terrestre e saldo de radiação total é similar ao da região amazônica como um todo (seção anterior), onde o modelo superestima a radiação solar incidente, subestima a radiação de onda longa proveniente da atmosfera nos meses mais secos do ano e superestima o saldo de radiação global, exceto nos meses onde a radiação de onda longa da atmosfera é subestimada.

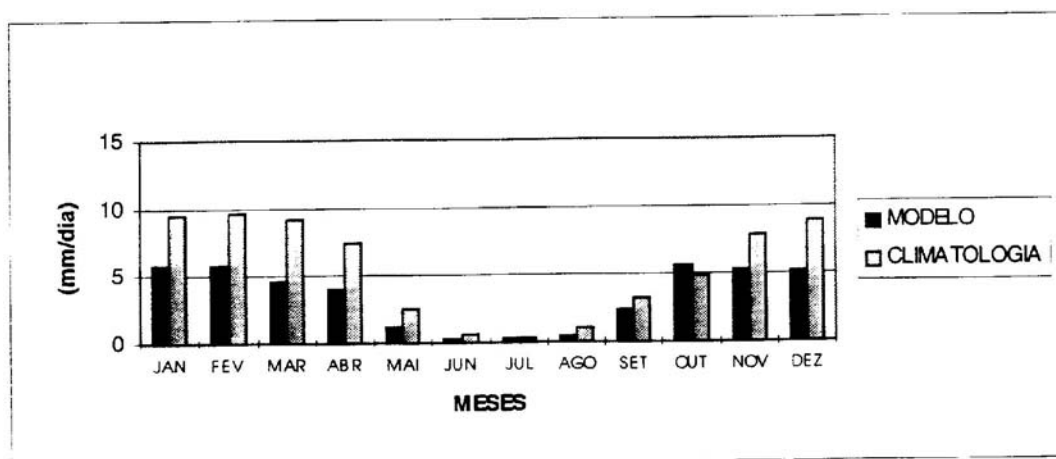


Fig. 5.19(A) – Precipitação Ji-Paraná.

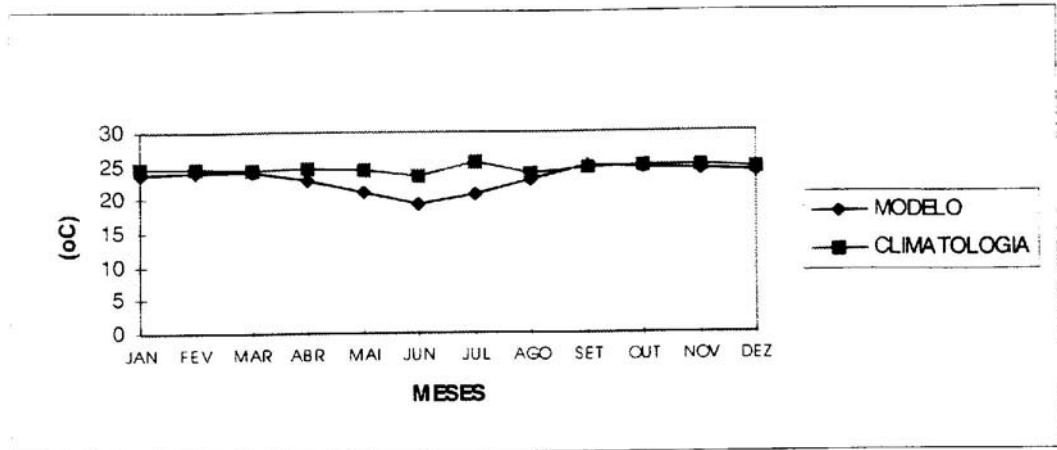


Fig. 5.19(B) – Temperatura Ji-Paraná.

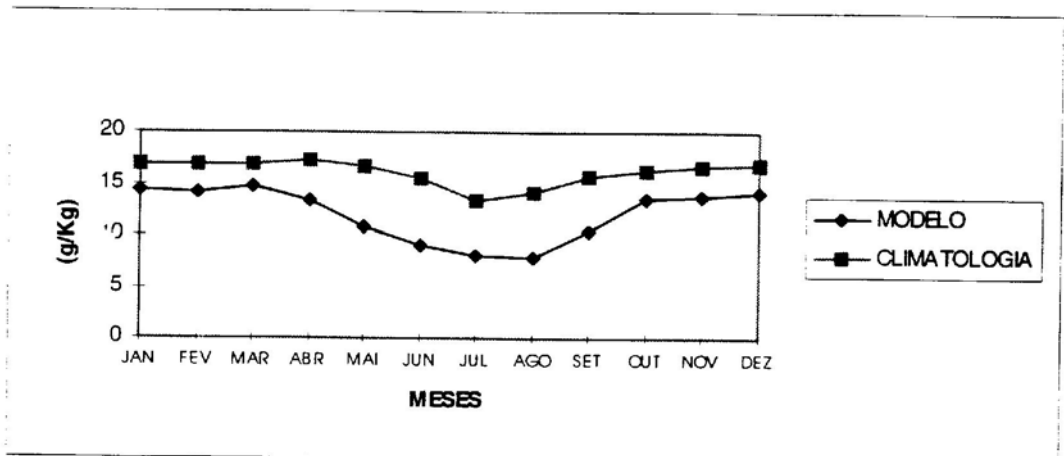


Fig.5.19(C) – Umidade específica Ji-Paraná.

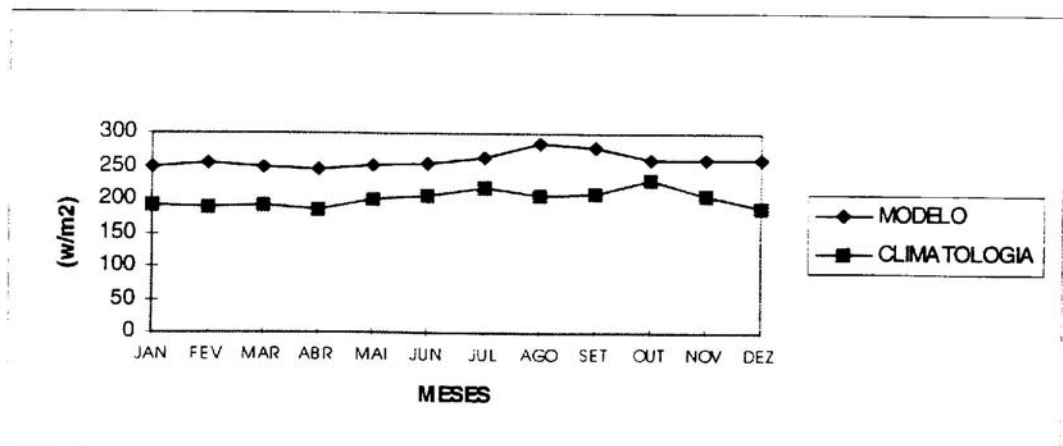


Fig. 5.19 (D) – Radiação solar incidente Ji-Paraná.

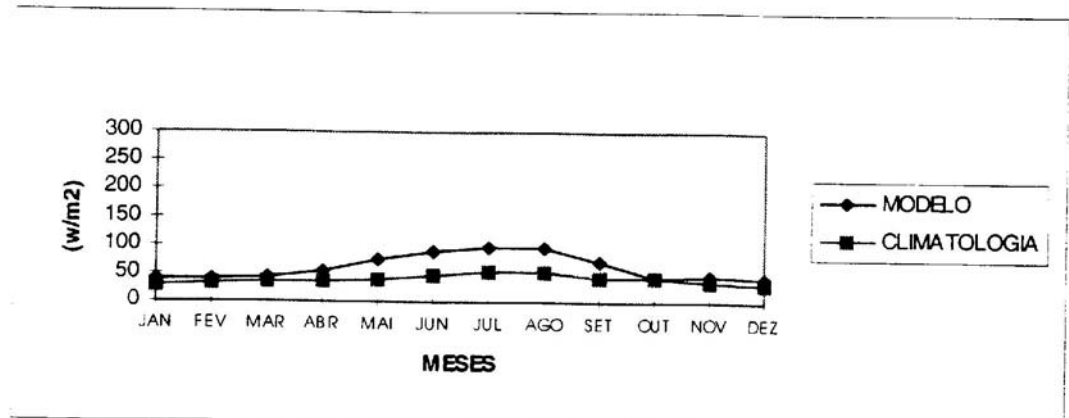


Fig. 5.19 (E) – Saldo de radiação terrestre Ji-Paraná.

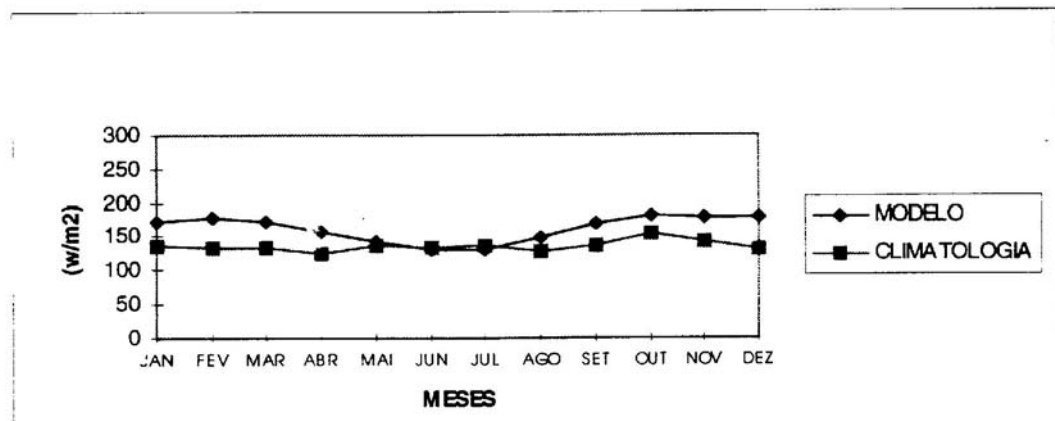


Fig. 5.19(F) - Saldo de radiação total Ji-Paraná.

Para a região de Manaus o modelo apresenta um comportamento muito próximo da climatologia (Figuras 5.20a-f), com exceção da precipitação que é superestimada nos meses mais secos (de junho a outubro) e subestimada nos meses mais chuvosos (de janeiro a abril), conforme Figura 5.20a. A temperatura do ar (Figura 5.20b) é um pouco subestimada entre junho e setembro e a umidade específica do ar (Figura 5.20c) acompanha a evolução anual da precipitação. Com respeito ao balanço radiativo, este é superestimado o ano todo em consequência de uma radiação solar incidente mais intensa (Figura 5.20d-f).

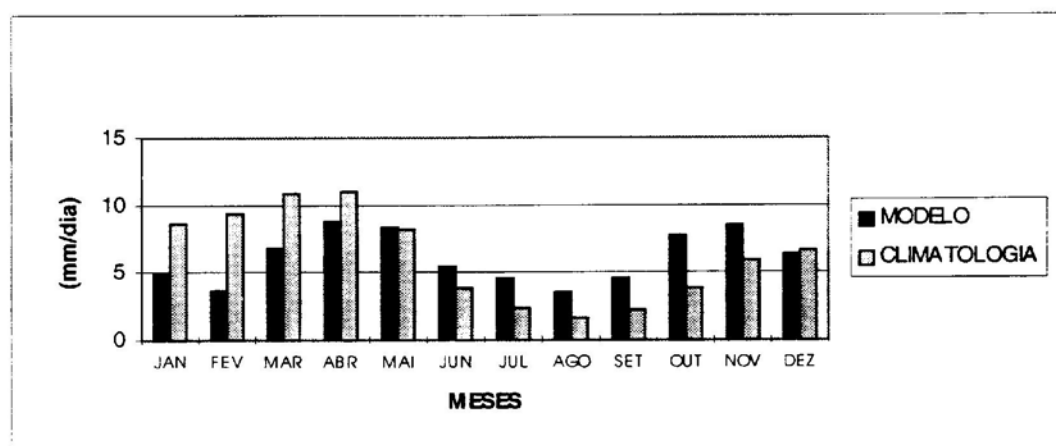


Fig. 5.20(A) – Precipitação Manaus.

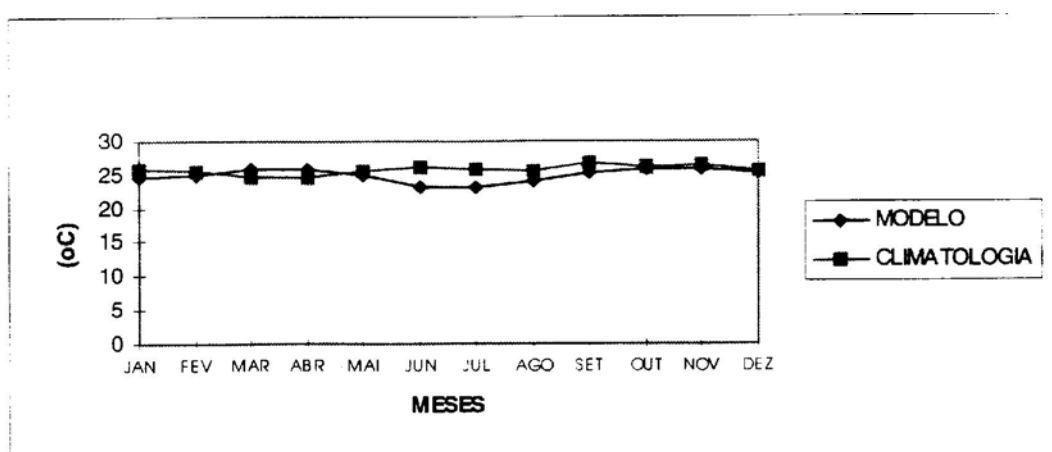


Fig. 5.20(B) – Temperatura Manaus.

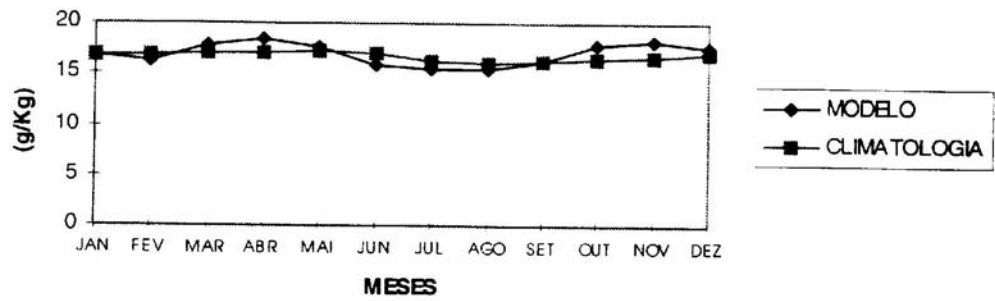


Fig. 5.20(C) – Umidade específica Manaus.

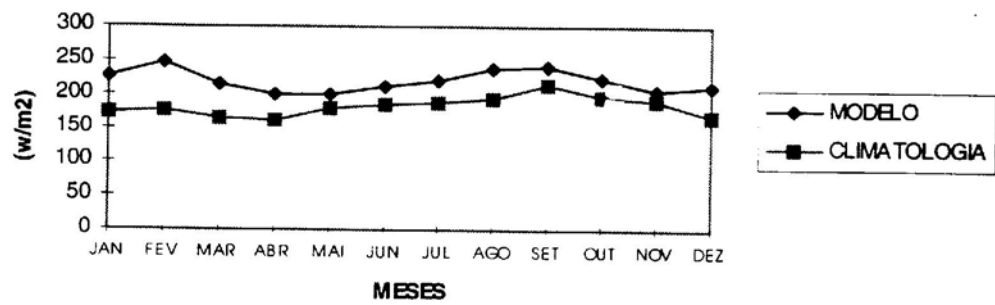


Fig.5.20(D) – Radiação solar incidente Manaus.

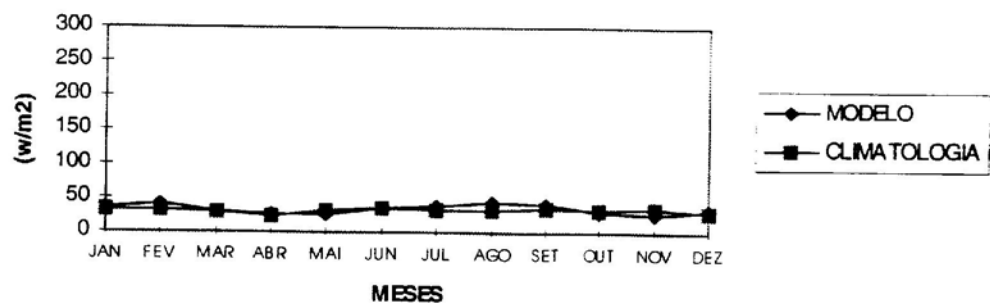


Fig. 5.20(E) – Saldo de radiação terrestre Manaus.

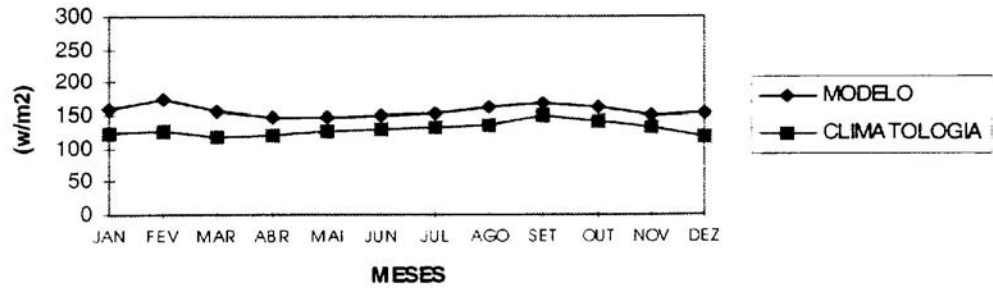


Fig. 5.20(f) – Saldo de radiação total Manaus.

No caso da região de Marabá, a vegetação prescrita no modelo é floresta nos pontos de grade ao norte e pastagem nos pontos de grade situados ao sul. Como no ABRACOS foram realizadas medidas para caracterizar tanto o clima de floresta como o de pastagem escolheu-se os pontos de grade do modelo mais próximos para esta verificação, ou seja, de floresta ao norte e de pastagem ao sul. Reafirma-se aqui que esta comparação é apenas indicativa do comportamento do modelo.

As Figuras 5.21a-f apresentam a comparação para o caso de floresta. Nota-se que a precipitação estimada pelo modelo não tem o mesmo comportamento que a climatologia (Figura 5.21a), apresentando o valor máximo de 6 mm/dia em junho em quanto a climatologia apresenta valor máximo de 14 mm/dia em fevereiro. A temperatura do ar (Figura 5.21b) é subestimada nos meses de junho e julho quando a radiação solar incidente é mínima (Figura 5.21d).

A evolução da umidade específica do ar (Figura 5.21c) é similar à da precipitação. O saldo de radiação (Figura 5.21f) é superestimado em todos os meses do ano, principalmente em consequência da superestimativa da radiação solar incidente, uma vez que o saldo de radiação de onda longa é estimado corretamente (Figura 5.21e). O comportamento do modelo no ponto de grade de pastagem é bastante similar ao do ponto de grade de floresta (Figuras 5.22a-f), apresentando, porém, um saldo de radiação ligeiramente inferior mais provavelmente em função de um albedo maior.



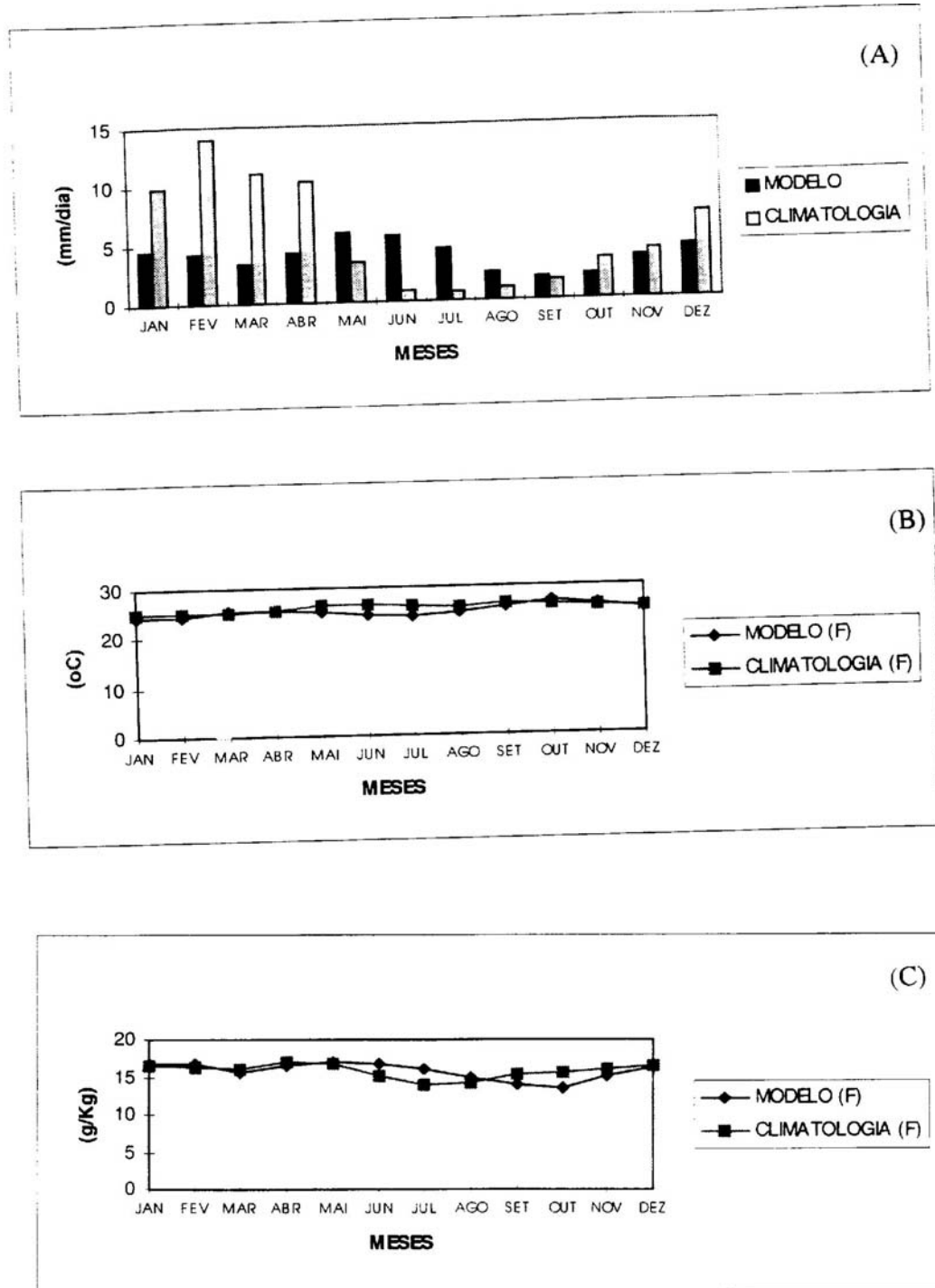


Fig. 5.21 (A) - Marabá floresta, (a) precipitação, (b) Temperatura e (c) umidade específica.

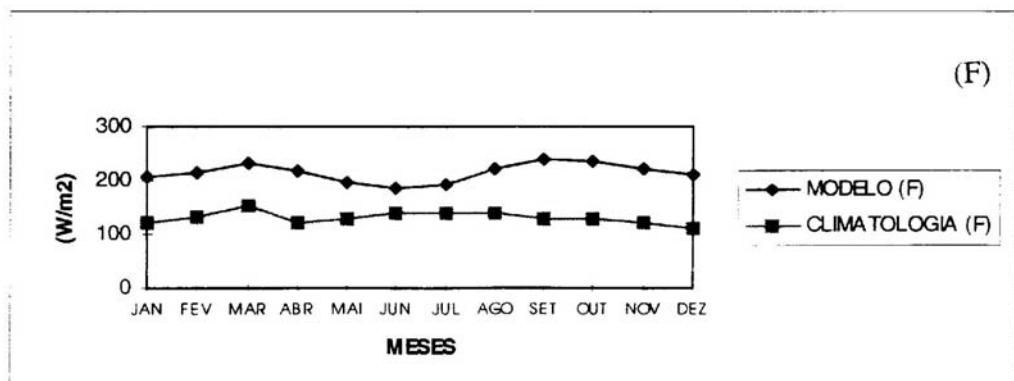
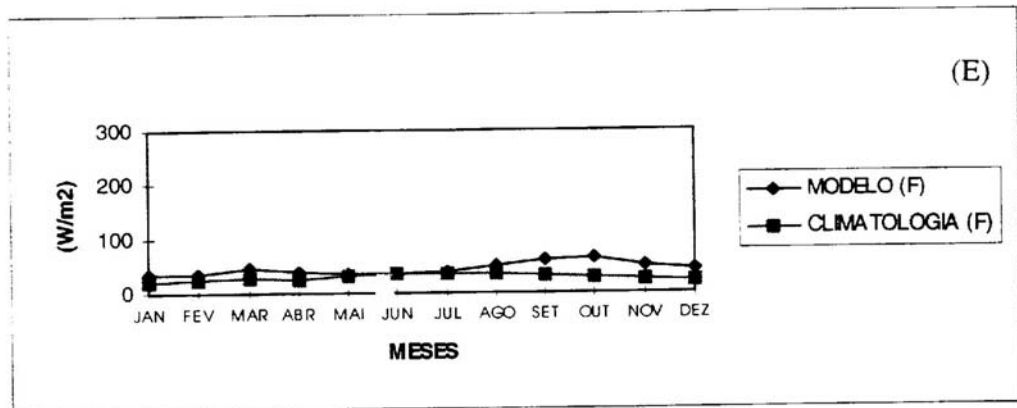
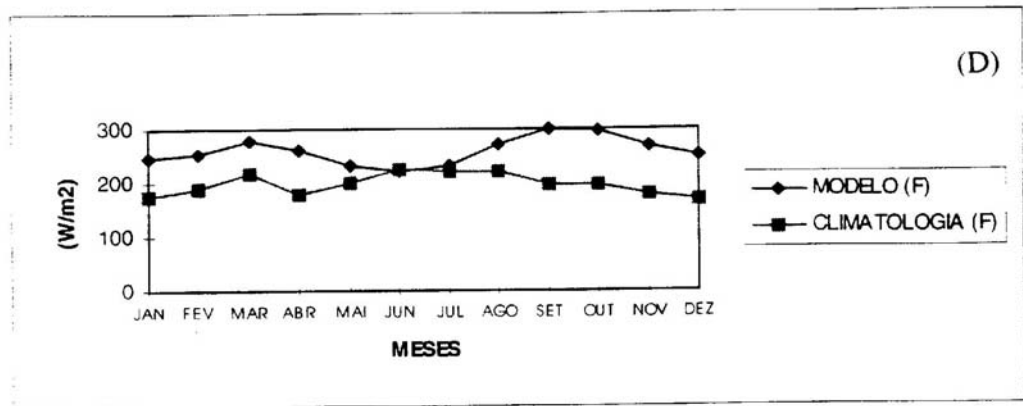


Fig. 5.21(B) – Marabá floresta (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação terrestre e (f) saldo de radiação total.

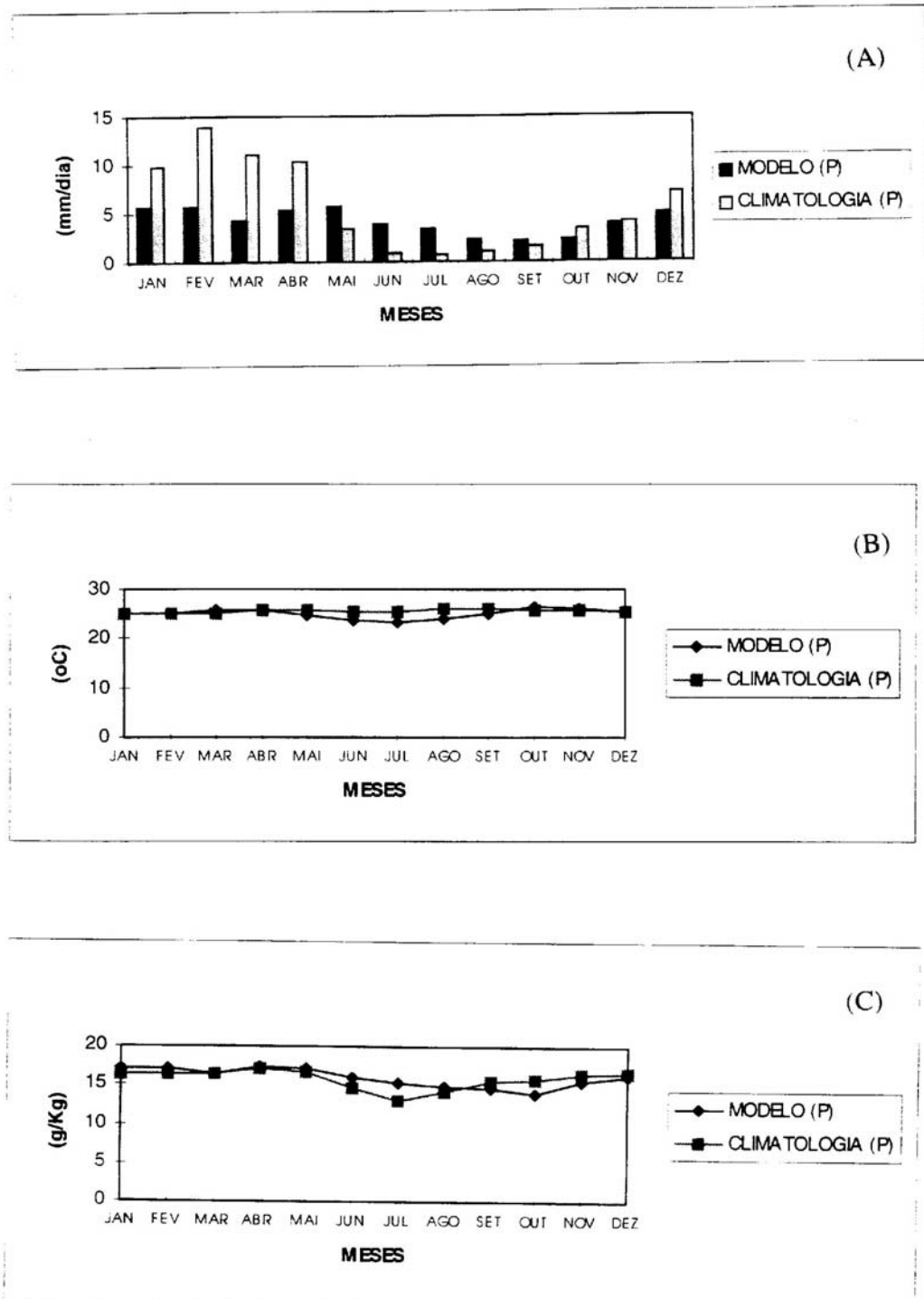


Fig. 5.22 (A) -Marabá pastagem, (a) precipitação, (b) Temperatura e (c) umidade específica.

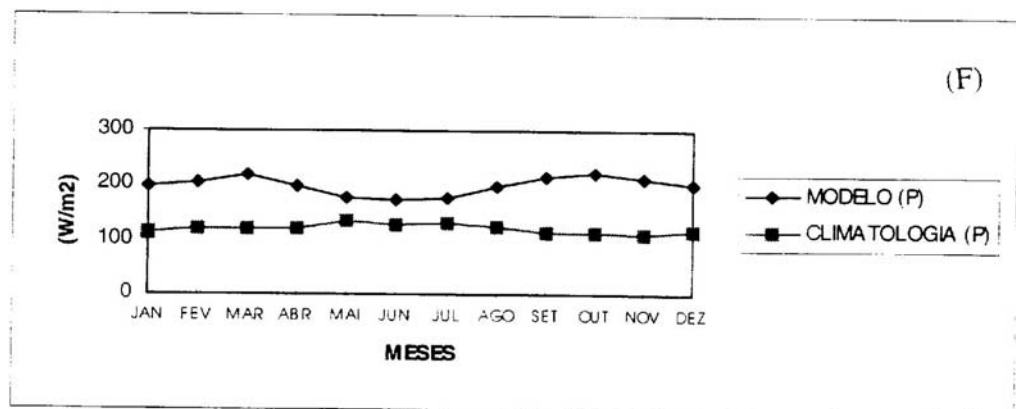
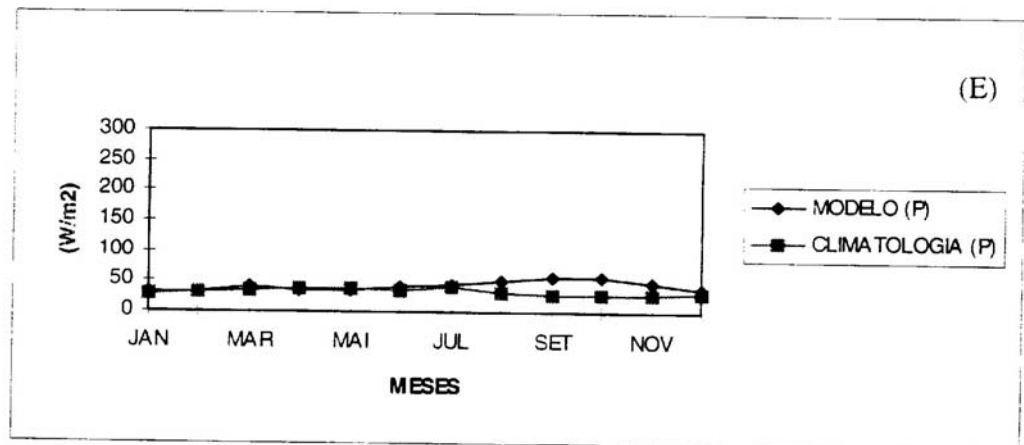
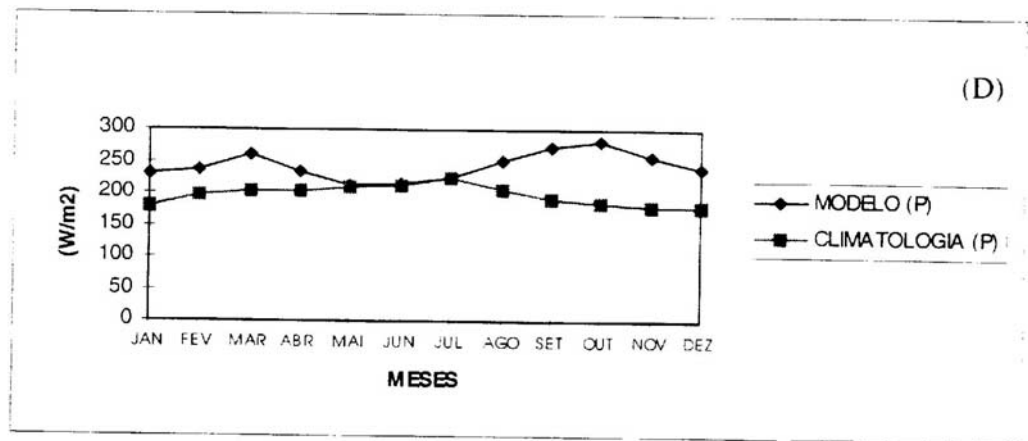


Fig. 5.22 (B) – Marabá pastagem, (d) radiação solar incidente, (e) saldo de radiação terrestre e (f) saldo de radiação total.

## 5.6 – Análise sobre a América do Sul

Nesta seção analisam-se os campos de precipitação, de evapotranspiração e de temperatura do ar próximo à superfície sobre o continente sul americano, comparando os resultados do modelo com valores climatológicos observados, para as condições médias de verão (Dezembro-Janeiro-Fevereiro) e de inverno (Junho-Julho-Agosto). Os dados climatológicos observados são aqueles de Legates e Willmott (1990a) para precipitação, Legates e Willmott (1990b) para temperatura do ar e Mintz e Serafini (1992) para a evapotranspiração.

A partir dos campos simulados e observados foram calculados os desvios positivos e negativos, obtidos da diferença entre os campos simulados pelo modelo e os campos da climatologia observada, para as três variáveis analisadas, os quais são apresentados nas Figuras 5.23a-f.

No período de verão observa-se que o modelo superestima a precipitação em todo o leste e sudeste do Brasil e sobre a região andina e a subestima nas demais regiões (Figura 5.23a). No inverno o modelo superestima a precipitação nas regiões andina (chilena e colombiana) e em grande parte do território brasileiro, exceto na região sul do Brasil, extremo norte da América do Sul e uma larga faixa acompanhando o lado leste da cordilheira dos andes (Figura 5.23b).

No verão verifica-se desvios positivos de evapotranspiração na maior parte do território brasileiro. Os desvios negativos são encontrados em uma faixa orientada de noroeste para sudeste que se estende do interior da Bahia até o norte do Pará. Duas outras faixas são observadas acompanhando os Andes com desvios positivos

sobre a região montanhosa e negativo a leste da cordilheira estendendo-se até o sul do Amazonas (Figura 5.23c).

No inverno valores negativos são observados em quase todas as regiões (Figura 5.23d), porém a intensidade dos valores climatológicos (não mostrados) sugerem problemas neste campo.

De um modo geral, no verão, o campo de temperatura do ar (Figura 5.23e) está anticorrelacionado com o campo de precipitação descrito acima. Verifica-se que onde o modelo superestima a precipitação subestima a temperatura e vice-versa. No inverno o padrão de correlação é semelhante ao observado no verão entre precipitação e temperatura do ar na região equatorial. Porém, nas latitudes subtropicais não existe uma relação direta entre os dois campos (Figura 5.23f).

Na região Norte a subestimativa da precipitação de verão parece estar relacionada com a superestimativa de precipitação na região Nordeste, já que grande parte da umidade que vem do oceano precipita próximo da costa do Nordeste ou mesmo sobre o oceano, fazendo com que o ar úmido trazido pelos ventos alísios chegue mais seco ao interior da Amazônia. Outro fator que pode influenciar a superestimativa de precipitação no Nordeste está relacionado com a convergência de massa provocada pela diferença de rugosidade oceano-continente (a ser verificado). Os desvios negativos observados ao longo do lado leste dos Andes está relacionado com a subsidência induzida pelo efeito topográfico da cordilheira dos Andes sobre a qual a precipitação é superestimada. No Sudeste do Brasil a superestimativa de precipitação pode estar relacionada com a menor liberação de calor latente na Amazônia (Figuroa, 1997 - comunicação pessoal).

De uma maneira geral, quando o modelo superestima a precipitação ele também superestima a evapotranspiração e subestima a temperatura do ar à superfície, o que é fisicamente consistente.

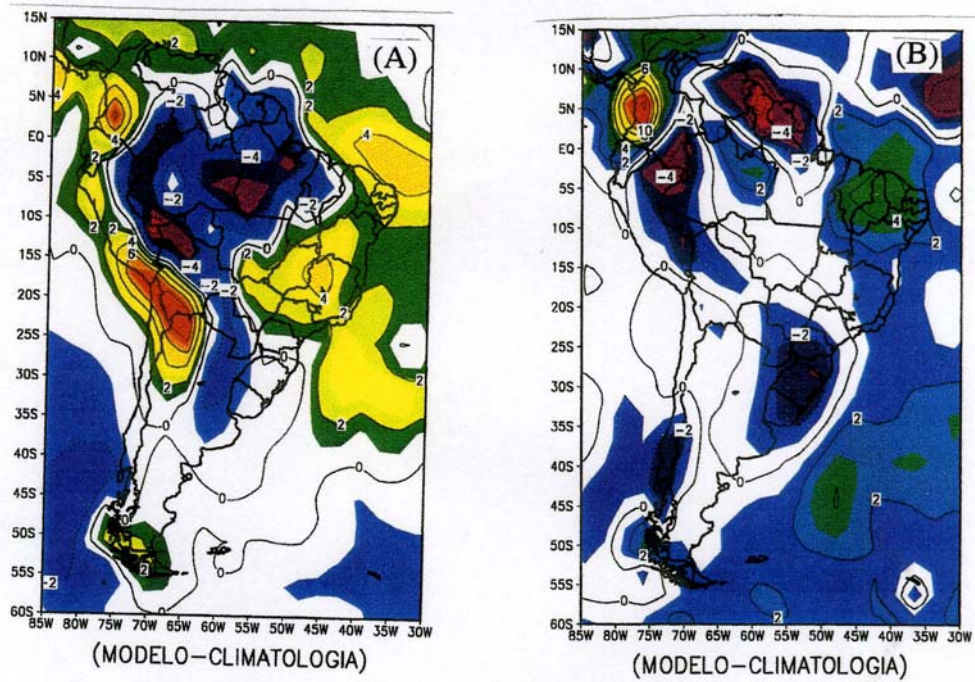


Fig. 5.23 (A) – Precipitação Média Verão (A), Inverno (B).



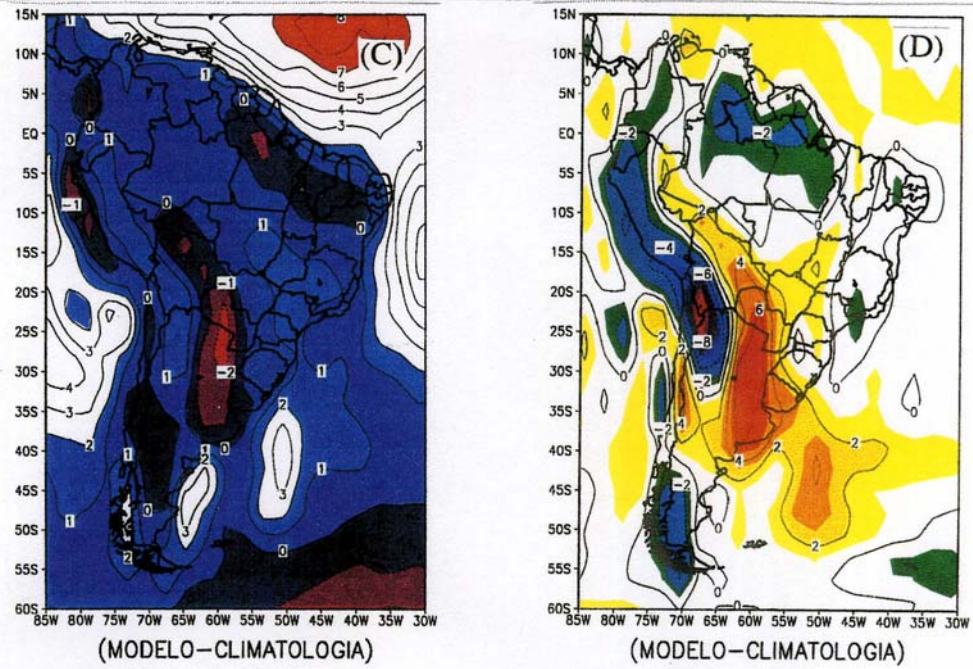


Fig. 5.23 (B) – Temperatura média Verão (C), Inverno (D).

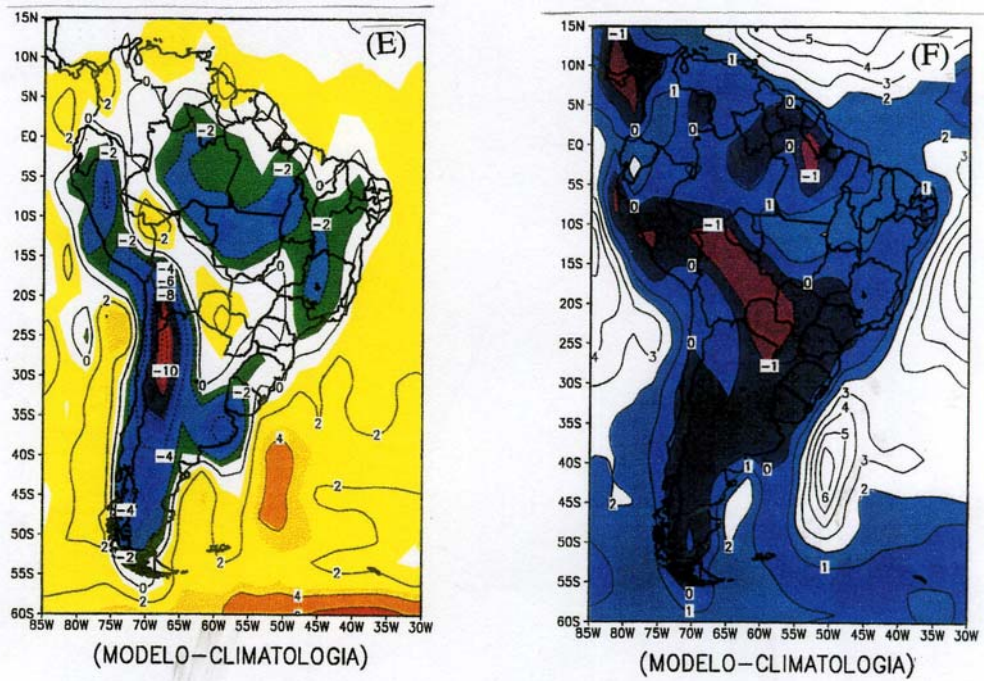


Fig. 5.23 (C) – Evaporação média Verão (E), Inverno (F).



## **CAPÍTULO 6**

### **CONCLUSÕES**

A partir da comparação dos resultados de um conjunto de quatro integrações do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) CPTEC/COLA com valores climatológicos observados conclui-se que:

- 1) O modelo simula os principais padrões de precipitação do globo, como as zonas de convergência ZCIT, ZCPS e ZCAS e as zonas de baixa precipitação, como o deserto do Saara e as regiões relacionadas aos centros de alta pressão sobre os oceanos.
- 2) O modelo superestima os valores da precipitação, da evapotranspiração e do saldo de radiação, em valores médios anual e global, porém localmente esta afirmação nem sempre é verdadeira, como é o caso da ZCIT que é subestimada. O modelo também superestima essas variáveis tanto nos períodos de verão como nos de inverno e tanto sobre os continentes como sobre os oceanos, quando estes são analisados separadamente.
- 3) O modelo produz precipitação excessiva sobre as regiões de relevo acentuado, o que é uma tendência da grande maioria dos MCGA (Lau et al., 1996).
- 4) Embora o modelo superestime os valores médios anual e global de precipitação e de evapotranspiração em mais de 10%, o runoff calculado pelo modelo é comparável à climatologia.
- 5) O valor acumulado no ano da evapotranspiração média global (1252 mm) simulada pelo modelo é 20 mm superior ao da precipitação (1232), implicando que o modelo perde massa.
- 6) O padrão de temperatura do ar próximo à superfície é bem simulado pelo modelo, mas a subestima nas regiões montanhosas e a superestima (devido principalmente à não inclusão do gelo marinho) nas regiões polares.
- 7) O modelo subestima, em média, em 1° C a temperatura do ar para as regiões continentais entre 60° S e 70° N. Frequentemente a subestimativa da temperatura

está associada à uma taxa de evapotranspiração excessiva, como é o caso da América do Norte.

8) O excessivo saldo de radiação estimado pelo modelo é devido principalmente à superestimativa da radiação solar incidente na superfície que, segundo Arking (1995), não representa corretamente a absorção da radiação solar pelo vapor de água atmosférico.

9) A superestimativa do saldo de radiação induz ao aumento dos fluxos de calor latente e sensível estimados pelo modelo sobre os continentes. A razão de Bowen é pouco alterada.

10) O modelo simula corretamente a distribuição latitudinal das componentes dos balanços de energia e hidrológico, com exceção de não conseguir reproduzir a perda climatológica de energia pelos oceanos nas latitudes médias e altas.

11) O runoff, quando analisado para as principais bacias do globo, apresenta discrepâncias consistentes com as diferenças entre a precipitação estimada pelo modelo e a climatologia. Porém, para a maioria dos rios de altas latitudes as discrepâncias do runoff têm sinal contrário às da precipitação, provavelmente em função de uma representação incorreta do derretimento de gelo no modelo nos meses mais quentes do ano.

12) Na análise para as regiões da Amazônia, América do Norte, África, Rússia e Austrália conclui-se que:

- no período de Junho-Julho-Agosto o modelo superestima o saldo de radiação e a temperatura do ar, enquanto que subestima a precipitação, a evapotranspiração e a cobertura de nuvens, resultados que são fisicamente consistentes.

- no período de Dezembro-Janeiro-Fevereiro o comportamento das variáveis nas áreas é menos homogêneo, como é o caso da América do Norte e da África que, apesar da subestimativa da precipitação, a evapotranspiração é superestimada em consequência da alta disponibilidade hídrica do solo. Ainda, no

caso da América do Norte e da África a temperatura do ar menor que a climatologia, é consistente com o excesso de evapotranspiração.

13) No caso específico da região amazônica salienta-se o fato do modelo subestimar a temperatura do ar à superfície nos meses mais secos do ano em consequência da baixa incidência de radiação de onda longa que por sua vez está associada a uma atmosfera muito seca.

14) Sobre o continente sul americano, no verão, o modelo superestima a precipitação nas regiões Centro Sul, Nordeste, e Sudeste do Brasil e subestima na região Norte do Brasil. A evapotranspiração é superestimada no Norte e no Sudeste e na região de influência da ZCAS sobre o continente. A temperatura do ar é subestimada nas áreas onde há superestimativa de precipitação. No inverno destaca-se a subestimativa da precipitação na região Sul do Brasil, indicando problemas na circulação de grande escala para a corrente de jato subtropical, a qual posiciona o jato muito ao sul do Brasil.

15) De uma maneira geral, sobre áreas continentais livres de gelo ou neve, quando há superestimativa de precipitação esta é acompanhada de superestimativa de evapotranspiração e de subestimativa da temperatura do ar próximo à superfície.

## **6.1 Sugestões para Trabalhos Futuros**

As análises apresentadas aqui fazem parte de um estudo preliminar de validação da versão climática do MCGA CPTEC/COLA para as condições de superfície, mas vários resultados importantes foram alcançados e devem orientar trabalhos futuros, tais como:

- 1) Análise mais completa da parametrização de convecção profunda e de sua interação com as parametrizações das camadas limites superficial e planetária, visando a melhoria da estimativa de precipitação;

- 2) Análise aprofundada da parametrização de radiação solar e de sua interação com as nuvens e o vapor de água atmosférico, visando a melhoria dos campos de radiação solar incidente na superfície;
- 3) Estudos mais detalhados do comportamento dos balanços de energia e hídrico em pontos de grade específicos, visando a validação do ciclo diurno das componentes desses balanços para períodos e locais onde existam observações;
- 4) Realização de simulações similares onde o modelo leve em consideração o gelo marinho, que representa uma fraqueza da simulação apresentada neste trabalho;
- 5) Realização de simulações mais longas para verificar a estabilidade do clima do modelo, incluindo aí uma análise detalhada da evolução do comportamento do conteúdo de água no solo em diversas regiões do globo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anthes, R.A. A Cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**. 105: 270-286. 1977.
- Arking, A. Absorption of Solar Energy in the Atmosphere Discrepancy between Model and Observations. **Science**. 273. 179-182. Aug. 1996.
- Cess, J.G. Zang, M.H. Minnis, P. Corsetti, L. Dutton, E.G. Forgn, B.W. Garber, D.P. Gates, W.L. Hack, J.J. Harrison, E.F. Jling, X. Kiehel, J.T. Long, C.N. Morcrette, J.J. Potter, G.L. Ramanathan, V. Subasilar, B. Whitlock, C.H. Young, D.F. and Zou Y. Absorption of Solar Radiation by Clouds: Observation versus Models. **Science**. 267. 496-499. Jan. 1995.
- Charney, J.G. Quirks, S W.J. Chou, H. and Kornfield, J. A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi-arid Regions. **Journal Atmospheric Sciences**., 34; 1366-1385, 1977.
- Charney, J.G. Dynamics of Desert and Drought in the Sahel. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**. 101 (428): 193-202, 1975.
- Culf, A.D. Esteves, J.L. Marques Filho, A. de O. and da Rocha, H.R. Radiation, Temperature and umidity over Forest and Pasture in Amazonia. **ABRACOS-Institute Hidrology**: 175-191. 1996.
- Garratt, J.R. Krummel, P.K. and Kowalczyk, E.A. The Surface Energy Balance at local and Regional Scales - a Comparison of General Circulation Model results with obsevation. **Journal Climate**. 6. 1090-1109. 1993.
- Gates, D.M. **Biophysical Ecology**. Berlin. Spriger-Verlag, 1980. p.611.
- Hartmann, D.L. **Global Physical Climatology**. Academic Press. 1994. p.27.

- Holton, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press. 1972. p.319.
- Kuo, H.L. On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Realize by Cumulus convection. **Journal Atmospheric Science**. 22: 40-63. 1965.
- Lorentz, E.N. **The nature and theory of the general circulation of Atmosphere**. WMO. Publication n° 218, Geneva, p161, 1967.
- Mahfouf, J.F. Manzi, A.O. Noilhan, J. Giordani, H. and Déqué M. The Land Surface Scheme ISBA Within the Météo-France Climate Model Arpege, Part I. Implementation and Preliminary Results. **Journal Of climate**.8(8): 2039-2057, 1995.
- Nobre, C.A. Sellres P.J. and Shukla, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, 4: 975-987. 1991.
- Orszag, S.A. Transform methods for Calculation of Vector Coupled Suns; Application to Spectral form of the Vorticity Equation. **Journal Atmosphere Science**. 27: 890-895. 1970.
- Palmen E.; Newton, C. **Atmospheric circulation systems**. Academic Press, p603, 1969.
- Phillips, N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal Meteorological**. 14: 184-185. 1957.
- Ramage, C.S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press. 1971. p.296.
- Rao, V.B. and Hada, K. Characteristics of Rainfall Over Brazil; Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**. 42: 81-91, 1990.

- Richey, J.E. Nobre, C. and Deser, C. Amazon river Discharge and Climate Variability: 1903 to 1985. **Science**, 246: 101-103. 1989.
- Sela, J.G. Spectral Modeling at the National Meteorological Center. **Monthly Weather Review**. 108: 1279-1292, 1980.
- Sellers, P.J. Mintz, Y. Sud, Y.C. Dalcher, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general Circulation Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**. 43(6): 505-531. Mar. 1986.
- Shukla, J. and Mintz, Y. The Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's climate. **Science**, 215: 1498-15101, 1982.
- Shuttleworth, W. J. Gash, J. H. Lloyd, C. R. Roberts, J. Marques, A. de O. Fish, G. Silva V. de P. Ribeiro, M. N.G. Molion, L.C.B. De Sa, L.D.A. Nobre, J.C. Observavtion of Radiontion Exchange above and below Amazonian Forest. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**. 110: 1163-1169. 1984.
- Slingo, A. **Handbook of the Met office 11 - layer atmospheric GCM. Model 'description U. K. Meteorology Dynamic Climate**. 1: 1985. p. 155.
- Tiedtke, M. the effect of Penetrative Cumulus Convection on the large-scale Flow in a General Circulation Model. Beitr. **Physics Atmospheric**. 57: 216-239 1984.
- Ubarana, V.N. **Experimento observacionais de modelagegem das perdas por intercpitação da precipitação na floresta Amazônica** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. INPE. 1994.(INPE-5583-tdi/545).
- Verstraete, M.M. and Dickinson, R.E. Modeling surface processes in Atmospheric General Circulation Models. **Annals Geophysicae**, 4B(4): 357-364. 1986.