

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA

Wescley de Sousa Fernandes

AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA OFERTA HÍDRICA DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RESERVATÓRIO ÓROS USANDO OS MODELOS DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO IPCC-AR4, LEVANDO EM CONSIDERAÇÃO AS DIVERSAS
INCERTEZAS ASSOCIADAS

Fortaleza
2012

WESCLEY DE SOUSA FERNANDES

AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA OFERTA HÍDRICA DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RESERVATÓRIO ÓROS USANDO OS MODELOS DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO IPCC-AR4, LEVANDO EM CONSIDERAÇÃO AS DIVERSAS
INCERTEZAS ASSOCIADAS

Dissertação submetida à Coordenação do Mestrado
em Recursos Hídricos do Departamento de
Engenharia Hidráulica e Ambiental da Universidade
Federal do Ceará para obtenção do título de mestre
em Recursos Hídricos. Área de concentração:
Mudanças Climáticas

Orientador: Profº. Drº. Francisco de Assis de Souza
Filho

Fortaleza
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Pós-Graduação em Engenharia - BPGE

F412a Fernandes, Wescley de Sousa.
Avaliação do impacto das mudanças climáticas na oferta hídrica da bacia hidrográfica do reservatório Orós usando os modelos de mudanças climáticas do IPCC-AR4, levando em consideração as diversas incertezas associadas / Wescley de Sousa Fernandes – 2012.
128 f. : il., enc. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Fortaleza, 2012

Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.

1. Recursos Hídricos. 2. Mudanças climáticas. 3. Hidrologia – Modelos matemáticos. Título.

WESCLEY DE SOUSA FERNANDES

AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA OFERTA HÍDRICA DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RESERVATÓRIO ÓROS USANDO OS MODELOS DE
MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO IPCC-AR4, LEVANDO EM CONSIDERAÇÃO AS DIVERSAS
INCERTEZAS ASSOCIADAS

Dissertação submetida à Coordenação do Mestrado em Recursos Hídricos, da Universidade Federal do Ceará para obtenção do título de mestre junto ao Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da Universidade Federal do Ceará. Área de concentração: Mudanças Climáticas.

Aprovada em ___ / ___ / ____ .

BANCA EXAMINADORA

Prof^o, Dr^o. Francisco de Assis de Souza Filho

Prof^a.Dr^a. Ticiania Marinho de Carvalho Studart

Dr^o. José Maria Brabo Alves

A Deus.

A minha família.

AGRADECIMENTOS

A Deus por sempre está ao meu lado me proporcionando saúde, sabedoria e paciência para perseguir meus objetivos

A minha família, meus pais (Nonato Fernandes e Maria Neusa),minha irmã (Wendy) pela formação moral que me proporcionaram e pelo carinho.

A minha noiva, Karla, pelo carinho, atenção e compreensão incondicional.

Ao Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho pela orientação e apoio.

A Cleiton Silveira que, auxilio-me no entendimento dos modelos numéricos com a disponibilidade dos dados e, cujo apoio foi fundamental até o culmino desta dissertação

A toda e qualquer pessoa que por ventura tenha contribuído de alguma forma com este trabalho.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de estudos

“Querem que vos ensine o modo de chegar à ciência verdadeira? Aquilo que se sabe, saber que se sabe; aquilo que não se sabe, saber que não se sabe; na verdade é este o saber.”

(Confúcio)

RESUMO

No presente trabalho as projeções de vazões para a bacia do Óros (Ceará) foram obtidas usando as precipitações dos modelos globais do quarto relatório do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-AR4) para o período de 2010 a 2099 do cenário A1B. As vazões foram geradas pelo modelo hidrológico Soil Moisture Account Procedure (SMAP). Para a obtenção destas, as precipitações foram corrigidas estatisticamente a partir dos dados observados, considerando as séries distribuições do tipo gama. Quanto à evaporação de entrada do modelo chuva-vazão foram feitas duas considerações, a primeira consideração utiliza vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporação fornecidas pelo INMET e a segunda considera que a inicialização foi feita por evaporações estimadas pelo método de Penann Motheith. Para a análise das variações interanuais foram observadas as características de tendências das séries (usando método clássico de Mann-Kendall-Sen) nos padrões de variação (análise da média e do coeficiente de variação da série) e a análise de extremos (comparação das curvas de distribuição acumulada do século XX e XXI). Para análise sazonal considerou-se a anomalia na climatologia média dos modelos do século XXI em relação ao século XX.

Para a análise interanual foi observado que a inicialização do modelo hidrológico SMAP com evaporações estimadas pelo método de Penann Motheith modificado pode surgir como implementação para o teste de hipótese de Mann Kendall Sen. O cálculo do coeficiente de variação demonstrou que apesar da pouca divergência quanto a ocorrência de variabilidade, tratando-se de séries de vazões obtidas pelo SMAP inicializado com evaporações estimadas, as rodadas dos modelos MIROC3_2_MEDRES relatou aumentos de variabilidade para o século XXI em relação ao século XX. Quando a inicialização no SMAP ocorre por meio de evaporações fornecidas pelo INMET ocorre uma grande diversificação nos valores de variabilidade. Ainda na análise interanual, a curva de função de distribuição acumulada (CDF) demonstrou que dos 8 modelos analisados (modelos inicializados com evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado) 3 apresentam maior frequência de eventos secos, 3 apresentam uma frequência de eventos mais úmidos e 2 modelos não apresentando análises significativas aproximando-se da curva gerada pela série de vazão observada.

Quanto à análise sazonal das vazões é observado que quando se utiliza o método de Penann Motheith modificado para evaporação (na inicialização do SMAP) os valores de vazões tornam-se menores do que os valores obtidos por séries geradas pelo modelo hidrológico inicializado com evaporações fornecidas pelo INMET, relacionando o século XXI com o século XX.

Palavra-chave: Recursos Hídricos. Mudanças climáticas. Hidrologia – Modelos matemáticos.

ABSTRACT

In the present work flow projections for the basin Óros (Ceará) were obtained using the precipitation of global models of the fourth report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-AR4) for the period 2010 to 2099 the A1B scenario. The flows were generated by the hydrologic model Soil Moisture Account Procedure (SMAP). To obtain these, the precipitations were statistically corrected from the observed data, considering the distributions of the type series range. The evaporation model input rainfall-runoff were two considerations, the first consideration obtained by using flow hydrologic model initialized with SMAP evaporation provided by INMET and considers that the second boot occur by evaporation estimated by the method of Penann Mothieth. For the analysis of interannual variations were observed the characteristics of trends of the series (using the classical method of Mann-Kendall-Sen), the changing patterns of variation (analysis of the mean and coefficient of variation of the series) and the analysis of extremes (compared cumulative distribution curves of the twentieth century and XXI). For seasonal analysis considered the climate anomaly in the middle of the XXI century models over the twentieth century. For analysis it was observed that interannual hydrologic model initialization SMAP with evaporation estimated by the modified Penann Motheith can arise as an implementation for the hypothesis test of Mann Kendall Sen. The calculation of the coefficient of variation showed that despite the short confrontation over the occurrence of variability, in the case of streamflow series obtained by SMAP initialized with estimated evaporation, the rounds of the models MIROC3_2_MEDRES reported increases in variability for the XXI century in relation to the twentieth century. When booting into SMAP occurs through evaporation provided by INMET is a great diversification in the values of variability. Although the interannual analysis, the curve of cumulative distribution function (CDF) showed that eight of the analyzed models (models initialized with evaporation estimated by the method of Penann Motheith-modified) 3 have a higher frequency of dry events, have a third event frequency wet and two models showing no meaningful analyzes approaching the curve generated by the series of observed flows. As for seasonal analysis of the flow is observed that when using the method of Penann Motheith modified to evaporation (initialization SMAP) values of flow rates become smaller than the values obtained by series generated by the hydrologic model initialized with evaporation provided by INMET , relating the new century, the twentieth century.

Keywords: Water Resources. Climate change. Hydrology - Mathematical models.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	OBJETIVO.....	18
2	REVISÃO DA LITERATURA.....	19
2.1	VARIABILIDADE E MUDANÇA CLIMÁTICA.....	19
2.1.1	Clima na região Nordeste do Brasil	19
2.1.2	Impactos do clima na hidrologia.....	24
2.1.3	Variabilidade Climática	28
2.1.4	Impactos no clima.....	29
2.1.5	Mudanças climáticas.....	31
2.2	MODELAGENS HIDROLOGICA CHUVA-VAZÃO	31
2.2.1	Histórico sobre modelos hidrológicos.....	31
2.2.2	Calibração dos modelos hidrológicos.....	34
2.2.3	Incertezas na calibração dos modelos hidrológicos	34
2.3	MODELOS DO IPCC-AR4.....	36
2.3.1	Modelos do IPCC e cenários no território brasileiro.....	37
2.4	EVAPORAÇÃO POTENCIAL	38
2.4.1	Evapotranspiração.....	40
2.4.2	Fatores que influenciam na evapotranspiração.....	42
2.4.3	Determinação da evapotranspiração.....	43
3	METODOLOGIA.....	46
3.1	Descrição da estratégia metodológica	46
3.2	Região de estudo – dados da bacia do açude ORÓS.....	46
3.2.1	Histórico geral da barragem do Óros	46
3.3	AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS.....	48
3.3.1	Precipitação observada	48
3.3.2	Precipitações dos modelos para o século XX e para o século XXI.....	49
3.3.3	Cenário para o século XX	51
3.3.4	Cenário para o século XXI	52
3.3.5	Ajuste de escala das precipitações dos modelos.....	52
3.3.6	Evaporação.....	56
3.4	MODELO HIDROLOGICO SMAP	60
3.4.1	Processo de calibração dos modelos Chuva-Vazão	65
3.5	ANÁLISE DAS VAZÕES NO SÉCULO XXI	66
3.5.1	Análise sazonal das vazões.....	67
3.5.2	Análise interanual das vazões.....	67

3.5.3	Método de Mann Kendall Sen	68
3.5.4	Método da Regressão Linear	68
3.5.5	Variação percentual da média.....	70
3.5.6	Curva da função de distribuição acumulada (CDF)	71
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	72
4.1	ANÁLISE INTERANUAL.....	74
4.1.1	Método de Mann-Kendall Sen.....	75
4.1.2	Impacto na Média Anual.....	77
4.1.3	Curva da função de distribuição acumulada (CDF)	82
4.2	ANÁLISE SAZONAL.....	84
5	CONCLUSÃO	98
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
7	ANEXOS	115
7.1	CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO ÓROS.....	115
7.2	SCRIPTS DO MATLAB	117
7.2.1	Correção estatística da precipitação	117
7.2.2	Estimação da evaporação potencial pelo método de Penann Montheith modificado	119
7.2.3	Modelo hidrológico SMAP	122
7.2.4	Teste de hipótese de Mann Kenadall Sen.....	125
7.2.5	Curvas sazonais	127

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de fevereiro a maio. As anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90. Fonte de dados CRU (ClimateResearch Unit) desde 1901 a 1998.....21
- Figura 2**–Reservatório do açude Óros (imagem cedida pelo DNOCS).....47
- Figura 3** –Demonstração probabilidade de mapeamento para correção do viés.....53
- Figura 4**– Fluxograma de balanço hídrico para o modelo hidrológico Soil Moisture Account Procedure.....60
- Figura 5** – Impacto nas médias anuais de evaporação potencial projetado pelos modelos do IPCC-AR4 para a bacia do Óros nos períodos de 2010/2029, 2030/2069 e 2070/2099, em relação ao século XX (1901 a 1999).....79
- Figura 6** – Vazões anuais corrigidas obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado.....83
- Figura 7**–Curvas sazonais para precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente para o século XX.....85
- Figura 8** – Curvas sazonais para precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente para o século XX.....85
- Figura 9** – Impacto na média para as evaporações estimadas por meio do método de Penan-Motheith modificado.....87

Figuras 10 – Figuras que representam a sazonalidade para o século XXI (linha mais escura) e para o século XX (linha mais clara) de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações fornecidas pelo INMET e precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente.....89

Figuras 11 – Figuras que representam a sazonalidade para o século XXI (linha mais escura) e para o século XX (linha mais clara) de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações estimadas pelo método de Penann Motheith modificado e precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente.....96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Modelos de circulação geral da atmosfera ou/e oceanos do IPCC.....	49
Tabela 2 – Parâmetros da bacia hidrográfica do Óros.....	50
Tabela 3 – Melhores e piores valores obtidos pelos índices estatísticos propostos para avaliação dos modelos do IPCC-AR4 na escala sazonal, interanual e no Nordeste Brasileiro.....	65
Tabela 4 – Valores obtidos para avaliação sazonal (AVALs), interanual (AVALa) e total (AVALt) de todos os modelos do IPCC-AR4 em ordem de classificação, para o Nordeste Brasileiro.....	73
Tabela 5 – Tendência da vazão obtida pelo modelo hidrológico SMAP, precipitação fornecidas pelo IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente e evaporações estimadas pelo método de Penan-Motheith modificado para o açude Óros no século XXI segundo o Teste de Mann-Kendall Sem.....	75
Tabela 6 – Tendência das vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP e precipitação fornecidas pelo IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente, com utilização de evaporações fornecidas pelo INMET (climatologia de 1961 a 1999) para o açude Óros no século XXI segundo o Teste de Mann-Kendall Sen.....	76
Tabela 7 – Impactos nas médias anuais das precipitações para a bacia do Óros nos períodos de: 2010 a 2029, 2030 a 2069 e 2070 a 2099, em comparação ao século XX (1901 a 1999).....	78
Tabela 8 – Descrição das vazões médias anuais, dos desvios padrões das médias anuais e do coeficiente de variação, para os modelos do IPCC-AR4 para o açude Óros no século XX e no século XXI. Para a obtenção das vazões	

corrigidas o modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporação potencial estimada pelo método de Penann Motheith modificado.....80

Tabela 9 – Descrição das vazões médias anuais, dos desvios padrões das médias anuais e do coeficiente de variação, para os modelos do IPCC-AR4 para o açude Óros no século XX e no século XXI. Para a obtenção de vazões o modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporação potencial fornecida pelo INMET (climatologia de 1961 a 1999).....81

Tabela 10 – Modelos do IPCC-AR4 e seus correspondentes números para análise sazonal.....93

Tabela 11 – Modelos do IPCC-AR4 e seus correspondentes números para análise sazonal.....97

1 INTRODUÇÃO

O Nordeste do Brasil (NEB) apresenta clima predominantemente semiárido com intensa variabilidade temporal e espacial de chuvas (Molion e Bernardo, 2002; Albuquerque et. al, 2009), também apresentando altos índices de evaporação potencial, tudo isso associada historicamente a significativos impactos sociais e econômicos, apresentando frequentemente déficits hídricos que comprometem projetos e ações sociais. Desta forma, torna-se relevante para o desenvolvimento de políticas públicas a identificação das alterações na ocorrência do clima e na oferta de disponibilidade hídrica presente e futura.

Na elaboração de planos de gerenciamentos de recursos hídricos na atuação no setor hídrico, as vazões fluviais são uma variável de grande importância, pois impactos de sua escassez ou excesso, afetam diretamente diversos setores, como os usuários de água, o armazenamento de reservatórios, o controle de enchentes, etc. Tendo em vista essa importância considerável, torna-se relevante o aprimoramento de modelos hidrológicos e o detalhamento com possíveis melhoras para os parâmetros utilizados.

O Quarto Relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC-AR4) alerta para um aumento médio global das temperaturas entre 1,8°C e 4,0°C até 2100 (IPCC, 2007; Alley et al.,2007). Esse aumento pode ser ainda maior se a população e a economia continuarem crescendo rapidamente e se for mantido o consumo intenso dos combustíveis fósseis. Para a região Nordeste o aquecimento pode chegar a 4°C no cenário pessimista A2 e de 2 a 3°C no cenário otimista B2. Isto pode afetar a agricultura de subsistência regional, a irrigação, o setor hidroelétrico, etc., obrigando as populações a migrarem, gerando ondas de “refugiados do clima” (Avila, 2007).

Como forma de amenizar o problema da escassez de recursos hídricos no Nordeste, grandes obras de açudagem têm sido realizadas pelo poder público visando o abastecimento da população, à irrigação de terras, indústria e demais usos de água.

A barragem Presidente Juscelino Kubitschek de Oliveira ou açude Orós, segundo maior açude do Ceará, tem capacidade de armazenamento de 1,94 bilhões de metros cúbicos e drena uma área de 25.000 km². Surgiu como a alternativa mais viável para solucionar o problema da escassez de água em anos secos no sertão cearense, sendo, necessária para a regularização plurianual do rio Jaguaribe como forma de minimizar a variabilidade interanual (alta frequência). Neste contexto surge o grande desafio da gestão e alocação dos recursos hídricos, para que se aperfeiçoem os mecanismos de geração de benefícios associados a esta infraestrutura. Logo, a otimização do uso de seu potencial hídrico passa a ser relevante.

As mudanças climáticas modificam o padrão de variação climática, podendo gerar modificações no período de início da estação chuvosa, fator que afeta a agricultura e a geração de energia. Mudanças nos padrões e nos regimes de precipitação poderão afetar as vazões dos rios gerando risco no suprimento hídrico para diversos setores (abastecimento humano, por exemplo). A disponibilidade de água no Brasil depende, em grande parte, do clima e de suas variações em diversas escalas de tempo. O Brasil é vulnerável à variabilidade climática atual, observam-se perdas econômicas da ordem de centenas de milhões de reais devido às secas. Pode-se inferir a partir desta vulnerabilidade o quanto às mudanças climáticas que se projetam para o futuro, especialmente quanto aos extremos climáticos.

Diante disso, existe uma demanda pelo Poder Público e pelas empresas privadas de informações climáticas para tomada de decisão ao nível regional/local. Informações de variabilidade e mudanças climáticas de qualidade podem tornar o planejamento mais eficaz e minimizar os potenciais impactos sobre a disponibilidade deste recurso. A possibilidade de projetar variações climáticas com antecedência permite que os agentes sociais tomem decisões que ao menos minimizem os impactos de mudanças no clima, reduzindo assim o grau de vulnerabilidade do suprimento hídrico.

1.1 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é avaliar como as mudanças e/ou variabilidade climática estão afetando a oferta hídrica, utilizando as projeções do IPCC-AR4, assim como, desenvolver uma metodologia de avaliação do impacto das mudanças climáticas no regime de vazão e aplicá-la na bacia hidrográfica do reservatório Óros, levando em consideração as incertezas e a diversificação de modelos propostos.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 VARIABILIDADE E MUDANÇA CLIMÁTICA

2.1.1 Clima na região Nordeste do Brasil

Com um regime de chuvas complexo a região do Nordeste do Brasil (NEB) possui elevadas temperaturas ao longo do ano contando com a presença de três tipos de climas bem marcantes: clima equatorial úmido, clima litorâneo úmido e clima tropical semiárido, onde especificamente, se enquadra o estado do Ceará. Segundo Kousky (1979) são identificados três regimes de precipitação no NEB. No primeiro regime de precipitação que ocorre na região Norte, composta pelos estados do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte, interior da Paraíba e Pernambuco as chuvas ocorrem durante o outono por meio do deslocamento mais ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da convergência de umidade e da convecção local (Molion, 2002).

O segundo regime identificado atua na região do litoral leste do NEB, área que compreende todo o litoral desde o Rio Grande do Norte até o Estado da Bahia. Nessa região, as precipitações ocorrem por meio da influência ocasionada pelas massas de ar tropical ou ainda por meio dos distúrbios ondulatórios de leste que atingem o litoral nordestino com maior intensidade.

O terceiro regime influencia a parte sul do NEB compreendida pela Bahia, norte de Minas Gerais, noroeste do Espírito Santo e partes do Maranhão, Piauí e Pernambuco. A maior precipitação da região ocorre na época do verão pela atuação de sistemas frontais, convecção local e vórtices ciclônicos.

Afetada por grandes secas ou grandes cheias, a região nordeste brasileira (NEB) apresenta relatos de secas desde o século XVII, com a perspectiva estatística que, acontecem de 18 a 20 anos de seca a cada 100 anos (Marengo e Valverde, 2007). Kane (1989) indicou para o Nordeste que em 29 anos de El Niño, durante 137 anos no período 1849-1985, apenas 12 foram associados à secas na região, porém poucas conclusões podem ser tiradas a respeito disso, pois existem outros fatores, tais qual a zona de convergência intertropical

(ZCIT), que também são fortes influenciadores para o clima da região. No semiárido nordestino essa variabilidade climática, em particular as situações de seca, sempre é sinônima de preocupação para as populações rurais do interior da região e tem sido também, objeto de preocupação para a sociedade e organismos do governo ao longo dos anos, principalmente com os atuais eventos extremos observados.

Wagner (1996) estudou tendências decadais nos mecanismos que controlam o gradiente meridional de TSM na região do Atlântico Tropical e no Nordeste brasileiro. Posteriormente, Hastenrath (2001) identificou tendência de longo prazo na chuva do Nordeste e do setor do Atlântico Tropical adjacente, caracterizado por um deslocamento da ZCIT e banda de chuvas mais para o Sul da sua posição climatológica. Isto poderia explicar as tendências positivas de chuva no Nordeste, identificadas por Hastenrath e Greischar (1993) e Marengo et al. (1998), e que aparecem detalhadas desde os primeiros relatórios do IPCC. Wagner (1996) e Hastenrath (2001) detectaram um aquecimento sistemático do Atlântico Tropical Sul, observado principalmente nos meses de verão (fevereiro/março), enquanto que a TSM no Atlântico Norte aumenta no inverno (agosto/ setembro) e diminui no verão. Como consequência do incremento do gradiente meridional de TSM no verão, a ZCIT se desloca mais para o Sul e a chuva no norte do Nordeste tende a aumentar. As anomalias de chuva sazonal durante a estação chuvosa de fevereiro a maio, para o Nordeste nos anos de 1901-1998 (em relação a 1961-90), derivados dos dados da ClimateResearch Unit (CRU), foram demonstradas por Marengo e Valverde (2007) (figura1). Além da forte variabilidade interanual, observa-se também a variabilidade interdecadal detectada por Wagner (1996) e por Nobre e Shukla (1996).

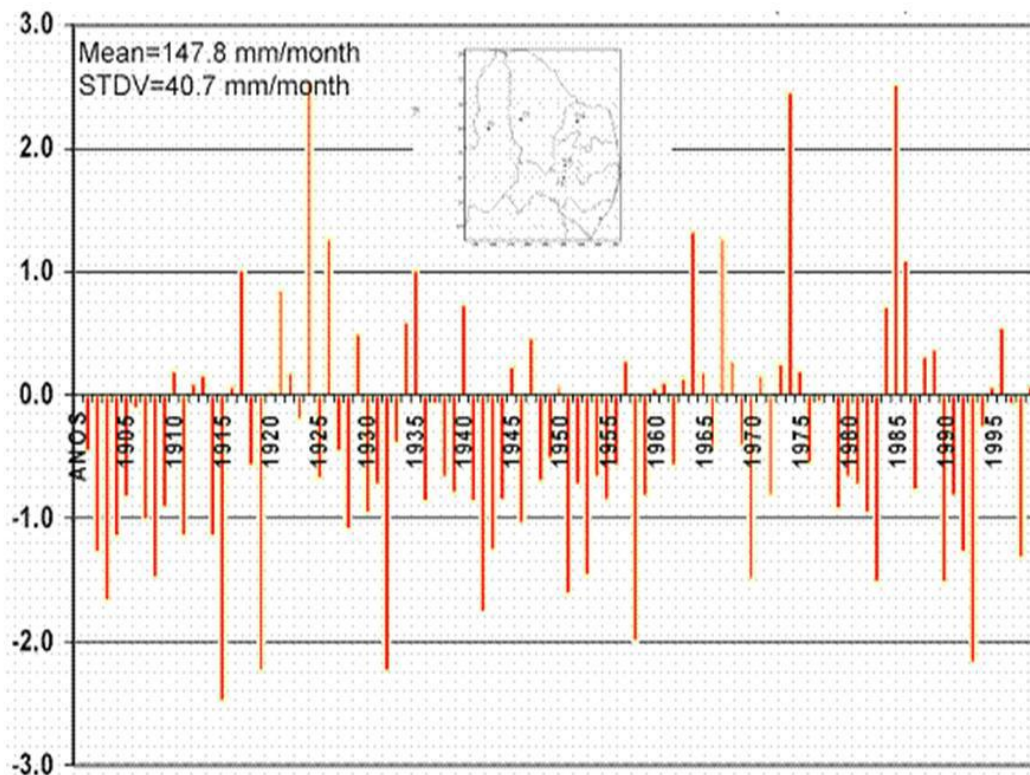


Figura 1 – Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de fevereiro a maio. As anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90. Fonte de dados CRU (ClimateResearch Unit) desde 1901 a 1998.

2.1.1.1 Variabilidade Sazonal de Precipitação

A Zona de Convergência Tropical (ZCIT) considerado o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como áreas continentais adjacentes exerce uma influência sobre as precipitações observadas em todo o continente da América do sul, como foi mostrado por Hastenrath e Heller (1977).

Para o nordeste a estação de chuva concentra-se entre dezembro e julho, quando a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N) para a posição mais ao Sul (em torno de 3°S), durante março - abril.

Essa migração sazonal da ZCIT, associada aos fatores que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste, tem papel importante na determinação da estação chuvosa do norte da região Nordeste. Cohen (1989) observou que o deslocamento latitudinal da ZCIT, é

acompanhada pelas Linhas de estabilidade (Lis) ao longo do ano. Na estação seca há um predomínio de altas pressões atmosféricas e quase uma total ausência de fenômenos atmosféricos causadores de precipitação, logo o nordeste brasileiro (NEB) possui dois períodos distintos bem definidos: o período de chuva e o período seco.

2.1.1.2 Variabilidade Interanual de Precipitação

Uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul é modulada pelo fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENSO) sobre o Pacífico equatorial e pelo gradiente meridional de anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM) sobre o Atlântico tropical. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os Oceanos Pacífico equatorial e Atlântico tropical afeta o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando a distribuição da precipitação sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. Apesar da variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico tropical ser significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico equatorial, essa variabilidade exerce profunda influência na variabilidade climática sobre algumas regiões do Brasil, como o Nordeste brasileiro (Namias, 1972b; Moura e Shuckla, 1981), por exemplo.

2.1.1.3 El Niño e La Niña – Oscilação Sul

A interação entre a superfície dos oceanos e a baixa atmosfera adjacente, é determinante no comportamento do clima e as alterações destes processos podem afetar o clima regional e global. El Niño (La Niña) é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado pelo aquecimento (esfriamento) anormal das águas superficiais no Pacífico Tropical Central. Em anos normais, observa-se a célula de Walker de circulação atmosférica caracterizada por movimentos

ascendentes no Pacífico Central/Ocidental e movimentos descendentes no oeste da América do sul, com ventos superficiais de leste para oeste, alísios, e de oeste para leste nos altos níveis da troposfera. Em anos característicos do El Niño há a bifurcação da célula de Walker e os ventos alísios tendem a enfraquecer podendo ter seu sentido invertido; enquanto que em anos característicos de La Niña verifica-se um alongamento da célula de Walker, com os ventos alísios tornando-se mais intensos.

De acordo com Haylock et al (2006), alterações nas condições do fenômeno do El Niño/Oscilação Sul entre 1960 e 2000, indicadas por condições mais negativas do Índice de Oscilação Sul (IOS), tiveram papel importante nas mudanças detectadas nas séries temporais de precipitação.

A Oscilação Sul foi observada primeiramente por Sir Gilbert Walker em 1924, que notou a alternância das condições de pressão atmosférica ao nível médio do mar entre as localidades de Darwin, Austrália (12°S e 130°E) e do Tahiti (17°S e 150°W).

O Índice da Oscilação Sul (IOS) é uma medida da diferença de pressão no nível médio do mar entre essas duas regiões. Valores negativos do IOS caracterizam eventos de El Niño, ao passo que valores positivos caracterizam episódios de La Niña.

Diversos trabalhos tais como Ropelewski e Halpert (1987 e 1989), Mello et al. (1999a e 1999b) Cunha et al. (1999 e 2001) e Minuzzi et al. (2007) procuraram relacionar o fenômeno ENSO à variabilidade temporal de elementos meteorológicos, utilizando o IOS como indicador da magnitude desse fenômeno.

2.1.1.4 Dipolo do Atlântico – Gradiente Meridional

O padrão do dipolo do Atlântico propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, as quais afetam fortemente a posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação sobre o

Atlântico equatorial, parte norte do nordeste até a parte central da Amazônia (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996; Marengo e Hastenrath, 1993). Em anos nos quais a TSM sobre o Atlântico tropical sul (entre a linha do Equador e 15°S) esta mais alta no período março – abril – maio e o Atlântico tropical norte (entre 12°N e 20°N) está menos aquecido do que a média, há formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido de norte para sul. Nessa situação, observa-se, simultaneamente, pressão no nível do mar (PNM) mais baixa do que a média sobre o Atlântico sul e mais alta do que a média sobre o Atlântico norte, os alísios de sudeste mais fracos do que a média e os alísios de nordeste mais intensos do que a média, o eixo de baixa pressão à superfície e confluência dos ventos alísios deslocados para o sul, relativamente ao seu posicionamento médio, e totais pluviométricos acima da média sobre o norte do Nordeste (Hastenrath e Heller, 1977).

2.1.2 Impactos do clima na hidrologia

Os riscos derivados das mudanças climáticas, sejam naturais ou de origem antropogênica, têm levantado grande preocupação nos círculos científicos e do governo, sendo o setor de recursos hídricos um dos mais impactados, afetando tanto a qualidade como a quantidade de água.

Análises de registros de chuva durante os últimos 50 anos mostram que eventos extremos de chuva são cada vez mais frequentes e intensos e que as projeções dos modelos globais e regionais para o futuro sugerem que esta tendência pode continuar e intensificar (Marengo, 2007). Assim, o Brasil também é vulnerável às mudanças climáticas que se projetam para o futuro, especialmente quanto aos extremos climáticos. O conhecimento sobre possíveis cenários climático-hidrológicos futuros e as suas incertezas pode ajudar a estimar demandas de água no futuro e, também, a definir políticas ambientais de uso e gerenciamento de água, sabendo-se que as reservas brasileiras de água doce não estão distribuídas de maneira uniforme pelo país, visto que 80% delas concentram-se na região Amazônica e tendo a região semiárida do Nordeste, mesmo incluindo grande parte da bacia do rio São Francisco, apenas 4% dos recursos hídricos do país, mas abrigando 35% da

população brasileira, em sua maioria famílias de baixa renda. As regiões úmidas do Sul e Sudeste atualmente passaram a enfrentar ameaça crescente de escassez de água, local ou generalizada, em decorrência do crescimento da demanda. Tanto por fatores econômicos, como pela urbanização acelerada, busca-se cada vez mais o aprimoramento da gestão da quantidade e da qualidade da água, como forma de evitar possíveis apagões ou algo do gênero.

O Quarto Relatório Científico do IPCC AR4 (Trenberth et al 2007, Meehl et al 2007) e o Relatório de Clima do INPE (Marengo et al. 2007, Ambrizzi et al. 2007) apresentam evidências de mudanças do clima, que podem afetar significativamente a disponibilidade hídrica em muitas regiões, com impactos grandes nos totais de chuva e nos extremos hidrometeorológicos até o final do Século XXI. O Brasil é vulnerável à variabilidade climática atual, como mostram as recentes chuvas intensas no verão de 2008/2009 nos estados do Sul e Sudeste do Brasil e a enchente histórica na Amazônia e no norte do Nordeste, que têm gerado perdas econômicas da ordem de centenas de milhões de reais, mais de 200 mortos e dezenas de milhares de desabrigados.

Atualmente, no Brasil, a região mais exposta aos riscos da variabilidade climática e a uma possível “aridização” e subsequente desertificação devido às mudanças climáticas é o Nordeste (Salazar et al. 2007). Mais de 70% das cidades do semiárido nordestino, com população acima de 5.000 habitantes, enfrentarão crise no abastecimento de água para o consumo humano até 2025, concluiu a ANA (Agência Nacional de Águas). Problemas de abastecimento deverão atingir cerca de 41 milhões de habitantes da região do semiárido e entorno, que estimaram o crescimento da população e a demanda por água em cerca de 1.300 municípios pertencentes a nove estados do Nordeste e ao norte de Minas Gerais (ANA 2005).

As chuvas intensas e as enchentes e avalanches subsequentes afetaram 1,5 milhões de pessoas, com 123 mortos e mais de 69.000 pessoas perderam suas moradias (INPE 2008).

A maioria das chuvas anômalas no sudeste da América do Sul, incluindo Santa Catarina, vem sendo associada à simultânea ocorrência de eventos intensos do fenômeno El Niño, como aquelas em 1911, 1957, 1983, 1987, 1998, entre muitas outras. Entretanto, chuvas intensas, ainda que em escala espacial menor, podem ocorrer independentes da influência de grande escala

do El Niño, como ocorreu em 1984 e em 2008. As enchentes de 1983, que causaram danos materiais na ordem de US\$ 1,1 bilhão em todo Estado de Santa Catarina, atingiram um pico no nível do rio Itajaí-açu de 15,34 m. Foram seguidas pelas inundações de 1984, com um pico de 15,46 m. Em 1987, o fenômeno El Niño provocou, em fevereiro, enchentes em 15 municípios catarinenses e em 1997 voltou a agir causando inundações de grandes proporções em Santa Catarina, nos meses de janeiro e outubro. Em janeiro daquele ano, 35 municípios foram afetados e em outubro as cheias inundaram 37 cidades.

Na perspectiva dos recursos hídricos, sendo a crise da água o resultado de um conjunto de problemas ambientais agravados por questões econômicas e de falta de desenvolvimento (Gleick 2000), é equivocado tratar a problemática dos recursos hídricos unicamente como uma questão de falta disponibilidade diante do aumento da demanda, mas, fundamentalmente, como uma questão relacionada à gestão do recurso (Marengo et al. 2008), existindo diversas causas explicativas para tais problemáticas (Tundisi 2008):

- Intensa urbanização, aumentando a demanda por água, ampliando a descarga de recursos hídricos contaminados e com grandes demandas de água para abastecimento e desenvolvimento econômico e social.
- Estresse e escassez de água em muitas regiões do planeta em razão das alterações na disponibilidade e aumento de demanda pelo recurso.
- Infraestrutura pobre e em estado crítico, em muitas áreas urbanas com até 30% de perdas na rede após o tratamento das águas.
- Problemas de estresse e escassez em razão de mudanças globais, com eventos hidrológicos extremos aumentando a vulnerabilidade da população humana e comprometendo a segurança alimentar (chuvas intensas e períodos intensos de seca).
- Problemas na governabilidade de recursos hídricos e na sustentabilidade ambiental, devido a falta de articulação e falta de ações consistentes
- O uso inadequado da terra em áreas suburbanas e rurais. As enchentes que afetaram Santa Catarina em 2008 adquiriram características dramáticas em termos de danos econômicos e perdas de vida humana em decorrência de escorregamentos de encostas, fator que pode ser observado, também na região rural do estado do Rio de Janeiro, cuja deflagração é fortemente

acelerada pela remoção da vegetação natural. O avanço da desertificação em muitas áreas do semiárido do país, acompanhado da degradação, são exemplos claros de como o manejo inadequado dos solos acentua os impactos associados à deficiência hídrica.

Sendo assim, o impacto das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos não pode ser tratado isoladamente dos usos atuais do recurso, mas, certamente, essas mudanças poderão exacerbar e acentuar todos os problemas antes assinalados.

A solução desses problemas requer uma abordagem institucional em escalas local, regional e global. Por isso, o maior desafio no tratamento da questão dos recursos hídricos relaciona-se, em um contexto de mudanças climáticas, com a necessidade de dispor um arcabouço institucional que permita a gestão integrada dos recursos hídricos. Os instrumentos introduzidos pela Lei de Águas de 1997 constituem um grande avanço na gestão integrada dos recursos hídricos.

Entretanto, muitos desses princípios ainda não foram devidamente incorporados no planejamento do uso dos recursos hídricos e muito das disposições da lei das Águas tiveram ainda pouco resultado prático (Marengo, 2007). Um exemplo típico é a implantação dos comitês de bacia em várias regiões hidrográficas do país, que ainda é incipiente. Ao mesmo tempo, é necessário analisar se o marco legal é adequado visto que a questão dos recursos hídricos, face às mudanças climáticas, deve ser tratada em uma escala global que vai além das fronteiras políticas. Até recentemente, um dos maiores problemas na questão de mudanças climáticas relacionava-se com a falta de avaliação dos impactos, possíveis ações para mitigação e adaptação a esses impactos. A ausência de uma ação coordenada em nível institucional determinou que a maior parte dos estudos tivesse um caráter setorial, sem a necessária abordagem sistêmica que o problema da água demanda.

Outra forte ferramenta de análises climática podem ser as projeções de vazões, pois as alterações nas vazões podem mudar a frequência de enchentes e isso pode produzir danos nos ecossistemas, afetar a produção de alimentos, transportes e geração de energia.

2.1.3 Variabilidade Climática

As variabilidades climáticas referem-se a um conjunto de alterações no estado do clima, podendo ser representada por processos que são responsáveis por mudanças climáticas que ocorrem por forças naturais, tais como, radiação solar, vulcanismos, etc.; e por forças antropogênicas, tais como, mudanças na composição atmosférica por interferências humanas. Ligado diretamente a mudanças climáticas se encontra a variabilidade climática que é fortemente associada a processos relacionados a aspectos físicos do globo com consideráveis diversidades na escala temporal, como por exemplo, nas análises atmosféricas, onde pode recorrer à análise instantânea, anual ou decadal. Já para processos oceânicos e de grandes lençóis de gelo, por exemplo, exige a utilização de escalas temporais mais longas, o que gera as chamadas variabilidades internas, sendo, adicionalmente, produzida por combinações de componentes físicas, tais como El nino-Oscilação Sul (ENSO), por exemplo.

A distinção entre variáveis naturais ou antropogênicas e variáveis relacionadas a aspectos físicos do globo são analisada por meio da compreensão física dos sistemas climático como um todo, levando em consideração componentes diversos, tais como: atmosfera, oceanos, litorais, criosfera, biosfera, aspectos hidrológicos, aspectos meteorológicos, etc. Este entendimento pode ser representado por modelos conceituais quantificados com modelos climáticos. Um arranjo de modelos climáticos pode ser utilizado para quantificar expectativas neste sentido, variando de simples modelos de balanço de energia até modelos de considerável complexidade (exemplo, modelos acoplados, oceano-atmosfera, que podem descrever aspectos atmosféricos, hidrológicos e oceânicos).

Variações em chuvas e vazões de rios no Nordeste apresentam uma variabilidade interanual e em escalas de tempo interdecadal significativa, que são mais importantes do que tendências de aumento ou redução (Marengo 2007). A variabilidade está associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade interanual

associada ao El Niño Oscilação Sul (ENOS), ou à variabilidade decadal do Pacífico (PDO - Pacific Decadal Oscillation), do Atlântico (NAO - North Atlantic Oscillation) e à variabilidade do Atlântico Tropical e do Atlântico Sul. No Nordeste foi observado um ligeiro aumento de chuvas no longo prazo, mas a tendência não é estatisticamente significativa (Lazaro, 2011).

Extremos no Norte da Região Nordeste, causando enormes prejuízos econômicos e fortes impactos sociais vem sendo evidenciados, como em todo país; as chuvas intensas que se abateram sobre partes de Santa Catarina, especialmente no Vale do rio Itajaí-açu no período de 22-25 de novembro 2008, por exemplo, foram causadas pelo estabelecimento de um bloqueio atmosférico no oceano Atlântico, afetando a faixa litorânea do Estado de Santa Catarina, sendo em várias cidades do litoral deste Estado registrados acumulados diários superiores aos 200 mm. Dados oficiais do EPAGRI/CIRAM mostraram que as chuvas de novembro foram recordes históricos nas cidades de Itajaí, Blumenau, Joinville, Indaiaí e Florianópolis. Os volumes de chuva mencionados equivalem de 50% a 70% do total esperado para todo o ano e precipitados em apenas um mês.

Atualmente, a análise da climatologia brasileira depende do entendimento das causas da variabilidade de precipitação e na previsão dessa variabilidade num horizonte sazonal e/ou anual. Conhecendo-se essa variabilidade, é possível avaliar a probabilidade da ocorrência de fenômenos como enchentes e secas, que afetam de maneira substancial a economia brasileira. Na maior parte da América do Sul (e do Brasil), a precipitação é mais abundante durante o verão. Sua variabilidade é muito grande, com desvio padrão interanual das médias mensais em estações individuais geralmente maiores que a metade da média mensal (BARROS et al., 2000). Tanto o excesso quanto a falta de chuva podem causar sérios problemas sócio-econômicos.

2.1.4 Impactos no clima

Danos causados pelas enchentes de 1983 e 1992 resultaram em perdas de mais de um bilhão de dólares, apenas na bacia do rio Paraná. Durante a enchente de 1983, mais de 100 mil pessoas tiveram que ser retiradas de suas

casas (BARROS et al., 2000). Secas na Argentina e no Brasil causam perdas no potencial hidrelétrico, bem como nas colheitas. No ano de 2001, o Brasil enfrentou a mais grave crise energética de sua história recente. Esta crise foi causada por um déficit de chuva que, combinado com mudanças no padrão da chuva durante o inverno, resultou em uma grande seca. Merece destaque, além de tudo, as enchentes quem tem se tornado evento certo e pontual, contrapondo-se com eventos de secas, também em regiões pontuais. Assim, anos com anomalias de precipitação extremas tem impactos negativos na economia e na sociedade, que podem ser reduzidos com melhores previsões (BARROS et. al., 2000). Como no Brasil quase 90 da eletricidade consumida é produzido pelas hidrelétricas (SIMÕES e BARROS, 2007), saber quanto e onde irá chover na próxima estação é muito útil para a otimização da operação do sistema hidrelétrico. Boa parte das plantas de geração de eletricidade do Brasil está interligada entre si, compondo o Sistema Interligado Nacional (SIN), responsável por 98 da energia consumida no país (BERBERY e MECHOSO, 2001). O SIN é formado pelas empresas das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e parte da região Norte. Apenas 3,4% da capacidade de produção de eletricidade do país encontram-se fora do SIN, em pequenos sistemas isolados localizados principalmente na região amazônica (ONS, 2005). Através desse sistema, torna-se possível a transferência de energia elétrica de áreas com menor consumo e maior produção para áreas nas quais o consumo supera a produção. Por exemplo: é possível diminuir a produção em uma região na qual está ocorrendo seca e suprir sua demanda através da energia produzida em uma região na qual os reservatórios apresentam-se com bons níveis. Assim, através de uma correta previsão climática e hidrológica, é possível aperfeiçoar a produção de energia, aproveitando as oscilações dos níveis de precipitação nas diferentes regiões do Brasil.

2.1.5 Mudanças climáticas

Os Relatórios do IPCC vêm demonstrando de forma conclusiva os perigos do aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera resultante da baixa capacidade dos países industrializados em reduzir suas emissões, bem como da resistência de alguns países em desenvolvimento em negociar a estabilização e até a diminuição de suas emissões. Segundo o relatório IPCC-AR4, se projeta diversas perspectivas de aumento, umas mais pessimistas, umas mais realistas e outras que procuram contrabalançar análises otimistas e análises pessimistas. Em média é constatado um aumento de temperatura global entre 2°C a 4,5°C a mais do que os níveis registrados antes da Era Pré-Industrial. A estimativa mais provável baseado nos relatórios do IPCC e nos modelos globais fala em um aumento médio de 3°C, assumindo que níveis de dióxido de carbono se estabilizem 45% acima da taxa atual. Essa estimativa é mais confiável do que a anterior, divulgada em 2001 (IPCC 2001). O terceiro relatório de avaliação do IPCC publicado em 2001 projetava um crescimento de 1,4°C a 5,8°C para 2100. Em relação às causas da mudança de clima, o IPCC AR4 afirma que é “muito provável” (até 90% de chance) que as atividades humanas, lideradas pela queima de combustível fóssil, estejam fazendo a atmosfera esquentar desde meados do século XX. O relatório de 2001 dizia que essa ligação era “provável” (66% de chances ou mais).

2.2 MODELAGENS HIDROLOGICA CHUVA-VAZÃO

2.2.1 Histórico sobre modelos hidrológicos

Em relação à modelagem hidrológica, propriamente dita, ela vem caminhando, segundo Todini (1996), desde o Método Racional – no qual se calcula a vazão por meio do produto do coeficiente de escoamento superficial, intensidade pluviométrica e área de drenagem – até os recentes modelos físicos distribuídos. De fato, os grandes avanços começaram a partir de 1930, quando agências governamentais de países desenvolvidos começaram a desenvolver seus próprios programas de pesquisas hidrológicas.

Os modelos desenvolvidos nessas pesquisas tratavam de descrever os processos de cada componente do ciclo hidrológico. Em 1932, Sherman desenvolveu o Hidrograma Unitário. Em 1933, Horton desenvolveu a teoria da infiltração. Em 1939, MacCarthy desenvolveu um modelo de escoamento em rios, baseando-se no modelo Muskingun.

Somente na década de 50, em função da disponibilidade do computador e do aprimoramento de técnicas numéricas e estatísticas, houve um desenvolvimento acelerado de modelos conceituais de transformação precipitação-vazão. Estes modelos representam os principais processos do ciclo hidrológico, utilizando funções empíricas e a equação da continuidade para cada componente do ciclo hidrológico. Vários modelos foram propostos a seguir, se diferenciando no maior ou menor detalhamento de partes do ciclo hidrológico ou nas propostas de novas equações empíricas. Os modelos conceituais têm sido muito utilizados na prática de engenharia para resolução de diversos problemas, como balanço hídrico, extensão de séries, vazão de projeto a partir da precipitação, previsão em tempo real e impacto de modificação do uso do solo. Geralmente, os resultados obtidos por eles atendem a grande parte dos problemas existentes. No entanto, a implementação e calibração de tais modelos podem tipicamente apresentar várias dificuldades, requerendo sofisticadas ferramentas matemáticas, significativo número de dados de calibração e certo grau de expertise e experiência no uso do modelo por parte do usuário.

Em paralelo com os modelos semi-conceituais, desenvolveram-se os modelos empíricos. Os primeiros modelos empíricos eram gráficos, como o método coaxial. O ajuste do hidrograma unitário por mínimos quadrados é um exemplo de metodologia ainda muito utilizada. Várias técnicas foram utilizadas para se determinar o hidrograma unitário por métodos empíricos: série de Fourier, transformadas de Laplace, polinômios de Laguerre, uso de séries temporais. Apesar do grande sucesso dos modelos empíricos na previsão em tempo real, o uso deste tipo de modelo apresenta algumas dificuldades como à determinação de seus parâmetros e as incertezas quanto a prognósticos fora da faixa de ajuste.

As décadas de 60 e 70 foram marcadas pela introdução de vários outros modelos que contribuíram com características singulares, dentre outros

se destacando o Stanford IV que introduziu a distribuição espacial da avaliação da infiltração, Dawdy e O'Donnell (1996), HEC-1 (HEC, 1968) e Ibbitt (1973) que introduziu a otimização dos parâmetros de um modelo hidrológico. Neste período foram apresentados vários outros modelos hidrológicos que, na realidade, eram combinações de outros algoritmos básicos, com relação aos modelos citados. No final da década de 70, surgiram duas propostas:

1ª – Como os modelos tinham muitos parâmetros, a primeira foi à utilização na modelagem hidrológica somente dos parâmetros dos processos mais importantes. Por meio dessa simplificação é possível obter resultados equivalentes aos dos modelos que representam quase todos os processos, devido à pequena sensibilidade dos demais parâmetros. Seguindo essa linha surgiram modelos com menor número de funções e parâmetros (IPH II e SMAP) e mais eficientes para a engenharia. Uma das aplicações que mais se beneficiou dessa simplificação foi a previsão em tempo real, que necessitava de parcimônia para melhorar a atualização dos parâmetros.

2ª – Com o aumento da preocupação ambiental e a avaliação do impacto da alteração do uso do solo, iniciou-se o desenvolvimento de modelos com maior base física, procurando definir relações que pudessem ser estabelecidas entre as características físicas do sistema e os parâmetros, reduzindo, assim, o empirismo na estimativa desses parâmetros. Nessa linha, destacam-se modelos, tal como, na área de agricultura, com o objetivo de avaliação do escoamento, sedimentos e componentes de qualidade da água. Em relação a modelos hidrológicos que retratavam apenas a transformação chuva-vazão com fundamentos hidrológicos físicos, destacam-se o Topmodel e o SHE. Três desses modelos (ANSWERS, Topmodel e SHE) são modelos que utilizam algum atributo espacial de discretização e introduzem expressões dinâmicas nos processos. Os modelos IPH II e o SMAP são ditos modelos conceituais e concentrados.

De forma geral, nas últimas décadas, os modelos hidrológicos se desenvolveram em dois sentidos: modelos para pequenas bacias, que buscam representar com maior precisão, e de forma distribuída, os processos hidrológicos; e modelos para grandes bacias, que tratam de forma empírica a distribuição dos parâmetros em áreas de grande magnitude. Esta visão está relacionada com a escala dos processos no sistema físico.

2.2.2 Calibração dos modelos hidrológicos

Os modelos de chuva-vazão possuem parâmetros que devem ser calibrados, utilizando dados hidrológicos, sendo a bacia hidrográfica considerada um sistema que será dotado de balanços, com variáveis de entrada e variáveis de saída. A modelagem utiliza-se de modelos que servem para estudar os complexos processos dos ciclos hidrológicos e tem como finalidade o entendimento do comportamento dos fenômenos das bacias, o dimensionamento e previsão de cenários hidrológicos de planejamento, a análise de consistências e preenchimento de falhas nos dados observados, a análise dos efeitos resultantes de modificação do uso do solo na bacia e a previsão de variáveis hidrológicas em tempo real.

Os modelos hidrológicos chuva-vazão possuem parâmetros que caracterizam o sistema (Tucci, 1998), sendo muitas vezes necessário um ajuste de parâmetros, pois são facilmente observadas representações abstratas da realidade, surgindo nessa forma uma etapa de grande importância em termos de consistência dos modelos, a calibração. A apresentação visual dos resultados obtidos durante o processo de calibração resulta de grande utilidade durante essa etapa da modelagem hidrológica. Possui importância para fins didáticos, permitindo aos pesquisadores compreenderem com maior facilidade os diversos conceitos envolvidos no processo de calibração de modelos chuva-vazão.

2.2.3 Incertezas na calibração dos modelos hidrológicos

Em termos de resultados é sempre bom observar que as técnicas de calibração e os modelos geralmente não alcançam uma perfeita concordância entre os valores calculados e os observados, devido a erros na estrutura do modelo, nos parâmetros obtidos por calibração, nos dados medidos e nas condições iniciais da simulação, sendo necessários, além disso, as considerações de processos naturais.

Os modelos hidrológicos quando utilizados para simular o comportamento hidrológico das bacias, enfrentam, pelo menos, quatro tipos de incertezas: 1) incertezas na medição das variáveis (dados); 2) incertezas na estimativa dos

parâmetros (resultados da calibração); 3) incertezas na estrutura do modelo; 4) incertezas nas condições iniciais da simulação.

A incerteza nos dados utilizados nos modelos hidrológicos tem sua origem na própria natureza aleatória dos fenômenos climáticos e aos erros de medição. Os erros de medição podem ser provocados por falta de precisão, erros humanos, etc. Erros ainda podem ser introduzidos ao modelo devidos à discretização espacial ou temporal considerada (por exemplo, os dados de precipitação são geralmente pontuais e são utilizados para estimar médias sobre uma superfície ao redor do posto pluviométrico).

A incerteza na estimativa dos parâmetros é consequência das outras incertezas e do próprio método utilizado na calibração. A incerteza nos dados influi na determinação dos valores calibrados dos parâmetros. Por exemplo, erros na medição da precipitação sobre a bacia acabam-se refletindo nos valores dos parâmetros calibrados. Numa aplicação do modelo chuva-vazão numa situação com dados de precipitação de baixa qualidade, os valores dos parâmetros obtidos por calibração compensam parcialmente a baixa qualidade dos dados. Embora seja possível alcançar bons resultados no período de calibração, o modelo calibrado desta forma será menos aplicável para extensão da série de vazão ou para o cálculo dos hidrogramas em locais sem dados de vazão medidos (Andréassian et al., 2001 apud Collischonn e Allasia, 2006). As incertezas na estrutura do modelo se devem às próprias simplificações admitidas em sua representação do sistema. Modelos mais complexos (maior número de parâmetros) podem conseguir melhores resultados em termos de uma função-objetivo qualquer, mas sempre é importante lembrar o princípio de parcimônia, porque a melhora nos resultados pode ser relativamente baixa em comparação do aumento de incerteza introduzida pelo maior número de parâmetros utilizados.

Por fim, o estado do sistema no instante inicial a partir do qual o modelo hidrológico inicia a simulação não é totalmente conhecido. Entretanto, essas incertezas nas condições iniciais podem ser minimizadas utilizando um período de aquecimento do modelo (os resultados desse período não influem nos valores das funções-objetivo) que permite reduzir os eventuais erros existentes nas condições iniciais (Wagner et al., 2004).

2.3 MODELOS DO IPCC-AR4

Atualmente projeções de mudanças nos regimes e distribuição de chuva derivadas dos modelos globais do IPCC-AR4 para climas mais quentes no futuro não são conclusivas e as incertezas ainda são grandes, pois dependem de estudos sobre os modelos e da sua relação entre as regiões consideradas para o estudo. No Nordeste, ainda que alguns modelos climáticos globais do IPCC-AR4 apresentem reduções drásticas de precipitações, outros apresentam aumentos significativos. Os resultados do IPCC-AR4 mostram aumento médio global das temperaturas entre 1,8°C e 4,0°C até 2100, podendo chegar a 4°C para um cenário pessimista A2 e chegar de 2 a 3°C no cenário otimista B2, assumindo que os níveis de dióxido de carbono se estabilizem em 45% acima da taxa atual.

Para outras regiões brasileiras esse aumento pode ser ainda maior (6,4°C) se a população e a economia continuarem crescendo rapidamente e se for mantido o consumo intenso dos combustíveis fósseis.

A média de todos os modelos é indicativa de uma maior probabilidade de redução de chuva em determinadas regiões (Meehl et al. 2007) do Nordeste do Brasil (NEB) durante os meses de verão (março, abril, maio).

Segundo os relatórios do IPCC para a América Latina (Magrin et al. 2007) e os relatórios do INPE (Marengo et al. 2007, Ambrizzi et al. 2007), o Semiárido tenderá a tornar-se mais árido. Aumentaram a frequência e a intensidade das secas e reduzirá a disponibilidade de recursos hídricos. Logo, levando-se em consideração a busca constante por aperfeiçoamentos referentes à validação de modelos que possam descrever comportamentos climáticos, principalmente para regiões atípicas, como o nordeste brasileiro (NEB) com predominância no semiárido, vem sendo desenvolvido levantamentos e validações dos modelos do IPCC.

Com a disponibilidade de em média 24 modelos climáticos do IPCC-AR4, vem se estudando a utilização de modelos hidrológicos que possam fornecer resultados aceitáveis e mais condizentes com a realidade de regiões como a do semiárido do nordeste brasileiro (NEB). Diversos desses modelos utilizam-se de parâmetros (evaporação potencial, saturação do solo, umidade do solo, etc.) e de escalas relacionadas a ambientes de consideráveis conhecimentos

climáticos. Sendo o semiárido um ambiente não tão comum, em termos de conhecimento climático, se torna necessária à implementação e a validação ou não de tais modelos climáticos para essa região. Em vista disso, também temos a validação dos modelos hidrológicos, que pode se tornar outra ferramenta de destaque em meio à disponibilidade desses dados do IPCC-AR4, podendo assim, se criar uma perspectiva de fusão de tecnologias, buscando-se também um aprimoramento dos parâmetros dos modelos hidrológicos.

2.3.1 Modelos do IPCC e cenários no território brasileiro

2.3.1.1 Século XX (Cenário – Climate of the 20th Century (20c3m))

Em conjunto com grandes centros operacionais do mundo o *Intergovernmental Panel on Climate Changes* (IPCC), criado pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM), que tem como finalidade a elaboração de relatórios de análises sobre mudanças climáticas, passadas, presentes e futuras, podendo inferir sobre decisões a serem tomadas, alertando e buscando estratégias para o futuro climático mundial, sugerindo imagens do futuro, ou futuros alternativos, que não são previsões nem predições, mas uma imagem alternativa sobre como o futuro pode se desdobrar (Nakicenovic et al., 2000, apud Alcamo, 2001). De acordo com Raskin et al. (2005), “cenários são histórias sobre como o futuro pode se desdobrar, e podem ser ditos em palavras e números. Cenários não são previsões, projeções, predições ou recomendações. Eles tratam sobre o vislumbre de caminhos futuros e a contabilização de incertezas críticas.” Os principais elementos de um típico cenário ambiental são a descrição passo a passo das mudanças, as forçantes, o ano-base, o horizonte temporal, os passos de tempo e o enredo (storyline) Alcamo (2001). Atualmente o Brasil através de diversos projetos sobre mudanças climáticas se junta a estas pesquisas, uma vez que, o clima do território brasileiro também vem sofrendo mudanças climáticas.

Em vista disso os cenários do IPCC descrevem, ou tentam descrever o que poderia acontecer em níveis de emissões, de consumo energético e etc., enfim, todos ou quase todos os possíveis forçantes climática.

2.4 EVAPORAÇÃO POTENCIAL

O processo onde a água passa do estado líquido para o de vapor, denomina-se evaporação e é totalmente submetido ao controle das leis físicas. (Reichardt, 1985).

O saldo de radiação na camada superficial do solo e a disponibilidade na mesma superfície são fatores que determinam a evaporação (Allen et al., 1998). A fração da evaporação é alta quando inicia o crescimento de uma determinada cultura, porém torna-se baixa no período de extensão, sombreando o terreno. A transpiração é o principal processo de gasto de água, à medida que acontece o desenvolvimento da cultura (Allen et al., 1998), todavia a evaporação da água do solo, durante todo o ciclo da cultura, está presente. Segundo Rosenberg et al. (1983), afirma que quando a superfície solar tiver coberta de vegetação por total, somente uma parte da água consegue encontrar a atmosfera pela evaporação direta do solo.

A evaporação da água no solo é a mesma evaporação da película de água que abrange os espaços que existe entre as partículas, portanto a evaporação em solos nus é ligada pelos mesmos elementos meteorológicos da evaporação na superfície livre de água. Na superfície livre, a água mostra um requisito indefinido de evaporação pela disponibilidade de água, porém no solo a água nem sempre está livre para ser evaporada, principalmente por causa da força de coesão entre as partículas (Berlato et al., 1981).

Exposição à radiação solar, umidade e deslocamento do ar, e variação de temperatura são elementos de clima essenciais para que ocorra o processo de evaporação (Penman, 1948; Monteith, 1973; Pereira et al., 1997).

Segundo Hillel (1980) e reconhecido por vários outros autores (Ritchie, 1974; Kanemasuet al., 1976; Hanks e Hill, 1980; Ritchie e Johnson, 1990),

existem três estágios de evaporação. Na primeira fase, o solo ainda está úmido, e a evaporação é totalmente dependente das condições externas. Essa fase é chamada estágio de evaporação potencial. A superfície do solo possui uma vasta disponibilidade de água e é exposta à radiação solar, umidade do ar, vento e temperatura. Quando a velocidade de evaporação decresce e quando se mantém certa resistência ao fluxo de água na superfície do solo, termina-se a fase inicial.

Na segunda fase do processo de evaporação as condições externas não são essenciais (Hillel, 1980). O que mais importa nessa fase, são as condições ambientais e intrínsecas do solo que governam o transporte de água dentro do perfil e, por consequência, a velocidade de evaporação. Essa fase é chamada estágio de evaporação real, quando já não existe disponibilidade de água suficiente no solo. Sempre a evaporação real é menor que a potencial, só não é menor quando a demanda evaporativa não for alta.

A terceira fase desse processo ocorre quando há uma movimentação lenta de água no solo e condutividade hidráulica baixa (Hillel, 1980). A evaporação independe das condições ambientais porque seu valor é baixo e menor que a evapotranspiração de referência. Assim a evaporação é dependente das propriedades físicas do solo.

Reichardt (1972) observou que a baixa velocidade de evapotranspiração esgota mais a água do solo, mesmo levando um tempo maior, verificou este conceito através do trabalho com colunas de solo tropical em situação controlada de laboratório. Fala que a primeira etapa da evaporação a umidade do solo é a mesma em todos os perfis de solo. A segunda fase, inicia-se quando a mudança de umidade na superfície é bem maior que em profundidade superior a 5mm, e observa-se o secamento superficial evaporante, quando a condutividade hidráulica iniciar a limitação do fluxo de água no solo. Cita também que anexados na superfície, fazem com que não ocorra a primeira fase da evaporação.

A evapotranspiração de água será mais prolongada e maior em culturas onde a parte aérea é grande e a incidência de radiação no solo é pequena, que

resulta num maior esgotamento de água (Wright, 1982; Allen et al., 1998; Barbieri, 2003).

2.4.1 Evapotranspiração

A mudança da água da fase líquida para a gasosa, acontece não só em massas contínuas, mas também em superfícies levemente molhadas, estas passagens chamamos de evaporação (TUCCI, 1993; PEREIRA et al. 1997). A transpiração refere-se à evaporação da água que é utilizada nos vários processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas, através dos seus estômatos (REICHARDT e TIMM, 2004). O acontecimento ao mesmo tempo desses dois fenômenos na natureza forma a evapotranspiração (ETP), normalmente definida como lâmina de água por unidade de tempo (mm/dia) (BURMAN et al., 1983).

Raudkivi (1979) afirma que a evapotranspiração encarrega-se de ter grande importância no ciclo hidrológico, onde se responsabiliza pelo regresso à atmosfera de mais ou menos 70% da precipitação na superfície terrestre durante o ano, desta forma simboliza uma parte relevante nos trabalhos de balanços hídricos e nos projetos de recursos hídricos. Conhecimentos a respeito deste fato podem ser usadas para resolver diversos problemas que abrangem o uso da água. São solicitados dados confiáveis de evapotranspiração, tanto para a construção de reservatórios ou a previsão de cheias, como para o programa de áreas agrícolas irrigadas (MORAES, 2007). Entretanto, é fundamental as informações dos diferentes conceitos de evapotranspiração, para analisar o balanço hídrico de uma determinada região.

Thornthwaite (1948) definiu como Evapotranspiração Potencial (ETp) o processo de perda máxima de água para a atmosfera, pelo fato de ocorrer ao mesmo tempo a evaporação e a transpiração, por meio de qualquer superfície da natureza sendo padrão, gramada, sem restrição hídrica, e em desenvolvimento ativo (PEREIRA et al., 1997; TOMASELLA e ROSSATO, 2005). Depois de um tempo, Penman (1956) adotou um novo conceito de evapotranspiração potencial como sendo a quantidade de água passada para a

atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo e de área, por uma cultura de porte baixo, verde, de altura uniforme e sem deficiência hídrica, que cobre completamente a superfície do solo (SEDIYAMA, 1996; REICHARDT e TIMM, 2004).

A Evapotranspiração Real (ET_r) equivale a quantidade de água realmente usada em uma longa superfície vegetada com gramado, tendo um ativo desenvolvimento, sem ou com restrição hídrica, que cubra completamente o solo, podendo a evapotranspiração real ser menor ou igual do que a potencial. Pode-se afirmar que a evapotranspiração real ocorre em uma superfície vegetada, que independe de sua área, das condições de umidade do solo, de seu porte, acontecendo em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno (PEREIRA et al., 1997; TOMASELLA e ROSSATO, 2005).

Evapotranspiração de Referência (ET_o) foi um termo inicial estabelecido por Jensen et al. (1971), que indica uma ampliação da definição original de Penman (1956). No entanto, só após a adoção do boletim FAO-24 constituído por Doorenbos e Pruitt (1977) é que se popularizou tal definição. Com isso, Doorenbos e Pruitt (1977) definiram que a evapotranspiração de referência como sendo a evapotranspiração de qualquer área que tivesse uma vegetação de porte baixo, em desenvolvimento ativo, mantida a uma altura uniforme de 0,08 a 0,15 m de altura e em ótimas condições locais. O conceito de evapotranspiração de referência proposto recentemente por Allen et al. (1998) no Boletim nº 56 da FAO, definia como sendo a evapotranspiração de uma cultura hipotética, albedo igual a 0,23, com altura fixa de 0,12m, e resistência da superfície ao transporte de vapor d'água igual a 70s m⁻¹. A cultura hipotética refere-se a uma superfície gramada, com altura uniforme, possui por volta de 3m² de índice de área foliar (IAF) por m² de terreno ocupado, e é comparada a uma superfície verde, com desenvolvimento ativo, e que cobre completamente a superfície do solo e não tenha nenhum tipo de limitação hídrica.

2.4.2 Fatores que influenciam na evapotranspiração

A radiação e a umidade do solo são indicadas como as principais fontes de energia essenciais para combater a demanda da evapotranspiração, principalmente pelo fato de que a evapotranspiração é um processo físico ligado diretamente à disponibilidade de energia na superfície (OMETTO, 1981). Camargo e Camargo (2000) disseram que a radiação é totalmente dependente da latitude, da topografia da região e da época do ano. Com base nesse conceito, nos trópicos a evapotranspiração e a energia solar, no período anual, são bem mais elevadas que em clima temperado, e mais elevadas no verão que no inverno (CAMARGO e CAMARGO, 2000). Outros fatores que estão relacionados com a evapotranspiração é a altitude, que ataca a temperatura do ar e do solo, e a pressão atmosférica. Sendo assim, as zonas ripárias, nascentes e pântanos, que são topograficamente setores mais baixos, e bem próximos à lençóis freáticos, apresentam maior disponibilidade de água para as plantas transpirem (BACELLAR, 2005).

Segundo Bacellar (2005), a vegetação tem um papel de grande importância no processo evaporativo, pois as árvores evapotranspiram mais que a vegetação de menor porte, como por exemplo, arbustos e culturas agrícolas, principalmente por mostrarem sistema radicular mais profundo. Por isso, o perfil do solo tem uma tendência a ser menos úmido sob florestas. Para uma determinada região, o poder refletor da superfície controla a disponibilidade de radiação, que é expressa pelo coeficiente de reflexão (albedo). Superfícies mais claras têm menos energia disponível, já que refletem mais que as superfícies mais escuras. Desta forma, podemos citar as florestas, que é um modelo de vegetação mais escura, como forma de refletir menos radiação solar que um gramado ou uma cultura agrícola. Por tal razão, uma floresta evapotranspira mais que uma vegetação rasteira, com as mesmas condições climáticas (PEREIRA et al., 1997)

2.4.3 Determinação da evapotranspiração

As dificuldades de quantificação com aparelhos usados em estações meteorológicas fazem com que as medidas de evapotranspiração sejam raras. Aconselha-se nesta ocorrência o uso de avaliações provenientes de exemplos físicos ou empíricos (TUCCI, 1993), com um grande destaque para o modelo de Thornthwaite, pela grande facilidade dos cálculos; e o modelo de Penman-Monteith, pela precisão dos resultados (PEREIRA et al., 1997). Berlato e Molion (1981) salientam que mesmo que métodos micrometeorológicos e teóricos sejam baseados em princípios físicos, eles indicam algumas restrições que podem reduzir sua utilização, por tanto, na hora de escolher uma técnica para determinar a evapotranspiração é necessário considerar a precisão e a praticidade.

Segundo Carvalho e Stipp (2004), o critério para adquirir um dos diversos meios de estimativa de evapotranspiração é baseado na correlação de uma série de fatores, dentre eles, a escala de tempo requisitada, a disponibilidade de dados meteorológicos, sem falar das condições climáticas para as quais o método foi desenvolvido. Sedyama (1996) afirma que o método ideal é aquele que deve reunir todos os fatores que influenciam na evapotranspiração, tais como a taxa de crescimento da cobertura da superfície pela planta, a morfologia da planta, as condições de solo, e as condições microclimáticas nos aspectos dos processos de transferência de energia e massa.

Devido a maneira de buscar meios de avaliar da melhor maneira possível e representar o que acontece na natureza, os modelos matemáticos são também colocados na comparação entre dados simulados e medidos. Por meio desses modelos, realiza-se o acompanhamento dos parâmetros naturais de forma simples e de custo reduzido, além da possível simulação de panoramas futuros, pois é fundamental quando se refere à gestão dos recursos hídricos (LIMA et al., 2001).

A evapotranspiração é determinada com base nos meios indiretos e diretamente, isso em análise quantitativa. Mendes (2006) cita que a instalação e o uso dos lisímetros é sempre complicada e produz muitas despesas, porém

é uma ferramenta teórica e exata para quantificar diretamente a evapotranspiração. Desta forma, os métodos diretos são somente usados para finalidades científicas (CARVALHO et al., 2006). Quanto aos modelos indiretos, Pereira et al. (1997) descreve vários métodos para a estimativa da evapotranspiração, tais como: Monteith (1965), Radiação Solar (Doorenbos e Pruitt, 1997), Penman-Monteith (Allen et al., 1998), dentre outros. Em função de mostrarem em algumas épocas do ano sub ou super estimativas, dependendo também do clima da região, as variadas equações necessitam de acertos às condições locais.

Levando em consideração que vários modelos de circulação global não fornecem todas as variáveis necessárias para estimativa da evapotranspiração de referência, Kay & Davies (2008) compararam o método baseado em somente temperaturas, em modelagem hidrológica, abrangendo mudanças climáticas na Grã-Bretanha e a evapotranspiração de referência estimada pelo método Penman-Monteith. Os resultados insinuaram que as incertezas dos impactos hidrológicos foram bem abaixo em função da forma de estimativa da evapotranspiração que da estrutura do modelo climático de circulação global ou regional. Foi descoberto que o método que tem fundamento somente em temperaturas de máximo e de mínimo, havendo uma atribuição ao fato de que provavelmente, a inclusão de outras variáveis proveniente de modelos climáticos exigidas para estimativa da evapotranspiração, tem interações muito complexas ainda pouco evidentes, quando estamos levando em consideração mudanças climáticas, ainda mais para regiões atípicas, como o semiárido nordestino.

O efeito do clima nas necessidades hídricas das plantas é dado pela evapotranspiração de referência (ET_o). A ET_o é a correção da diferença entre a evaporação de uma superfície líquida e a evapotranspiração da superfície de referência (cobertura de grama com alfafa ou qualquer vegetação de 0,12 m de altura uniforme, em crescimento ativo, cobrindo o solo por completo, cultivada sob condições abundantes de disponibilidade de água no solo). O efeito da cultura é definido pelo coeficiente de cultivo (K_{ct}), o qual é o coeficiente de correção entre a evapotranspiração da cultura e da superfície de referência (Allen et al., 1998).

Para uma gestão sustentável dos recursos hídricos em uma bacia hidrografia, assim como as culturas que são irrigadas, métodos de irrigação usados e épocas de plantio é preciso obter o conhecimento das necessidades hídricas das espécies irrigadas, estimadas pelo coeficiente de cultivo (K_c) e evapotranspiração de referência (ET_o) (Gondim et al., 2005).

3 METODOLOGIA

3.1 Descrição da estratégia metodológica

A estratégia metodológica segue os seguintes passos: definição da Bacia hidrográfica; obtenção dos dados para o modelo hidrológico; obtenção dos dados de modelos climáticos com correção da precipitação e estimação da evaporação potencial; calibração do modelo hidrológico e dos parâmetros através da maximização da correlação e da minimização do erro quadrático, entre os valores de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP e os valores observados de vazões; simulação das vazões do século XX e do século XXI e análise das tendências.

3.2 Região de estudo – dados da bacia do açude ORÓS

Localizado no município de Orós, estado do Ceará, a aproximadamente 450 km de Fortaleza a bacia hidrográfica do Óros é responsável por uma capacidade de armazenamento de 1,94 bilhões de metros cúbicos drenando uma área de 25.000 km².

3.2.1 Histórico geral da barragem do Óros

Construída pelo Departamento Nacional de Obras Contra as Secas - DNOCS, com a participação do consultor Eng^o Casemiro José Munarski e do Laboratório Hidrotécnico Saturnino de Brito S.A.A, a barragem Presidente Juscelino Kubitschek de Oliveira do Açude Orós tem como finalidades: perenização do rio Jaguaribe; irrigação do Médio e Baixo Jaguaribe; piscicultura; culturas agrícolas de áreas de montante; turismo e aproveitamento hidrelétrico.

Desde os tempos do Império (século XIX) e nas primeiras décadas da República, a barragem do Boqueirão do Orós era motivo de análise. Porém,

somente nos primeiros anos de pesquisa foi estudado e concluído o anteprojeto da barragem, destruído pelo fogo antes de sua execução, no incêndio de 10 de dezembro de 1912 no escritório da primeira seção da FIOCS, em Fortaleza. A seca de 1932 provocou novo aporte de recursos federais e a equipe técnica da IFOCS, sob orientação do Eng^o Luiz Vieira, elaborou novos projetos para a barragem. O bom desempenho na execução do projeto fez com que, tão logo o tempo permitisse se iniciasse a reconstrução, aproveitando, total e seguramente, o que restou do primeiro projeto da barragem, sendo inaugurado em 11 de janeiro de 1961 pelo então Presidente da República da República, Juscelino Kubitschek de Oliveira.

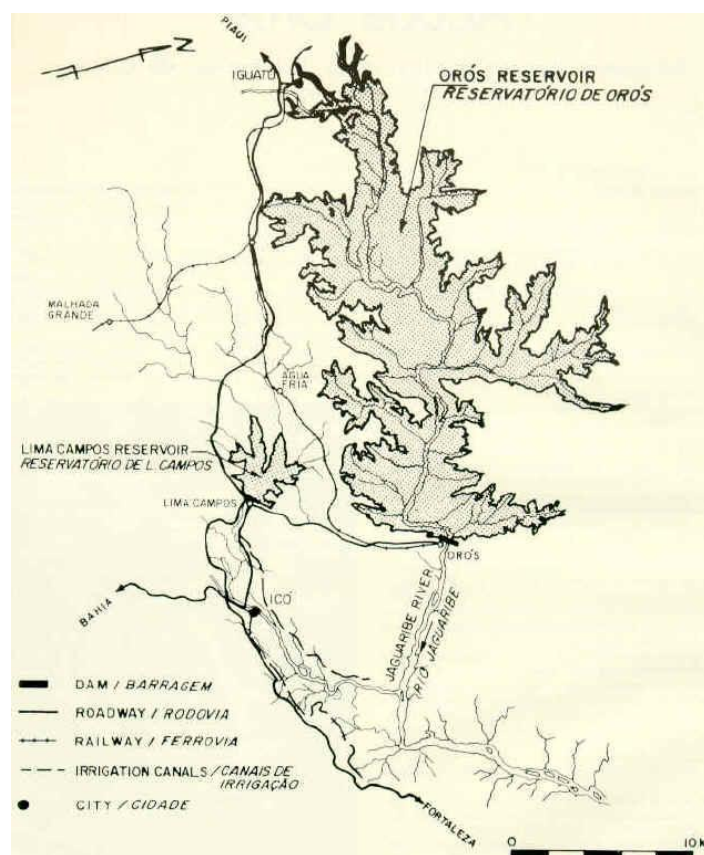


FIGURA 2 – Reservatório do Óros (FONTE : DNOCS).

3.3 AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS

No presente estudo utilizou-se das séries de precipitações fornecidas pelos modelos globais do IPCC, sendo, tanto para o período de 1901 a 1999 (por meio do cenário 20c3m) como para o período de 2010 a 2099 (cenário A1B), o conjunto de dados utilizados correspondentes a base de dados dos modelos globais do quarto relatório do *Intergovernmental Panel on Climate* (IPCC – AR4) no período de 1901 a 1999.

A correção de escala foi o ajuste de escala das séries de precipitação que foram utilizadas como variáveis de entrada no modelo hidrológico SMAP.

Outra variável de entrada no modelo hidrológico SMAP que merece destaque é a evaporação potencial, sendo fornecida de duas formas para o presente estudo: primeiramente, climatologia do INMET (SMAP-INMET) e em seguida uma série obtida por meio da utilização DE MODELOS DO IPCC-AR4 que apresentavam temperaturas máximas e mínimas (Cavalcante , 2011), descrevendo-se o método Penann-Mothieth modificado para a estimacão das evaporação (SMAP-PM). Tanto o ajuste de escala da precipitação, como a estimacão das evaporação foram realizadas por meio do programa computacional MATLAB.

3.3.1 Precipitação observada

A série de precipitação inicializada no modelo hidrológico SMAP e utilizada para execucao dos scripts do programa computacional MATLAB foi obtida por meio da precipitação mensal na bacia pelo método de Thiessen (Voronoi).

3.3.2 Precipitações dos modelos para o século XX e para o século XXI

Foram utilizados 24 modelos de circulação geral da atmosfera, sendo alguns acoplados e outros não acoplados com o oceano. Destes foram utilizadas 38 rodadas, ou seja, diversos modelos apresentam mais de uma rodada. Na tabela 1 podem-se observar as rodadas dos modelos do CMPI3 (IPCC-AR4) utilizados.

Tabela 1 – Modelos de circulação geral da atmosfera ou oceanos do IPCC

Designação do Modelo	Instituição ou Agência; País
BCC-CM1	Beijing Climate Center; China
BCCR-BCM2	Bjerknes Centre for Climate Research, Universidade de Bergen; Noruega
CCCMA-CGCM3 1-T47	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis; Canadá
CCCMA-CGCM3 1-T63	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis; Canadá
CNRM-CM3	Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo France; França
CONS-ECHO-G	Meteorological Institute of the University of Bonn (Alemanha), Institute of KMA (Correia do Sul), and Model, and Data Group
CSIRO-MK3	CSIRO; Austrália
CSIRO-MK3.5	CSIRO; Austrália
GFDL-CM2.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA; Estados Unidos
GFDL-CM2.1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA; Estados Unidos
INM-CM3.0	Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science; Rússia
INGV-SXG2005	National Institute of Geophysics and Volcanology; Itália
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL); França
LASG-FGOALS-G1.0	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9804, Beijing 100029; China
MPIM-ECHAM5	Max Planck Institute for Meteorology; Alemanha
MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency; Japão

NASA-GISS-AOM	Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos
NASA-GISS-EH	Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos
NASA-GISS-ER	Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos
NCAR-CCSM3	National Center for Atmospheric Research (NCAR); Estados Unidos
NCAR-PCM	National Center for Atmospheric Research (NCAR), NSF, DOE, NASA, e NOAA; Estados Unidos
NIES-MIROC3.2-HI	CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão
NIES-MIROC3.2-MED	CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão
UKMO-HADCM3	Hadley Centre for Climatic Prediction and Research, Met Office; Reino Unido
UKMO-HADGEM1	Hadley Centre for Climatic Prediction and Research, Met Office; Reino Unido

Os dados provenientes do IPCC são resultados de simulações de modelos globais de alguns centros de pesquisa que contribuíram para esse relatório (conforme Tabela 2), forçadas pelas concentrações observadas de gases de efeito estufa durante o século XX (simulações 20C3M). Para a seção destinada ao SMAP-PM foram usados apenas aqueles modelos que disponibilizaram temperatura máxima e mínima do ar, visto que o cálculo de evapotranspiração potencial sugerido neste trabalho só seria possível usando essa informação.

Tabela 2 – Relação dos Modelos Globais do CMIP3.

Designação do Modelo	Instituição ou Agência; País
BCCR-BCM2	<i>Bjerknes Centre for Climate Research, Universidade de Bergen; Noruega</i>
CCCMA-CGCM3 1-T63	<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis; Canadá</i>
CNRM-CM3	<i>Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo France; França</i>

CONS-ECHO-G	<i>Meteorological Institute of the University of Bonn (Alemanha), Institute of KMA (Correia do Sul), and Model, and Data Group</i>
LASG-FGOALS-G1.0	<i>LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9804, Beijing 100029; China</i>
MRI-CGCM2.3.2	<i>Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency; Japão</i>
NCAR-PCM	<i>National Center for Atmospheric Research (NCAR), NSF, DOE, NASA, e NOAA; Estados Unidos</i>
NIES-MIROC3.2-MED	<i>CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão</i>

3.3.3 Cenário para o século XX

Como forma de avaliação das tendências de mudanças no regime de vazões e sua influência nas mudanças climáticas e no impacto do balanço hídrico para a bacia do açude Óros, situada no estado do Ceará, no nordeste brasileiro (NEB) observações à cerca dos desempenhos dos modelos climáticos do IPCC em simular a precipitação presente e futura sobre o território brasileiro, se torna fundamental.

Nesse contexto, e tendo como base os modelos do IPCC e a capacidade destes modelos em simular o padrão de chuva presente e futuro, através dos vários cenários que os modelos proporcionam, foi utilizado para a avaliação das tendências de mudanças no regime de vazões e sua influência nas mudanças climáticas e no impacto do balanço hídrico o cenário conhecido por *Climate of the 20th Century (20c3m)* para a representação do século XX, pois foi observado (Valverde Marengo, 2007) que os modelos do experimento *Climate of the 20th Century* de forma geral conseguem reconstruir o ciclo anual da chuva.

3.3.4 Cenário para o século XXI

É necessário uma avaliação de projeções de clima futuro para o nordeste brasileiro (NEB), usando as saídas geradas pelos modelos IPCC-AR4, para diversos cenários. A ênfase, no presente trabalho, é nos modelos de IPCC-AR4 para projeções de vazão, com a utilização da variável de entrada de precipitação no modelo hidrológico SMAP, até o ano 2100 para o cenário A1B.

O cenário A1B (família A1) sugere um pico das emissões de gases estufa na metade do século XXI, seguido por uma tendência de redução na segunda metade do século XXI. Previamente, diversos documentos apresentam resultados de estudos observacionais de tendências climáticas nas diferentes regiões do Brasil, com a finalidade de detectar tendências observadas de clima e caracterizar o clima do século XX e sua variabilidade e tendências, antes de entrar na avaliação das projeções de clima para o século XXI.

3.3.5 Ajuste de escala das precipitações dos modelos

3.3.5.1 Distribuição Gama

Para a correção da precipitação foi utilizado um modelo probabilístico muito atraente para a representação de variáveis hidrológicas. A distribuição gama apresenta versatilidade de formas, coeficientes de assimetria variáveis e tem demonstrado grandes números de aplicações bem sucedidas em modelagens de vazões destacando-se não só para análises de vazão, mas também para análises de precipitação de duração diárias, semanais, mensais e anuais (Hann,1977). Para o presente trabalho a correção estatística é feita nas séries mensais das precipitações dos modelos do IPCC-AR4.

3.3.5.2 Correção estatística para precipitação

Para a correção gama foi utilizado um ajuste de viés seguindo os seguintes passos:

- 1º - Ajuste da distribuição gama para os dados observados;
- 2º - Ajuste da distribuição gama para os dados de precipitação dos modelos para o século XX para identificar o problema do ajuste no viés;
- 3º - Ajuste da distribuição gama para os dados de precipitação dos modelos do século XXI;
- 4º - Correção das precipitações do século XX e XXI;

A figura 3 descreve a relação entre a probabilidade acumulada e a precipitação, utilizando mapeamento probabilidade para correção do viés da precipitação mensal baseando-se em duas funções de distribuição cumulativa (CDF), sendo uma a função obtida por meio de dados calculados e a outra função obtida por meio de dados observados. Cada CDF encaixa-se com uma distribuição gama, salvando os parâmetros de forma e escala.

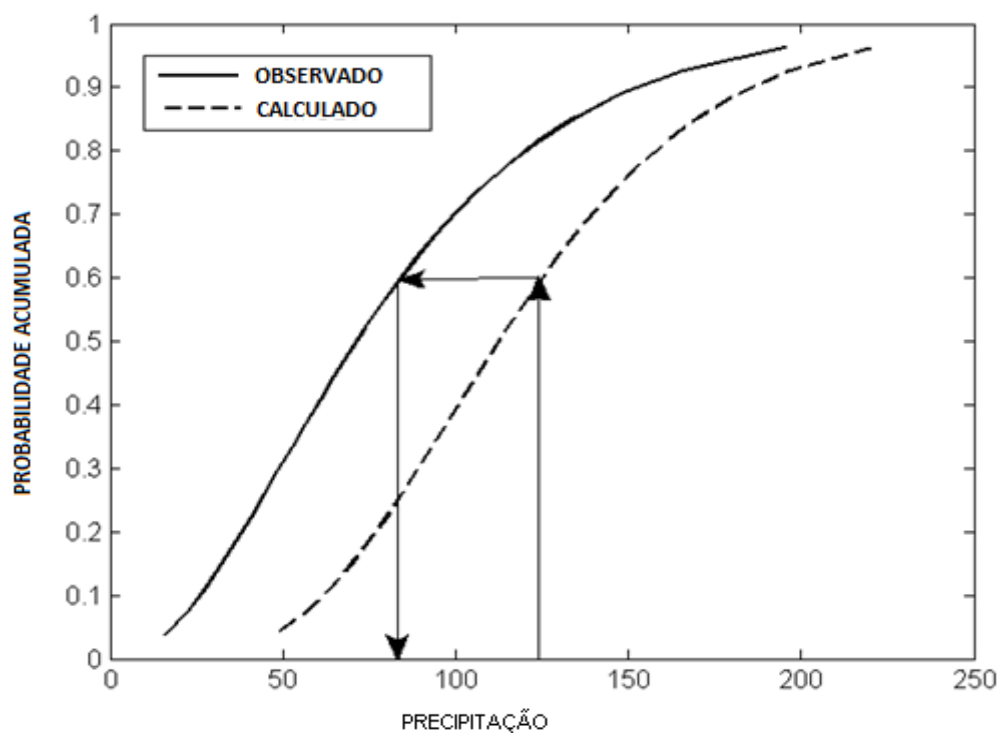


Figura 3 – Demonstração probabilidade de mapeamento para correção do viés.

Os dados utilizados neste trabalho referem-se às séries mensais de vazão, obtidos por meio do modelo hidrológico SMAP, para a bacia hidrológica Óros, no estado do Ceará, localizado numa Latitude de -6.24261 e numa Longitude de 38.903 com 6° 14' 33" Sul e 38° 54' 11" Oeste. Os dados observados que foram inicializados no SMAP para obtenção da série de vazão compreende um período de 98 anos (1912 a 2010). Os períodos com dados faltosos foram ignorados na análise.

De acordo com THOM (1966) o ajuste entre as series obtidas pode ser feito por:

$$P(Y \leq y) = P_s + P_c G(Y \leq y) \quad (1)$$

em que P_s é a probabilidade de ocorrência de valores nulos (zeros), e P_c seu complemento, ou seja, probabilidade de ocorrência de chuva. $G(Y \leq y)$ é a distribuição de probabilidade gama, que descreve a distribuição de frequência das quantidades de VAZÃO, que pode ser expressa, de acordo com THOM (1966), pela equação

$$G(Y \leq y) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} \int_0^y Y^{\alpha-1} e^{-\frac{Y}{\beta}} dY \quad (2)$$

$$\text{Para } 0 < Y < \infty; \alpha, \beta, \Gamma(\alpha) > 0 \quad (3)$$

Para estimativa dos parâmetros de forma (α) e de posição (β) foi utilizado o método das máximas verossimilhança, dados por:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (4)$$

$$\beta = \frac{\bar{X}}{\alpha} \quad (5)$$

Seja $A = \ln \bar{X} - Xg$, sendo $\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$ (média aritmética das observações) e $Xg = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln(X_i)$ (média geométrica das observações)

A função gama pode ser obtida segundo ABRAMOWITS & STEGUN (1972), citados por ASSIS (1993), por aproximação através da equação

$$\Gamma(\alpha) = \sqrt{\frac{2\pi}{\alpha}} e^{\alpha[\ln \alpha - f(\alpha)]} \quad (6)$$

$$f(\alpha) = 1 - \frac{1}{12\alpha^2} + \frac{1}{360\alpha^4} - \frac{1}{1260\alpha^6} \quad (7)$$

As estimativas das quantidades de chuva Y a um dado nível de probabilidade Pr foram obtidas pelo desenvolvimento em série da equação

$$G(t) = \frac{t^\alpha}{\alpha \Gamma(\alpha) e^t} F(\alpha, t) \quad (8)$$

$$\text{Onde } F(\alpha, t) = 1 + \frac{t}{\alpha+1} + \frac{t^2}{(\alpha+1)(\alpha+2)} + \frac{t^3}{(\alpha+1)(\alpha+2)(\alpha+3)} + \dots \quad (9)$$

A probabilidade de ocorrência de um valor de VAZÃO menor ou igual a Y é dado por $G(t)$. Para estimativa da VAZÃO Y a um determinado valor de probabilidade Pr determina-se o valor de t na eq. 09, que satisfaça $G(t) - Pr = 0$.

Utilizou-se para tanto o algoritmo de Newton-Raphson, na forma

$$t_{i+1} = t_i - \frac{\frac{t_i^\alpha}{\alpha \Gamma(\alpha) e^{t_i}} F(\alpha, t_i) - Pr}{\frac{t_i^{\alpha-1}}{\Gamma(\alpha) e^{t_i}}} \quad (10)$$

O valor inicial de t (0) para iniciar a interação depende de α e Pr , que está explicitado em ASSIS (1991).

3.3.6 Evaporação

A evaporação potencial será utilizada na inicialização do modelo hidrológico SMAP. Dois tipos de evaporações potenciais podem ser utilizadas na inicialização do modelo hidrológico. Primeiramente foi analisado séries de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com uma série climatológica de evaporação fornecida pelo INMET (SMAP-INMET). Posteriormente, através do método de Penann Motheith modificado, foi possível estimar uma série de evaporação potencial, tanto para o século XX como para o século XXI por meio do método de Penann Motheith modificado (SMAP-PM)

3.3.6.1 Modelo de Estimativa de Evapotranspiração Penman-Monteith

A metodologia utilizada consiste na estimação da evaporação potencial para modelos dotados de temperatura de máximo e de mínimo

Evaporação é o método em que, água líquida é transformada em vapor e retirada de uma superfície evaporante, semelhantes aos rios, lagos, vegetação e solos. A vaporização de água líquida detida nos tecidos vegetais e sua retirada para a atmosfera, é denominada transpiração. O acontecimento simultâneo do processo de evaporação e transpiração é denominado evapotranspiração (Allen et al., 1998).

O efeito da cultura é dado pelo coeficiente de cultivo (K_c) e o efeito do clima nas necessidades hídricas das culturas é dado pela evapotranspiração de referência (ET_o). A aquisição do método de Penman-Monteith ajustado foi recomendado pelo painel de experts da FAO e ficou conhecido como o método combinado FAO Penman-Monteith, é válido como padrão para cálculo das necessidades hídricas das culturas (Allen et al., 1998).

O modelo matemático de Penman-Monteith para estimativa das necessidades hídricas das plantas encontrado em Allen et al. (1998), sendo a equação da evapotranspiração de referência (ET_o) dado por:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (11)$$

Onde:

ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1});

R_n é a radiação líquida na superfície das culturas ($\text{MJ m}^2 \text{dia}^{-1}$);

G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^2 \text{dia}^{-1}$);

T é a média diária da temperatura do ar a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$);

u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1});

e_s é a pressão da saturação de vapor (kPa);

e_a é a pressão de vapor atual (kPa);

$(e_s - e_a)$ é o déficit de saturação de vapor (kPa);

Δ é a inclinação da curva da pressão de vapor versus temperatura ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);

γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

A velocidade do vento, a radiação líquida, a pressão de vapor real ou atual e a temperatura máxima e mínima formam um conjunto de dados básicos para estimativa da ET_o Penman-Monteith FAO (ET_o PM). Através deste conjunto de dados é possível estimar diversas variáveis. Conforme equações a seguir:

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} P_{atm} \quad (12)$$

Onde:

P_{atm} é a pressão atmosférica (kPa)

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (13)$$

onde:

z é a altitude da estação em relação ao nível do mar (m)

$$\Delta = \frac{4098 \left(0,6108 * \exp \frac{17,27 * T}{T+237,3} \right)}{(T+237,3)^2} \quad (14)$$

onde:

\exp é a base do logaritmo natural = 2,7183;

T é a média da temperatura do ar (°C);

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 * \exp \frac{17,27 * T}{T+237,3} \quad (15)$$

onde:

$e^{\circ}(T)$ é a pressão de saturação de vapor em determinada temperatura do ar T (kPa);

T é a temperatura do ar (°C);

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \quad (16)$$

$$Rn = Rns - Rnl \quad (17)$$

onde:

R_{ns} é a radiação de onda curta líquida que chega à superfície terrestre ($\text{MJ m}^2 \text{ dia}^{-1}$);

R_{nl} é a radiação de onda longa líquida que sai da superfície terrestre ($\text{MJ m}^2 \text{ dia}^{-1}$).

$$R_{ns} = 1 - \alpha(R_s) \quad (18)$$

onde:

α é o albedo ou coeficiente de reflexão da cobertura vegetal, o qual assume o valor de 0,23 para a grama de referência hipotética (adimensional);

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{max} K^4 + T_{min} K^4}{2} \right) (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (19)$$

onde:

σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^2 \text{ dia}^{-1}$);

$T_{máx}K$ é a temperatura máxima absoluta durante período de 24 h ($^{\circ}K$);

$T_{mín}K$ é a temperatura mínima absoluta durante período de 24 h ($^{\circ}K$);

R_s é a radiação solar medida ou calculada ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$);

R_{so} é a radiação de céu claro medida ou calculada ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

$$R_{so} = (0,75 + 2 * 10^{-5}z)R_a \quad (20)$$

z é a altitude da estação em relação ao nível do mar (m);

R_a é a radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

3.4 MODELO HIDROLOGICO SMAP

Para o presente estudo foi utilizado o modelo hidrológico SMAP (*Soil Moisture Account Procedure*), desenvolvido por Lopes, Braga e Conejo (1981). O SMAP é um modelo conceitual e concentrado de simulação hidrológica do tipo transformação chuva-vazão. A calibração utiliza precipitação, evaporação e vazão. A figura 6 representa a estrutura do modelo que é constituída de dois reservatórios, sendo um solo e outro subterrâneo. Os processos hidrológicos de evaporação, infiltração, percolação profunda e escoamento de base e escoamento superficial direto são simulados partindo-se da precipitação sobre a bacia. A bacia hidrográfica do açude Óros apresenta uma capacidade de armazenamento do solo (CAD) de 79,66, uma capacidade de saturação do solo (SAT) de 1389,2, um coeficiente relacionado à geração de escoamento (K_{es}) de 4,6.

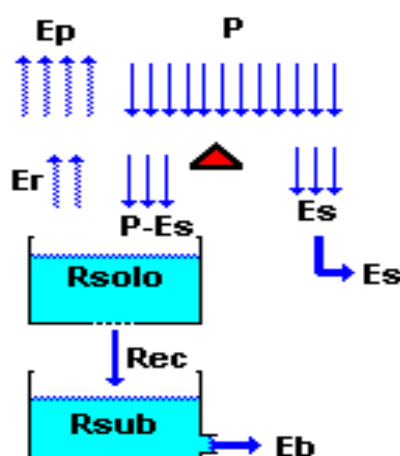


Figura 4 – Fluxograma de balanço hídrico para o modelo hidrológico *Soil Moisture Account Procedure*.

A seguir é descrito o equacionamento do modelo hidrológico SMAP mensal.

Inicialmente, para o determinado balanço hídrico, devemos realiza o cálculo do nível inicial do reservatório no solo ($RSOLO_{in}$):

$$RSOLO_{in} = TU_{in} \times SAT \quad (21)$$

Onde:

$RSOLO_{in}$ é o nível inicial do reservatório

TU_{in} é a taxa inicial de umidade do solo

SAT é a saturação

A equação 1 pode ser escrita na forma:

$$TU_{in} = \left(\frac{RSOLO_{in}}{SAT} \right) \quad (22)$$

Em seguida, foi escrito para o cálculo de D_{solo} , a equação:

$$D_{solo} = 0,5 \times (P - P \times TU_{in}^{PES} - EP \times TU_{in} - RSOLO_{in} \times CREC \times TU_{in}^4) \quad (23)$$

Onde:

P é a precipitação

TU_{in} é a taxa inicial de umidade do solo

PES é o coeficiente relacionado a geração de escoamento superficial

EP é a evaporação potencial

$RSOLO_{in}$ é o nível inicial do solo

$CREC$ é o coeficiente de recarga do reservatório

Com a obtenção do D_{solo} pode-se calcular a taxa de umidade (TU), por meio da equação:

$$TU = \left(\frac{RSOLO + D_{solo}}{SAT} \right) \quad (24)$$

Onde:

TU é a taxa variável de umidade do solo

RSOLO é o nível variável do reservatório

SAT é a saturação

Para cada valor de precipitação (P) é feito um balanço direto. Uma parte da precipitação é transformada em escoamento superficial (ES) calculado por:

$$ES = P \times TU^{PES} \quad (25)$$

Onde:

ES é o escoamento superficial direto

P é a precipitação

TU é a taxa variável de umidade do solo

PES é o coeficiente relacionado à geração de escoamento superficial

A umidade do reservatório é atualizada ao longo do tempo devido às perdas por evapotranspiração real (ER), calculada pelo produto da evaporação potencial pela taxa de umidade do solo, demonstrado na equação 6.

$$ER = EP \times TU \quad (26)$$

Onde:

ER é a evapotranspiração real

EP é a evaporação potencial

TU é a taxa variável de umidade do solo

Sendo essa taxa de umidade dada pela razão entre o nível do reservatório (RSOLO) e a saturação (SAT). O RSOLO é determinado pelo produto da taxa inicial da umidade do solo (SOLIN/TU_{in}), podendo ser calibrada, pela saturação. A saída deste reservatório é a recarga do aquífero (REC), que ocorrerá se RSOLO for maior que a retenção de água por capilaridade dada pelo produto da capacidade de campo (CAPC) pela

saturação (SAT), corrigida de um coeficiente de recarga (CREC) a ser calibrado, dado pela equação 27, podendo-se assim, realizar o cálculo do nível do reservatório, fornecido pela equação 28.

$$REC = RSOLOin \times CREC \times TU^4 \quad (27)$$

REC é recarga do aquífero

RSOLOin é o nível inicial do solo

CREC é o coeficiente de recarga do reservatório

TU é a taxa variável de umidade do solo

$$RSOLO = RSOLOin + P - ES - ER - REC \quad (28)$$

RSOLO é o nível variável do reservatório

RSOLOin é o nível inicial do solo

P é a precipitação

ES é o escoamento superficial

ER é a evapotranspiração real

REC é recarga do aquífero

Seguimos com o cálculo do escoamento de base (EB), dado por:

$$EB = Rsubin \times (1 - Kcorrigido) \quad (29)$$

Onde:

EB é o escoamento de base

Rsubin é o nível inicial de água no subsolo

Sendo o reservatório subterrâneo considerado linear, onde o nível de água existente (Rsub) é deplecionado à taxa constante K, pela razão entre a vazão de base inicial, com Rsubin e K calibrados por meio de recursos computacionais. A vazão total (em m³/s) é dada pelas equações seguintes, onde ES e EB são em mm, a área em km² e o TEMPO = 2630

$$K_{\text{corrigido}} = 0,5^{\left(\frac{1}{K}\right)} \quad (30)$$

Onde:

K é a taxa de depleção do nível de água no subsolo

$$R_{\text{sub}} = R_{\text{subin}} - EB + REC \quad (31)$$

Onde:

Rsub é o nível de água no subsolo

Rsubin é o nível inicial de água no subsolo

EB é o escoamento de base

REC é recarga do aquífero

$$Q = (ES + EB) * A / 2630 \quad (32)$$

Onde:

ES é o escoamento superficial

EB é o escoamento de base

A é a área do reservatório

Ao longo dos anos, vários especialistas na área de hidrologia têm utilizado modelo hidrológico SMAP a fim de obter estimativas para os parâmetros que o definem, tentando assim, obter dados de vazão cada vez menos propícios a erros. Em geral as estimativas dos parâmetros têm sido feitas a partir de diversos métodos de otimização e computacionais, sendo para o SMAP determinístico a calibração realizada de forma automática. Para o presente trabalho foi utilizado o recurso solver do Excel e por meio da minimização do erro quadrático e a maximização da correlação das vazões observadas e calculadas. Os parâmetros de capacidade de saturação do solo (SAT), de coeficiente de recarga (CREC) e de coeficiente relacionado a geração de escoamento superficial (PES) foram os calibrados.

Tabela 3 – Parâmetros da bacia hidrográfica do Óros

	Dados	Intervalo Aceitável
área	24639,00	-
sat	582,23	400<5000
pes	3,55	0,1<10
crec	0,00	0<70
k	0,90	1<6
tuin	50,00	-
ebin	2,00	-

Fonte: COGERH

3.4.1 Processo de calibração dos modelos Chuva-Vazão

Tendo em vista o modelo a ser trabalhado (SMAP), a otimização dos valores dos parâmetros do modelo que irá permitir obter valores simulados próximos aos valores observados, foi obtido por meio da ferramenta solver do Excel, na qual foi aplicado nos parâmetros obtidos por ALAN (2010) uma maximização da correlação entre as vazões observados e as vazões calculadas pelo modelos SMAP, e uma minimização do erro quadrático entre

as vazões observados e as vazões calculadas pelo modelo SMAP, utilizando para isso séries de precipitação obtidas de secretaria de recursos hídricos.

Sorooshian e Gupta (1995) mostraram que dois a três anos de dados diários são suficientes para a calibração de um modelo chuva-vazão com intervalo de simulação também diário. Entretanto, é importante destacar que a quantidade de dados parece depender da complexidade do modelo (em termos do número de parâmetros a ser estimados) e da qualidade e características dos dados (Wagener et al., 2004). Para o presente trabalho os dados observados datam de 1912 até 1996, como representações mensais.

3.5 ANÁLISE DAS VAZÕES NO SÉCULO XXI

A análise consiste na avaliação dos resultados das vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP forçado por diferentes modelos de mudança climática. Primeiramente foram analisados os resultados das vazões dotadas de correção estatística, e que foram obtidas pelo modelo hidrológico SMAP sendo inicializado com evaporação potencial fornecida pelo INMET (SMAP-INMET). Em seguida procedendo-se com uma avaliação das vazões obtidas por meio de precipitações corrigidas estatisticamente (correção gama), porém com a inicialização no SMAP se dando por meio de evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado (SMAP-PM). Para a análise interanual foi feito o teste de hipótese de Mann-Kendall Sen, para a análise do impacto na média a análise da curva da função acumulada de distribuição (CDF) foi usada. Para a análise sazonal, analisaram-se as precipitações isentas de correção, as evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado e as vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializadas com evaporações potenciais estimadas.

3.5.1 Análise sazonal das vazões

A sazonalidade da vazão é de grande relevância para a avaliação dos impactos do clima em recursos hídricos e agricultura na região de estudo, pois ambas as avaliações são condicionados pela distribuição temporal das chuvas e escoamentos. Uma sensível mudança nos padrões da sazonalidade impacta diretamente estas duas importantes áreas.

3.5.2 Análise interanual das vazões

Para a análise interanual do século XXI foi feito uma padronização (equação 35) das séries de vazões anuais dos cenários do século XXI, obtida por meio da utilização das séries de vazões no modelo hidrológico SMAP, sendo normalizadas com base nas características da série do cenário 20C3M de 1901 a 1999. O teste de tendência de Man-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975; Kendall & Gibbons, 1990) é um dos testes de hipóteses mais utilizados na avaliação de tendências de séries históricas naturais que se distanciam da distribuição normal. No teste de Mann-Kendall, também conhecido por Kendall's tau (Kahya & Kalayci, 2004), assume-se que os dados estão aleatoriamente distribuídos, caso das séries históricas naturais.

O teste de Mann-Kendall possui dois parâmetros importantes para a análise de tendência: o nível de significância α e a declividade β , para o nível de significância podem obter informações relativas à apresentação ou não de tendências e para a declividade podemos obter informações relativas a análises quantitativas das tendências geradas. O teste foi aplicado para uma variável padronizada como apresentado pela equação 33.

$$Pad = \left(\frac{V_{XXI}^j - MED_{XX}}{\sigma_{XX}} \right) \times 100 \quad (33)$$

Onde, Pad representa a padronização; V_{XXI}^j representa a vazão obtida pelo modelo hidrológico SMAP, para o século XXI, por meio do cenário A1B do

IPCC-AR4, com j representando a média anual; MED_{xx} representa a média das médias das vazões mensais; σ_{xx} representa o desvio padrão das médias das vazões anuais

3.5.3 Método de Mann Kendall Sen

Nos testes de tendência, segundo Xu et al. (2003), a hipótese nula H_0 ocorre na ausência de tendência na série histórica. Já a hipótese não nula (H_1) ocorre quando existe uma tendência na série.

Os testes estatísticos podem ser classificados em paramétricos e não paramétricos (Naghetini & Pinto, 2007). Os testes paramétricos se baseiam na hipótese de que os dados amostrais foram obtidos a partir de uma população cuja distribuição seja conhecida ou previamente especificada. Já os testes não-paramétricos não necessitam da especificação do modelo distributivo da população, sendo formulados com base nas características da amostra. Segundo Xu et al. (2003), os testes não-paramétricos são mais robustos.

Ainda segundo Xu et al (2003), a utilização de testes paramétricos e não-paramétricos dependem das características dos dados em que se está trabalhando.

3.5.4 Método da Regressão Linear

A regressão linear é obtida estimando-se os valores de β_0 e β_1 através de alguma técnica de ajustamento. Segundo Naghetini & Pinto (2007), o método dos mínimos quadrados é um dos procedimentos mais adequados para este ajuste.

O modelo de regressão linear é dado pela equação 34 (Helsel & Hirsch, 2002):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (34)$$

$i = 1, 2, 3, \dots, n$

Onde: y_i é a i -ésima observação da variável dependente;
 x_i é a i -ésima observação da variável independente;
 β_0 é a interceptador;
 β_1 é a inclinação;
 ε_i é o erro aleatório ou residual para a i -ésima observação;
 n é o tamanho da amostra.

O erro ε_i depende da variabilidade natural do sistema, possui média igual a zero e variância (σ^2) constante, portanto, ε_i é independente de x_i .

Se uma tendência linear está presente em uma série, a declividade (mudança por unidade de tempo) pode ser estimada usando o método não-paramétrico desenvolvido por Sen (1968) (Kahya & Kalayci, 2004).

No método de Mann Kenadll Sen são computados a declividade de N pares de dados através da equação 35:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad (35)$$

Para $i = 1, 2, \dots, N$.

Onde x_j e x_k são os valores de x nos períodos j e k respectivamente, com $j > k$. A mediana dos N valores de Q_i será a declividade de Sen. Se houver apenas uma referência em cada período de tempo, então:

$$N = \frac{n(n - 1)}{2} \quad (36)$$

Onde n é o tamanho da série. Se N for ímpar, a declividade de Sen será:

$$Q_{\text{mediana}} = Q_{(N+1)/2} \quad (37)$$

Se N for par, a declividade de Sen será:

$$Q_{\text{mediana}} = \frac{[Q_{(N)/2} + Q_{(N+2)/2}]}{2} \quad (38)$$

O valor de Q_{mediana} é então testado através de um teste bicaudal com grau de confiança de $100(1 - \alpha) \%$ e a declividade estimada é obtida através de um teste não paramétrico (Kahya & Kalayci, 2004).

O teste estatístico de Mann-Kendall é dado pela equação 39 (Burnet al, 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(X_j - X_i) \quad (39)$$

Onde X_i e X_j são valores sequenciais, n é o tamanho da série e

$$\text{Sgn}(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (40)$$

O teste de Mann-Kendall possui dois parâmetros importantes para a análise de tendência: o nível de significância α e a declividade β (Burnet al, 2002).

A declividade β é determinada por (Hirstet al, 1982):

$$\beta = \text{Mediana} \left[\frac{(X_j - X_i)}{(j - i)} \right] \quad (41)$$

para todo $i < j$

3.5.5 Variação percentual da média

Por fim, observou-se, por meio da equação 42, a variação percentual da média, sendo para tal análise observado o comportamento das médias anuais das vazões geradas, analisando, com isso, em cada modelo, se ocorreu aumento ou diminuição da vazão.

$$VPM = \left(\frac{MED_{XXI} - MED_{XX}}{MED_{XX}} \right) \times 100 \quad (42)$$

Onde, VPM representa a variação percentual da média; MED_{XX} representa a média das médias mensais de vazão para o século XX por meio do cenário 20c3m do IPCC-AR4; MED_{XXI} representa a média das médias mensais de vazão para o século XXI por meio do cenário A1B do IPCC-AR4.

3.5.6 Curva da função de distribuição acumulada (CDF)

A função de distribuição acumulada nos possibilita descrever como as probabilidades são associadas aos valores ou aos intervalos de valores de uma variável aleatória. O conhecimento da função de distribuição acumulada é suficiente para o entendimento do comportamento de uma variável aleatória. Mesmo que a variável assuma valores apenas num subconjunto dos reais, a função de distribuição é definida em toda a reta. Ela é chamada de função de distribuição acumulada, pois acumula as probabilidades dos valores inferiores ou iguais a x .

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na tabela 4 Silveira et al (2012) representou os melhores e piores modelos na representação dos padrões de variação da precipitação no século XX para o Nordeste Brasileiro.

Para a avaliação geral dos modelos do IPCC-AR4 foi proposto o seguinte modelo hierárquico: onde I_j é o índice estatístico, γ_j é o peso atribuído a cada índice e n é o número de critérios a ser analisados.

Para nosso estudo temos dois critérios, que são: a avaliação sazonal (AVALS) e a avaliação plurianual (AVALP), com seus respectivos pesos γ_s e γ_p . Assim, de (43) obtemos

$$AVAL_G = \sum_{j=1}^n \gamma_j I_j, \quad \sum_{j=1}^n \gamma_j = 1 \quad (43)$$

$$AVAL_G = \gamma_s AVAL_s + \gamma_p AVAL_p, \quad \gamma_s + \gamma_p = 1. \quad (44)$$

As variáveis γ_s e γ_p assumem valores entre 0 e 1, conforme equação (44). Para $\gamma_s = \gamma_p$, AVALs e AVALp exercem o mesmo efeito sobre o valor de AVALG.

Como as precipitações do IPCC-AR4 representam uma das variáveis de entrada para a geração dos vazões por meio do modelo hidrológico SMAP, tal informação foi considerada de suma importância no presente estudo dos modelos do IPCC-AR4.

Segundo Silveira et al (2012) a análise sazonal dos modelos do IPCC demonstrou que a maioria dos modelos globais do IPCC-AR4 apresentaram correlações elevadas em relação à climatologia observada no período de 1901 a 1999 para as regiões avaliadas, mostrando que os modelos são capazes de capturar os padrões de variações sazonais. Também foi observado que os melhores modelos no Nordeste do Brasil segundo a representação sazonal são as rodadas do MRI.CGM2.3.2 ;O modelo NCAR-PCM1 não representa adequadamente a climatologia média e os modelos MPI-ECHAM5, MIUB-ECHO-G e GISS-AOM apresentaram correlações ligeiramente inferiores aos

demais, dessa forma mostram-se inferiores aos outros modelos IPCC na representação da climatologia média sobre a região;

Quanto às avaliações interanual dos modelos IPCC-AR4 Silveira et al (2012) observou que a maioria dos modelos capta os padrões de variação interanual, com algumas rodadas dos modelos globais do IPCC apresentam valores bastante elevados de correlação em relação à precipitação observada durante o século XX. De forma geral Silveira et al (2012) demonstrou que a avaliação geral apontou como melhor modelo para o Nordeste brasileiro o CSIRO.MK3.0.run2 seguido pelos modelos GISS.MODEL.E.R.RUN8 e UKMO.HADCM3.RUN1.

Tabela 4- Modelos do IPCC-AR4 em ordem de classificação de correlação (Silveira et al) para o Nordeste Brasileiro.

Global Models	CLAS	Global Models	CLAS
csiro.mk3.0.run2	1	csiro.mk3.5.run3	38
giss.model.e.r.run8	2	csiro.mk3.0.run3	39
ukmo.hadcm3.run1	3	gfdl.cm2.1.run1	40
mri.cgcm2.3.2a.run1	4	giss.model.e.r.run9	41
csiro.mk3.0.run1	5	gfdl.cm2.0.run1	42
giss.model.e.r.run2	6	ipsl.cm4.run1	43
mri.cgcm2.3.2a.run3	7	mri.cgcm2.3.2a.run4	44
cnrm.cm3.run1	8	ncar.cesm3.0.run7	45
giss.model.e.r.run6	9	iap.fgoals1.0.g.run2	46
cccma.cgcm3.1.run3	10	cccma.cgcm3.1.run5	47
miroc3.2.medres.run1	11	gfdl.cm2.0.run3	48
giss.model.e.r.run5	12	cccma.cgcm3.1.run4	49
miroc3.2.medres.run2	13	iap.fgoals1.0.g.run3	50
giss.model.e.r.run3	14	miub.echo.g.run4	51
cccma.cgcm3.1.run1	15	ncar.cesm3.0.run2	52
giss.model.e.h.run3	16	gfdl.cm2.0.run2	53
bccr.bcm2.0.run1	17	inmcm3.0.run1	54
mpi.echam5.run4	18	ncar.cesm3.0.run4	55

giss.model.e.r.run1	19	ncar.cesm3.0.run3	56
giss.aom.run1	20	mpi.echam5.run2	57
ncar.cesm3.0.run5	21	mpi.echam5.run1	58
giss.model.e.h.run2	22	ukmo.hadcm3.run2	59
giss.model.e.r.run4	23	miroc3.2.hires.run1	60
miroc3.2.medres.run3	24	miub.echo.g.run3	61
giss.model.e.h.run1	25	ncar.cesm3.0.run1	62
giss.model.e.r.run7	26	ukmo.hadgem1.run1	63
mri.cgcm2.3.2a.run2	27	ncar.cesm3.0.run6	64
gfdl.cm2.1.run2	28	ncar.pcm1.run2	65
cccma.cgcm3.1.t63.run1	29	miub.echo.g.run5	66
giss.model.e.h.run4	30	csiro.mk3.5.run1	67
csiro.mk3.5.run2	31	iap.fgoals1.0.g.run1	68
ncar.pcm1.run4	32	miub.echo.g.run2	69
ingv.echam4.run1	33	ncar.pcm1.run1	70
miub.echo.g.run1	34	mpi.echam5.run3	71
cccma.cgcm3.1.run2	35	ncar.cesm3.0.run9	72
giss.model.e.h.run5	36	ncar.pcm1.run3	73
giss.aom.run2	37		

4.1 ANÁLISE INTERANUAL

A análise interanual é seccionada em três partes, relacionando vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP, inicializado tanto com evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado, como por evaporações fornecidas pelo INMET. A primeira seção faz uma análise do teste de hipótese de Mann-Kendall Sen, por meio da indicação, ou não, da tendência e análise da inclinação obtida. A segunda seção analisa o impacto na média, no desvio padrão e no coeficiente de variação (CV). Para a terceira seção foi utilizado a função de probabilidade acumulada (curva CDF), como forma de

avaliar o comportamento dos modelos do IPCC-AR4 no século XX em relação ao século XXI.

4.1.1 Método de Mann-Kendall Sen

Na tabela 5 é mostrada a tendência da precipitação anual dos modelos do IPCC-AR4, da evaporação a partir do método de Penann-Motheith modificado e da vazão usando o modelo hidrológico SMAP segundo o teste de Man-Kendall Sen, para o cenário A1B.

Para vazões os modelos GISS_AOM_RUN1 e GISS_AOM_RUN2 apresentaram tendência positiva, os modelos CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 apresentaram tendência negativa e os demais modelos não apresentaram tendência.

Apesar da maioria dos modelos indicarem tendência negativa para as vazões do século XXI, o impacto sinalizado por estes é de no máximo 62,1% até 2100. Enquanto os membros que indicam aumento de vazões sinalizam valores superiores a 100% até 2100. Isto indica uma grande margem de incerteza entre os modelos, porém dá indícios que as vazões do século XXI não devem diminuir significativamente. Para as tendências de precipitação os modelos BCCR_BCM2_0_RUN1, GISS_AOM_RUN1 e GISS_AOM_RUN2 apresentam tendências positivas e o modelo CSIRO_MK3_0_RUN1 apresenta tendência negativa. Para a evaporação todas as tendências são de aumentos.

Tabela 5-Tendência da vazão obtida pelo modelo hidrológico SMAP, precipitação fornecidas pelo IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente e evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado para o açude Óros no século XXI segundo o Teste de Mann-Kendall Sen.

MODELOS IPCC	Vazão (%)			Precipitação (%)			Evaporação (%)			CLAS
	2010	2030	2100	2010	2030	2100	2010	2030	2100	
bccr_bcm2_0_run1	-	-	-	1.4	2.8	6.3	1.0	2.1	4.6	17
csiro_mk3_0_run1	-13.8	-27.6	-62.1	-3.0	-6.1	-13.7	2.2	4.5	10.1	5
giss_aom_run1	15.9	31.8	71.5	4.6	9.2	20.7	1.2	2.3	5.2	20
giss_aom_run2	26.6	53.2	119.8	3.0	6.0	13.5	1.7	3.4	7.6	37
miroc3_2_hires_run1	-	-	-	-	-	-	3.5	7.1	15.9	60

miroc3_2_medres_run1	-2.6	-5.3	-11.8	-	-	-	3.2	6.3	14.2	11
miroc3_2_medres_run2	-3.0	-6.0	-13.4	-	-	-	3.6	7.3	16.4	13
miroc3_2_medres_run3	-4.7	-9.3	-20.9	-	-	-	4.1	8.2	18.4	24

- Ausência de tendência.

Na tabela 6 é mostrado o Teste de Mann-Kendall Sen para vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP (usando as evaporações fornecidas pelo INMET e precipitações fornecidas pelo CMPI3-AR4 corrigidas estatisticamente para o açude Óros no século XXI. Em termos de aumentos podemos destacar os modelos GISS_MODEL_E_R_RUN4, IPSL_CM4_RUN1 e UKMO_HADGEM1_RUN1. Já em termos de diminuição, merece destaque os modelos IAP_FGOALS1_0_G_RUN1 e UKMO_HADCM3_RUN1.

Na tabela 6 também é mostrado o teste de hipótese para as precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente, nota-se que não há aumentos superiores a 132%. Para o teste de hipóteses de Mann-Kendall Sen aplicado nas precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente, em termos de aumento, destaca-se os modelos GISS_AOM_RUN2, GISS_MODEL_E_R_RUN2 e MIROC3_2_HIRES_RUN1, com tendências maiores do que 100%. Dos modelos analisados alguns não apresentaram tendências, nem para o teste nas vazões, nem para o teste nas precipitações, tais quais: CCCMA_CGCM3_1_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN2, CCCMA_CGCM3_1_RUN5, CCCMA_CGCM3_1_T63_RUN1, GFDL_CM2_1_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2, MIROC3_2_MEDRES_RUN3, MIUB_ECHO_G_RUN1, MIUB_ECHO_G_RUN2, MRI_CGCM2_3_2A_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN2, MRI_CGCM2_3_2A_RUN3, MRI_CGCM2_3_2A_RUN4, NCAR_PCM1_RUN2, NCAR_PCM1_RUN3 e NCAR_PCM1_RUN4

Tabela 6 – Tendência das vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP e precipitação fornecidas pelo IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente, com utilização de evaporações fornecidas pelo INMET (climatologia de 1961 a 1999) para o açude Óros no século XXI segundo o Teste de Mann-Kendall Sen.

MODELOS IPCC	Vazão (%)			Precipitação (%)			CLASS
	2030	2050	2100	2030	2050	2100	
bccr_bcm2_0_run1	0	0	0	1.4	2.8	6.3	17

cccma_cgcm3_1_run1	-	-	-	-	-	-	15
cccma_cgcm3_1_run2	-	-	-	-	-	-	35
cccma_cgcm3_1_run3	-	-	-	-3.2	-6.3	-14.2	10
cccma_cgcm3_1_run4	-8.2	-16.5	-37	-	-	-	49
cccma_cgcm3_1_run5	-	-	-	-	-	-	47
cccma_cgcm3_1_t63_run1	-	-	-	-	-	-	29
cnrm_cm3_run1	-	-	-	1.5	3	6.7	8
csiro_mk3_0_run1	-	-	-	-3	-6.1	-13.7	5
gfdl_cm2_0_run1	-13.1	-26.2	-58.9	-	-	-	42
gfdl_cm2_1_run1	-	-	-	-	-	-	40
giss_aom_run1	-5.9	-11.9	-26.7	4.6	9.2	20.7	20
giss_aom_run2	25	50	112.6	3	6	13.5	37
giss_model_e_h_run1	16	32	72.1	-	-	-	25
giss_model_e_h_run2	20.6	41.3	92.9	-	-	-	22
giss_model_e_h_run3	14.6	29.2	65.7	2.7	5.4	12.3	16
giss_model_e_r_run2	24.9	49.8	112	2.6	5.2	11.7	6
giss_model_e_r_run4	12.1	24.2	54.4	5	9.9	22.3	23
iap_fgoals1_0_g_run1	14.3	28.7	64.5	-4.7	-9.4	-21.2	68
ingv_echam4_run1	-6.4	-12.9	-29	-	-	-	33
ipsl_cm4_run1	-	-	-	6.2	12.3	27.8	43
miroc3_2_hires_run1	29	57.9	130.4	-	-	-	60
miroc3_2_medres_run1	-	-	-	-	-	-	11
miroc3_2_medres_run2	-	-	-	-	-	-	13
miroc3_2_medres_run3	-	-	-	-	-	-	24
miub_echo_g_run1	-	-	-	-	-	-	34
miub_echo_g_run2	-	-	-	-	-	-	69
miub_echo_g_run3	9.8	19.7	44.2	-	-	-	61
mpi_echam5_run4	7.9	15.9	35.8	-	-	-	18
mri_cgcm2_3_2a_run1	-	-	-	-	-	-	4
mri_cgcm2_3_2a_run2	-	-	-	-	-	-	27
mri_cgcm2_3_2a_run3	-	-	-	-	-	-	7
mri_cgcm2_3_2a_run4	-	-	-	-	-	-	44
ncar_pcm1_run2	-	-	-	-	-	-	65
ncar_pcm1_run3	-	-	-	-	-	-	73
ncar_pcm1_run4	-	-	-	-	-	-	32
ukmo_hadcm3_run1	-	-	-	-7.4	-14.8	-33.3	3
ukmo_hadgem1_run1	-0.6	-1.2	-2.6	10.8	21.6	48.6	63

4.1.2 Impacto na Média Anual

Para o impacto na média anual é comparado precipitações do século XX com precipitações do século XXI fornecidas pelo IPCC-AR4. Posteriormente, compararam-se as evaporações estimadas por meio do método de Penann-

Motheith modificado. É feito, também, uma análise da variabilidade das médias anuais, por meio do coeficiente de variação, com vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP, tanto inicializada com evaporações potenciais fornecida pelo INMET, como inicializadas por evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado.

Na tabela 7 é feito uma análise das precipitações fornecidas pelos modelos do IPCC-AR4 para a bacia do Óros. Em termos de diminuições na quantidade de precipitação, destacam-se os modelos UKMO_HADCM3_RUN1 (para todos os períodos de análise) e o UKMO_HADGEM_RUN1, apenas para o primeiro período (2010/2029). Já em termos de aumentos o modelo IPSL_CM4_RUN1 recebe destaque para os três períodos de análise e o modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 se destaca para o terceiro período.

Tabela 7 – Impactos nas médias anuais das precipitações para a bacia do Óros nos períodos de: 2010 a 2029, 2030 a 2069 e 2070 a 2099, em comparação ao século XX (1901 a 1999).

MODELOS IPCC	Precipitação (%)			CLASS
	2012/2029	2030/2069	2070/2099	
bccr_bcm2_0_run1	2.2	3.8	7.7	17
cccma_cgcm3_1_run1	-3.3	-0.9	-2.1	15
cccma_cgcm3_1_run2	1.2	3.5	-0.4	35
cccma_cgcm3_1_run3	11.2	5.2	1.9	10
cccma_cgcm3_1_run4	-2.6	1.6	-2.0	49
cccma_cgcm3_1_run5	-1.1	-1.9	-1.7	47
cccma_cgcm3_1_t63_run1	3.7	-3.8	4.5	29
cnrm_cm3_run1	4.8	8.3	9.1	8
csiro_mk3_0_run1	3.3	-1.2	-5.1	5
gfdl_cm2_0_run1	0.1	-9.5	-7.9	42
gfdl_cm2_1_run1	-5.6	-11.6	-10.2	40
giss_aom_run1	2.0	4.4	16.1	20
giss_aom_run2	-0.5	5.6	10.5	37
giss_model_e_h_run1	6.6	10.6	14.5	25
giss_model_e_h_run2	7.4	5.3	10.5	22
giss_model_e_h_run3	4.6	8.3	14.4	16
giss_model_e_r_run2	-1.9	7.6	9.2	6
giss_model_e_r_run4	-6.6	-0.1	7.1	23
iap_fgoals1_0_g_run1	3.5	-5.1	-13.5	68
ingv_echam4_run1	-3.3	-7.5	-6.6	33
ipsl_cm4_run1	7.8	19.5	28.5	43
miroc3_2_hires_run1	-2.6	-3.9	-3.9	60
miroc3_2_medres_run1	-16.0	-18.5	-19.3	11

miroc3_2_medres_run2	-13.4	-16.5	-20.4	13
miroc3_2_medres_run3	-11.7	-18.0	-16.3	24
miub_echo_g_run1	2.6	1.1	2.1	34
miub_echo_g_run2	-0.2	2.0	6.1	69
miub_echo_g_run3	-5.3	2.0	2.1	61
mpi_echam5_run4	3.4	-0.1	5.7	18
mri_cgcm2_3_2a_run1	-1.1	-7.8	-9.7	4
mri_cgcm2_3_2a_run2	4.6	-7.7	-8.6	27
mri_cgcm2_3_2a_run3	4.7	-0.3	-8.3	7
mri_cgcm2_3_2a_run4	-3.4	-5.1	-9.8	44
ncar_pcm1_run2	-6.9	0.7	0.7	65
ncar_pcm1_run3	5.5	-5.2	5.2	73
ncar_pcm1_run4	-2.6	-1.4	-2.0	32
ukmo_hadcm3_run1	-43.0	-52.0	-65.4	3
ukmo_hadgem1_run1	-21.0	-3.8	19.5	63

Na figura 5 é mostrado o impacto na média anual da evaporação potencial usando o método Penann-Monthein modificado para 8 modelos do IPCC-AR4. Os modelos analisados apresentaram aumentos na quantidade de evaporação, com destaque para o modelo MIROC3_2_HIRES_RUN1 que apresentou aumento superior a 30% no período de 2070 a 2099. Nenhum aumento ultrapassou a quantidade de 35% em relação ao século XX.

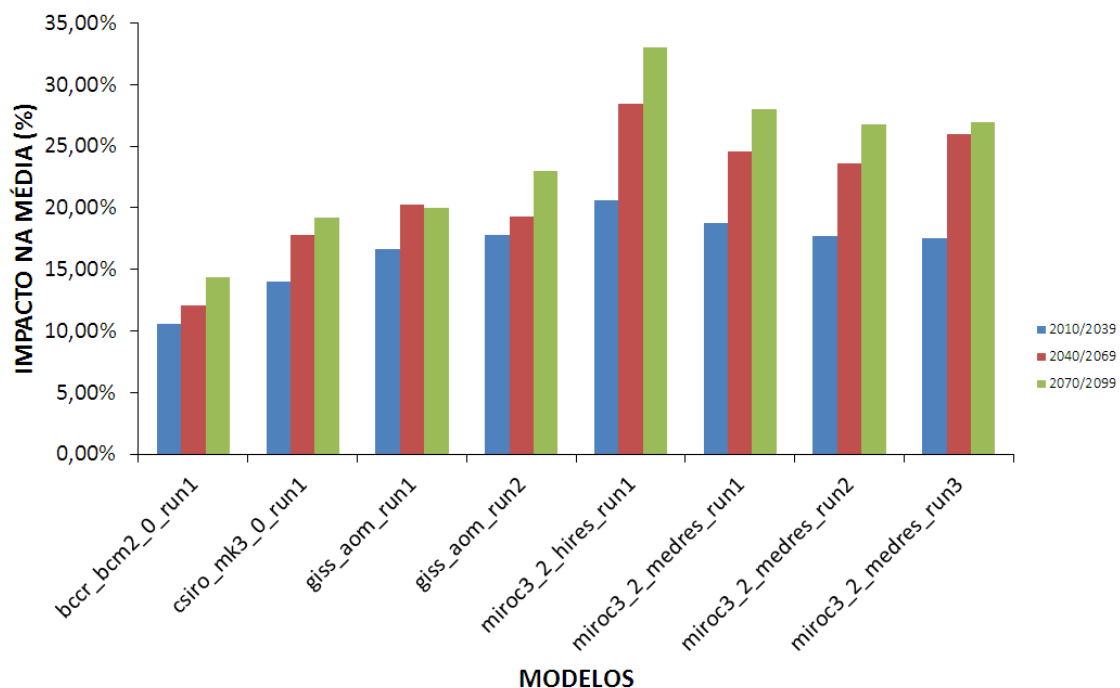


FIGURA 5 - Impacto nas médias anuais de evaporação potencial projetados pelos modelos do IPCC-AR4 para a bacia do Óros nos períodos de 2010/2029, 2030/2069 e 2070/2099, em relação ao século XX (1901 a 1999).

Na tabela 8 são mostrados as médias anuais, o desvio padrão e o coeficiente de variação (CV) das séries de vazões dos modelos do IPCC-AR4 nos séculos XX e XXI para a bacia do Óros usando as evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado. Nota-se que o século XX apresenta série de vazões com menor dispersão do que o século XXI. Para o século XXI foi observado que os modelos GISS_AOM_RUN1 e GISS_AOM_RUN2 apresentam os menores valores de coeficiente de variação, implicando em uma menor variabilidade em relação aos demais modelos. Em termos de aumento de variabilidade, destacam-se as séries de vazões fornecidas pelos modelos BCCR_BCM2_0_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, GISS_AOM_RUN1 e MIROC3_2_MEDRES_RUN1 para o século XX. Para o século XXI a série de vazão fornecida pelo modelo MIROC3_2_MEDRES_RUN1 foi a que apresentou maior variabilidade em seus resultados.

Tabela 8 - Descrição das vazões médias anuais, dos desvios padrões das médias anuais e do coeficiente de variação, para os modelos do IPCC-AR4 para o açude Óros no século XX e no século XXI. Para a obtenção das vazões corrigidas o modelo hidrológico SMAP foi inicializado com evaporação potencial estimada pelo método de PenannMotheith modificado.

MODELOS IPCC	século XX			século XXI			CLASS
	Desvio			Desvio			
	Média	Padrão	CV	Média	Padrão	CV	
bccr_bcm2_0_run1	8.1	4.4	0.5	6.7	4.5	0.7	17
csiro_mk3_0_run1	8.9	4.7	0.5	5.6	4.2	0.8	5
giss_aom_run1	5.7	2.8	0.5	6.7	3.1	0.5	20
giss_aom_run2	2.1	1.8	0.9	7.0	2.9	0.4	37
miroc3_2_hires_run1	2.8	2.0	0.7	4.3	3.2	0.7	60
miroc3_2_medres_run1	12.1	6.3	0.5	2.6	3.2	1.2	11
miroc3_2_medres_run2	30.8	17.2	0.6	7.4	7.6	1.0	13
miroc3_2_medres_run3	6.6	4.8	0.7	3.2	3.9	1.2	24

Para a tabela 9 a inicialização das evaporações potenciais, no modelo hidrológico, foi fornecida pelo INMET. O coeficiente de variação é interpretado como a variabilidade dos dados em relação à média, e quanto menor o valor do CV, menor será a dispersão apresentada pelo conjunto de dados da série de vazão calculada. Para o século XX o modelo MUIB_ECHO_G_RUN3 apresenta o menor valor para o CV e o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 o maior valor de

CV. Para o século XXI o menor valor de CV é observado para os modelos MIROC3_2_HIRES_RUN1 e MIUB_ECHO_G_RUN3, porém vários modelos apresentam valores baixos, quase iguais ao dos modelos citados (CV=0,6), entre eles: GISS_MODEL_E_H_RUN1, GISS_MODEL_E_H_RUN2, GISS_MODEL_E_R_RUN2. Em termos de valores altos de CV, para o século XX, pode-se citar o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1. O menor valor da média das médias anuais é observado pelo modelo BCCR_BCM2_0_RUN1, para o século XX, e pelos modelos BCCR_BCM2_0_RUN1 e UKMO_HADGEM1_RUN1, para o século XXI. Para aumentos de vazão, conseqüentemente elevados valores de média pode-se destacar o modelo INGV_ECHAM4_RUN1, para o século XX, e o modelo CCCMA_CGCM3_1_RUN3, seguido do modelo MRI_CGCM2_3_2A_RUN3.

Tabela 9 – Descrição das vazões médias anuais, dos desvios padrões das médias anuais e do coeficiente de variação, para os modelos do IPCC-AR4 para o açude Óros no século XX e no século XXI. Para a obtenção de vazões o modelo hidrológico SMAP foi inicializado com evaporação potencial fornecidas pelo INMET (climatologia de 1961 a 1999).

MODELOS IPCC	século XX			século XXI			CLASS
	Média	Desvio Padrão	CV	Média	Desvio Padrão	CV	
bccr_bcm2_0_run1	0.1	0.8	9.4	0.1	0.7	8.3	17
cccma_cgcm3_1_run1	2.6	2.4	0.9	3.0	2.8	1.0	15
cccma_cgcm3_1_run2	6.3	5.1	0.8	5.8	5.3	0.9	35
cccma_cgcm3_1_run3	9.1	7.1	0.8	9.9	8.1	0.8	10
cccma_cgcm3_1_run4	3.0	3.4	1.1	3.5	5.4	1.5	49
cccma_cgcm3_1_run5	4.1	3.8	0.9	4.0	4.8	1.2	47
cccma_cgcm3_1_t63_run1	4.5	3.7	0.8	4.3	4.7	1.1	29
cnrm_cm3_run1	7.2	6.9	1.0	6.6	6.2	0.9	8
csiro_mk3_0_run1	7.2	6.9	1.0	3.4	2.1	0.6	5
gfdl_cm2_0_run1	3.4	2.6	0.8	3.3	3.0	0.9	42
gfdl_cm2_1_run1	5.7	4.1	0.7	4.6	3.6	0.8	40
giss_aom_run1	3.5	3.4	1.0	2.2	2.3	1.0	20
giss_aom_run2	1.9	1.9	1.0	2.8	2.3	0.8	37
giss_model_e_h_run1	2.1	2.0	0.9	3.0	2.2	0.7	25
giss_model_e_h_run2	1.8	1.8	1.0	3.3	2.4	0.7	22
giss_model_e_h_run3	1.9	2.3	1.2	3.0	2.3	0.8	16
giss_model_e_r_run2	2.0	2.1	1.1	3.6	2.4	0.7	6
giss_model_e_r_run4	2.2	2.6	1.2	2.9	3.0	1.0	23
iap_fgoals1_0_g_run1	1.8	3.2	1.7	2.1	2.2	1.0	68
ingv_echam4_run1	13.5	15.3	1.1	9.3	10.3	1.1	33

ipsl_cm4_run1	1.8	1.9	1.1	1.6	2.3	1.5	43
miroc3_2_hires_run1	4.6	4.2	0.9	7.5	4.4	0.6	60
miroc3_2_medres_run1	3.1	2.2	0.7	2.9	2.5	0.8	11
miroc3_2_medres_run2	3.9	3.1	0.8	2.0	2.7	1.3	13
miroc3_2_medres_run3	11.6	8.6	0.7	6.0	6.2	1.0	24
miub_echo_g_run1	4.0	3.7	0.9	2.4	3.1	1.3	34
miub_echo_g_run2	2.4	2.1	0.8	2.8	2.4	0.8	69
miub_echo_g_run3	4.1	2.1	0.5	5.2	3.1	0.6	61
mpi_echam5_run4	3.9	2.8	0.7	4.4	3.5	0.8	18
mri_cgcm2_3_2a_run1	2.0	2.6	1.3	2.9	3.5	1.2	4
mri_cgcm2_3_2a_run2	3.0	3.3	1.1	2.7	2.6	1.0	27
mri_cgcm2_3_2a_run3	11.3	10.4	0.9	9.5	9.4	1.0	7
mri_cgcm2_3_2a_run4	5.9	6.1	1.0	6.0	7.0	1.2	44
ncar_pcm1_run2	5.0	4.4	0.9	4.2	4.6	1.1	65
ncar_pcm1_run3	2.0	2.2	1.1	2.0	2.2	1.1	73
ncar_pcm1_run4	1.4	1.7	1.2	1.5	1.7	1.1	32
ukmo_hadcm3_run1	2.1	1.8	0.9	2.4	2.4	1.0	3
ukmo_hadgem1_run1	4.3	4.0	0.9	0.6	3.2	5.3	63

4.1.3 Curva da função de distribuição acumulada (CDF)

Na figura 6 é mostrado as vazões anuais corrigidas obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado. Para a análise das curvas da função distribuição de probabilidade é observado que os modelos GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2 e MIROC3_2_HIRES_RUN1 indicam anos com vazões extremas para o século XXI maiores do que para o século XX. Enquanto os modelos BCCR_BCM2_0_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2, MIROC3_2_MEDRES_RUN3 indicam uma maior ocorrência de eventos com menor vazão, dentre estes, os modelos MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 apresenta um significativo distanciamento dos eventos do século XX, principalmente o modelo MIROC3_2_MEDRES_RUN2. Nos modelos que sugerem maiores vazões para o século XXI em relação ao século XX o modelo GISS_AOM_RUN2 demonstra uma maior probabilidade de eventos com vazões extremas de maior intensidade no século XXI.

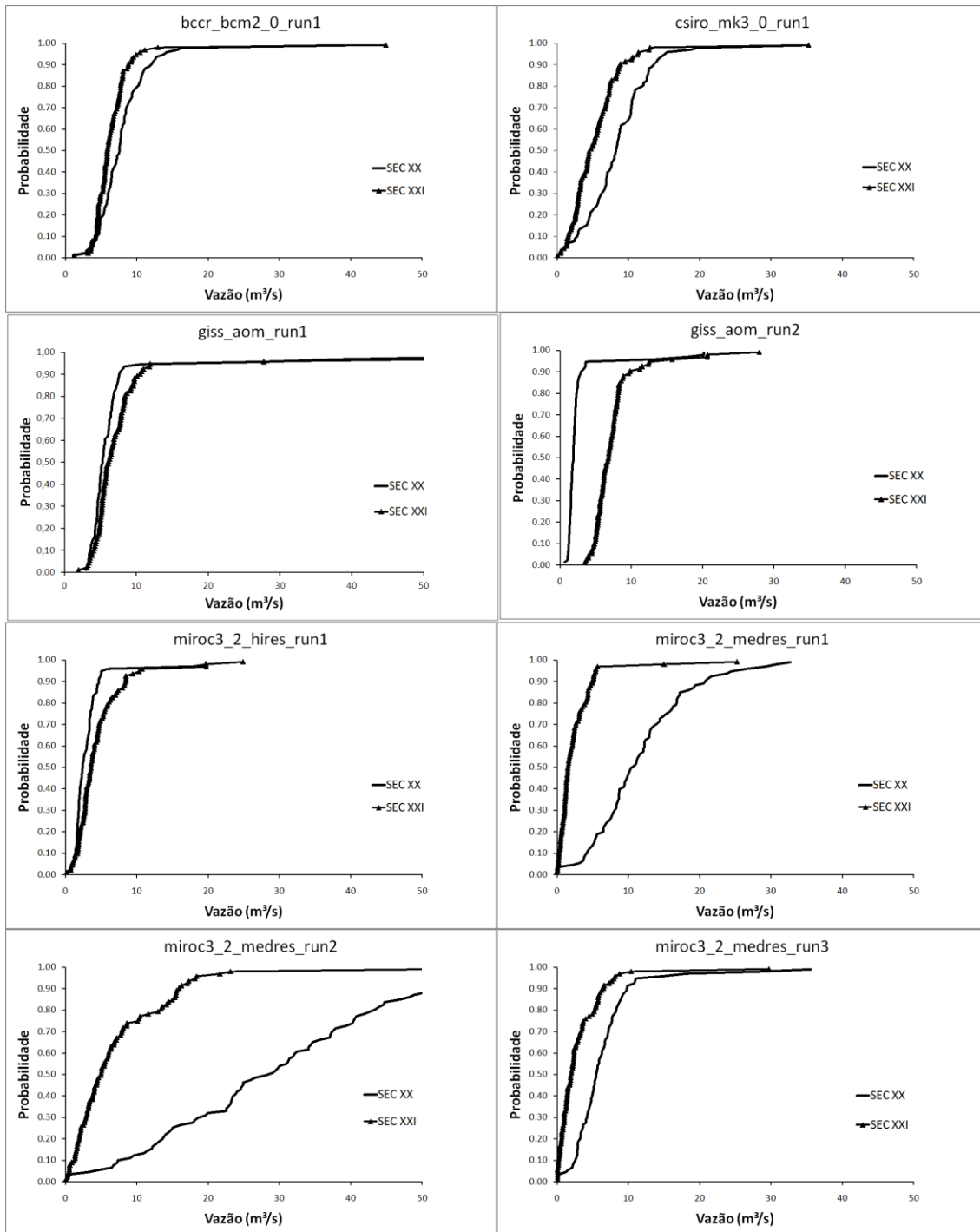


FIGURA 6 - Vazões anuais corrigidas obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado.

4.2 ANÁLISE SAZONAL

Na figura 7 é mostrado o comportamento climatológico das precipitações corrigidas estatisticamente para o período de 1912 a 1999 dos modelos globais do IPCC-AR4 para o cenário A1B, sendo na figura 8 mostrado o comportamento climatológico das precipitações corrigidas estatisticamente para o período de 2012 a 2099 dos modelos globais do IPCC-AR4 também para o cenário A1B. De forma geral, tanto para o século XX como para o século XXI, é observado um padrão climatológico, onde se observa que na pré-estação a quantidade de precipitação começa a apresentar valores significativos, atingindo picos de precipitação na estação chuvosa, seguindo de uma diminuição discreta para o início da pós-estação e quase 0 mm de precipitação na estação seca. Para os modelos do século XXI é observado picos menores de precipitação (em torno de 200% da média) do que para o século XX (em torno de 250%). Para o século XX os modelos que apresentam picos significativos são: CCCMA_CGCM_3_1_RUN5 (com aproximadamente 250% para o mês de fevereiro), GFDL_CM2_RUN1 (com aproximadamente 200%, também para o mês de fevereiro) UKMO_HADGEM1_RUN1 (com aproximadamente 210% para o mês de março) e IAP_FGOALS1_0_G_RUN1 (com aproximadamente 200% para o mês de abril). Para o século XXI os picos de precipitação novamente são observados pelos modelos acima citados (nos mesmos meses), porém o modelo CCCMA_CGCM_3_1_RUN5 reduz de aproximadamente 250%, para o século XX, para aproximadamente 205%, no século XXI, e o modelo UKMO_HADGEM1_RUN1 com aproximadamente 210%, para o século XX, aumenta para aproximadamente 225%, no século XXI. Para o século XX, os modelos NCAR_PCM1_RUN2, NCAR_PCM1_RUN3, NCAR_PCM1_RUN4 não seguem o padrão dos demais modelos, ou seja, para os meses da estação chuvosa é observado valores bem menores do que para os demais modelos. Essa diferença gira em torno de 50mm para o mês março, onde é observado, para as três rodadas do modelo NCAR_PCM1, os picos de diminuição para a estação chuvosa entre todos os demais modelos. Para o século XXI, além desses três modelos o modelo UKMO_HADCM3_RUN1 também apresenta um comportamento climatológico

diferente dos demais modelos se tornando parecido com o modelo NCAR_PCM1 (as três rodadas).

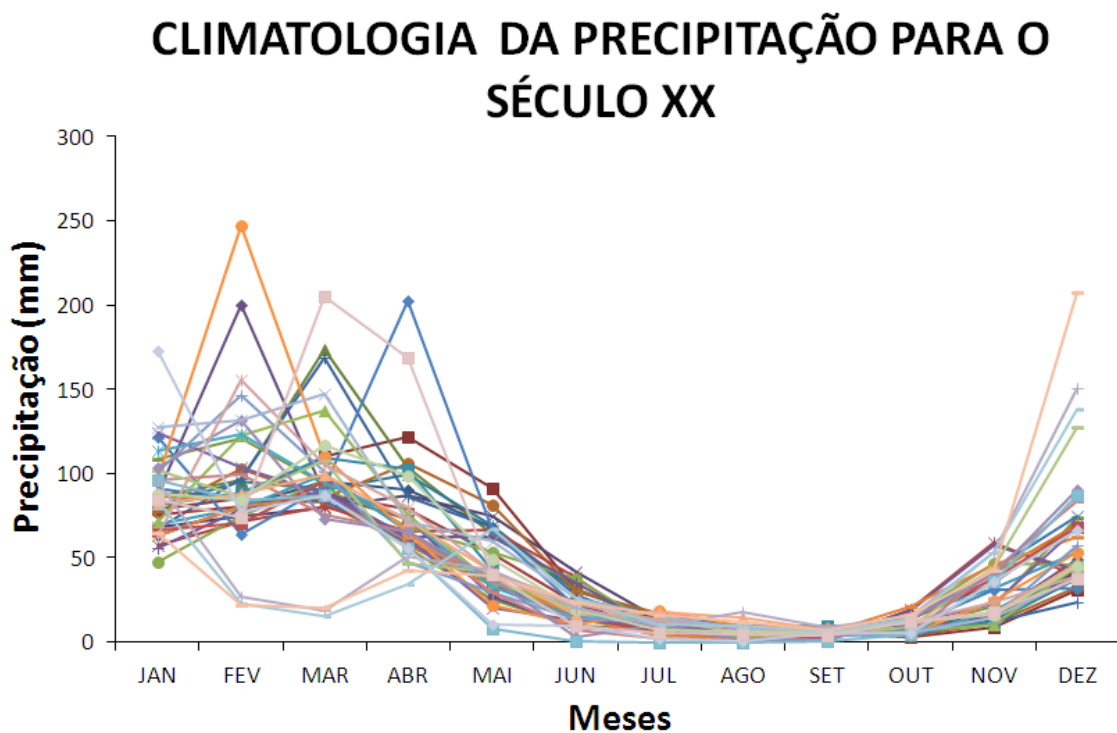


Figura 7– Curvas sazonais para precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente para o século XX.

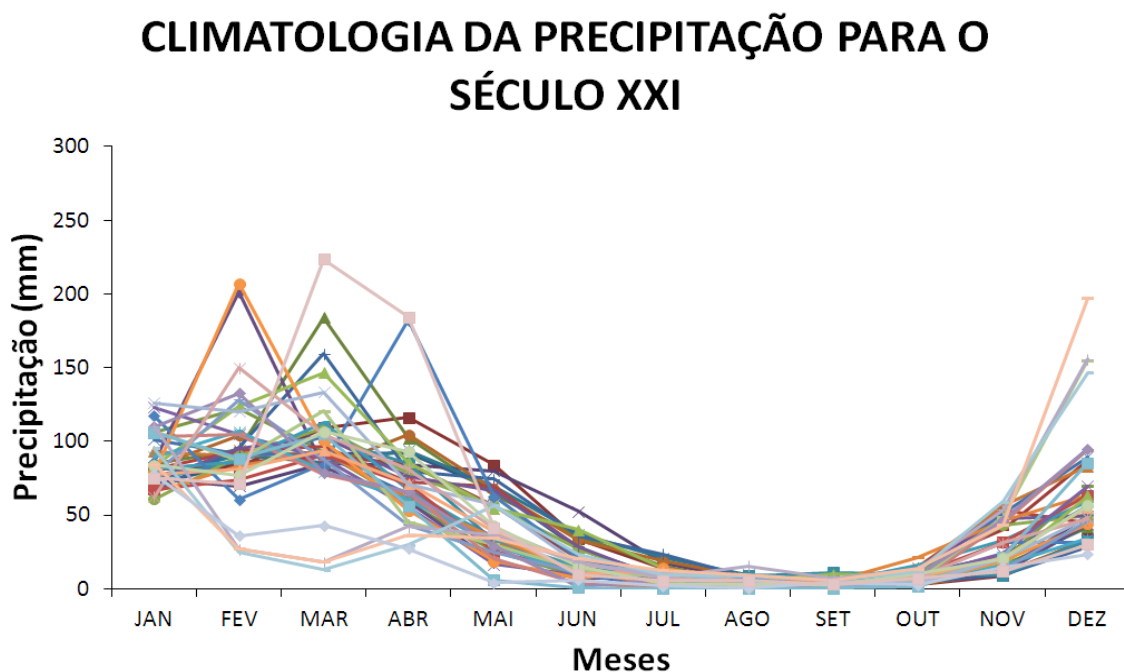
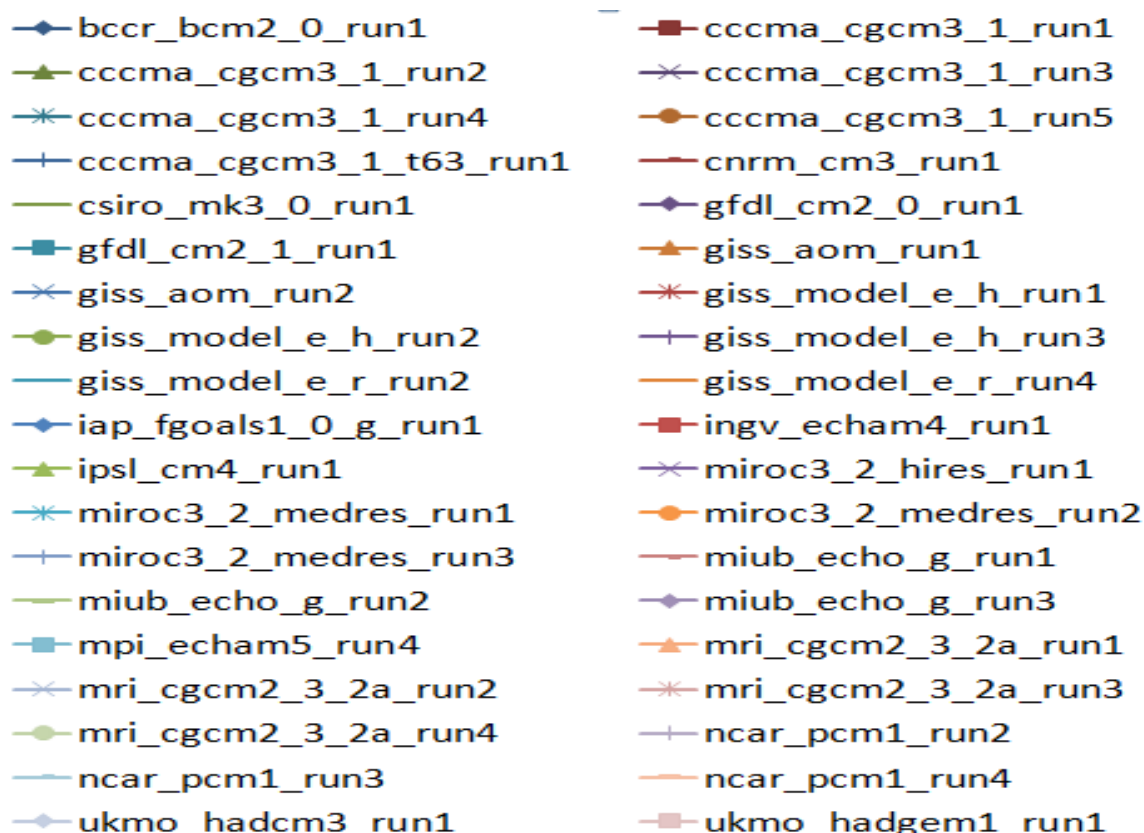


Figura 8 – Curvas sazonais para precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente para o século XXI.



Na figura 9 é mostrado o impacto na média para as evaporações estimadas por meio do método de Penan-Motheith modificado. A evaporação potencial segue um padrão, em termos de períodos de aumento e de diminuição na evaporação potencial. O período de maiores aumentos na quantidade de evaporação está compreendido na estação chuvosa. O período de menor aumento na quantidade de evaporação potencial está compreendido no período da pós-estação. O modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 foi o único modelo que apresentou diminuições na evaporação.

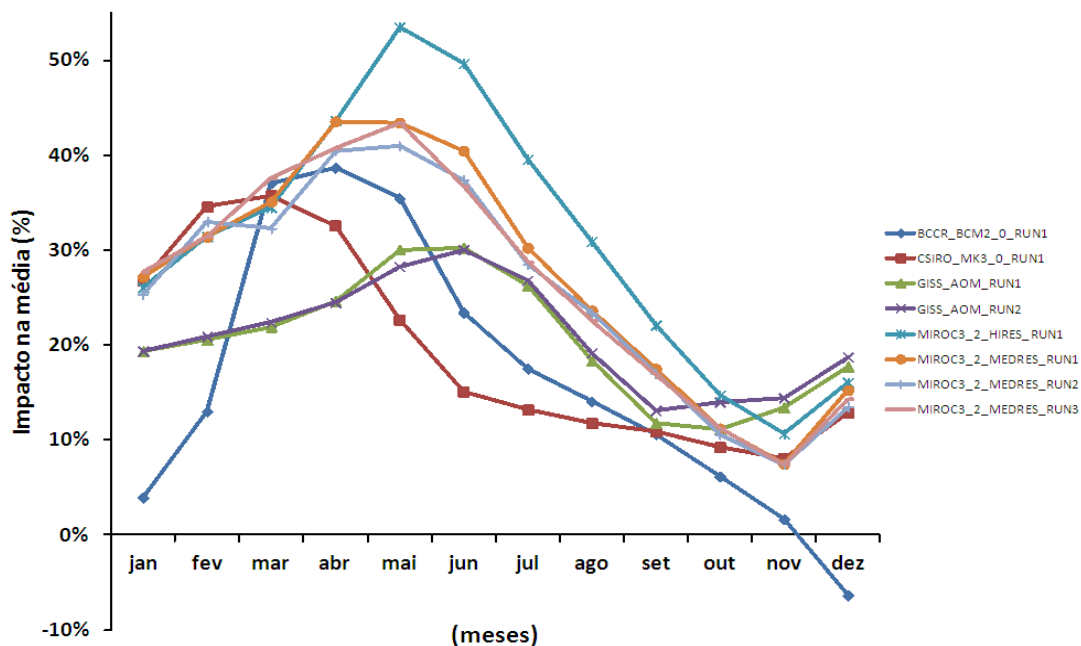
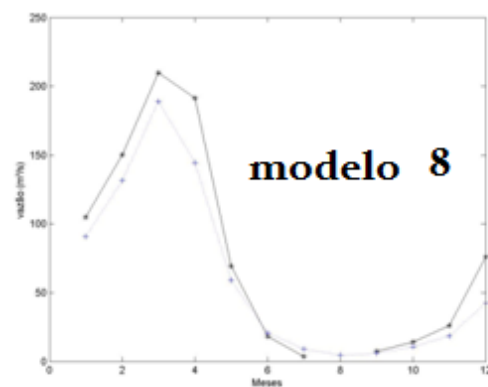
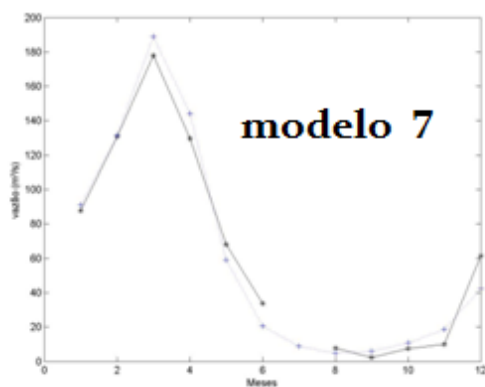
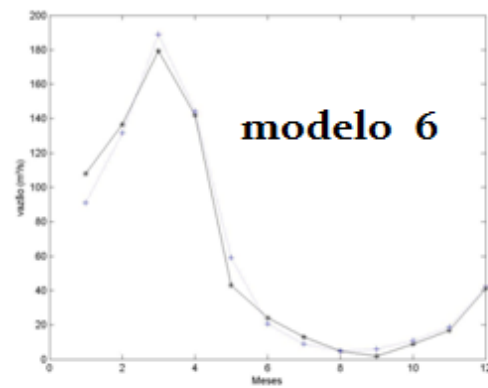
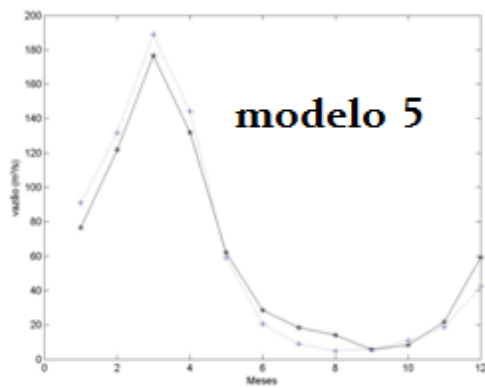
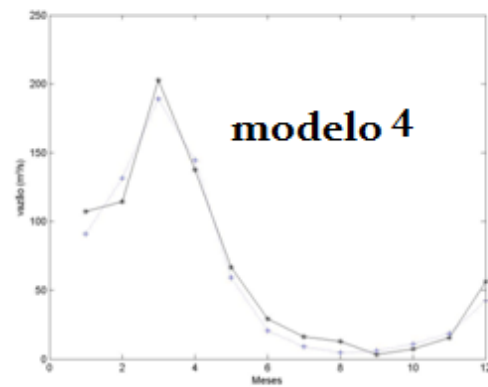
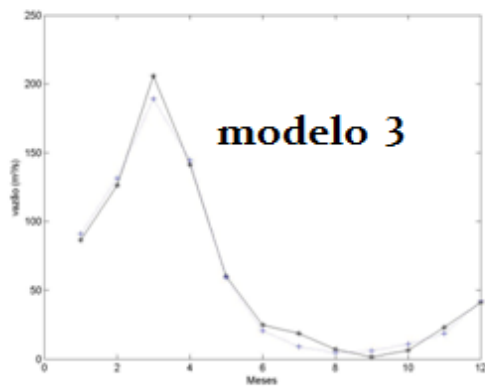
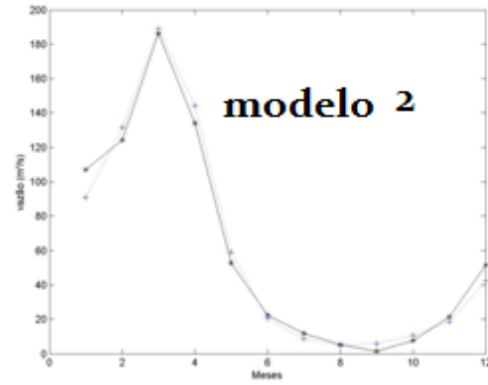
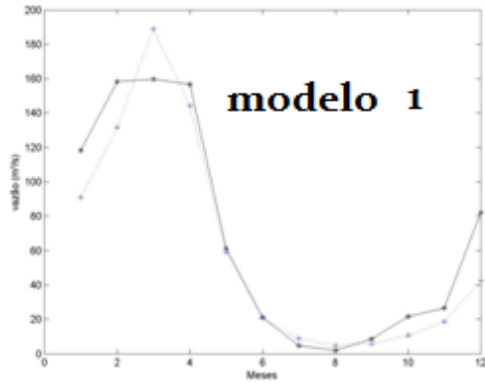


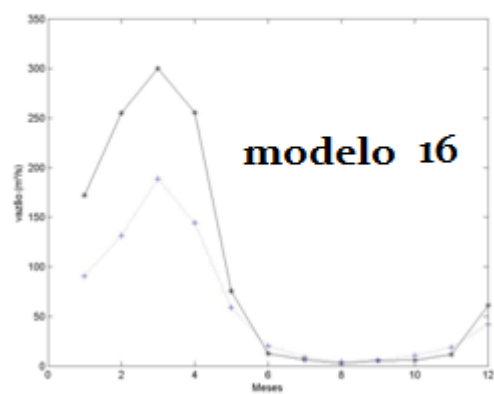
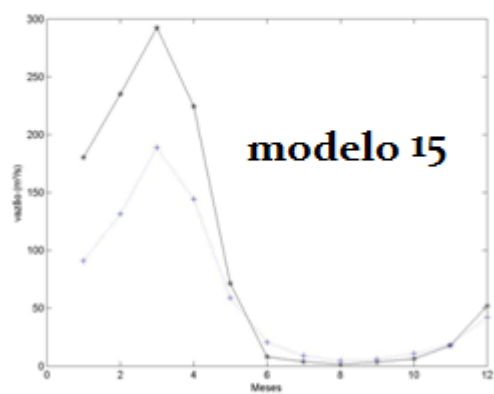
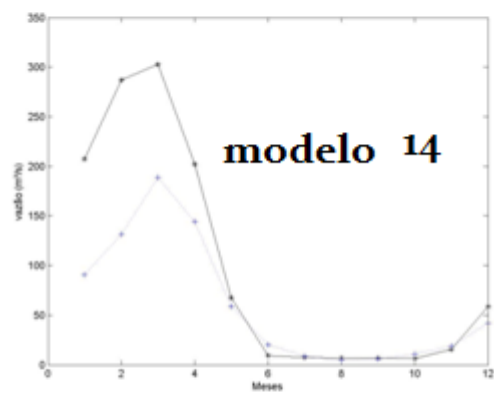
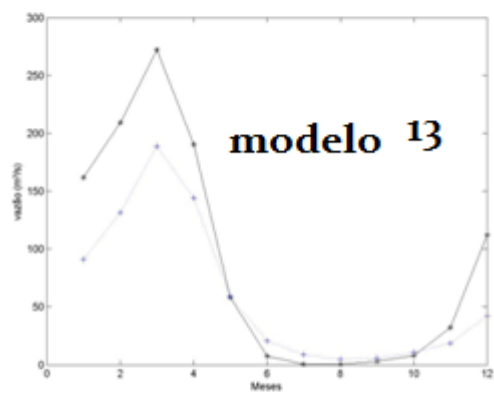
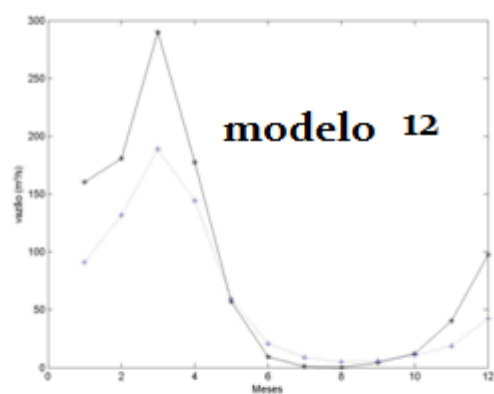
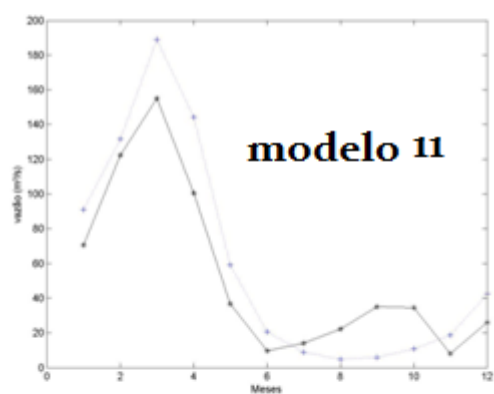
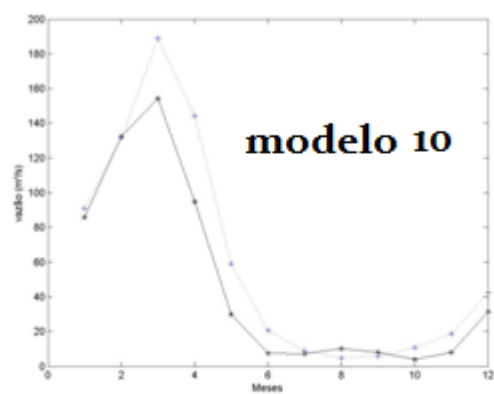
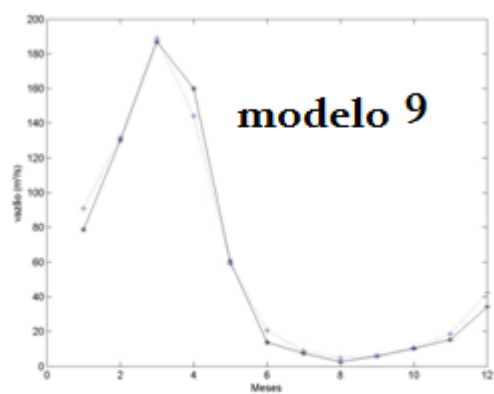
FIGURA 9- Impacto na média para as evaporações estimadas por meio do método de Penan-Motheith modificado.

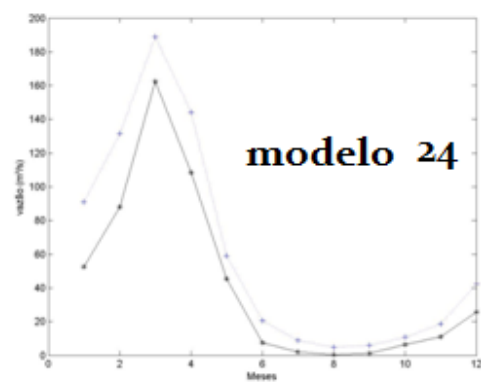
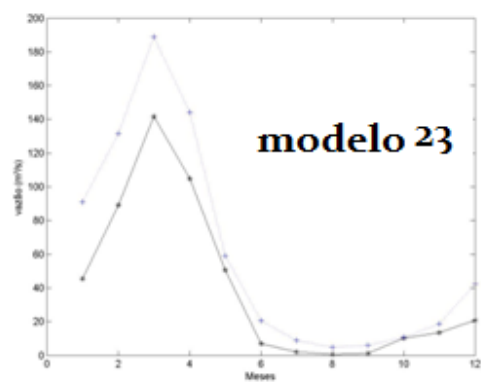
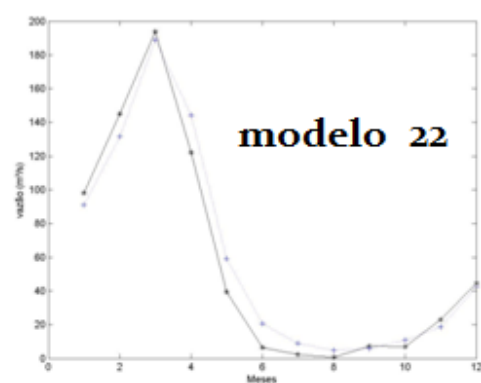
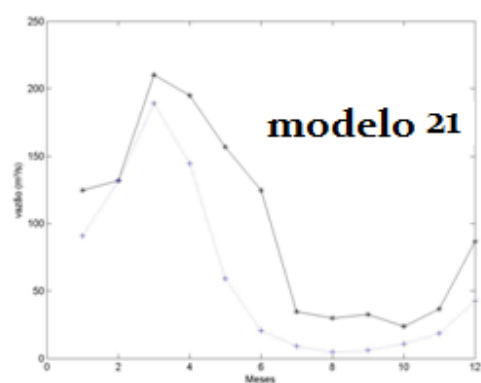
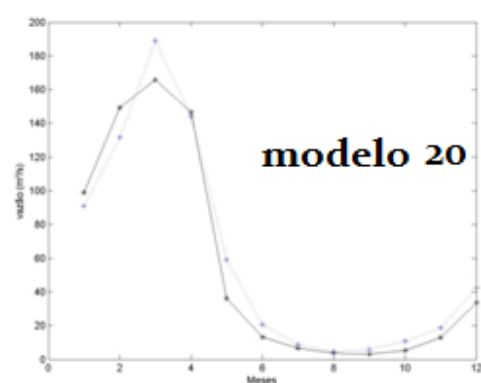
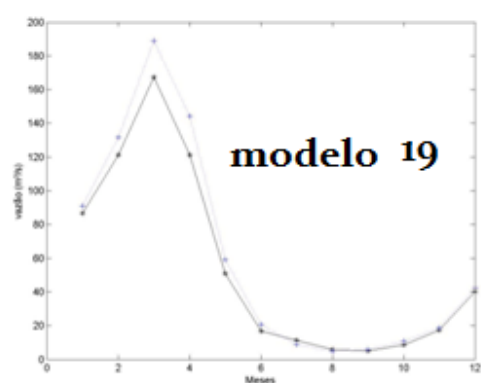
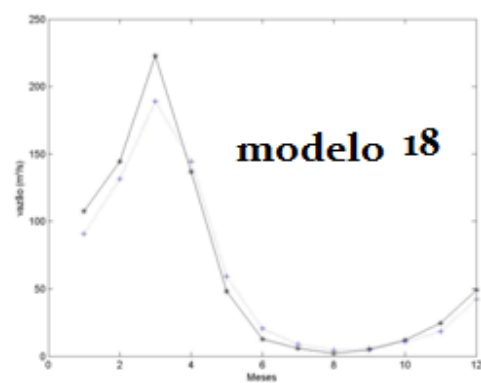
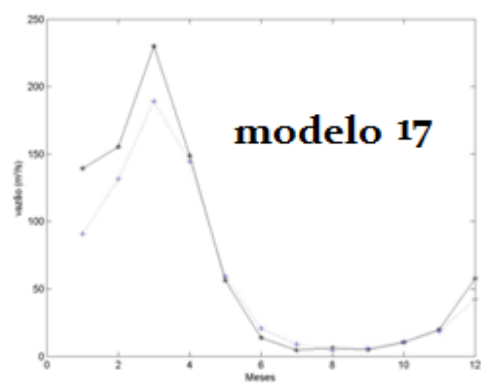
Para a análise do comportamento sazonal ou mensal das vazões obtidas por meio do modelo hidrológico SMAP, utilizou-se de uma série de vazão observada obtida por meio do SMAP sendo inicializado com uma serie de precipitação observada e uma serie climatológica de evaporação fornecida pelo INMET. Pelas figuras 10, com a tabela 10 descrevendo suas respectivas legendas, observou-se que os modelos que apresentaram, para o século XXI, um padrão de curva climatológica mais próxima ao padrão climatológico do século XX foram os modelos: CCCMA_CGCM3_1_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN2, CCCMA_CGCM3_1_RUN3, CCCMA_CGCM3_1_RUN4, CCCMA_CGCM3_1_RUN5, CCCMA_CGCM3_1_T63_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_HIRES_RUN1, MIUB_ECHO_G_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN2, MRI_CGCM2_3_2A_RUN3, MRI_CGCM2_3_2A_RUN4, NCAR_PCM1_RUN2, UKMO_HADGEM1_RUN1. Para os modelos IPSL_CM4_RUN1 e UKMO_HADCM3_RUN1 foi observados um comportamento significativamente diferente em todos os períodos climatológicos (pré-estação, estação chuvosa, inicio da pós-estação e pós-estação), sendo para o modelo IPSL_CM4_RUN1 (exceto no mês de fevereiro)

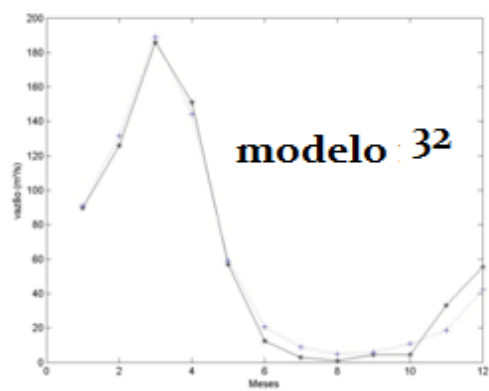
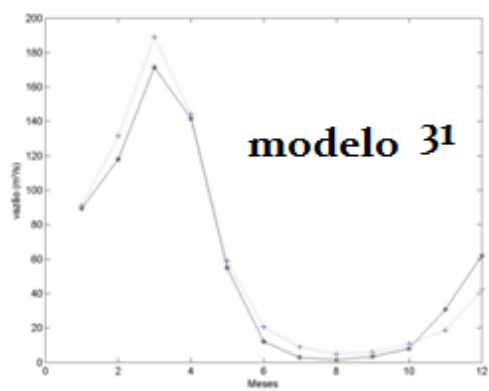
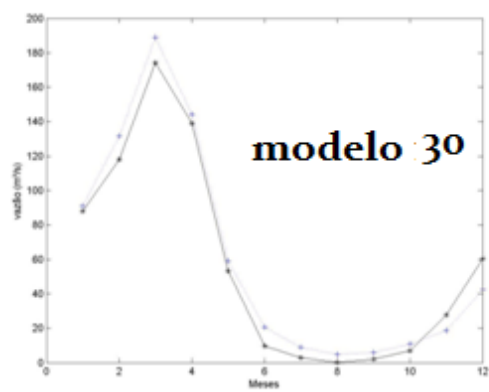
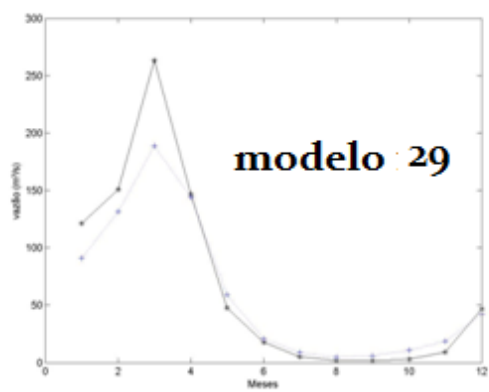
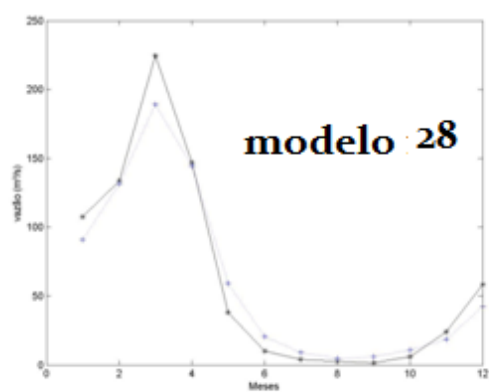
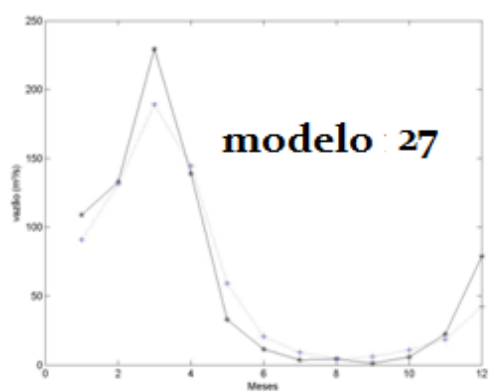
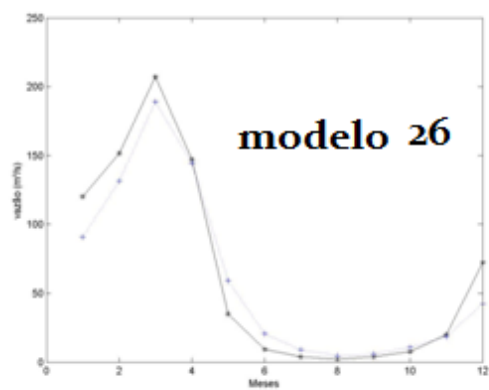
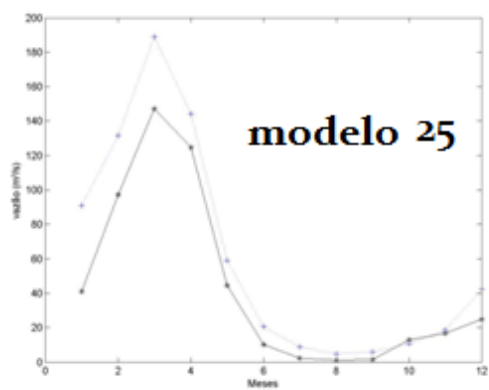
observado valores de vazão no século XXI mais elevados do que para o século XX e para o modelo UKMO_HADCM3_RUN1 os valores climatológicos de vazão significativamente mais baixos no século XXI do que para o século XX. Para os modelos CNRM_CM3_RUN1, GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2, GISS_MODEL_E_H_RUN1, GISS_MODEL_E_H_RUN2, GISS_MODEL_E_H_RUN3, GISS_MODEL_E_R_RUN2, GISS_MODEL_E_R_RUN4, MIUB_ECHO_G_RUN1, MIUB_ECHO_G_RUN2, MIUB_ECHO_G_RUN3, MPI_ECHAM5_RUN4 são observados aumentos de vazão para o século XXI em relação ao século XX. O modelo CNRM_CM3_RUN1 apresenta um padrão levemente e proporcionalmente (todos os períodos) maior para o século XXI em relação ao século XX; os modelos GISS_MODEL_E_R_RUN2, GISS_MODEL_E_R_RUN4, MIUB_ECHO_G_RUN1, MIUB_ECHO_G_RUN2, MIUB_ECHO_G_RUN3, MPI_ECHAM5_RUN4 apresentam comportamentos sazonais no século XXI semelhantes ao comportamento no século XX, porém diferenciam-se por apresentarem uma elevação na vazão no mês de março (para todos os modelos) e um início da pós-estação sempre recebendo, levemente, uma menor contribuição de vazão para o século XXI comparado ao século XX. Nos modelos GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2, GISS_MODEL_E_H_RUN1, GISS_MODEL_E_H_RUN2 e GISS_MODEL_E_H_RUN3 a ocorrência de aumento de vazão para o século XXI em relação ao século XX é mais acentuada, sendo observada em toda a estação chuvosa. No modelo GFDL_CM2_1_RUN1 pode-se observar uma pós-estação que recebe um significativo aumento de vazão no século XXI em relação ao século XX. Para os modelos GFDL_CM2_0_RUN1, GFDL_CM2_1_RUN1, IAP_FGOALS1_0_G_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2, MIROC3_2_MEDRES_RUN3 são observadas diminuições de vazão para o século XXI em relação ao século XX, sendo as diminuições proporcionais em todas as estações climáticas. Para os modelos MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 proporcionais apenas na estação chuvosa. Os modelos BCCR BCM2_0_RUN1, INGV_ECHAM4_RUN1 e NCAR_PCM1_RUN3 são caracterizados por apresentarem somente no auge da estação chuvosa (mês de março) valores de vazões inferiores no século XXI

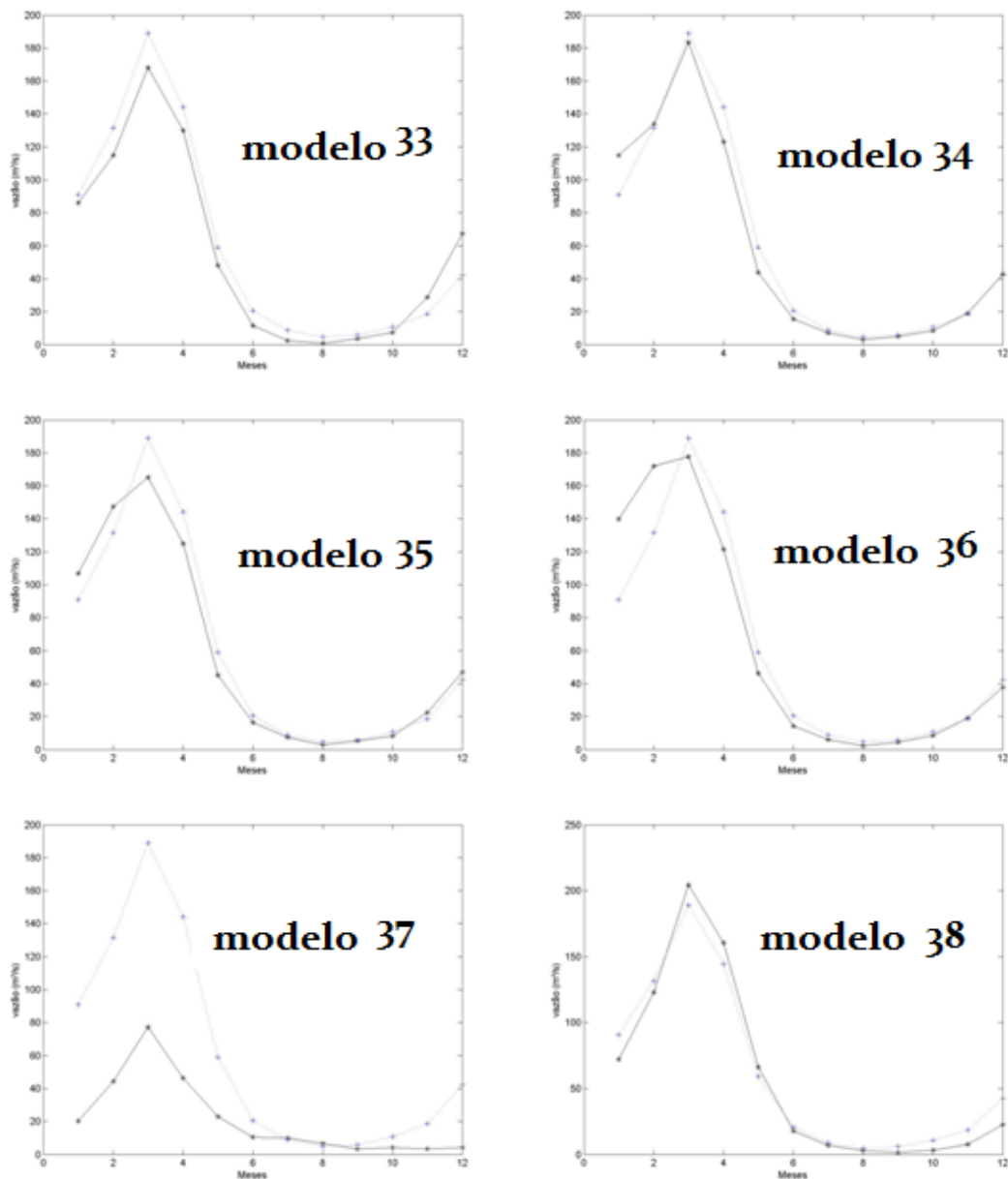
em relação ao século XX. O modelo NCAR_PCM1_RUN4 apresenta para o século XXI uma vazão maior na estação chuvosa (até o mês de março) e a partir do mês de abril apresenta valores proporcionalmente menores de vazão.











Figuras 10 – Figuras que representam a sazonalidade para o século XXI (linha mais escura) e para o século XX (linha mais clara) de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações fornecidas pelo INMET e precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente.

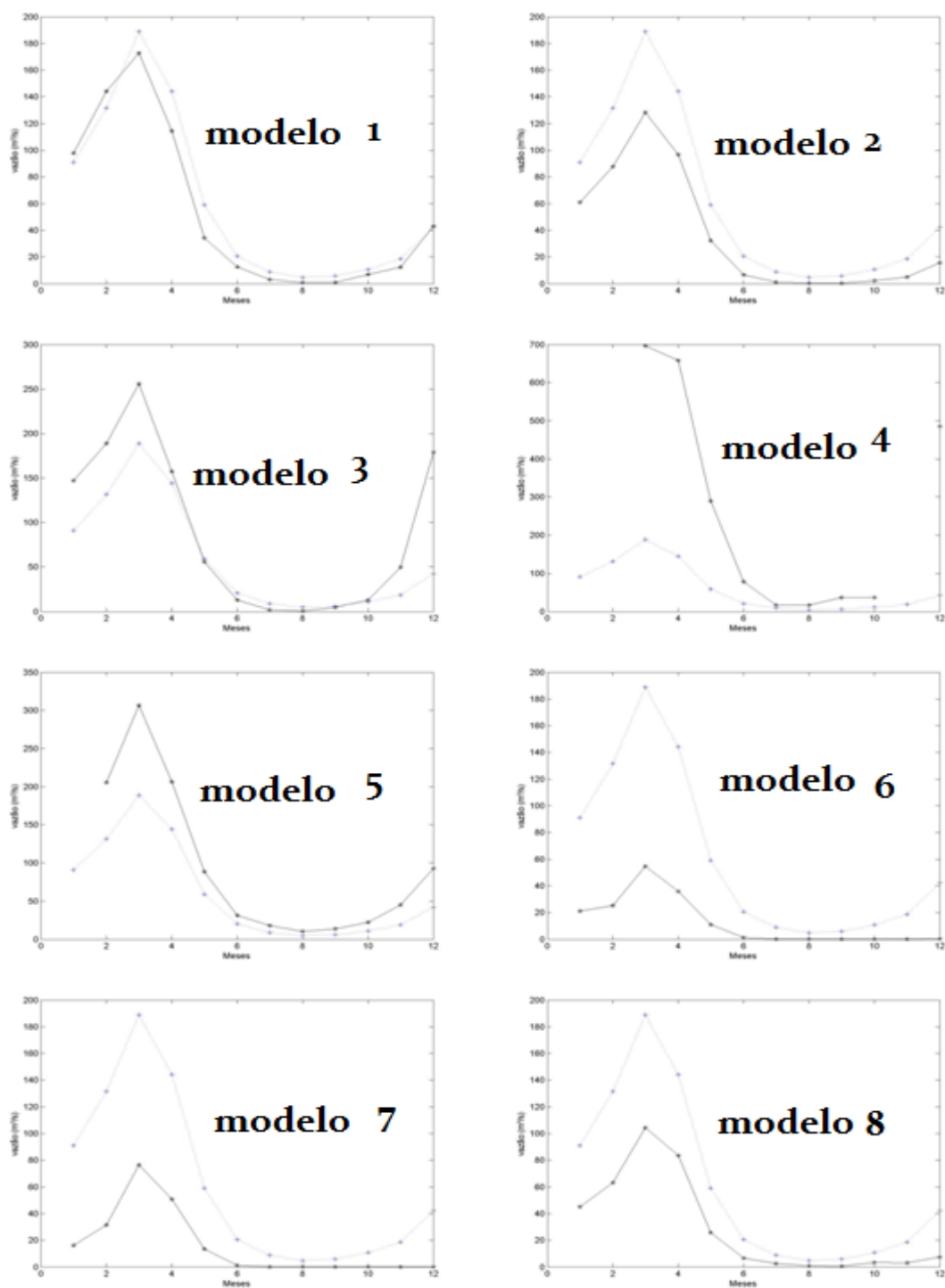
Tabela 10 - Modelos do IPCC-AR4 e seus correspondentes números para análise sazonal

Modelos do IPCC-AR4			
1	bccr_bcm2_0_run1	20	ingv_echam4_run1
2	cccma_cgcm3_1_run1	21	ipsl_cm4_run1
3	cccma_cgcm3_1_run2	22	miroc3_2_hires_run1
4	cccma_cgcm3_1_run3	23	miroc3_2_medres_run1
5	cccma_cgcm3_1_run4	24	miroc3_2_medres_run2

6	cccma_cgcm3_1_run5	25	miroc3_2_medres_run3
7	cccma_cgcm3_1_t63_run1	26	miub_echo_g_run1
8	cnrm_cm3_run1	27	miub_echo_g_run2
9	csiro_mk3_0_run1	28	miub_echo_g_run3
10	gfdl_cm2_0_run1	29	mpi_echam5_run4
11	gfdl_cm2_1_run1	30	mri_cgcm2_3_2a_run1
12	giss_aom_run1	31	mri_cgcm2_3_2a_run2
13	giss_aom_run2	32	mri_cgcm2_3_2a_run3
14	giss_model_e_h_run1	33	mri_cgcm2_3_2a_run4
15	giss_model_e_h_run2	34	ncar_pcm1_run2
16	giss_model_e_h_run3	35	ncar_pcm1_run3
17	giss_model_e_r_run2	36	ncar_pcm1_run4
18	giss_model_e_r_run4	37	ukmo_hadcm3_run1
19	iap_fgoals1_0_g_run1	38	ukmo_hadgem1_run1

A segunda análise do comportamento sazonal das vazões é obtida por meio de séries de vazões fornecidas pelo modelo hidrológico SMAP, utilizando-se uma série de vazão observada obtida por meio do SMAP que foi inicializado com uma série de precipitação observada e séries de evaporações estimadas por meio do método de Penann-Motheith modificado. Pela figura 11, com a tabela 11 representando a descrição das legendas numéricas, pode-se observar que os modelos BCCR_BCM2_0_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 apresentaram valores climatológicos de vazão para o século XXI menores do que os valores climatológicos de vazão para o século XX. Para o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 os valores de vazão do século XXI começam a ser menores a partir do mês de fevereiro. No modelo CSIRO_MK3_0_RUN1 a maior significância de valores menores é observada na estação chuvosa. Os modelos MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 apresentam valores extremamente menores de vazão no século XXI comparado ao século XX, destacando-se o modelo MIROC3_2_MEDRES_RUN1 com uma diferença de até 130 m³/s, na estação chuvosa (mês de março). Os modelos GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2 e MIROC3_2_HIRES_RUN1

apresentam valores de vazão maiores no século XXI em relação ao século XX, sendo que no modelo GISS_AOM_RUN2 os valores são extremamente maiores e nos modelos GISS_AOM_RUN1 e MIROC3_2_HIRES_RUN1 os valores significativamente maiores na estação chuvosa e levemente maiores na pós-estação. Os modelos GISS_AOM_RUN1 e MIROC3_2_HIRES_RUN1 destacam-se no mês de março, onde apresentam picos de vazão, podendo-se observar que as diferenças entre os picos no século XX e no século XXI são de 70 m³/s para o modelo GISS_AOM_RUN1 e de 120m³/s para o modelo MIROC3_2_HIRES_RUN1.



Figuras 11 – Figuras que representam a sazonalidade para o século XXI (linha mais escura) e para o século XX (linha mais clara) de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações estimadas pelo método de Penann Motheith modificado e precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente.

Tabela 11 – Modelos do IPCC-AR4 e seus correspondentes números para análise sazonal

Modelos do IPCC-AR4			
1	bccr_bcm2_0_run1	5	miroc3_2_hires_run1
2	csiro_mk3_0_run1	6	miroc3_2_medres_run1
3	giss_aom_run1	7	miroc3_2_medres_run2
4	giss_aom_run2	8	miroc3_2_medres_run3

5 CONCLUSÃO

Os modelos do IPCC divergem quanto o futuro das vazões na bacia do Óros, esse espalhamento pode estar associado à própria incerteza proveniente dos fenômenos meteorológicos que envolvem as variáveis provenientes dos modelos globais (a atmosfera é um sistema caótico, Lorenz, 1963 e 1965) e/ou má representação dos fenômenos da micro e meso-escala que precisam ser resolvidos numa grade de melhor resolução.

Quanto às projeções das tendências nos modelos do IPCC-AR4, é observado que a inicialização com evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado demonstrou uma maior quantidade de modelos apresentando tendência, do que a inicialização com evaporações fornecidas pelo INMET, ou seja, para o teste de hipótese em vazões padronizadas (século XXI em relação ao século XX) e obtidas por meio do SMAP inicializado com evaporações fornecidas pelo INMET de 8 modelos 4 apresentaram tendências e para vazões obtidas pelo SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas de 8 modelos 6 apresentaram tendências. Para vazões obtidas pelo modelo SMAP inicializado com evaporação potencial fornecida pelo INMET, dos 38 modelos analisados 13 apresentaram tendências, 9 tendências de valores positivos e 4 tendências de valores negativos. Para as precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente o teste de Mann-Kendall Sen demonstrou que para 38 rodadas analisadas, 16 demonstraram tendências, sendo 10 tendências positivas, 4 tendências negativas e 2 tendências com valores próximos de zero.

Para a análise sazonal, as precipitações do IPCC-AR4 no século XXI demonstraram menores variações quantitativas em relação ao século XX. Para o século XX, dos 38 modelos analisados 3 fugiram do padrão climatológicos e 4 apresentaram picos significantes (comparado os modelos entre si) com valores acima de 200 mm. Para o século XXI, dos 38 modelos analisados 4 fugiram do padrão climatológico e 3 apresentaram picos significantes (comparado os modelos entre si) com valores acima de 200 mm. Nenhum modelo sugere inversão na sazonalidade, porém o modelo

NCAR_PCM1_RUN3 sugere um adiantamento na quantidade de aumento de vazão para o mês de maio (início da pós-estação) da estação chuvosa.

As evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado demonstraram um padrão de aumento que segue o padrão sazonal da região de estudo, ou seja, para a estação chuvosa é observado uma maior quantidade de aumento de evaporação.

Para a análise do impacto na média, para modelos inicializados com evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith, é observado, tanto para o século XX, como para o século XXI, pouca ocorrência de variabilidade, fator demonstrado pela inferioridade dos valores de desvio padrão em relação à média. Para os modelos MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 observou-se o aumento da variabilidade entre o século XX e o século XXI, observado pelo aumento do coeficiente de variação (CV)

Para a análise da curva de função de distribuição acumulada (CDF) foi demonstrado que dos 8 modelos analisados (apenas modelos inicializados com evaporações estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado) 3 apresentam maior frequência de eventos secos (com destaque para o modelo GISS_AOM_RUN2), e os modelos MIROC3_2_HIRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1 e MIROC3_2_MEDRES_RUN2 apresentam uma frequência de eventos mais úmidos e 2 modelos (BCCR_BCM2_0_RUN1 e GISS_AOM_RUN1) não apresentaram resultados significativos.

Quanto à análise sazonal das vazões é observado para o século XXI em relação ao século XX o seguinte resultado: dos 38 modelos analisados (series de vazões obtidas pelo SMAP inicializado com precipitação corrigida estatisticamente e evaporação fornecida pelo INMET), 6 modelos (MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2, MIROC3_2_MEDRES_RUN3, MIUB_ECHO_G_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN4 e UKMO_HADCM3_RUN1) apresentaram vazões menores em todos os períodos sazonais (pré-estação, estação chuvosa, início da pós-estação e pós-estação), 6 modelos (BCCR_BCM2_0_RUN1, GFDL_CM2_0_RUN1, GFDL_CM2_1_RUN1, IAP_FGOALS1_0_G_RUN1,

INGV_ECHAM4_RUN1, e NCAR_PCM1_RUN3) apresentaram vazões menores no século XXI apenas na estação chuvosa, sendo para os modelos BCCR_BCM2_0_RUN1, INGV_ECHAM4_RUN1, NCAR_PCM1_RUN2, NCAR_PCM1_RUN3 e NCAR_PCM1_RUN4 observado vazões maiores até o início da estação chuvosa e para o modelo MIUB_ECHO_G_RUN1 vazões maiores até o início da pós-estação. O modelo GFDL_CM2_1_RUN1 apresenta um significativo aumento de vazão no século XXI, na pós-estação, em relação ao século XX. Dos 38 modelos analisados apenas o modelo IPSL_CM4_RUN1 apresenta vazões maiores em todos os períodos sazonais no século XXI, porém 12 modelos (CNRM_CM3_RUN1, GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2, GISS_MODEL_E_H_RUN1, GISS_MODEL_E_H_RUN2, GISS_MODEL_E_H_RUN3, GISS_MODEL_E_R_RUN2, GISS_MODEL_E_R_RUN4, MIUB_ECHO_G_RUN1, MIUB_ECHO_G_RUN2, MIUB_ECHO_G_RUN3 e MPI_ECHAM5_RUN4), para a estação chuvosa, apresentam vazões no século XXI maiores do que no século XX. Os modelos CCCMA_CGCM3_1_RUN1, CCCMA_CGCM3_1_RUN2, CCCMA_CGCM3_1_RUN3, CCCMA_CGCM3_1_RUN4, CCCMA_CGCM3_1_RUN5, CCCMA_CGCM3_1_T63_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_HIRES_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN1, MRI_CGCM2_3_2A_RUN2, MRI_CGCM2_3_2A_RUN3, NCAR_PCM1_RUN2 e UKMO_HADGEM1_RUN1 apresentaram uma significativa correspondência entre os séculos XX e XXI. De forma geral a análise sazonal demonstra que dos 38 modelos analisados 25 apresentam vazões no século XXI iguais ou superiores ao século XX.

Para as séries de vazões obtidas pelo SMAP inicializado com precipitação corrigida estatisticamente e evaporação estimada pelo método de Penann Motheith modificado, foi observado que dos 8 modelos analisados, 3 modelos apresentaram vazões no século XXI menores do que no século XX, entre eles pode-se citar CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 com valores mais expressivos para MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3. Para os modelos GISS_AOM_RUN1, GISS_AOM_RUN2 e MIROC3_2_HIRES_RUN1 as vazões no século XXI são maiores em todos os períodos climatológicos, sendo para os

modelos GISS_AOM_RUN1 e MIROC3_2_HIRES_RUN1 observado uma leve diminuição na pós-estação. O modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 apresentou valores de vazões no século XXI bem próximos aos valores obtidos no século XX e o modelo MIROC3_2_MEDRES_RUN1 apresentou valores extremamente diferentes, sendo as vazões do século XXI bem menores do que as vazões observadas no século XX. De forma geral a análise sazonal demonstra que dos 8 modelos analisados 4 apresentam vazões no século XXI iguais ou superiores ao século XX e 4 apresentam vazões no século XXI inferiores ao século XX. O método de Penann Motheith modificado torna as vazões menores, por exemplo, para o modelo BCCR_BCM2_0_RUN1 utilizando a evaporação Penann Motheith modificado as vazões se tornam menores (no século XXI em relação ao século XX) a partir da estação chuvosa; já para evaporação obtidas por inicialização no SMAP com evaporação do INMET as vazões no século XXI só são menores na estação chuvosa. No modelo CSIRO_MK3_0_RUN1 para o método Penann Motheith modificado as vazões são todas menores em todos os períodos climatológicos e para evaporação do INMET as vazões são iguais (século XXI em relação ao século XX). Para os modelos MIROC3_2_MEDRES (as três rodadas) quando utilizamos evaporação pelo método de Penann Motheith modificado os valores de vazão para o século XXI se tornam extremamente menores em relação ao século XX, diferentemente de se utilizarmos evaporações fornecidas pelo INMET, que apresentam vazões levemente menores no século XXI.

As divergências dos modelos globais do IPCC-AR4 quanto às projeções interanuais e sazonais demonstram um alto nível de incerteza existente nesses cenários. Entretanto, estas informações definem uma margem dos possíveis cenários futuros de precipitação, evaporação e vazão na bacia do Óros. Podendo ser usada para adoção de políticas e gestão na agricultura, recursos hídricos e outras áreas correlacionadas.

Obviamente, projeções com menos incertezas seriam mais interessantes para os tomadores de decisão, no entanto isto não ocorre nas projeções dos modelos do IPCC para esta região. Artificializar a redução destas incertezas reduzindo o número de modelos simulados pode induzir estratégias que levem

a grandes arrependimentos. Estratégias robustas precisam considerar as incertezas no nível atual de conhecimento.

6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADGER, N. ET AL. Mudança do Clima 2007: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade à Mudança do Clima: Sumário para os Formuladores de Políticas. 26/04/2007. Avaliado da Internet:http://www.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/.

AGUIAR, Francisco Gonçalves de. Estudo hidrométrico do Nordeste brasileiro (Excertos). **B. Técnico**. Fortaleza, DNOCS, **36** (2): 129 - 204, jul./dez, 1978.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998, 297p. FAO. Irrigation and Drainage Paper

ALLEY, R. ET AL. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima: Sumário para os Formuladores de Políticas. 26/04/2007. Avaliado da Internet: http://www.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/.

AMBRIZZI, T., R.P. DA ROCHA, J. MARENGO, I. PISNITCHENKO, L. M. ALVES, J.P.R. FERNANDEZ (2007). Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS – SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007.

ANDRÉA, M.M.; PAPINI, S. & NAKAGAWA, L.E. Optimizing microwave-assisted solvent extraction (MASE) of pesticides from soil. J. Environ. Sci. Health, 36:87-93, 2001.

ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V. de; PEREIRA, A. R. Aplicações de estatística à climatologia: teoria e prática. Pelotas: UFPel, 1996. 161 p

AVILA, A. M. HEUMINSK., Uma Síntese do Quarto Relatório do IPCC(2007):
Universidade Estadual de Campinas

BARBIERI, J.L.; ALLEONI, L.R.F. & DONZELLI, J.L. Avaliação agronômica e econômica de sistemas de preparo de solo para cana-de-açúcar. R. Bras. Ci. Solo, 21: 1997

BARROS, P. P. & SIMÕES, J. A. 2007. Health Systems in Transition – Portugal. Health System Review, 9, 1-140.

BARROS, R. Paes de et al. (a). “A estabilidade inaceitável: desigualdade e pobreza no Brasil”. Em HENRIQUES, R. Desigualdade e pobreza no Brasil. Rio de Janeiro, Ipea, 2000.

BERBERY, E. H. AND C. R. MECHOSO, Climatology and Hydrology of the La Plata basin, A document of the VAMOS scientific study group on La Plata basin, <http://meto.umd.edu/~berbery/lpb/laplata.html>, 2001

BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B. **Evaporação e Evapotranspiração**. Porto Alegre, IPAGRO: Secretaria de Agricultura, RS. 1981. 95p. (Boletim Técnico, 7)

BURMAN, R.D.; NIXON, P.R.; WRIGHT, J.L.; PRUITT, W.O. Water requirements. In: JENSEN, M.E. (Ed.) Design and operation of farm irrigation systems. St. Joseph: ASAE, 1983.

BURN, D. H., ELNUR, M. A. H., Detection of hydrologic trends and variability. Journal of Hydrology 255 (2002), 107-122;

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

CARVALHO, S. M. & STIPP, N. A. F. **Contribuição ao estudo do Balanço Hídrico no estado do Paraná**: uma proposta de classificação qualitativa. Geografia - Revista do Departamento de Geociências - v.13, n.1 jan/jun, 2004 (revista eletrônica).

CAVALCANTE, P. P. A, **Avaliação do Impacto das Mudanças Climáticas na Evapotranspiração na Bacia do Orós** - Monografia submetida à Coordenação do Curso de Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do grau de Engenheiro Civil, 2011

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.G.P. (2006). "Até que ponto devemos confiar em modelos matemáticos? Uma visão da hidrologia superficial". Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas (ABAS), mesa redonda, 23 pp

CUNHA, G. R.; HAAS, J. C.; DALMAGO, G. A. et al. **Cartas de perda de rendimento potencial em soja no Rio Grande do Sul**. Por deficiência hídrica. Passo Fundo: Embrapa Trigo, 1999. 52p. (Boletim de pesquisa, 1

CUNHA, G.R., BARNI, N.A.; HAAS, J.C. et al. Zoneamento agrícola e época de semeadura para soja no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.9, n.3, p.446-459, 2001

D. SUTER, X. DENG AND H.A. COHEN, Parallel Implementation of Vision Algorithms, Proceedings of the Beijing International Symposium for Young Computer Scientists, August 21-23, 1989,

DAWDY, D. R. e O'DONNELL, T., 'Mathematical models of catchment behaviour',] Journal of Hydraulics Division American Society of Civil Engineering, 91, 1965.

Doorenbos, J.; Pruitt, W.O. Crop water requirements. Rome: FAO, 1977. 179p. Irrigation and Drainage

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. Guidelines for predicting crop water requirements. Rome: FAO, 1977. 179 p. (Irrigation and Drainage Paper, 24)

GLEICK, P.H. 2000. The World's Water 2000-2001: The Biennial Report on Freshwater Resources. Island Press, Washington, D.C.

GONDIM, R. S. TEIXEIRA, A. dos S.; BARBOSA, F. C. Novo paradigma para a água e coeficientes de cultivos aplicados à gestão de recursos hídricos em nível de bacia hidrográfica. **Revista Item Irrigação e Tecnologia**, 2005.

HAMED, K. H., Exact distribution of the Mann-Kendall trend test statistic for persistent data. *Journal of Hydrology* 365 (2009), 86-94;

HASTENRATH, J *Geophysical Research*, , (2001).

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977. KOUSKY, V. E; Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*. 107, 1140-1153. 1979.

HAYLOCK, M., PETERSON, T., ALVES, L., AMBRIZZI, T., ANUNCIÇÃO, M., BAEZ, J., BARROS, V., BERLATO, M., BIDEGAIN, M., CORONEL, G., CORRADI, V., GARCIA, V., GRIMM, A., KAROLY, D., MARENGO J. A., MARINO, M., MONCUNILL, D., NECHET, D., QUINTANA, J., REBELLO, E., RUSTICUCCI, M., SANTOS, J., TREBEJO, I., VINCENT, L., Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, Volume 19, Issue 8 (April 2006) pp. 1490-1512.

HANKS, R. J., AND HILL, R. W. (1980). Modeling crop response to irrigation in relation to soils, climate and salinity, International Irrigation Information Center, No. 6, Pergamon Press, Elmsford, N.Y.

HELSEL, D. R., HIRSCH, R. M., *Statistical Methods in Water Resources*. In: *Hydrologic Analysis and Interpretation*. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations Book 4, Chapter A3. 2002;

HIRSCH, R. M. SLACK, J. R., SMITH, R. A., Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research* 18 (1982), 107-121;

HILLEL, D. *Fundamentals of soil physics*. New York, Academic Press, 1980

HORTON, R.E. the role of Infiltration In The Hydrological Cycle. Transaction of American Geophysical Union , 1933

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2007: The physical science basis. Cambridge, 18 p. 2007a.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Cambridge University Press: Cambridge, 23 p, 2007b.

KANEMASU, E. T., STONE, L. R., AND POWERS, W. L. (1976). "Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum." *Agron.J.*,

KAHYA, E., KALAYCI, E., Trend analysis of streamflow in Turkey. *Journal of Hydrology* 289 (2004), 128-144;

Kay, A.L. and H.N. Davis, 2008. Calculating potential evapotranspiration from climate model data: A source of uncertainty for hydrological climate change impacts. *Journal of Hydrology* (358)

KANE, R. P. El Niño and La Niña events and rainfall in NE and South Brazil. *Rev. Bras. Geofísica*, v.10,p. 49-59, 1992.

KENDALL, M. G., Rank Correlation Measures. Ed. Charles Griffin. London, 1975;

KENDALL, M. G., GIBBONS, J. D., Rank Correlation Methods. 5^a ed. Ed. Griffin. London, 1990;

LÁZARO, Y.M.C. Avaliação dos modelos do IPCC – AR4 quanto à sazonalidade e à variabilidade plurianual de precipitação no século XX em três regiões da América do Sul - projeções e tendência para o século XXI. *Dissertação de Mestrado*. 2011. 182f. Fortaleza, Ceará, Universidade Federal do Ceará (UFC), Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental (DEHA), 2011.

LIMA, E. L., MORGADO, A. C., J´UDICE, E. D., WAGNER, E., DE CARVALHO, J. B. P., CARNEIRO, J. P. Q., GOMES, M. L. M., and CARVALHO., P. C. P. (2001). Exames de Textos. Análise de livros de matemática para Ensino Médio. VITAE, IMPA & SBM.

LOPES, J. E. G., (1981), SMAP - A Simplified Hydrological Model, paper presented at INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAINFALL-RUNOFF MODELING, Mississippi State University, Mississippi, USA.

LORENZ, E. N. Deterministic non-periodic flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.20, n.2, p. 130-141, 1963.

LORENZ, E. N. A study of the predictability of a 28 –Variable Atmospheric Model. **Tellus**, v.17, n.3, p.321-333, 1965.

M. BERLATO, D. C. FONTANA, Eds, El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. (Editorial UFRGS. Porto Alegre, RS. 2003).

MACEDO, Maria Vilalba Alves de. Características físicas e técnicas dos açudes públicos do Estado do Ceará Fortaleza, DNOCS, 1977. 132 p.

MAGRIN, G. et al. Latin America. In: PARRY, M. L. et al. (Ed.) *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 2004

MARENGO, J. A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade - caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. 2. ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. v.1, p.214

MARENGO, J. A.; DIAS, P. S. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: Rebouças, A. C.; Braga, B.; Tundisi, J. G. (Ed.) Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação. 3. ed. São Paulo: Instituto de Estudos Avançados da USP, Academia Brasileira de Ciências, 2006.

Meehl, G.A. et al. (2007) Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. M.; MELO JÚNIOR, J. C. F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da Região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 22, n. 3, p. 338-344, 2007.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. pp. 205-234. In G.E. Fogg (ed.) Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, Vol. 19, Academic Press, Inc., NY.

MACCARTHY, G.T. The unit hydrograph and flood routing. Us corps Engrs Office, Providence, Rhode Island, USA 1939

MANN, H. B., Non-parametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245-259;

MARENGO J, A.; NOBRE, C. A.; SALATI, E.; AMBRIZZI, T.: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI: Sumário Técnico [online]. 26/04/2007. Avaliado da Internet: http://www.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/.

MARENGO, J.A.; CAMARGO, C.C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1962-2000. *Int. J. Climatology*, DOI: 10.1002/JOC.1584, 2007

MARENGO, J. A., VALVERDE, M. C., Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. *Revista Multiciência Campinas*. Ed. 8, 2007.

MARENGO, J. A., J. TOMASELLA, C. UVO. Tendências de Vazões e precipitações na América do Sul tropical: Amazônia, leste do Brasil e noroeste do Peru. *J. Geophys. Res.*, 1775-1784, 1998.

MEEHL, G.A. Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

MOLION, L. C. B; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Rio de Janeiro (RJ), v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MORAES J. M., GENOVEZ A. M., MORTATTI, J., BALLESTER, M.V., MARTINELLI, L. A. & VICTORIA, R. L. Análise de intervenção das séries temporais de vazão dos principais rios da bacia do Rio Piracicaba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2 (2): 65-79, 1997.

MOURA, A.D., AND J. SHUKLA, 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*,

MUNARSKI, Casemiro José. Açude público Orós; projeto da barragem de terra-verificação da estabilidade. B. DNOCS, Rio de Janeiro, 20(6): 159 - 65, nov.1959.

NAGHETTINI, M., PINTO, É. J. de A., *Hidrologia Estatística*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Belo Horizonte, 2007;

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, v. 24, p. 336-342, 1972b.

NAMIAS, J., 1972: Influence of Northern Hemispheric general circulation on drought in Northeast Brazil. *Tellus*

Nakicenovic, N. et al (2000). Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp

NAE 2005a: Mudança de Clima, Vol. I: Negociações internacionais sobre a mudança de clima; vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança de clima. Cadernos NAE, Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República, NAE-SECOM 2005. Brasília, 250p.

NOBRE, P., AND J. SHUKLA, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, in press.

O'DONNELL, P.J., CALVERT, C., ATZORN, R., WASTERNACK, C., LEYSER, H.M.O. AND BOWLES, D.J. (1996) Ethylene as a signal mediating the wound response of tomato plants. *Science* 274: 1914–1917.

OMETTO, J. C. Bioclimatologia vegetal. São Paulo: Agronômica Ceres 1981

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

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society of London. Série A*, v. 193, p.120-145, 1948.

PRESS, W., FLANNERY, B., TEUKOLSKY, S., VETTERLING, W., Numerical Recipes. The arts of Scientific Computing. (Fortran version). University Press. New York. 702pp. 1989.

PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S. A., VETTERLING, W. T., and Flannery, B. P.: 1986, Numerical Recipes - The art of scientific computing, Cambridge University Press, New York, NY 10011, USA, first edition

PESSOA, José Cândido Castro Parente. Revisão do Projeto do Açude Orós; (Memória). B. DNOCS, Rio de Janeiro, 21(7): 225 - 7, fev. 1960.

<http://www.dnocs.gov.br/barragens/oros/oros.htm>

RASKIN, PAUL. ET AL. 2005. Global Scenarios in Historical Perspective. In Ecosystems and Human Well-Being: Scenarios - Findings of the Scenarios Working Group Millennium Ecosystem Assessment Series, edited by Steve Carpenter, Prabhu Pingali, Elena Bennett, and Monika Zurek, 35-44. Washington, DC: Island Press.

<http://www.maweb.org/documents/document.326.aspx.pdf>

RAUDKIVI, A. J. Hidrology. Oxford: Ed., Pergamon Press, 1979, 471p.

ROPELEWSKI, C., HALPERT, M.: 1987, 'Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation', Mon. Wea. Rev., 115, 1606-1626.

ROPELEWSKI, C., HALPERT, M.: 1989, 'Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation', J. Climate, 2, 268-283.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S.B. Microclimate; the biological environment. 2.ed. New York: John Wiley, 1983. 495p.

REICHARDT, K. & TIMM, L.C. Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações. São Paulo: Editora Manole, 2004. 478p

RITCHIE, J. T., AND JOHNSON, B. S. (1990). "Soil and plant factors affecting evaporation." Irrigation of agricultural crops, B. A. Stewart and D. R. Nielsen, eds., Chap. 13, Ser. 30, American Society of Agronomy, Madison, Wis., 363–390.

RITCHIE, J. T. (1974). "Evaluating irrigation needs for southeastern U.S.A." Proc., Irrig. and Drainage Speciality Conf., ASCE, New York,

REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4. ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985.

S. HASTENRATH, L. GREISCHAR, *Journal of Climate*, (1993).

SEDIYAMA, G. C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, 1996.

SHERMAN, L.K. Streamflow from rainfall by the unit graph method *Engineering News Record*, 1932

SILVEIRA, C. S., SOUZA FILHO, F. A, LÁZARRO, Y. M. Avaliação de desempenho dos modelos de mudança climática do IPCC-AR4 quanto a sazonalidade e os padrões de variabilidade interanual da precipitação sobre a Nordeste do Brasil, bacia da Prata e Amazônia. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2011 (em submissão).

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. (1995). Model calibration. In: SINGH, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, chapter 2.

SOUZA FILHO, F.A.; MOURA, A.D. Memórias do Seminário Natureza e Sociedade nos Semi-Áridos. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil; Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, 332p., 2006.

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr.Rev*, v.38, p.55-94, 1948.

TODINI, E.: *Hydrological Catchment Modeling: Past, Present and Future*. Hydrology & Earth System Science

TOMASELLA, J.T.G.; ROSSATO, L. Tópicos em Meio Ambiente e Ciências Atmosféricas – Balanço Hídrico. INPE, São José dos Campos, 2005

TRENBERTH, K. E.. (2007), Observations: Surface and atmospheric climate change, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of

Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S.

TUCCI, C.E.M. Hidrologia Ciência e Aplicação. 2 ed. Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH, 1993. 943p.

TUCCI, R. T. Clarke, Water Resources Development, 14, (1998).

TUNDISI, J. G. et al. Conservação e uso sustentável de recursos hídricos. In: BARBOSA, F. A. (Org.) Ângulos da água: desafios da integração. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2008.

V. BARROS, M. DOYLE, M. GONZÁLEZ, I. CAMILLONI, R. BEJARÁN, R. CAFFERA, Meteorológica, 27, 5 (2002).

WAGENER, T.; WHEATER, H.; GUPTA, H. V. Rainfall-Runoff modeling in gauged and ungauged catchments. Imperial College Press.

WAGNER U, GAIS S, HAIDER H, VERLEGER R, BORN J (2004) Sleep inspires insight. Nature427: 352-355. doi:[10.1038/nature02223](https://doi.org/10.1038/nature02223). Download the article free of charge [here](#), or subscribe to Nature today: www.nature.com/subscribe

WALPOLE, R. E., MYERS, R. H., MYERS, S. L. & YE, K., Probability & Statistics for Engineers & Scientists. 8ª Edição. Editora Pearson-Prentice Hall. New Jersey, 2007.

WRIGHT, J L. New evapotranspiration crop coefficients. Journal Irrigation Drainage, 1982

XU, Z. X., TAKEUCHI, K., ISHIDAIRA, H., Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. Journal of Hydrology 279 (2003) 144-150;

7 ANEXOS

7.1 CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO ÓROS

CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO ÓROS			
CAPACIDADE	2.100.000.000m ³	LARGURA	180m
LOCALIZAÇÃO	Icó-CE	REVANCHE	9,56m
SISTEMA		VOLUME DO CORTE	860.000m ³
RIO	Jaguaribe	DESCARGA MÁXIMA PREVISTA	5.100m ³ /s
BACIA HIDROGRÁFICA	25.000m ²	TOMADA D'ÁGUA	
BACIA HIDRÁULICA	35.000ha	SEÇÃO DO TÚNEL	22,10M ²
CHUVA MÉDIA ANUAL	860 mm	DIÂMETRO DO TÚNEL	5,35m
COEFICIENTE DE RENDIMENTO	7	COMPRIMENTO DO TÚNEL	260m
DESCARGA MÁXIMA	5.200m ³ /s	TORRE	
BARRAGEM		VOLUME DE CONCRETO	1.800m ³
TIPO	Terra zoneada	ALTURA	43m
RAIO DE CURVATURA	160m	VÁLVULA	

ALTURA MÁXIMA	54m	TIPO	Dispersora
LARGURA MÁXIMA DA BASE	278m	EMPUXO MÁXIMO	87,50t
EXTENSÃO PELO COROAMENTO	670m	VAZÃO MÍNIMO	16m ³ /s
LARGURA DO COROAMENTO	10m	TEMPO DE FECHAMENTO	180s
VOLUME TOTAL DE TERRA	3.224.220M ³	DIÂMETRO	1.500mm
VOLUME DE ENROCAMENTO	675.105m ³	POTÊNCIA INSTAURÁVEL	38.000CV
VERTEDOIRO			
TIPO	Superfície Livre		

7.2 SCRIPTS DO MATLAB

7.2.1 Correção estatística da precipitação

```

%dadosOBS2
%dadosMODXXI2
%dadosMODXX2
Nmod=38;
NanosOBS=88;
Nanos=88;
NanosXXI=88;

POBS= reshape(dadosOBS2,12,NanosOBS)';
for j=1:12
    [phatOBS,pciOBS] = gamfit(POBS(:,j));
    %ParamOBS(i,j,1)=phatOBS (1);
    %ParamOBS(i,j,2)=phatOBS (2);
end

for i=1:Nmod
    Serie= dadosMODXX2(:,i);
    PMOD= reshape(Serie,12,Nanos)';
    for j=1:12
        [phatMOD,pciMOD] = gamfit(PMOD(j,:));
        ParamMOD(i,j,:)=phatMOD;
    end
end

for i=1:Nmod
    Serie= dadosMODXXI2(:,i);
    P21= reshape(Serie,12,NanosXXI)';
    for j=1:NanosXXI
        for k=1:12
            p= gamcdf(P21(j,k),ParamMOD(i,k,1),ParamMOD(i,k,2) );

```

```
        Xint(k,j) = gaminv(p,phatOBS(1),phatOBS(2));
    end
end
X(i,:) = reshape(Xint,1,1056);

end
save(strcat('prec_testoros.txt'),'X','-ascii');
```

7.2.2 Estimação da evaporação potencial pelo método de Penann Montheith modificado

```

clear;
clc;
arq = fopen('Maxima/csiro_mk3_0_run1.txt','r');
TempMax = fscanf(arq,'%10e');
fclose(arq);
clear arq
arq = fopen('Minima/csiro_mk3_0_run1.txt','r');
TempMin = fscanf(arq,'%10e');
fclose(arq);
clear arq
N=length(TempMax)/3;
Tmax=reshape(TempMax,3,N)';
Tmin=reshape(TempMin,3,N)';
Tmaxm=Tmax(:,3);
Tmaxmm=reshape(Tmaxm,12,N/12)-273.15;
Tminm=Tmin(:,3);
Tminmm=reshape(Tminm,12,N/12)-273.15;
clear Tmax Tmin TempMax TempMin Tminm Tmaxm

%BancoDados;
Dias=[30 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30];
Kr=0.19; % Escolher o Valor de K Utilizado
EToPMLimitedDataMes=zeros(12,N/12);

for i=1:(N/12);
Tmed=(Tmaxmm(:,i)+Tminmm(:,i))./2;
Delta=(4098*(0.6108*(exp((17.27.*Tmed)./(Tmed+237.3)))./(Tmed+237.3).^2));
Altitude=160;
ConstPies=0.665*10^-3*(101.3*(((293-0.0065*Altitude)/293)^5.26));
Tdew=Tminmm;

```

```

ea=0.6108*(exp((17.27.*Tminmm(:,i))./(Tminmm(:,i)+237.3)))/%Utiliza o
Tminmm
e=0.6108*(exp((17.27.*Tmaxmm(:,i))./(Tmaxmm(:,i)+237.3)))/%Utiliza o
Tmaxmm
es=(e+ea)./2;
Difsa=es-ea;
Urmax=[100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100];% em percentual
Urmin=100.*(ea./e);%em percentual
Urmed=(Urmax+Urmin)./2;
%%%%%%%%%%%%%%
Ra4=[37.6 38.3 38.0 36.0 33.4 31.8 32.3 34.6 37.0 38.0 37.6
37.2];%(MJm2dia)
Ra6=[38.3 38.7 38.0 35.6 32.7 30.9 31.5 34.0 36.8 38.2 38.2
38.0];%(MJm2dia)
FatInterp=(Ra6-Ra4)./2;
Ra466=0.66*FatInterp+Ra4;%(MJm2dia)
Ra567=1.67*FatInterp+Ra4;%(MJm2dia)
Ramed=(Ra466+Ra567)./2;%(MJm2dia)
Rs=Kr*((Tmaxmm(:,i)-Tminmm(:,i)).^0.5).*Ramed;%(MJm2dia)
Rso=(0.75+2*(160)/100000)*Ramed;%(MJm2dia)
Prop=Rs./Rso;
Rns=(1-0.23)*Rs; %(MJm2dia-1)
TmaxmmK=Tmaxmm(:,i)+273.16;
SigmaTmaxmmK4=(0.000000004903*TmaxmmK.^4);
TminmmK=Tminmm(:,i)+273.16;
SigmaTminmmK4=(0.000000004903*TminmmK.^4);
SigmaMed=(SigmaTmaxmmK4+SigmaTminmmK4)./2;
ea1=(0.34-0.14*ea.^0.5);
Prop1=1.35*Prop-0.35;
Rnl=SigmaMed.*ea1.*Prop1;%(MJm2dia)
Rn=Rns-Rnl;
G=0;
L39=0.408.*Delta.*(Rn-G);%(mm/dia)
L40=Delta+ConstPies*(1+0.34*2); %?+?(1+0,34u2) u2=2m/s

```



```
PropL=L39./L40;% 0,408?(Rn-G)/ ?+?(1+0,34u2) (mm/dia)
L42=ConstPies.*(900./(Tmed+273)*2.*Difsa);%?(900/(T+273)*u2(es-ea)
PropL2=L42./L40;%?(900/(T+273)*u2(es-ea)/?+?(1+0,34u2)
EToPMLimitedDataDia=PropL+PropL2; %(mm/dia)
EToPMLimitedDataMes(:,i)=EToPMLimitedDataDia.*Dias; % (mm/mês)
end
```

```
arq=fopen('saidacsiro_mk3_0_run1.txt','w');
fprintf(arq,'%12.4f\t',EToPMLimitedDataMes);
fclose('all');
clear arq
```

7.2.3 Modelo hidrológico SMAP

```
function Qcalc=smap(para,EPQ,para0,Area)
```

```
m=length(para); % 2 ou 6 parametros!
```

```
Pre=EPQ(:,2);
```

```
Prec=Pre*0.73;
```

```
E=EPQ(:,1);
```

```
n=length(Prec);
```

```
if m==2, % semi-arido
```

```
sat=para(1);
```

```
pes=para(2);
```

```
crec=para0(1); crecp=crec/100;
```

```
k=para0(2); ke=0.5^(1/k);
```

```
tuin=para0(3); tuinp=tuin/100;
```

```
ebin=para0(4);
```

```
else
```

```
sat=para(1);
```

```
pes=para(2);
```

```
crec=para(3); crecp=crec/100;
```

```
k=para(4); ke=0.5^(1/k);
```

```
tuin=para(5); tuinp=tuin/100;
```

```
ebin=para(6);
```

```
end
```

```
for i=1:n+1,
```

```
if i==1,
```

```
Rsol(i)=tuintp*sat;
```

```
rsub(i)=10;
```

```
%+ebin/(1-ke)/Area*2630
```

```
else
```

```
tu0(i)=Rsol(i-1)/sat;
```

```

    dsol(i)=0.5*(Prec(i-1)-Prec(i-1)*(tu0(i)^pes)-E(i-1)*tu0(i)-Rsol(i-
1)*crecp*(tu0(i)^4));
    tu(i)=(Rsol(i-1)+dsol(i))/sat;
    es(i)=Prec(i-1)*tu(i)^pes;
    er(i)=E(i-1)*tu(i);
    rec(i)=Rsol(i-1)*crecp*(tu(i)^4);
    eb(i)=rsub(i-1)*(1-ke);
    rsub(i)=rsub(i-1)-eb(i)+rec(i);
    Rsol(i)=Rsol(i-1)+Prec(i-1)-es(i)-er(i)-rec(i);
    Qcalc(i-1)=(es(i)+eb(i))*Area/2630;
end
end
Qcalc=Qcalc';

clear;
clc;
j=1 ; %Numero da bacia
for i = 1:38 % numero de modelos

%ARQUIVO DE PRECIPITAÇÃO
arq = fopen('p.txt','r');
dadosPrec = fscanf(arq,'%10e');
N=length(dadosPrec)/39;          % Numero de modelos + 1
dadosPrecipitacao=reshape(dadosPrec,39,N)'; % Numero de modelos + 1

%ARQUIVO DE EVAPORTRANSPIRAÇÃO
arqu = fopen('evaporacao.txt','r');
dadosEvapor = fscanf(arqu,'%10e');
M=length(dadosEvapor)/12;
dadosEvaporacao = reshape(dadosEvapor,12,M)'; % 1 bacias

%ARQUIVO DE DADOS DAS BACIAS

```

```
arqui = fopen('d.txt','r');
dadosBacias = fscanf(arqui,'%10e');
O=length(dadosBacias)/7;
dadosBaciasSMAP = reshape(dadosBacias,7,O); %1 bacia

precipitacaoMedia = dadosPrecipitacao(:,i+1);
parametrosSMAP = dadosBaciasSMAP(j,2:7); % parametros do modelo SMAP
areaBacia = dadosBaciasSMAP(j,1); % area da bacia
evaporacao =
repmat(dadosEvaporacao(j,1:end),j,length(dadosPrecipitacao)/12)';

EP = [evaporacao precipitacaoMedia];
para0 = [0 0 0 0];
QSMAP = smap(parametrosSMAP, EP, para0,areaBacia);
QSMAPFinal = [ QSMAP ]; % dadosPrecipitacao(:,1) dadosPrecipitacao(:,2)
save(strcat('vazoes_',mat2str(i),'_oros.txt'),'QSMAPFinal','-ascii')
end
```

7.2.4 Teste de hipótese de Mann Kenadall Sen

```

% Caixa de dialogo para selecionar o arquivo
[fname,pname] = uigetfile('*.xlsx','Selecione o Arquivo de Dados');
if (fname ~= 0)
    filename = sprintf('%s%s',pname,fname);
end

[matrizDados] = xlsread(filename); % Lendo os dados dos arquivos XLS
vetorAnos = matrizDados(1:88,1:1); % Lendo o vetor de anos
dadosModelos = matrizDados(1:88,2:39); % Lendo a matriz de dados dos
modelos
janela = 10; % Janela da mÃ©dia e da mediana mÃ³vel
mediaMovel = zeros(length(vetorAnos)-janela,1); % Inicializando vetor da
MÃ©dia MÃ³vel
medianaMovel = zeros(length(vetorAnos)-janela,1); % Inicializando vetor da
Mediana MÃ³vel
resultadosMannKendallSen = zeros(5,5); % Inicializando matriz de resultados
de Mann-Kendall-Sen

for i = 1:38 %numero de modelos

    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    % Tendencia de Mann-Kendall-Sen %
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    matriz = zeros(length(dadosModelos(:,1)),2); % inicializando matriz para
funcao ktaub
    matriz(:,1) = vetorAnos; % primeira coluna da matriz
    matriz(:,2) = dadosModelos(:,i); % segunda coluna da matriz

    alpha = 0.05; % erro aceitavel
    wantplot = 1; % Nao plotar a partir do script

```

```
[taub tau h sig Z S sigma sen n senplot Cllower Clupper D Dall C3 nsigma] =  
ktaub1(matriz, alpha, wantplot);  
    % taub: Mann-Kendall coefficient adjusted for ties  
    % tau: Mann-Kendall coefficient not adjusted for ties  $n(n-1)/2$   
    % h: hypothesis test (h=1 : is significant)  
    % sig: p value (two tailed)  
    % sen: sen's slope  
    resultadosMannKendallSen(i,1) = taub ;  
    resultadosMannKendallSen(i,2) = tau;  
    resultadosMannKendallSen(i,3) = h;  
    resultadosMannKendallSen(i,4) = sig;  
    resultadosMannKendallSen(i,5) = sen;  
    clear taub tau h sig sen  
end  
  
save resultadosMannKendallSen.txt resultadosMannKendallSen -ascii
```

7.2.5 Curvas sazonais

```

clear;
dadosOBS;
dadosMODXXI;
dadosMODXX;

Nmod=38;
NanosOBS=99;
Nanos=99;
NanosXXI=90;

POBS=reshape(dadosOBS2,12,NanosOBS)';
for j=1:12
    [phatOBS,pciOBS] = gamfit(POBS(:,j));
    ParamOBS(j,1)=phatOBS (1);
    ParamOBS(j,2)=phatOBS (2);
end
SAZONALXX= mean(POBS);
for i=1:Nmod
Serie= dadosMODXX2(:,i);
    PMOD= reshape(Serie,12,Nanos)';
    for j=1:12
        [phatMOD,pciMOD] = gamfit(PMOD(:,j));
        ParamMOD(i,j,:)=phatMOD;
    end
end

for i=1:Nmod
Serie= dadosMODXXI2(:,i);
    P21= reshape(Serie,12,NanosXXI)';
    for j=1:NanosXXI
        for k=1:12

```

```
        p= gamcdf(P21(j,k),ParamMOD(i,k,1),ParamMOD(i,k,2) );
        X(i,j,k) = gaminv(p,ParamOBS(k,1),ParamOBS(k,2));
    end
end
end

for i=1:Nmod
    x1(:,:)=X(i,:,:);
    aca=mean(x1);
    nummodel=num2str(i);
    h= plot (1:12,aca,'-*k');
    hold on
    plot(1:12,SAZONALXX,':+b');
    xlabel('Meses')
    ylabel('Precipitação (mm)')
    saveas(h,nummodel,'jpg')
    hold off
    save(strcat('prec_',mat2str(i),'_oros.txt'),'x1','-ascii')
end
```