

REVISTA AIDIS

de Ingeniería y Ciencias Ambientales:
Investigación, desarrollo y práctica.

AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO BALANÇO HÍDRICO NA BACIA DO ÓROS USANDO OS MODELOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO IPCC-AR4 PARA O CENÁRIO A1B

*Wescley de Sousa Fernandes¹
Francisco de Assis de Souza Filho¹
Ticiano Marinho Studart¹
Cleiton da Silva Silveira²

IMPACT ASSESSMENT OF CLIMATE CHANGE ON WATER BALANCE IN Oros BASIN USING THE CHANGES OF CLIMATE MODELS IPCC AR4-FOR SCENARIO A1B

Recibido el 18 de mayo de 2015; Aceptado el 29 de enero de 2016

Abstract

Projections flows to the basin of 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 2010-2099 the A1B scenario. It can be observed both a quantitative superiority as a qualitative superiority of the fourth report of the data before the fifth report, a decisive factor for choosing such a report in the construction of the results, where the proper handling of data is critical. Another determining factor in the choice of the fourth report was the range of referential work, guiding factor in comparison of results. Flows were generated by the hydrological model Soil Moisture Account Procedure (SMAP), initializing by rainfall corrected statistically from observed data and evaporation estimated by the Penman-Montheith method. To analyze the impact on the annual average flow of the XXI century was assessed the trend of the series using the Mann-Kendall-Sen method. To identify the frequency of extreme events we compared the distribution curves of accumulated probability of the twentieth and twenty-first century. For seasonal analysis considered the anomaly in the average weather of the twenty-first century designs for the twentieth century. In terms of seasonal projections can observe a small dispersion of the models along with a monthly increase of the potential evaporation, achieving a difference of up to 53.47 %. For the seasonality of flows, it was observed greatest impact in the months of the rainy season, resulting in a possible shift of the ITCZ to further north or further south.

Key Words: Orós. IPCC AR4. Climate Changes.

¹ Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Brasil.

² Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira, Brasil.

*Autor correspondente: Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Brasil. Rua Damião Fernandes, 909, Fortaleza-Ce. Ceará, Brasil. CEP 60.455-600. Email: wescley_ufc@hotmail.com

Resumo

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. Pode-se observar tanto uma superioridade quantitativa, como uma superioridade qualitativa (tratamento de dados) dos dados do quarto perante ao quinto relatório, fator decisivo para a escolha de tal relatório na construção dos resultados, onde o tratamento adequado dos dados se torna fundamental. Outro fator determinante para a escolha do quarto relatório foi a gama de trabalhos referenciáveis, fator norteador em termos comparativos de resultados. As vazões foram geradas pelo modelo hidrológico *Soil Moisture Account Procedure* (SMAP), sendo inicializado por precipitações corrigidas estatisticamente a partir dos dados observados e por evaporações estimadas pelo método de *Penman-Montheith*. Para analisar o impacto nas vazões médias anuais do século XXI foi avaliada a tendência das séries usando o método de Mann-Kendall-Sen. Para identificar a frequência de eventos extremos foram comparadas as curvas de distribuição de probabilidade 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. Em termos de projeções sazonais poderemos observar pequena dispersão dos modelos, juntamente com um aumento da evapotranspiração potencial mensal, atingindo uma diferença de até 53.47%. Para a sazonalidade das vazões, foi observado maiores impactos nos meses da quadra chuvosa, implicando num possível deslocamento da ZCIT para mais ao norte ou mais ao sul.

Palabras clave: Orós. IPCC AR-4. Mudanças Climáticas.

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.

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 do Brasil o aquecimento pode chegar a 4°C no cenário pessimista A2 e de 2°C a 3°C no cenário otimista B2, ficando entre esses valores para o cenário intermediário A1B. Isto pode afetar a agricultura de subsistência regional, a irrigação, o setor hidroelétrico, etc.

As divergências dos modelos globais do IPCC-AR4 quanto às projeções demonstram um alto nível de incerteza existente nessas projeções (Silveira, 2014) tornando-se imprescindível uma metodologia de avaliação que seja capaz de identificar os modelos que representam

adequadamente as principais regiões da América do Sul, para que possa ser dimensionada e tratada à incerteza associada às projeções do conjunto de modelos, dado o grande número de modelos e as projeções apresentarem tanta divergência para o Nordeste do Brasil (Lázaro, 2011; Silveira; Souza Filho, 2011). Esta avaliação poderia ser vista por duas vertentes: a primeira consiste em identificar os melhores modelos e admitir que uma melhor representação do século XX levaria a uma representação mais coerente do futuro; já a segunda consiste em identificar os piores modelos e retirá-los do conjunto para uma posterior análise estatística do futuro (Silveira, 2012), sendo estas informações uma margem dos possíveis cenários futuros de vazões, podendo ser usada para adoção de políticas e gestão.

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 de toda a população e à irrigação de terras. O Nordeste brasileiro tem cerca de 70 mil açudes de superfície superior a 1.000 m². A alta variabilidade pluviométrica e a intensa evaporação da região fazem com que os açudes apresentem baixa profundidade (inferior a 10 metros, em média) e alta salinização da água, que limitam sua utilização na agricultura e no abastecimento.

A barragem Presidente Juscelino Kubitschek de Oliveira ou açude Orós, segundo maior açude do Ceará, tem capacidade de armazenamento de 2.1 milhões de metros cúbicos e drena uma área de 25.000 km². Fazê-lo perene surgiu como a alternativa mais viável para solucionar o problema da escassez de água no sertão cearense. No entanto, esta idéia só foi colocada em prática no século XX. Porém, surge ainda, o interesse em análises de gestão e alocação de água, para que se otimize a maior capacidade possível do açude Orós. Diante disso, existe uma demanda pelo sistema de gestão do Estado do Ceará 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 as autoridades tomem decisões que ao menos minimizem os impactos de mudanças no clima, reduzindo assim o grau de vulnerabilidade do suprimento hídrico.

O objetivo deste trabalho é avaliar como as mudanças e/ou variabilidade climática estão afetando o balanço hídrico para a bacia do Orós utilizando as projeções do cenário A1B do IPCC-AR4 e o modelo concentrado de chuva-vazão *Soil Moisture Account Procedure* (SMAP).

Metodologia

A metodologia divide-se, basicamente, em quatro etapas. A primeira consiste em obter as evaporações a partir dos modelos do IPCC-AR4, usando o método de *Penman-Motheith* modificado. A segunda consiste na obtenção das precipitações, também dos modelos do IPCC-

AR4, para bacia de interesse usando o *Thiessen*, para posterior correção estatística para remoção de viés usando a função de distribuição gama. Já na terceira etapa obtém-se as vazões usando o modelo hidrológico SMAP, tendo como dados de entrada as evaporações e precipitações corrigidas. Enquanto na quarta etapa são mostradas as medidas estatísticas que serão usadas para avaliar o impacto na disponibilidade hídrica futura. Mostrando, dessa maneira, a sensibilidade da oferta à variabilidade e as mudanças climáticas.

Região de Estudo

O açude Óros localiza-se na região hidrográfica do Alto Jaguaribe, Estado do Ceará, com capacidade de 1.940.000.000 m³. Essa região hidrográfica é uma das Sub-Bacias do rio Jaguaribe e tem como principais afluentes os rios: Jucá, rio dos Bastiões, o rio Cariús, o riacho da Conceição e outros.

A vazão anual do açude Orós é altamente variável e assimétrica. Noventa por cento dessas vazões ocorrem nos meses de janeiro a junho. Conforme Souza e Lall (2004), a demanda de água da Bacia do Jaguaribe é destinada 80% para irrigação e 20% para consumo urbano. As demandas nessa bacia se concentram na estação de irrigação (agosto a novembro).

Na figura 1 é mostrada a região de estudo, a bacia do Orós, no Estado do Ceará.



Figura 1. Região de estudo, bacia do Óros.

Dados observacionais

Para a correção estatística da série de precipitações dos modelos do IPCC-AR4 utilizou-se a série histórica de chuvas de 1912 a 1999 fornecida pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (Funceme). Já para validação das correções utilizou-se a série temporal do posto fluviométrico de Iguatu – CE, pois tal posto representa a série histórica mais longa efetivamente medida.

Modelos do IPCC

Os dados provenientes do IPCC são resultados de simulações de modelos globais de alguns centros de pesquisa que contribuíram para esse relatório (conforme Tabela 1), forçadas pelas concentrações observadas de gases de efeito estufa durante o século XX (simulações 20C3M). Para este experimento foram usados apenas aqueles modelos que disponibilizaram temperatura máxima e mínima do ar, visto que o cálculo de evapotranspiração potencial sugerido neste trabalho (seção 2.4) só seria possível usando essa informação.

Tabela 1. Relação dos Modelos Globais do CMIP3 utilizados

Modelo	Instituição ou Agência; País	Rodadas disponíveis
BCCR-BCM2	<i>Bjerknes Centre for Climate Research, Universidade de Bergen; Noruega</i>	<i>run1</i>
CSIRO-MK3	<i>CSIRO; Austrália</i>	<i>run1</i>
INM-CM3.0	<i>Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science; Rússia</i>	<i>run1</i>
NASA-GISS-AOM	<i>Nasa Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS); Estados Unidos</i>	<i>run1</i>
NIES-MIROC3.2-HI	<i>CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão</i>	<i>run1</i>
NIES-MIROC3.2-MED	<i>CCSR/ NIES/ FRCGC; Japão</i>	<i>run1, run2 e run3</i>

Cenários do século XXI

Para avaliação das projeções para o século XXI para o aqude Óros será considerado o cenário A1B. O cenário A1B 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.

Correção Gama

Um modelo probabilístico muito atraente para a representação de variáveis hidrológicas, que apresentam versatilidade de formas, coeficientes de assimetria variáveis, é a distribuição gama.

Esse modelo possui numerosas aplicações bem sucedidas em modelagens de vazões, porém, Hann (1977) destaca a distribuição gama não só para análises de vazão, mas também para análises de precipitação de duração diárias, semanais, mensais e anuais. Para o presente trabalho a correção estatística via função gama é feita nas séries das precipitações dos modelos do IPCC-AR4.

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

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

A figura 2 descreve a relação entre a probabilidade acumulada e a precipitação. O mapeamento probabilidade foi utilizado 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.

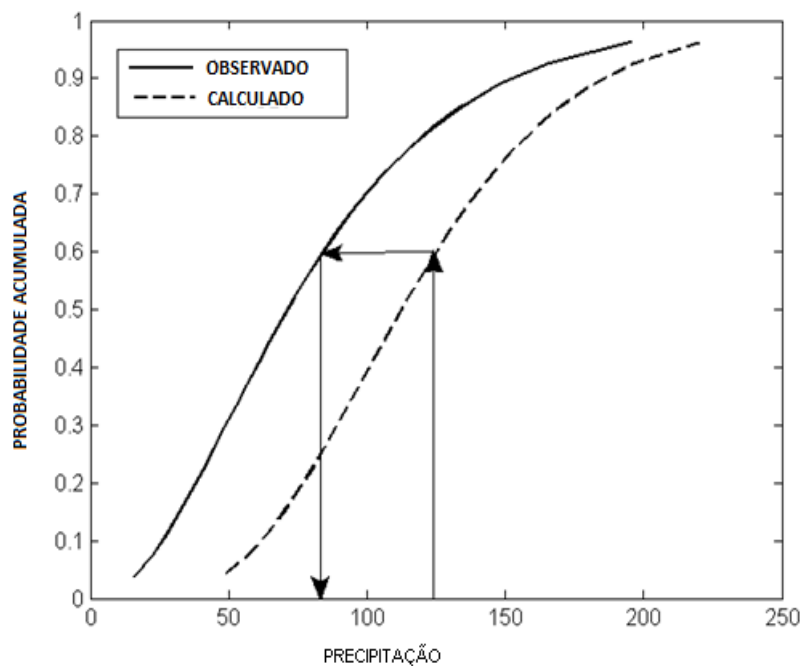


Figura 2. Correção de viés usando a função de distribuição gama.

Para a correção das precipitações modeladas são consideradas doze ajustes gama, um para cada mês do ano. Por exemplo, todas as precipitações que ocorreram ao longo de cada janeiro (de 1912 a 1999) são agrupadas e são gerados os parâmetros de correção. Em seguida, o mesmo procedimento é realizado para cada mês.

Métodos de Penman-Monteith modificado

Para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) é usado o método de Penman-Monteith ajustado segundo Allen *et al.* (1998). Segundo este método a evapotranspiração de referência é dado segundo a equação 1:

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad \text{Equação (1)}$$

Onde, ET_o é a evapotranspiração de referência (mm.dia⁻¹); R_n é a radiação líquida na superfície das culturas (MJ.m² dia⁻¹); G é o fluxo de calor no solo (MJ.m².dia⁻¹); T é a média diária da temperatura do ar a 2 m de altura (°C); u₂ 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 (k.Pa); Δ é a inclinação da curva da pressão de vapor versus temperatura (kPa °C⁻¹); γ é a constante psicrométrica (kPa °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 pelo método de Penman- Monteith (ET_oPM). Através deste conjunto de dados é possível estimar diversas variáveis. Conforme equações a seguir:

$$\gamma = 0.665 \times 10^{-3} P \quad \text{Equação (2)}$$

Onde, P_{atm} é a pressão atmosférica (kPa)

$$P_{atm} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad \text{Equação (3)}$$

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

$$\Delta = \frac{4098(0.6108 * \exp(\frac{17.27.T}{T+237.3}))}{(T+237.3)^2} \quad \text{Equação (4)}$$

Onde, exp é a base do logaritmo natural = 2,7183; T é a média da temperatura do ar (°C);

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 * \exp(\frac{17.27 * T}{T+237.3}) \quad \text{Equação (5)}$$

Onde, e^o(T) é a pressão de saturação de vapor em determinada temperatura do ar T (kPa); T é a temperatura do ar (°C);

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \quad \text{Equação (6)}$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

Equação (7)

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 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

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

Equação (8)

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).

$$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{\max K^4} + T_{\min K^4}}{2} \right) \cdot (0.34 - 0.14\sqrt{ea}) \cdot \left(1.35 \left(\frac{R_s}{R_{so}} \right) - 0.35 \right)$$

Equação (9)

Onde, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ.m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $T_{\max K}$ é a temperatura máxima absoluta durante período de 24 h ($^{\circ}\text{K}$); $T_{\min K}$ é a temperatura mínima absoluta durante período de 24 h ($^{\circ}\text{K}$); 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 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5}z)R_a$$

Equação (10)

Onde, z é a altitude da estação em relação ao nível do mar (m); R_a é a radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

Modelo Hidrológico SMAP

O SMAP é um modelo determinístico de simulação hidrológica do tipo transformação chuva-vazão, no qual ocorre a calibração por meio de series de precipitação. Tecnicamente analisa-se a contribuição da umidade do solo, do nível de saturação do solo, baseado em reservatórios lineares que possam representar o solo como camada superior e um aquífero como uma camada inferior, e por meio de balanços hidrológicos fornecerem demandas de aflúências. Inicialmente, para o determinado balanço hídrico, devemos realiza o cálculo do nível inicial do reservatório no solo ($RSOLO_{in}$):

$$RSOLO_{in} = TU_{in} \times SAT$$

Equação (11)

Onde, $RSOLO_{in}$ é o nível inicial do reservatório, TU_{in} é a taxa inicial de umidade do solo, SAT é a saturação.

Desta forma, a equação 12 pode ser lida:

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

Equação (12)

Em seguida, iremos para o cálculo do nível remanescente do solo na zona de aeração, D_{solo} , por meio da equação:

$$D_{solo} = 0.5 \times (P - P \times TU_{in}^{PES} - EP \times TU_{in} - R_{solo} \times CREC \times TU_{in}^4)$$

Equação (13)

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 Dsolo pode-se calcular a taxa de umidade (TU), por meio da equação 14.

$$TU = \left(\frac{RSOLO + D_{solo}}{SAT} \right) \quad \text{Equação (14)}$$

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 de massa. Uma parte da precipitação é transformada em escoamento superficial (ES) que é calculado por:

$$ES = P \times TU^{PES} \quad \text{Equação (15)}$$

Onde, ES é o escoamento superficial, 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 deste 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 16.

$$ER = EP \times TU \quad \text{Equação (16)}$$

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 o 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 20, podendo-se assim, realizar o cálculo do nível do reservatório, fornecido pela equação 17.

$$REC = RSOLO_{in} \times CREC \times TU^4 \quad \text{Equação (17)}$$

Onde, REC é a recarga do aquífero, RSOLO_{in} é o nível inicial do solo, CREC é o coeficiente de recarga do reservatório, TU é a taxa variável de umidade do solo.

$$RSOLO = RSOLO_{in} + P - ES - ER - REC \quad \text{Equação (18)}$$

Onde, RSOLO é o nível variável do reservatório, RSOLO_{in} 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:

$$EB = R_{subin} \times (1 - K_{corrigido}) \quad \text{Equação (19)}$$

Onde, EB é o escoamento de base, R_{subin} 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

$$K_{\text{corrigido}} = 0.5^{\frac{1}{k}}$$

Equação (20)

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

$$R_{\text{sub}} = R_{\text{subin}} - EB - REC$$

Equação (21)

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

$$Q = (ES - EB) \times A / 2630$$

Equação (22)

Onde, ES é o escoamento superficial, EB é o escoamento de base e A é a área do reservatório

Análise das Projeções sazonais

A sazonalidade da precipitação é de grande relevância para a avaliação dos impactos do clima em recursos hídricos e agricultura na região. O início do plantio das culturas e o regime fluvial são condicionados pela distribuição temporal das chuvas. Uma sensível mudança nos padrões da sazonalidade impacta diretamente estas duas importantes áreas. Adicionalmente pode-se avaliar que os totais de precipitação mensais e sua sazonalidade podem ser considerados como indicativos de mudanças ou não nos padrões dos sistemas geradores de chuvas e sua ocorrência.

Para o cálculo das anomalias sazonais são consideradas as projeções fornecidas pelos modelos globais do IPCC-AR4 para o cenário A1B, no período de 2010 a 2099. Em seguida é feita uma comparação relativa à representação dos modelos para o cenário 20C3M (este cenário indica como os modelos do IPCC representam os padrões de variação do século XX) no período de 1901 a 1999.

As medidas estatísticas utilizadas, cujas definições estão indicadas a seguir, são: anomalia na média anual de precipitação e anomalia sazonal da precipitação.

Para o cálculo da anomalia na média anual considerou-se a equação 23, dada pela diferença entre a média anual o cenário do século XXI e média anual do cenário 20C3M sobre a média anual do século XX:

$$A_{\text{anual}} = \frac{(V_{\text{XXI}}^a - V_{\text{20C3M}}^a)}{V_{\text{20C3M}}^a} \cdot 100$$

Equação (23)

Onde V_{XXI}^a é média da vazão anual para o cenário do século XXI e V_{20C3M}^a é a média da vazão anual para o cenário 20C3M.

A segunda métrica visa avaliar como essa anomalia na média anual de vazão está distribuída ao longo dos meses do ano. Para o cálculo da anomalia é identificado a climatologia dos cenários do século XXI e século XX dos modelos globais do IPCC-AR4. Em seguida é calculada a diferença entre as mesmas e realizada a divisão pela média de vazões anuais do cenário 20C3M, conforme equação 24:

$$A_{\%}^i = \left(\frac{V_{XXI}^i - V_{20C3M}^i}{V_{20C3M}^a} \right) \cdot 100 \quad \text{Equação (24)}$$

Onde i são os meses do ano, V_{XXI}^i a precipitação do cenário do século XXI para o mês i , V_{20C3M}^i a vazão do cenário 20C3M para o mês i e $A_{\%}^i$ a anomalia percentual da vazão sazonalmente.

Análise de tendência das vazões anuais

Para analisar a tendência do século XXI as séries de vazões anuais do cenário A1B do século XXI foram normalizadas com base nas características da série do cenário 20C3M de 1901 a 1999. Essa normalização segue a equação 25:

$$Z = \frac{X_{XXI}^j - \bar{X}_{20C3M}}{\sigma_{20C3M}} \quad \text{Equação (25)}$$

Onde Z é a vazão do cenário do século XXI normalizada, X_{XXI}^j a vazão anual do cenário A1B para um ano j , \bar{X}_{20C3M} a vazão anual média do cenário 20C3M na série de 1901 a 1999 e σ_{20C3M} o desvio padrão da série de vazões anuais do cenário 20C3M.

Para as metodologias de avaliação de tendência/variabilidade foram utilizados os métodos clássicos de Mann-Kendall-Sen.

Métodos Clássicos de Man-Kendall Sen

Nos testes de tendência, segundo Xu *et al.* (2003), a hipótese nula H_0 ocorre na ausência de tendência na série histórica. Enquanto que, 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.

Conforme o mesmo autor, a utilização de testes paramétricos e não-paramétricos dependem das características dos dados em que se está trabalhando. A média é uma medida de tendência central, conforme definida por Walpole *et al*, 2007.

O modelo de regressão linear é dado pela equação 26 (Helsel & Hirsch, 2002):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \varepsilon_i$$
$$i = 1, 2, 3, \dots, n$$

Equação (26)

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 .

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

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

No método de Sen são computados a declividade de N pares de dados através da equação 31:

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

Equação (27)

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:

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

Equação (28)

Onde n é o tamanho da série.

Se N for ímpar, a declividade de Sen será:

$$Q_{mediana} = Q_{(N+1)/2}$$

Equação (29)

Se N for par, a declividade de Sen será:

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

Equação (30)

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 de tendência de Man-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975; Kendall & Gibbons, 1990) é um dos mais utilizados na avaliação de tendências de séries históricas naturais que se distanciam da distribuição normal, como a de qualidade da água, vazões, temperatura e precipitação (Hamed, 2009).

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 estatístico de Mann-Kendall é dado pela equação 35 (Burn et al, 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n Sgn(X_j - X_i) \quad \text{Equação (31)}$$

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

$$Sgn(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad \text{Equação (32)}$$

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

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

$$\beta = \text{Mediana} \left[\frac{(X_j - X_i)}{(j - i)} \right] \quad \text{Equação (33)}$$

para todo $i < j$

Resultados e discussões

Projeções sazonais de Evaporação e Vazão

Na figura 3 são apresentados os impactos da média mensal de evapotranspiração do século XXI, período de 2010 a 2099, em relação a média mensal do século XX, período de 1901 a 1999. A maioria dos modelos mostra que haverá um aumento da evapotranspiração potencial mensal, atingindo uma diferença de até 53,47%. Apesar disso, existe uma pequena dispersão dos modelos nos meses de abril a julho, mostrando certa incerteza para a sazonalidade da evapotranspiração.

A Figura 4 expõe o comportamento sazonal das vazões da bacia do Óros obtido por meio do modelo hidrológico SMAP, através da comparação entre a climatologia do século XX e do século XXI. A maioria dos modelos apresenta maiores impactos nos meses da quadra chuvosa, porém divergem quanto ao sinal da anomalia. Isto implica num possível deslocamento da ZCIT nesses meses para mais ao norte ou mais ao sul.

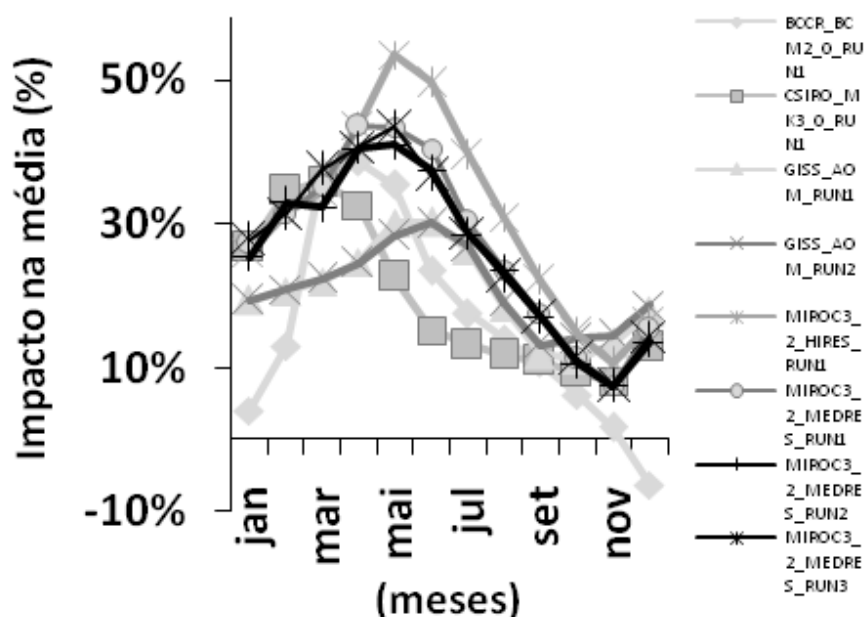
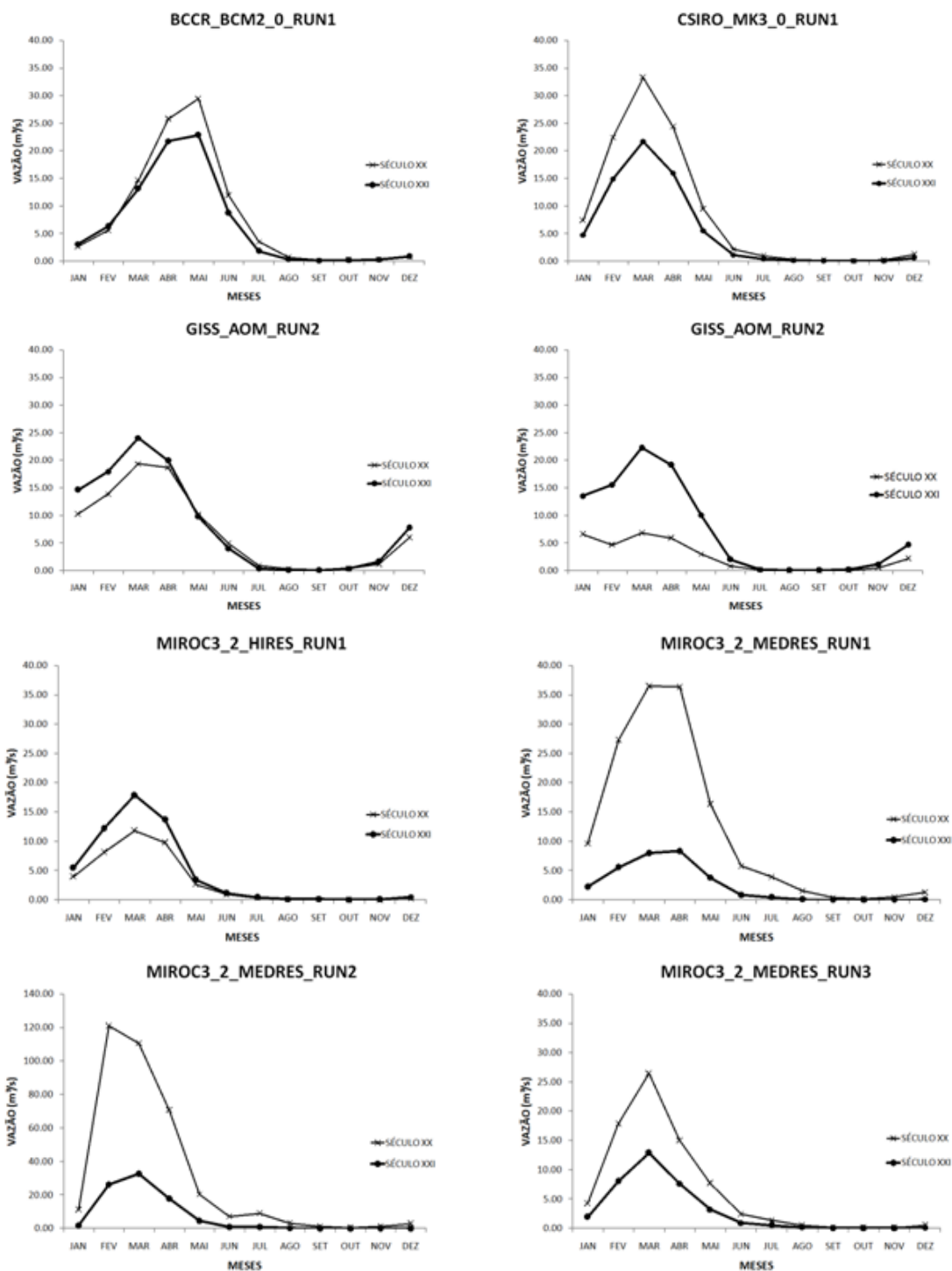


Figura 3. Impacto na média para as evaporações estimadas por meio do método de Penan-Motheith modificado

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 são 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 $100 \text{ m}^3/\text{s}$, 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, principalmente na estação chuvosa.



Figuras 4. Sazonalidade para o século XXI e para o século XX de vazões obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações estimadas pelo método de Penann Motheith modificado e precipitações do IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente

Projeções Interanual

A Tabela 2 apresenta a tendência da precipitação corrigida estatisticamente para os modelos do IPCC-AR4, da evaporação estimada a partir do método de *Penman-Montheith* modificado e da vazão usando o modelo hidrológico SMAP, segundo o teste de Man-Kendall Sen. Em termos de vazões, os modelos GISS_AOM_RUN1 e GISS_AOM_RUN2 apresentaram tendência positiva, com destaque, em termos quantitativos, para o modelo GISS_AOM_RUN2. Já os modelos CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3 apresentaram tendência negativa, com destaque, em termos quantitativos, para o modelo CSIRO_MK3_0_RUN1. Para os demais modelos não apresentaram tendência.

Tabela 2. Tendência das vazões obtida pelo modelo hidrológico SMAP. precipitação fornecidas pelo IPCC-AR4 corrigidas estatisticamente e das evaporações estimadas pelo método de Penan-Motheith modificado para o açude Óros no século XXI segundo o teste de Mann-kendall sen.

MODELOS IPCC	Vazão (%)			Precipitação (%)			Evaporação (%)		
	2010	2030	2100	2010	2030	2100	2010	2030	2100
bccr_bcm2_0_run1	-	-	-	11.4	22.8	66.3	1.0	2.1	4.6
csiro_mk3_0_run1	-13.8	-27.6	-62.1	-3.0	-6.1	-13.7	2.2	4.5	10.1
giss_aom_run1	15.9	31.8	71.5	4.6	9.2	20.7	1.2	2.3	5.2
giss_aom_run2	26.6	53.2	119.8	3.0	6.0	13.5	1.7	3.4	7.6
miroc3_2_hires_run1	-	-	-	-	-	-	3.5	7.1	15.9
miroc3_2_medres_run1	-2.6	-5.3	-11.8	-	-	-	3.2	6.3	14.2
miroc3_2_medres_run2	-3.0	-6.0	-13.4	-	-	-	3.6	7.3	16.4
miroc3_2_medres_run3	-4.7	-9.3	-20.9	-	-	-	4.1	8.2	18.4

- Ausência de tendência

A maioria dos modelos indica tendência negativa para as vazões do século XXI, o impacto sinalizado por estes é de até 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.

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. Nesse cenário, todos os modelos indicaram tendência positiva para a evapotranspiração no século XXI para a região em estudo. Estas projeções mostram que para o ano de 2040 há uma dispersão que vai de 1.18% a 6.13%, para o ano de 2070 há uma variação de 2.35% a 12.25% e para o ano de 2100 há uma variação de 3.35% a 18.38% de evapotranspiração.

O modelo MIROC3_2_MEDRES_RUN3 apresenta a maior tendência para esse cenário do século XXI. Indicando um aumento de 2.96mm/ano, o que corresponde a um aumento de 6.13% de evapotranspiração no ano de 2040, um aumento de 12.25% de evapotranspiração no ano de 2070 e um aumento de 18.38% de evapotranspiração no ano de 2100.

Na figura 5 é mostrado o impacto na média anual de evapotranspiração potencial obtida a partir do método *Penman-Monteith* para os períodos de 2010 a 2039, 2040 a 2069 e 2070 e 2100. Os modelos em estudo apresentaram um impacto superior a 10%. Os modelos *miroc3_2_hires_run1*, *miroc3_2_medres_run1*, *miroc3_2_medres_run2* e *miroc3_2_medres_run3* foram os que tiveram um maior impacto na média anual de evapotranspiração, acima de 20%, sendo que o modelo *miroc3_2_hires_run1* ultrapassou os 25%.

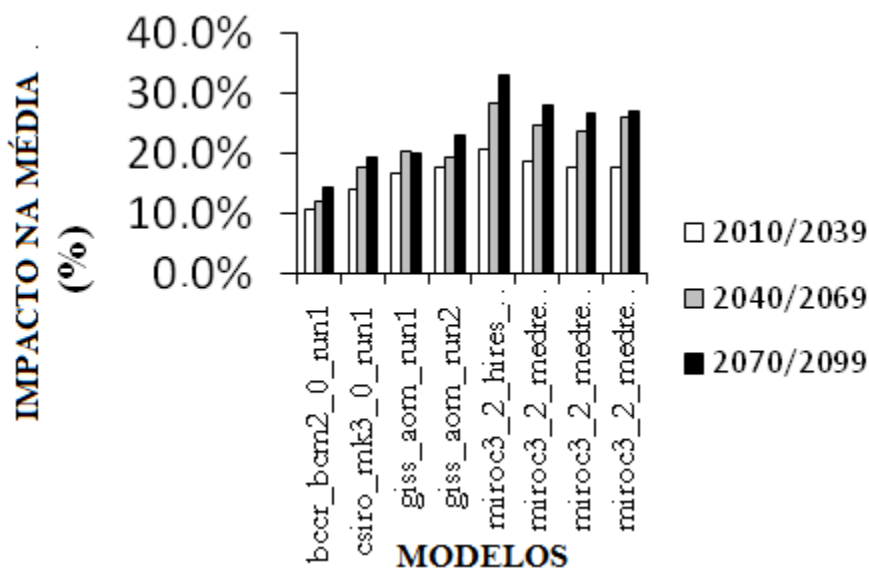


Figura 5. Impacto nas médias anuais das evaporações potenciais projetados pelos modelos do IPCC-AR4 para a bacia do Óros nos períodos de 2010/2029, 2030/2069 e 2070/2099, em relação ao século XX (1901 a 1999)

Na tabela 3 estão expostas 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 açude Óros.

Nota-se que o século XX apresenta uma série de vazões com menor dispersão em relação ao século XXI. Dos 8 modelos analisados, 5 apresentam aumento de variabilidade (BCCR_BCM2_0_RUN1, CSIRO_MK3_0_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN1, MIROC3_2_MEDRES_RUN2 e MIROC3_2_MEDRES_RUN3), dois mantêm a variabilidade igual para os dois séculos (GISS_AOM_RUN1 e miroc3_2_hires_run1) e, apenas o modelo GISS_AOM_RUN2 demonstra uma diminuição de variabilidade.

Tabela 3. Descrição das médias anuais, dos desvios padrões anuais e do coeficiente de variação, para os modelos do IPCC-AR4 para o açude Óros no século XX e no século XXI.

MODELOS IPCC	Século XX			Século XXI		
	Média	D.Padrão	CV	Média	D.Padrão	CV
bccr_bcm2_0_run1	8.1	4.4	0.5	6.7	4.5	0.7
csiro_mk3_0_run1	8.9	4.7	0.5	5.6	4.2	0.8
giss_aom_run1	5.7	2.8	0.5	6.7	3.1	0.5
giss_aom_run2	2.1	1.8	0.9	7.0	2.9	0.4
miroc3_2_hires_run1	2.8	2.0	0.7	4.3	3.2	0.7
miroc3_2_medres_run1	12.1	6.3	0.5	2.6	3.2	1.2
miroc3_2_medres_run2	30.8	17.2	0.6	7.4	7.6	1.0
miroc3_2_medres_run3	6.6	4.8	0.7	3.2	3.9	1.2

Na figura 6 são mostradas as curvas das funções de distribuição acumulada para vazões corrigidas obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas pelo método de *Penman-Montheith* 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 e maiores do que 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 apontaram uma maior ocorrência de eventos com menores vazões, 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.

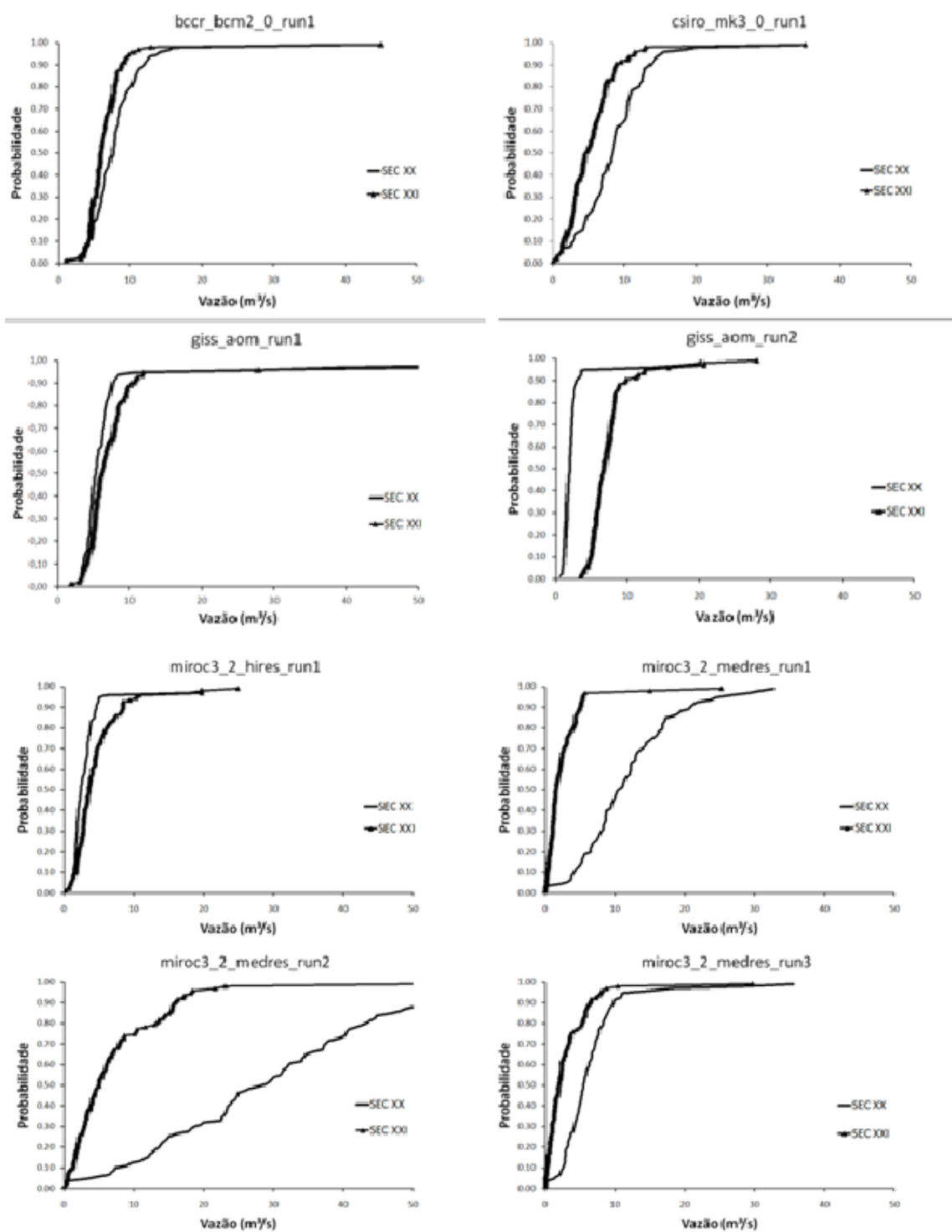


Figura 6. Curvas das funções de distribuição acumulada (CDF) para vazões corrigidas obtidas pelo modelo hidrológico SMAP inicializado com evaporações potenciais estimadas pelo método de Penann-Motheith modificado

Conclusão

É observado que modelos do IPCC divergem quanto o futuro das vazões na bacia do Orós. Esse espalhamento pode estar associado à própria incerteza proveniente dos fenômenos meteorológicos que envolvem as variáveis provenientes dos modelos globais e/ou má representação dos fenômenos de micro e meso-escala que precisam ser resolvidos numa grade de melhor resolução.

Os modelos do IPCC mostraram que haverá um aumento da evapotranspiração nos próximos anos, devido ao possível aumento da temperatura. Quase todos os modelos comprovaram que haverá um crescimento na média mensal de Evapotranspiração em todos os meses. A maioria dos modelos que foram utilizados para esse estudo, mostrou que o aumento na média anual de Evapotranspiração potencial é superior a 10%. Todos os modelos mostraram uma tendência positiva, que conseqüentemente, indica que poderá haver um aumento de Evapotranspiração para os próximos anos.

As evaporações potenciais estimadas pelo método de *Penman-Montheith* modificado demonstraram um padrão de aumento que segue o padrão sazonal de precipitação da região de estudo, ou seja, para a estação chuvosa é observado maiores incrementos de evaporação. Quanto às projeções das tendências, dos 8 modelos do IPCC-AR4, 6 apresentaram tendências para vazões, 4 apresentaram tendência para precipitações corrigida estatisticamente. Porém, não há convergência em relação ao sinal da anomalia.

Para a análise da curva de função de distribuição acumulada (CDF) foi demonstrado que dos 8 modelos analisados 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 análises significativas.

Em termos sazonais, a maioria dos modelos mostra maiores impactos nos meses da quadra chuvosa, porém divergem quanto ao sinal da anomalia. Isto implica num possível deslocamento da ZCIT nesses meses para mais ao norte ou mais ao sul.

As divergências dos modelos globais do IPCC-AR4 quanto às projeções interanuais e sazonais demonstram um alto nível de incerteza existente nessas projeções. Entretanto, estas informações definem uma margem dos possíveis cenários futuros de precipitação, evaporação e vazão na bacia do Orós. Podendo ser usada para adoção de políticas e gestão em nível de 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, por exemplo, pode induzir estratégias que levem a grandes arrependimentos. Estratégias robustas precisam considerar as incertezas no nível atual de conhecimento.

Referencias Bibliograficas

- Albuquerque, I.F., Ferreira, N.J, Dias, P.L.S., Silva, M.G.A.J. (2009) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo. 280 pp.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998) Evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO. Irrigation and Drainage Paper, 297 pp.
- Alley, R.B., Berntsen, T., Bindoff, N.L., Chen, Z., Stott, P.A. (2007) *Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima: Sumário para os Formuladores de Políticas*. Acesso em 26 de abril de 2007, disponível em: http://www.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/
- Burn, D.H., Elnur, M.A.H. (2002) Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology* **255**, 107-122.
- Haan, C.T. (1977). *Statistical Methods in Hydrology*. The Iowa State University Press. IOWA. 378pp.
- Hamed, K.H. (2009) Exact distribution of the Mann-Kendall trend test statistic for persistent data. *Journal of Hydrology*, **365**, 86-94.
- Helsel, D.R., Hirsch, R.M. (2002) Statistical Methods in Water Resources. In: Hydrologic Analysis and Interpretation. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations Book 4, Chapter A3.
- Hirsch, R.M. Slack, J.R., Smith, R.A. (1982) Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, **18**, 107-121.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2007b) *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press: Cambridge, 23 pp.
- Kahya, E., Kalayce, E. (2004) Trend analysis of streamflow in Turkey, *Journal of Hydrology*, **289**, 128-144;
- Mann, H.B. (1945) Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, **13**, 245-259.
- Molion, L.C.B., Bernardo, S.O. (2002) Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro, *Revista Brasileira de Meteorologia, Rio de Janeiro (RJ)*, **17**(1), 1-10.
- Naghattini, M., Pinto, É.J. de A. (2007) *Hidrologia Estatística*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Belo Horizonte.
- Silveira, C.S., Souza Filho, F.A., Lopes, J.E.G., Barbosa, P.S.F., Tiezzi, R.O. (2014) Análise das projeções de vazões nas bacias do setor elétrico brasileiro usando dados do IPCC-AR4 para o século XXI, *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **19**, 59-71.
- Silveira, C.S., Souza Filho, F.A., Lázaro, Y.M.C. (2013) Avaliação de Desempenho dos Modelos de Mudança Climática do IPCC-AR4 Quanto a Sazonalidade e os Padrões de Variabilidade Interanual da Precipitação Sobre Nordeste do Brasil, Bacia do Prata e Amazônia, *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **18**(1), 177-194.
- Souza Filho, F.A.; Lall, U. (2003) "Seasonal to interannual ensemble streamflow forecasts for Ceara, Brazil: Applications of a multivariate, semiparametric algorithm". *Water Resources Research*, **39**, 1296-1309
- Xu, Z. X., Takeuchi, K. (2003) Ishidaira, H., Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. *Journal of Hydrology*, **279**, 144-150.
- Walpole, R.E., Myers, R.H., Muers, S.L., Ye, K., (2007) *Probability & Statistics for Engineers & Scientists*. 8ª Edição. Editora Pearson—Prentice Hall. New Jersey.