

Simulação dos impactos climáticos da desertificação do Nordeste brasileiro

Simulation of climatic impacts of desertification in Northeast Brazil

Talmo Manhães de França Rodrigues¹ , Mônica Carneiro Alves Senna² , Marcio Cataldi^{2*} 

RESUMO

O comportamento climático do Nordeste brasileiro (NEB) foi simulado considerando um cenário onde toda a sua área de Caatinga foi substituída por Deserto. A precipitação sofreu uma redução na região em quase todos os meses do ano, principalmente sobre o setor da Caatinga. A evapotranspiração apresentou decréscimos de grande magnitude ao longo de todo o ano, principalmente durante a estação chuvosa. O escoamento superficial apresentou acréscimos de forma geral, indicando uma diminuição da água extraída pelas raízes das plantas. A temperatura do ar foi a variável mais afetada, com elevações de até 6°C em algumas regiões e um aumento médio de aproximadamente 3°C para a área da Caatinga. Além disso, verificou-se a existência de um mecanismo restaurador associado à convergência de umidade que atuou no favorecimento da precipitação, embora insuficiente para evitar sua redução no NEB.

Palavras-chave: CCM3-IBIS; caatinga; mudanças climáticas; modelagem atmosférica; modelagem de ecossistemas.

ABSTRACT

The climatic behavior of the Brazilian Northeast (BNE) was simulated considering a scenario where all its caatinga area was replaced by desert. Precipitation decreased in the region in almost every month of the year, mainly on the caatinga sector. Evapotranspiration showed decreases of great magnitude throughout the year, especially during the rainy season. Runoff presented overall increases, indicating a decrease of the water extracted by plant roots. Air temperature was the most affected variable, with increases of up to 6°C in some regions and an average increase of approximately 3°C in the caatinga area. In addition, there was a restorative mechanism associated with convergence of humidity that worked favoring precipitation although insufficient to prevent its reduction in the BNE.

Keywords: CCM3-IBIS; caatinga; climate changes; atmospheric modeling; ecosystem modeling.

INTRODUÇÃO

O Nordeste Brasileiro (NEB) é caracterizado por possuir temperaturas elevadas, com médias variáveis entre 20 e 28°C, e heterogeneidade espacial e temporal de sua pluviosidade, destacando-se a maior concentração em somente alguns poucos meses, principalmente nas áreas semiáridas (CUNHA, 2013). O principal mecanismo responsável pela grande maioria das chuvas que ocorrem no NEB é o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), chegando a atingir 4°S (SOUZA, 2006), e o período entre os meses de fevereiro e maio é o mais favorecido (BARBOSA; HUETE; BAETHGEN, 2006). Contudo, sistemas como a ZCIT podem ter sua atuação acentuada ou inibida devido a aspectos meteorológicos em escala global (SOUZA, 2006). Quando a ZCIT fica mais ao norte do que a sua posição usual, o Nordeste acaba sofrendo um período de seca, pois a precipitação é inibida, enquanto o inverso também acontece, uma vez que o posicionamento

mais setentrional da ZCIT proporciona o aumento da convergência, resultando em uma maior precipitação (NOBRE; MOLION, 1988).

É possível subdividir o Nordeste em três partes: a área semiárida recoberta por vegetação de Caatinga, que corresponde a aproximadamente 60% do NEB e possui precipitação média anual inferior a 800 mm; a área mais a oeste, que contém vegetação de Cerrado e cuja precipitação anual média é superior a 1.000 mm; e a porção costeira mais a leste, recoberta por fragmentos de mata atlântica, com características mais úmidas e que apresenta uma precipitação média anual em torno de 1.500 mm (BARBOSA; HUETE; BAETHGEN, 2006).

A Caatinga é um bioma composto de um misto de complexas espécies, arbóreas ou arbustivas, de um tipo singular de vegetação xerófila tropical que possuem capacidade de descartarem suas folhas durante as estações secas a fim de evitar a alta taxa de transpiração e consequente perda excessiva de água (VON LUETZELBURG, 1923). Já o Cerrado

¹Prefeitura de Cabo Frio - Cabo Frio (RJ), Brasil.

²Universidade Federal Fluminense - Rio de Janeiro (RJ), Brasil.

*Autor correspondente: mcataldi@id.uff.br

Recebido: 01/06/2016 - Aceito: 08/10/2018 - Reg. ABES: 164751

trata-se de um bioma de transição e caracteriza-se por sua sazonalidade e por ter uma formação do tipo savana tropical, composto de espécies herbáceas, arbustivas e arbóreas (EITEN, 1993; RIBEIRO; WALTER, 1998). Por fim, a mata atlântica, por se estender ao longo de quase toda a costa do país, tem espécies que variam conforme o relevo, a latitude e o solo da região (ROSS, 2008), mas, em geral, apresenta vegetação arbórea densa e de médio a grande porte.

A região semiárida inserida no NEB vem sofrendo com problemas ambientais de desertificação nas últimas décadas. Esse processo consiste na degradação do solo nas zonas áridas, semiáridas e subúmidas secas, resultante de alguns fatores principais, como variações climáticas e intervenções humanas (ONU, 1997), principalmente devido à utilização inadequada dos recursos naturais disponíveis. Elas apresentam cenários diversos, cujas variações podem ser mais ou menos acentuadas, tendo em vista os diferentes tipos de solo, vegetação e clima aos quais estão relacionadas. Portanto, a desertificação consiste em um processo dinâmico caracterizado pela resultante da interação entre aspectos antrópicos e naturais, podendo ser considerado um potencial contribuinte às mudanças climáticas da Terra (OLIVEIRA-GALVÃO; SAITO, 2003).

Quando alguma área do semiárido tem o processo de degradação iniciado, a sua vegetação original passa a ser substituída por plantas de menor porte, cultivos agrícolas ou até mesmo Deserto (ao perder sua capacidade de sustentar a flora). Esse processo é, muitas vezes, catalisado pelos seres humanos e mesmo considerando, utopicamente, que essa intervenção humana se encerre, ainda haverá o componente ambiental a ser avaliado. Ao ocorrer essa alteração da cobertura vegetal, o clima da região envolvida também corre o risco de sofrer mudanças. Diversas variáveis, como a umidade do solo, o albedo, a rugosidade superficial, entre outras, impactam o comportamento da atmosfera por influenciarem vários mecanismos, como os fluxos de radiação, de calor sensível, de calor latente e de *momentum*, que, por sua vez, podem contribuir, a partir de processos de *feedback*, com a ampliação ou redução das áreas desertificadas (CHARNEY *et al.*, 1977; SHUKLA; MINTZ, 1982; SUD; FENESSY, 1982; SUD; MOLOD, 1988; OYAMA; NOBRE, 2004).

Essa tendência de desertificação em regiões semiáridas não é exclusividade do Brasil, pelo contrário, já vem sendo estudada há décadas pelos pesquisadores em todo o globo a fim de avaliar as consequências climáticas decorrentes dessas alterações da cobertura superficial (SOUZA, 2006). Diversos trabalhos utilizando modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) têm sido feitos, permitindo aperfeiçoar o conhecimento acerca da sensibilidade climática decorrente de alterações na cobertura vegetal dessas regiões (SOUZA, 2006). No geral, os resultados mostraram que esse processo de desertificação levaria a uma redução da precipitação em todos os casos, embora os estudos referentes ao NEB tenham verificado que essa redução não seria tão intensa quanto nos demais locais analisados devido à ocorrência de mecanismos restauradores (OYAMA; NOBRE, 2004).

Recentemente, Cunha, Alvalá e Oliveira (2013) avaliaram como a substituição da vegetação original da Caatinga pela agropecuária, além de sua própria degradação, pode ocasionar alterações nos processos de superfície da região semiárida do NEB. A análise consistiu em três simulações, a primeira considerando toda a vegetação natural da Caatinga, a segunda com o solo recoberto por gramíneas representando uma atividade agropecuária e a terceira representando uma situação de Caatinga degradada. Os resultados mostraram que tais mudanças de cobertura do solo causaram alterações nos climas local e das regiões vizinhas. A substituição da vegetação natural (Cerrados e Caatinga) por agropecuária levou ao aumento da precipitação na média anual e na estação úmida e à redução na estação seca; com a conversão em Caatinga degradada, ocorreu a redução da precipitação nas médias anual e sazonais.

Portanto, este trabalho tem como objetivo compreender melhor o comportamento climático da região NEB utilizando o modelo acoplado CCM3-IBIS, tendo em vista a situação preocupante e de vulnerabilidade dessa região frente ao impacto de mudanças ambientais e climáticas. São avaliadas diversas variáveis comparando o cenário que substitui toda a área de Caatinga do NEB por Deserto com o cenário que considera a sua vegetação potencial, com o intuito de compreender o impacto da desertificação no clima dessa região.

METODOLOGIA

Para a elaboração deste estudo, foi utilizado o CCM3-IBIS, com uma resolução espectral horizontal com 42 truncamentos triangulares T42 (~2,8° x 2,8°), 18 níveis na vertical, concentração atmosférica de CO₂ constante em 380 ppm (média aproximada da última década) e temperatura de superfície do mar climatológica. Além disso, a vegetação foi mantida fixa ao longo de toda a simulação, com o objetivo de avaliar o impacto da desertificação mais isoladamente, porque em um ambiente de vegetação dinâmica poderia haver um ressurgimento da cobertura vegetal, o que dificultaria a análise do comportamento climático das variáveis envolvidas.

O CCM3 é um MCGA desenvolvido em 1996 que se trata da quarta geração dos modelos CCM. A versão inicial, também chamada CCM0, foi baseada no modelo espectral do centro australiano de pesquisa numérica (ANMRC) e, então, sofreu diversas adaptações a fim de melhorar suas parametrizações para que pudesse ser aplicado globalmente, reduzir alguns de seus erros sistemáticos e deixá-lo mais preparado para o acoplamento de modelos oceânico, de vegetação e de gelo (KIEHL *et al.*, 1996). O IBIS está incluído na nova geração de modelos de biosfera global e leva em consideração alterações ocorridas na estrutura e composição da vegetação em resposta às condições ambientais (SENNA; COSTA; PIRES, 2009). Ele é capaz de representar diversos processos, de forma que se incluam as interações entre a

atmosfera e a superfície, a dinâmica da vegetação e o ciclo de carbono e nutrientes (FOLEY *et al.*, 1996; KUCHARIK *et al.*, 2000). Os processos do IBIS operam em diferentes intervalos de integração, com uma variação entre 60 minutos e 1 ano, e estão organizados hierarquicamente, portanto é possível que haja um acoplamento com outros processos que ocorram em escalas de tempo distintas, tais como ecológicos, biofísicos e fisiológicos (KUCHARIK *et al.*, 2000).

Foram efetuadas duas simulações para um período de 50 anos (equivalente ao período de 2000 a 2049), uma considerando a cobertura de vegetação potencial no NEB (vegetação que poderia existir na ausência de intervenção humana — Cerrado, Caatinga e florestas tropicais — simulação Controle) e outra na qual toda a Caatinga existente no Nordeste foi substituída por Deserto (simulação Deserto). A distribuição da vegetação utilizada nessas duas simulações pode ser observada na Figura 1. Ademais, a fim de minimizar o tempo de *spin-up*, o modelo foi inicializado com valores relativos aos reservatórios de carbono muito próximos ao estado de equilíbrio, obtidos de simulações anteriores (SENNA *et al.*, 2009). Alguns parâmetros no modelo IBIS referentes à Caatinga (Tabela 1) foram modificados de acordo com os resultados de Cunha (2013), que calibrou o modelo para a região de Caatinga do NEB.

Tabela 1 - Parâmetros referentes à Caatinga que foram modificados no modelo IBIS.

Parâmetro	Definição	Inicial	Calibrado Final	Unidade
rroot_coef	Coefficiente de manutenção de respiração das raízes	1,25	2,474	s ⁻¹
rgrowth_coef	Coefficiente de respiração de crescimento	0,3	0,5498	Adim.
avmuir_coef	Coefficiente para o cálculo da emissividade do dossel	1,0	9,999	Adim.
dispu_coef	Altura de deslocamento do plano zero para o dossel	0,7	0,8195	m
coefmls	Coefficiente <i>m</i> relacionado à condutância estomática	9,0	5,058	Adim.
tempvm_coef	Parâmetro de estresse máximo do $V_{máx}$	3,000	2,398	Adim.
stressf_coef	Coefficiente relacionado ao estresse hídrico do solo	-5,0	-3,5	Adim.
alogl_coef	Coefficiente para cálculo da rugosidade do dossel	0,1	1,259	Adim.

Adim: adimensional.

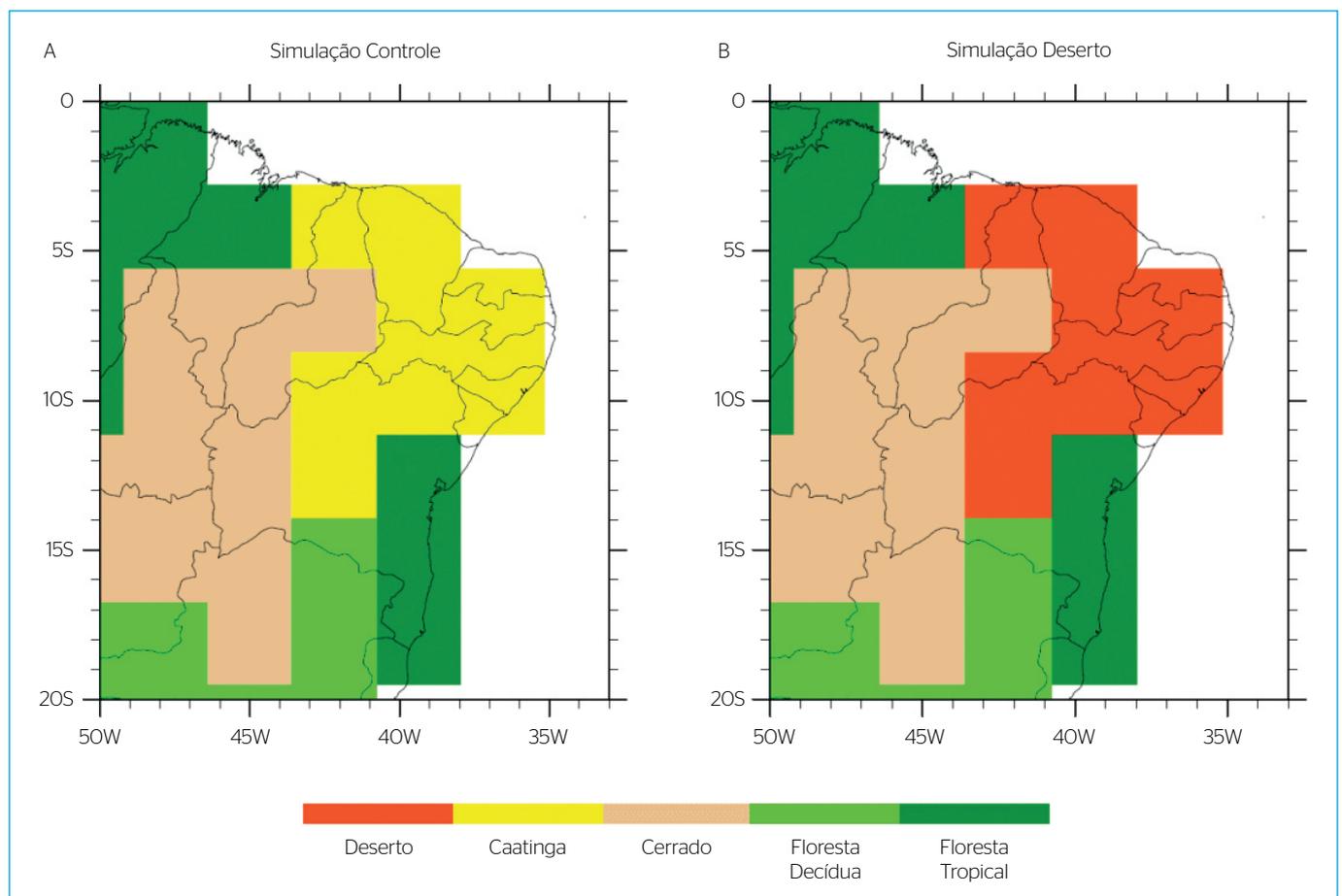


Figura 1 - Distribuição da vegetação utilizada pelo CCM3-IBIS nas simulações (A) Controle e (B) Deserto.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As anomalias das médias mensais de precipitação sobre o NEB, em mm.dia^{-1} , considerando os 50 anos de integração do modelo, estão ilustradas na Figura 2 e representam a precipitação média mensal obtida pela simulação Deserto menos a obtida pela simulação Controle. De modo geral, observa-se que, no período com a maior concentração de chuva, entre janeiro e abril (CUNHA, 2013), são encontrados os maiores valores de anomalia de precipitação, tanto negativos quanto positivos. Não obstante, no período mais seco, essa amplitude torna-se bem pequena, variando entre $-0,5$ e $0,5 \text{ mm.dia}^{-1}$, o que reforça os resultados obtidos por Sud e Fennessy (1984) e Dirmeyer e Shukla (1996), os quais encontraram anomalias insignificantes e despadronizadas durante a estação seca do ano.

Contudo, é possível observar que, independentemente de se tratar de período seco ou chuvoso, existe variação quanto ao sinal que indica déficit ou aumento de precipitação no NEB ao longo dos meses decorrente da sua desertificação, sobretudo na Bahia, onde se destaca a variação de algumas células entre $-1,5$ e $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ durante os meses de janeiro e fevereiro, e na célula que engloba áreas pertencentes a Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, onde a anomalia da precipitação média varia entre $-1,0$ e $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ ao longo dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

Considerando a anomalia da precipitação total média anual (Figura 3), observa-se que somente algumas células que compõem o Nordeste apresentam déficit de até $0,2 \text{ mm.dia}^{-1}$, e a maior parte delas localiza-se na parte litorânea do NEB. Ademais, a parte central do sertão

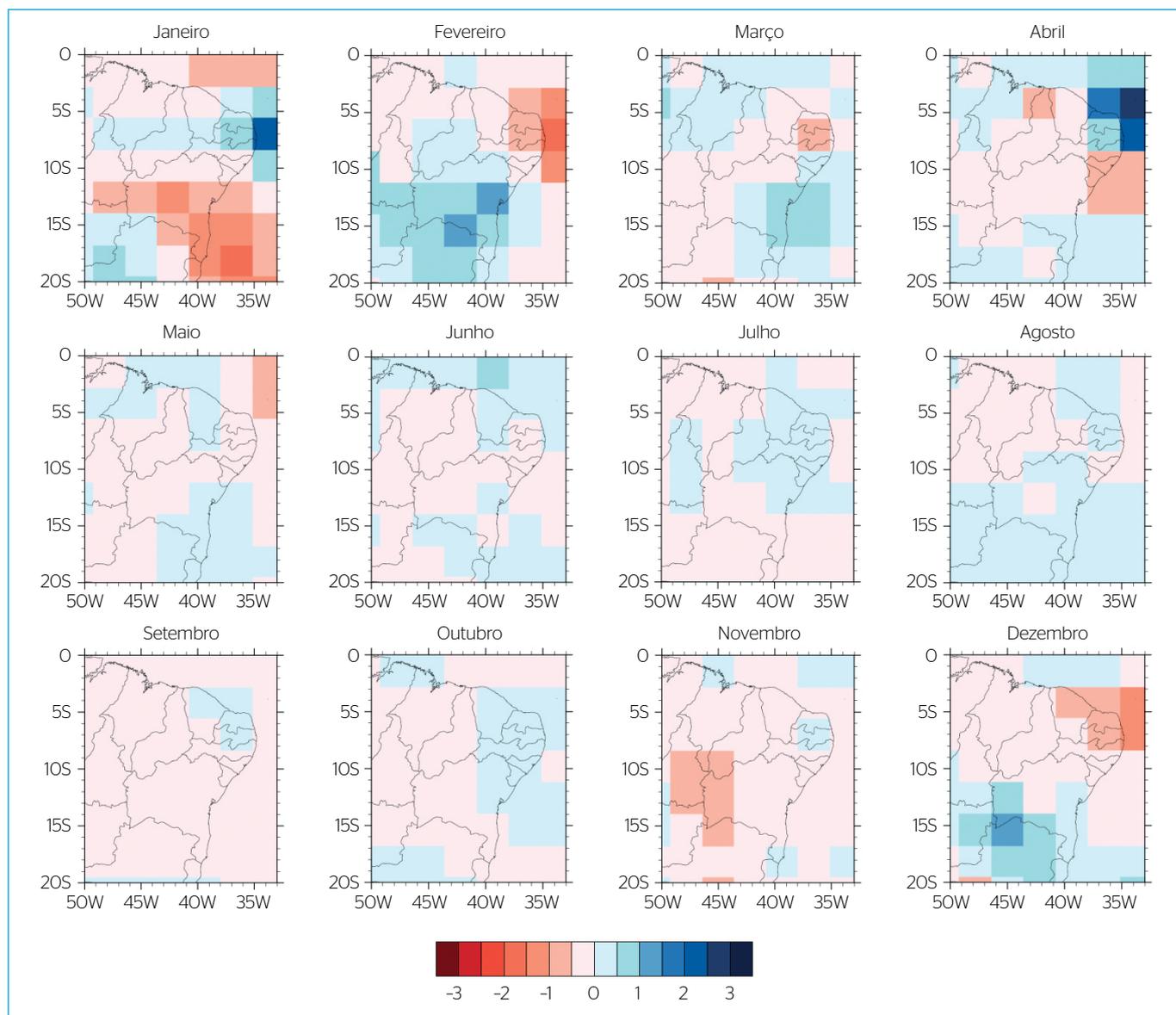


Figura 2 – Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da precipitação mensal média (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

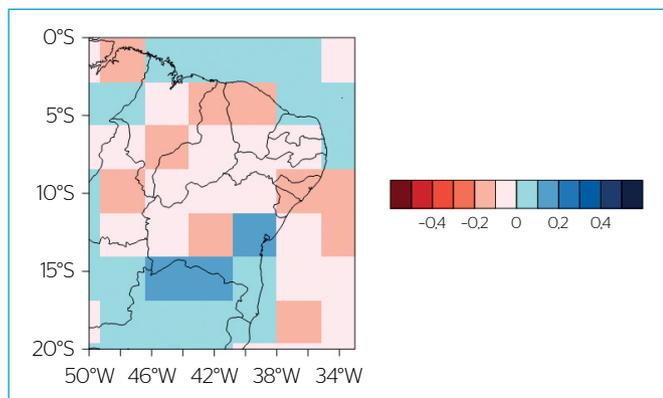


Figura 3 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da precipitação total média anual (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

nordestino, aproximadamente entre a latitude 6°S e 12°S e a longitude 34°W e 44°W , apresentou um déficit de até $0,1 \text{ mm.dia}^{-1}$. Além disso, pode-se destacar a região sudeste da Bahia por apresentar superávit de chuva, o que pode ser explicado devido a uma junção de fatores, como estacionamento da banda de nebulosidade convectiva da Zona de Convergência do Atlântico Sul (QUADRO; ABREU, 1994), entrada de sistemas frontais e transporte de umidade proveniente dos ventos alísios do quadrante leste-sudeste que adentram o NEB durante parte do ano (ALVES *et al.*, 2006).

Similarmente à análise da precipitação, também foram elaborados 12 mapas representando a anomalia da evapotranspiração mensal média referente aos 50 anos de integração do modelo (Figura 4). Entretanto, ao contrário da variável anterior, observa-se que praticamente todos os

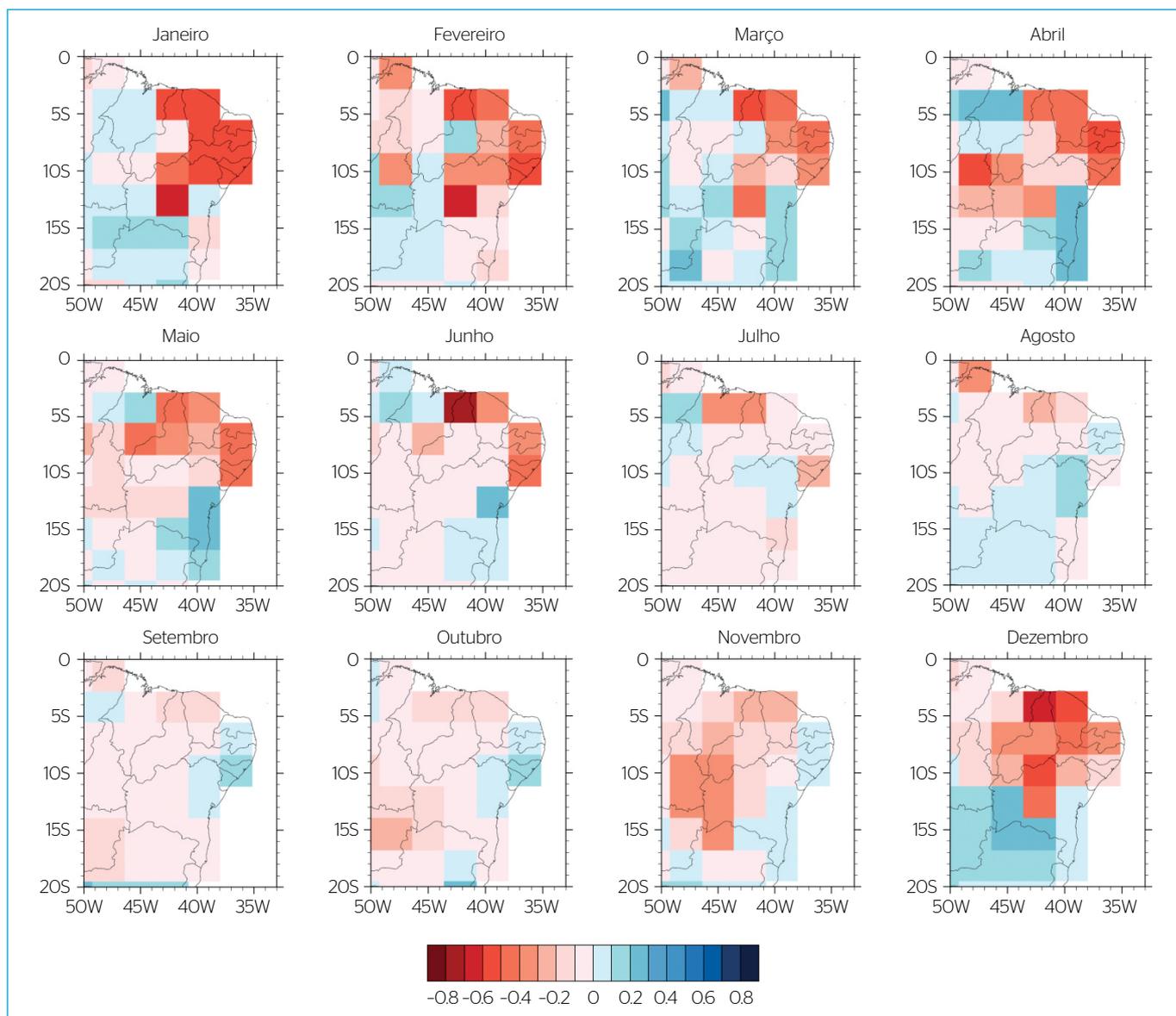


Figura 4 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da evapotranspiração mensal média (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

meses apresentam anomalias negativas na maior parte das células que contêm o NEB, principalmente no período mais chuvoso, quando esta pode atingir valores como $-0,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ em algumas células. O único local que apresenta um superávit durante quase todos os meses é o leste da Bahia, o que corrobora o cenário de anomalia positiva relativo à precipitação apresentado na Figura 3.

Essa configuração observada nos mapas é representativa do mecanismo de evapotranspiração sugerido por Sud e Fennessy (1984) após estudos anteriores, como o de Charney *et al.* (1977). Esse mecanismo consiste no *feedback* positivo entre a precipitação e a própria evapotranspiração. Devido à desertificação, a cobertura vegetal original é substituída por solo nu, o que é refletido na diminuição da espessura do dossel e da profundidade de raízes no solo. Já que as plantas são capazes de retirar água de camadas mais profundas da terra e essa profundidade varia conforme o tipo de vegetação (em geral, raízes de árvores de maior porte conseguem atingir camadas mais profundas do que as de menor porte e arbustivas) — consequentemente realizando sua transpiração independentemente das condições superficiais do solo (úmido ou seco) —, o impacto direto causado pela desertificação consiste na redução da transpiração. Outro fator importante diz respeito à diminuição da interceptação da água proveniente da chuva pelas plantas, uma vez que a espessura do dossel foi reduzida, o que ocasiona redução imediata da evaporação de parte dessa água que deixou de ser interceptada pelo dossel. Assim, considerando desprezível a evaporação advinda do solo quando comparada às demais componentes, conclui-se que a desertificação resulta em uma redução na evapotranspiração da região, tornando a sua baixa troposfera mais seca.

No mapa que representa a anomalia da evapotranspiração total média anual (Figura 5), destaca-se o contraste existente entre a porção sudeste do NEB, mais especificamente o sudeste da Bahia, e o restante da região Nordeste do Brasil. Na primeira, ocorre uma anomalia positiva da evapotranspiração de até $0,1 \text{ mm.dia}^{-1}$, já na segunda, acontece o inverso, uma anomalia negativa que pode atingir até $0,5 \text{ mm.dia}^{-1}$.

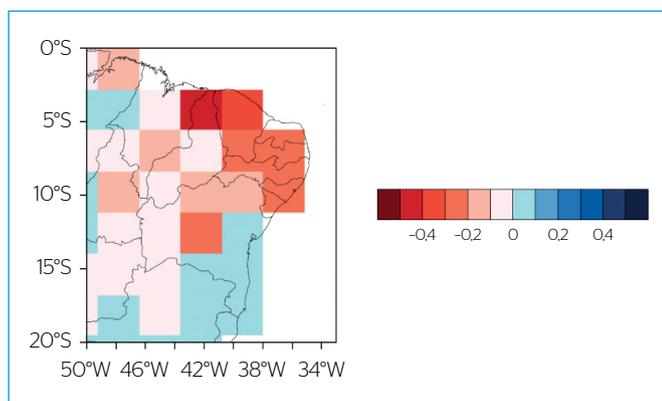


Figura 5 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da evapotranspiração total média anual (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

Então, levando em consideração que, por ser uma importante componente do ciclo hidrológico, a evapotranspiração é responsável pelo consumo de grande parte da precipitação em ambientes semiáridos (GÜNTNER, 2002), a Figura 5 reforça essa teoria, pois o setor semiárido apresenta o maior déficit de todo o NEB considerando o cenário de desertificação proposto.

A anomalia da convergência de umidade mensal média, em mm.dia^{-1} , é ilustrada na Figura 6. Por se tratar de uma média de longo prazo, é possível considerar que a quantidade de água armazenada no solo e na atmosfera é ínfima, portanto desprezível quando comparada aos outros componentes do balanço hídrico. Sendo assim, o excedente da precipitação subtraída a evapotranspiração corresponde ao escoamento total, que, por sua vez, é igual à convergência de umidade (CORREIA *et al.*, 2007).

Verifica-se que apenas o estado do Ceará e o norte do Piauí mantêm valor positivo ao longo de praticamente todos os meses do ano, enquanto o mesmo não se aplica ao restante do NEB, em que se nota oscilação entre déficits e superávits com valores muito próximos da neutralidade (de $-0,3$ a $0,3 \text{ mm.dia}^{-1}$) durante o período seco e variações com uma maior amplitude (de $-1,2$ a $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$) no período chuvoso.

A Figura 7 apresenta a anomalia da convergência de umidade total média anual, em que é possível observar uma anomalia positiva, podendo atingir até $0,3 \text{ mm.dia}^{-1}$, em quase toda a região Nordeste, à exceção de sudoeste do Piauí, oeste do Maranhão e sudeste da Bahia, que apresentaram um déficit de até $-0,1 \text{ mm.dia}^{-1}$.

É interessante perceber também que os mapas anuais de convergência de umidade média (Figura 7) e de evapotranspiração média (Figura 5) apresentam valores inversos de anomalia para a maioria das células que compõem o NEB. Essa configuração indica a presença de um *feedback* negativo devido ao aquecimento da baixa troposfera, responsável pela indução da convergência de umidade em baixos níveis, conforme observado por Sud e Fennessy (1984), que atuaria como um mecanismo restaurador ao favorecer a precipitação.

Com relação à anomalia do escoamento superficial mensal médio, nota-se que, ao longo de todos os meses, ocorre uma anomalia positiva de até $0,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ na maior parte do NEB (Figura 8). Durante o período mais seco, além de haver esse comportamento, também se observa que a pequena variação existente em algumas das células se mantém muito próxima à neutralidade, oscilando entre $-0,05$ e $0,05 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Embora sejam valores de anomalia bastante pequenos, isso pode ser explicado pela diminuição da água extraída pelas raízes das plantas na simulação Deserto, restando maior conteúdo de água disponível para o escoamento superficial, já que essa variável é derivada da conservação de massa do balanço hídrico simulado.

A anomalia do escoamento superficial total médio anual pode ser visualizada na Figura 9 e apresenta um superávit em quase toda

a área do NEB, com valores máximos de $0,02 \text{ mm.dia}^{-1}$ no extremo Nordeste, região onde se localizam a Paraíba, o Rio Grande do Norte e parte de Pernambuco. Somente o leste da Bahia e a região norte do Maranhão apresentam déficit, mesmo assim com valores muito baixos de $-0,01 \text{ mm.dia}^{-1}$.

De forma geral, ocorre uma anomalia positiva do escoamento superficial na região Nordeste, o que difere do estudo realizado por Oyama e Nobre (2004), no qual foi encontrado o déficit de $0,32 \text{ mm.dia}^{-1}$ para o mesmo local. Cabe destacar que, no estudo de Oyama e Nobre (2004), as simulações foram feitas em um menor intervalo de tempo, por meio de outro modelo, e, principalmente, foi efetuada a substituição de toda a cobertura vegetal do Nordeste por Deserto, e não apenas a área correspondente à Caatinga, conforme realizado neste estudo.

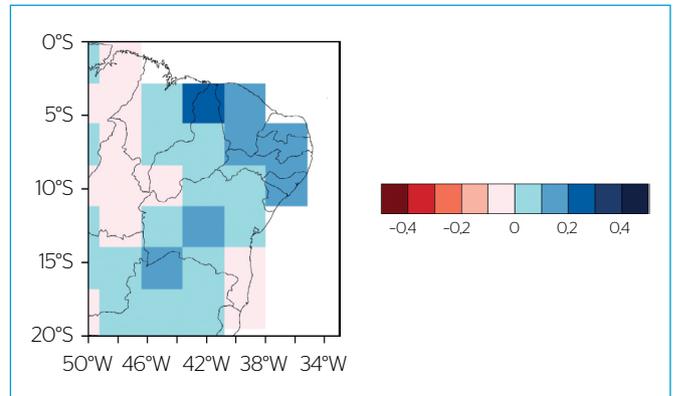


Figura 7 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da convergência de umidade total média (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

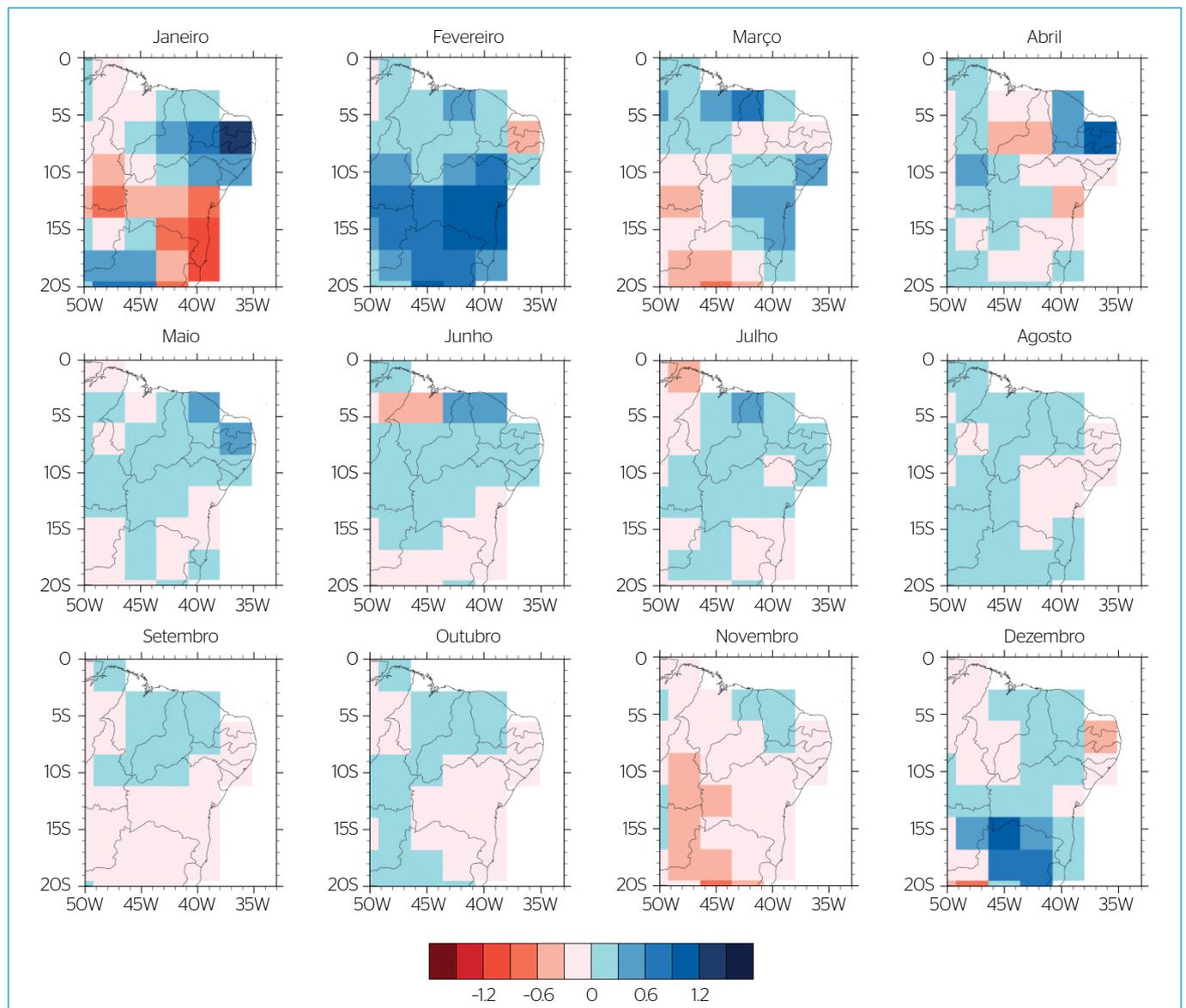


Figura 6 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da convergência de umidade mensal média (mm.dia^{-1}) referente aos 50 anos de integração da simulação.

A anomalia da temperatura do ar mensal média (°C) referente aos 50 anos de integração do modelo pode ser vista na Figura 10. Nota-se o predomínio de valores positivos ao longo de todos os meses na região do NEB, mesmo sobre a parte oceânica do seu entorno. O período chuvoso é onde esse aquecimento torna-se ainda mais evidente, com algumas células atingindo 6°C. Porém, mais uma vez, o sudeste da Bahia juntamente com parte do Maranhão se destacam como principais áreas que apresentam um comportamento contrário do restante de toda a Região Nordeste.

Essa elevação na temperatura é bastante significativa e tende a superar a dificuldade de evaporação causada pela menor rugosidade do terreno, sendo esta última a responsável pela redução da convergência nas baixas altitudes. Considerando que o albedo, ou a capacidade de reflexão

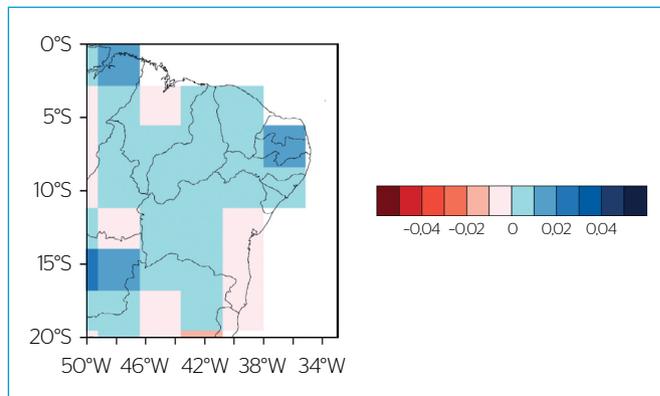


Figura 9 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) do escoamento superficial total médio anual (mm.dia⁻¹) referente aos 50 anos de integração da simulação.

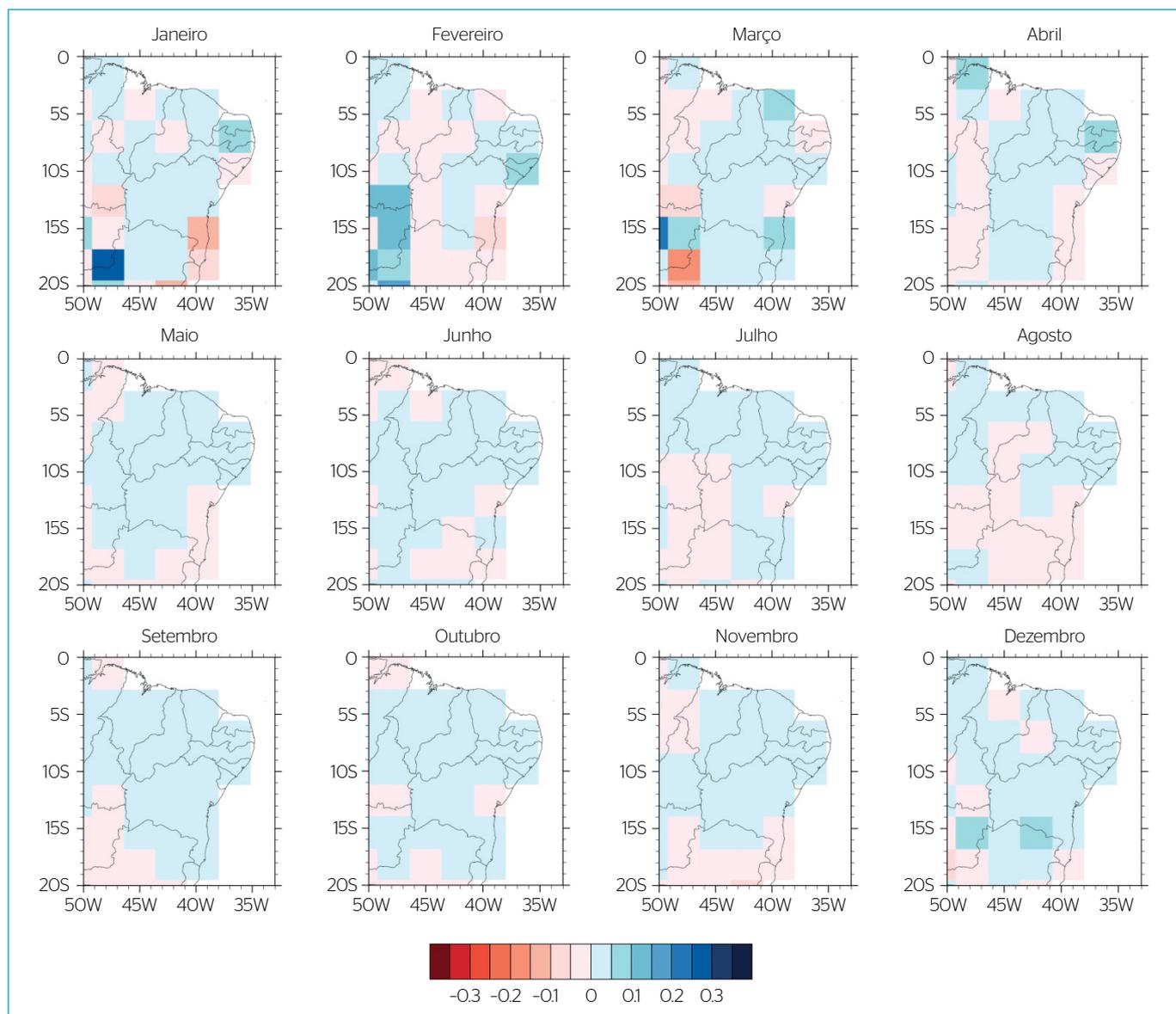


Figura 8 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) do escoamento superficial mensal médio (mm.dia⁻¹) referente aos 50 anos de integração da simulação.

de uma superfície, referente aos desertos é de aproximadamente 30%, enquanto esse valor cai para entre 10 e 20% de acordo com o tipo de vegetação existente, a desertificação de uma determinada área representará aumento imediato em seu albedo, resultando em uma consequente redução no saldo de radiação, uma vez que uma porcentagem menor dessa energia eletromagnética proveniente do Sol será absorvida pelo solo e mais radiação infravermelha será emitida pela superfície terrestre para o espaço. Por sua vez, a redução do saldo de radiação implica na também diminuição da energia estática úmida da Camada Limite Atmosférica (CLA), o que acarreta a inibição da convecção profunda, impactando diretamente a precipitação (OYAMA, 2002).

A anomalia total média da temperatura do ar anual (Figura 11) apresenta aquecimento em praticamente todo o NEB, sendo mais intenso

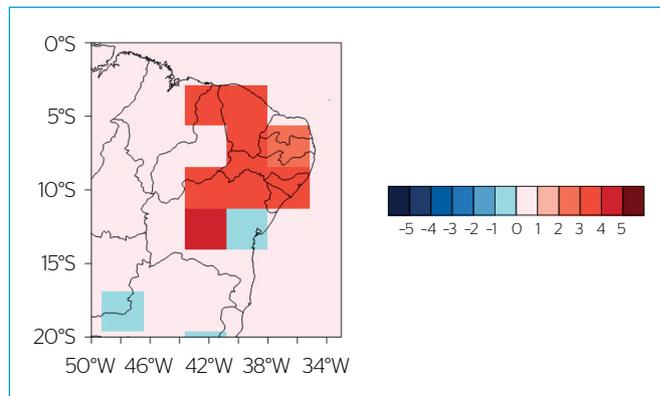


Figura 11 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da temperatura do ar na superfície total média anual (°C) referente aos 50 anos de integração da simulação.

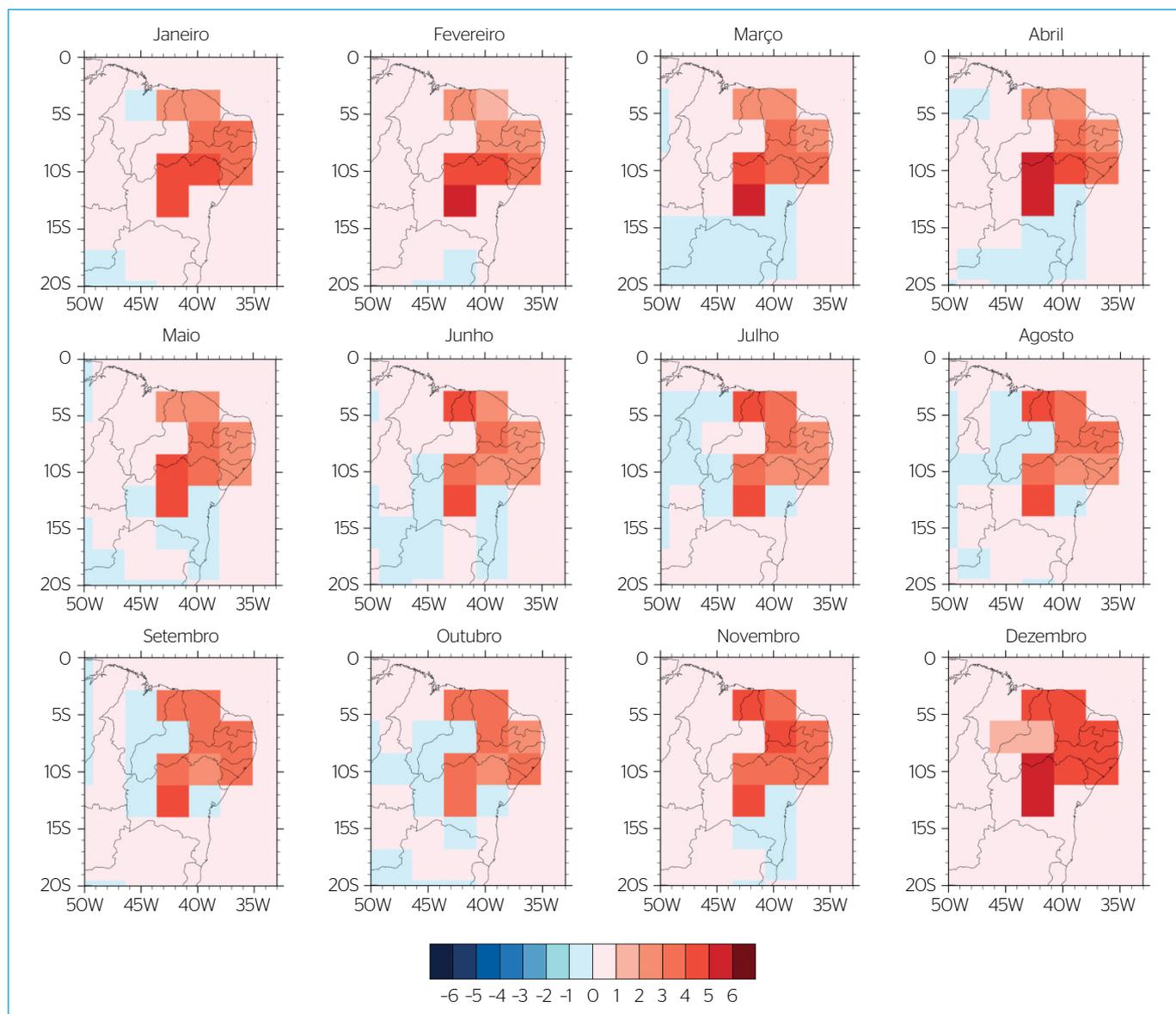


Figura 10 - Anomalia (simulação Deserto – simulação Controle) da temperatura do ar na superfície mensal média (°C) referente aos 50 anos de integração da simulação.

na área que teve sua cobertura vegetal modificada, a qual chega a atingir valores até 5°C acima da temperatura encontrada para o mesmo local na simulação Controle.

Considerando que a substituição de vegetação em regiões semiáridas por Deserto reduz a precipitação devido ao aumento do albedo e à redução da evapotranspiração, conforme foi observado neste estudo, principalmente em relação à evapotranspiração, e nos estudos de Charney (1975), Chervin (1979), Sud e Fennesy (1982; 1984), Laval e Picon (1986), Sud e Molod (1988), Xue e Shukla (1993; 1996), Dirmeyer e Shukla (1996), Xue (1996) e Clark *et al.* (2001), é possível afirmar que, caso ocorra a desertificação da área onde se encontra atualmente a Caatinga, a temperatura média não só daquela região como de todo o Nordeste sofreria uma elevação.

CONCLUSÕES

Este trabalho teve como principal objetivo analisar os possíveis impactos no clima da região Nordeste do Brasil caso o atual processo de desertificação

de seu setor semiárido intensifique-se a ponto de transformar em Deserto toda a área atualmente recoberta pela Caatinga. Foram efetuadas duas simulações distintas (para um horizonte de 50 anos) por meio do modelo acoplado atmosfera-biosfera CCM3-IBIS, considerando os cenários de cobertura vegetal potencial para todo o NEB (simulação Controle) e a substituição da Caatinga pelo Deserto (simulação Deserto).

No geral, verifica-se que a desertificação da Caatinga impactaria o comportamento climático do Nordeste e, principalmente, da própria área cuja cobertura vegetal foi alterada, incluindo decréscimos na precipitação e evapotranspiração e acréscimos de temperatura do ar e escoamento superficial. Contudo, esse impacto não seria tão grande quanto o observado em estudos sobre diversas outras regiões, como os em Sahel (XUE; SHUKLA, 1993; DIRMEYER; SHUKLA, 1996), Rajputana (CHARNEY *et al.*, 1977; SUD; FENESSY, 1982; 1984; DIRMEYER; SHUKLA, 1996) e Austrália (DIRMEYER; SHUKLA, 1996), o que indica a existência de um mecanismo restaurador associado à convergência de umidade favorecendo a precipitação, embora não seja o suficiente para evitar a sua leve redução.

REFERÊNCIAS

- ALVES, J.M.B.; FERREIRA, F.F.; CAMPOS, J.N.; ASSIS DE S. FILHO, F.; SOUZA, E.; DURAN, B.; SERVAIN, J.; STUDART, T. (2006) Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante Janeiro/2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 1, p. 56-76.
- BARBOSA, H.A.; HUETE, A.R.; BAETHGEN, W.E. (2006) A 20-year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. *Journal of Arid Environments*, v. 67, n. 2, p. 288-307. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.02.022>
- CHARNEY, J.G. (1975) Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, n. 428, p. 193-202. <https://doi.org/10.1002/qj.49710142802>
- CHARNEY, J.G.; QUIRK, W.J.; CHOW, S.H.; KORNFIELD, J. (1977) A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 34, n. 9, p. 1366-1385. [http://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1366:ACSTE>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1366:ACSTE>2.0.CO;2)
- CHERVIN, R.M. (1979) Response of the NCAR General Circulation Model to Changed Land Surface Albedo. In: JOC STUDY CONFERENCE ON CLIMATE MODELS. Report... World Meteorological Organization. p. 563-581. v. 1, GARP Publications Series n. 22.
- CLARK, D.B.; XUE, Y.; HARDING, R.J.; VALDES, P.J. (2001) Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical North Africa. *Journal of Climate*, v. 14, p. 1809-1822. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C1809:MTIOLS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%3C1809:MTIOLS%3E2.0.CO;2)
- CORREIA, F.W.S.; MANZI, A.O.; CÂNDIDO, L.A.; SANTOS, R.M.N.D.; PAULIQUEVIS, T. (2007) Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. *Ciência e Cultura*, v. 59, n. 3, p. 39-43.
- CUNHA, A.P.M.A. (2013) *Avaliação dos impactos das mudanças dos usos e cobertura da terra no clima da região semiárida do Brasil*. 181f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.
- CUNHA, A.P.M.A.; ALVALÁ, R.C.S.; OLIVEIRA, G.S. (2013) Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, n. 2, p. 139-152. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862013000200003>
- DIRMEYER, P.A.; SHUKLA, J. (1996) The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 122, n. 530, p. 451-482. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253008>
- EITEN, G. (1993) A Vegetação do Cerrado. In: PINTO, M.N. (org.). *Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas*. Brasília: Universidade de Brasília. p. 17-73.
- FOLEY, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. (1996) An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 10, n. 4, p. 603-628. <https://doi.org/10.1029/96GB02692>

- GÜNTNER, A. (2002) *Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil*. Potsdam: Institute for Climate Impact Research, Diss. v. 128, n. 77. 128 p.
- KIEHL, J.T.; HACK, J.J.; BONAN, G.B.; BOVILLE, B.A.; BRIEGLEB, B.; WILLIAMSON, D.L.; RASCH, P.J. (1996) *Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)*. University Corporation for Atmospheric Research. 152 p. <http://doi.org/10.5065/D6FF3Q99>
- KUCHARIK, C.J.; FOLEY, J.A.; DELIRE, C.; FISHER, V.A.; COE, M.T.; LENTERS, J.D.; YOUNG-MOLLING, C.; RAMANKUTTY, N.; NORMAN, J.M.; GOWER, S.T. (2000) Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 14, n. 3, p. 795-825.
- LAVAL, K.; PICON, L. (1986) Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, n. 21, p. 2418-2429. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043%3C2418:EOACOT%3E2.O.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043%3C2418:EOACOT%3E2.O.CO;2)
- NOBRE, C.A.; MOLION, L.C.B. (1988) The climatology of droughts and drought prediction. In: PARRY, M.L.; CARTER, T.R.; KONIJIN, N.T. (orgs.). *The Impacts of climatic variations on agriculture*. Dordrecht: Kluwer Academic Press, Assessments in Semi-Arid Regions. p. 305-323.
- OLIVEIRA-GALVÃO, A.L.C.; SAITO, C.H. (2003) Mapeamentos sobre desertificação no Brasil: uma análise comparativa. *Brasil Florestal*, v. 22, n. 77, p. 9-20.
- ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS (ONU). (1997) *Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação: nos países afetados por seca grave e/ou desertificação, particularmente na África*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. 89 p.
- OYAMA, M.D. (2002) *Conseqüências climáticas da mudança de vegetação no nordeste brasileiro: um estudo de modelagem*. 181f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- OYAMA, M.D.; NOBRE, C.A. (2004) Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: A GCM simulation study. *Journal of Climate*, v. 17, n. 16, p. 3203-3213. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C3203:CCOALD%3E2.O.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C3203:CCOALD%3E2.O.CO;2)
- QUADRO, M.F.L.; ABREU, M.L. (1994) Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul sobre a América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994. *Anais...* v. 3, p. 620-623.
- RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. (1998) Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. (orgs.) *Cerrado: ambiente e flora*. Planaltina: EMBRAPA-CPAC. p. 87-166.
- ROSS, J.L. (2008) *Geografia do Brasil*. São Paulo: Edusp.
- SENNA, M.C.A.; COSTA, M.H.; PINTO, L.I.C.; IMBUZEIRO, H.M.A.; DINIZ, L.M.F.; PIRES, G.F. (2009) Challenges to reproduce vegetation structure and dynamics in Amazonia using a coupled climate-biosphere model. *Earth Interactions*, v. 13, n. 11, p. 1-28. <http://doi.org/10.1175/2009EI2811>
- SENNA, M.C.A.; COSTA, M.H.; PIRES, G.F. (2009) Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, n. D4, p. D04104. <https://doi.org/10.1029/2008JD010401>
- SHUKLA, J.; MINTZ, Y. (1982) Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, v. 215, n. 4539, p. 1498-1501. <http://doi.org/10.1126/science.215.4539.1498>
- SOUZA, S.S. (2006) *Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semi-árido do Nordeste brasileiro*. 209f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.
- SUD, Y.C.; FENESSY, M.J. (1982) A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. *Journal of Climatology*, v. 2, n. 2, p. 105-125. <https://doi.org/10.1002/joc.3370020202>
- SUD, Y.C.; FENESSY, M.J. (1984) Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. *Journal of Climatology*, v. 4, n. 4, p. 383-398. <https://doi.org/10.1002/joc.3370040404>
- SUD, Y.C.; MOLOD, A. (1988) A GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Monthly Weather Review*, v. 116, n. 11, p. 2388-2400.
- VON LUETZELBURG, P. (1923) *Estudo botânico do Nordeste*. Rio de Janeiro: IOCS. v. 3, n. 57, Série I, A.
- XUE, Y. (1996) The impact of desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian Grassland on the regional climate. *Journal of Climate*, v. 9, p. 2173-2189. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009%3C2173:TIODIT%3E2.O.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009%3C2173:TIODIT%3E2.O.CO;2)
- XUE, Y.; SHUKLA, J. (1993) The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *Journal of Climate*, v. 6, n. 12, p. 2232-2245. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006%3C2232:T IOLSP%3E2.O.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006%3C2232:T IOLSP%3E2.O.CO;2)
- XUE, Y.; SHUKLA, J. (1996) The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II: Aforestation. *Journal of Climate*, v. 9, n. 3260, p. 3260-3275. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<3260:TIO LSP>2.O.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<3260:TIO LSP>2.O.CO;2)

