



Aplicação do método de Budyko para modelagem do balanço hídrico no semiárido brasileiro

Application of the Budyko method for water balance modeling in the Brazilian semi-arid region

J. R. I. Silva^{1*}; R. M. S. Souza²; W. A. Santos³; A. Q. de Almeida³; E. S. de Souza⁴; A. C. D. Antonino²

¹Programa de pós-graduação em Produção Vegetal, Universidade Federal Rural de Pernambuco Unidade Acadêmica de Serra Talhada, CEP: 56909-535, Serra Talhada - PE, Brasil

²Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, CEP:50670-901, Recife-PE, Brasil

³Departamento de Engenharia Florestal, Universidade Federal de Sergipe, CEP:49100-000, Aracaju-SE, Brasil

⁴Departamento de Agronomia, Universidade Federal Rural de Pernambuco Unidade Acadêmica de Serra Talhada, CEP: 56909-535, Serra Talhada - PE, Brasil

*raliuron.agro@gmail.com

(Recebido em 29 de junho de 2017; aceito em 28 de setembro de 2017)

A estimativa do balanço hídrico é uma ferramenta importante para avaliar o estado atual e as tendências da disponibilidade dos recursos hídricos em uma região ao longo de um período de tempo. O objetivo deste estudo foi modelar dois componentes do balanço hídrico para o semiárido brasileiro, a evapotranspiração e o escoamento superficial, pelo método de Budyko. Os dados históricos (>15 anos) de chuva foram obtidos da base de dados da Agência Nacional de Águas e da evapotranspiração potencial a partir de uma grade pontual com espaçamento de 0,25° x 0,25°. A relação entre a evapotranspiração potencial e a chuva média anual, permitiu calcular o índice de aridez. A evapotranspiração e o escoamento superficial na escala anual foram calculados a partir do método de Budyko, assumindo que a chuva é particionada nesses dois componentes para a média histórica da chuva, um ano chuvoso (2009) e um ano seco (2012). A distribuição espacial das chuvas e do índice de aridez foi modelada por meio da geoestatística. Na parte central do semiárido brasileiro, onde a chuva média anual varia entre 450 e 550 mm, o índice de aridez atinge valores próximos a 5,0. Em toda região, a evapotranspiração representa de 75 a quase 100% da chuva e em 23,4% da região semiárida a evapotranspiração média representa mais de 95% da chuva.

Palavras-chaves: Evapotranspiração, escoamento superficial, índice de aridez

Water balance estimation is an important tool to assess the current state and its tendency of water resources availability in a given region over a period of time. The aim of this study was to modeling the two components of water balance in the semi-arid region of Brazil, the evapotranspiration and the runoff, by using the Budyko's framework. Historical data (> 15 years) of rainfall was obtained from the National Water Agency (ANA) and the potential evapotranspiration data was obtained from a regular grid of 0.25° x 0.25°. The ratio between potential evapotranspiration and the annual rainfall average, allowed to calculate the dryness index. The annual evapotranspiration and runoff were estimated from Budyko's framework, assuming that the rainfall is divided into these two components for the historical rainfall average, for the rainy (2009) and dry (2012) years. The spatial distribution of the rainfalls and the dryness index was modeled through the geostatistical. In the central part of the Brazilian semi-arid, where the rainfall ranged from 294 to 681 mm, the dryness index was about 5.0. In all extend of the region, the evapotranspiration represents from 70 to 100% of rainfall and in more than 50% of the region, the evapotranspiration represents more than 95% of rainfall.

Key words: Evapotranspiration, runoff, dryness index

1. INTRODUÇÃO

A região semiárida do Nordeste brasileiro corresponde a 982.563,3 km², ocupando cerca de 11% do território nacional [1]. Essa região tem como particularidades, baixas precipitações pluviiais anuais e uma alta variabilidade espaço-temporal, além de alta evapotranspiração [2]. A combinação desses fatores com a forte variabilidade interanual da chuva, produz anos muito úmidos e secas extremas [3].

Os cenários de mudanças climáticas apontam para a redução no regime de chuva e o aumento da sazonalidade em várias regiões do planeta, o que podem afetar o regime hidrológico e aumentar a expansão das áreas áridas e semiáridas [4]. Souza et al. (2016) [5] encontraram um nível ótimo de sazonalidade das chuvas para uma maior produtividade do ecossistema. A menor sazonalidade promove chuvas menos intensas, o que conseqüentemente, aumenta a interceptação da chuva pelo dossel da vegetação, que retorna à atmosfera sem passar pelos processos fisiológicos das plantas. Por outro lado, se a sazonalidade for alta, as chuvas serão mais intensas, e um maior volume de escoamento superficial será formado, reduzindo a disponibilidade de água no solo, aumentando a perda de solo e risco de enchentes. Por isso, estudos que caracterizam as condições atuais dos componentes do balanço hídrico são importantes, sobretudo em escala regional.

Embora já existam grandes avanços sobre o conhecimento dos processos físicos e biofísicos que controlam o balanço hídrico, o desenvolvimento de modelos que possam fazer previsões hidrológicas quantitativas na escala regional ainda é considerada uma tarefa difícil, uma vez que, eles necessitam de vários dados de entrada e complexas soluções matemáticas [6]. Assim, para determinação dos componentes do balanço hídrico em maiores escalas (regional e bacias hidrográficas) é inevitável que o modelo seja simples e que os parâmetros possam ser estimados a partir de características conhecidas do clima e da região [7].

O método de Budyko (1974) [8], também conhecido como curva de Budyko, relaciona o índice de aridez (ET_p/R) e a proporção que a evapotranspiração representa da chuva (ET/R). O método assume que na escala média anual, os fatores climáticos chuva (R) e evapotranspiração potencial (ET_p) são os principais reguladores do balanço hídrico, visto que as mudanças interanuais no armazenamento de água no solo são muito menores que esses componentes (R e ET_p). Esse método permite determinar a evapotranspiração na escala anual e tem sido amplamente utilizado em algumas regiões do mundo, por ser de fácil aplicação, permitindo estudar como o balanço hídrico responde às mudanças na precipitação e em outras variáveis climáticas [9].

Diante do contexto, o presente trabalho teve como objetivo modelar os componentes do balanço hídrico (evapotranspiração e o escoamento superficial) para o semiárido brasileiro, pelo método de Budyko (1974) [8].

2. MATERIAL E MÉTODOS

Balanço de água em grande escala

O particionamento de água em uma bacia hidrográfica, para qualquer intervalo de tempo, pode ser descrito a partir da taxa de evapotranspiração (ET) e do escoamento superficial (Q), que dependem principalmente da energia e do volume de chuva (R) na bacia [10]:

$$dS/dt = R - ET - Q \quad (1)$$

$$dS(t)/dt = R(t) - ET(R(t)) - Q(R(t)) \quad (2)$$

sendo $S(t)$ o conteúdo de água armazenado na bacia hidrográfica.

Em grandes escalas de tempo, sob condições estáveis, pode-se assumir que o armazenamento de água na bacia hidrográfica é desprezível e, portanto, $dS/dt = 0$. Nessas condições, Budyko (1974)[8] propôs uma relação funcional entre a evapotranspiração atual (ET) e o índice de aridez (ϕ), descrita como:

$$\frac{ET}{R} = \left[\phi \cdot \tanh(1/\phi) \cdot (1 - \exp(-\phi)) \right]^{0,5} \quad (3)$$

O índice de aridez (ϕ) é calculado como a relação entre a evapotranspiração potencial e a chuva, ambas obtidas a partir de médias históricas [8]:

$$\phi = \frac{ETp}{R_{\text{m\u00e9dio}}} \quad (4)$$

O \u00edndice ϕ permite identificar as \u00e1reas de evapotranspira\u00e7\u00e3o limitada pela energia dispon\u00edvel ($\phi \leq 1$) e pela chuva ($\phi > 1$), como as encontradas nas regi\u00f5es semi\u00e1ridas. As Eqs. 2 e 3, viabilizam os c\u00e1lculos da ET com os dados de R na escala anual, e em consequ\u00eancia o escoamento superficial [9]:

$$Q = R - ET \quad (5)$$

\u00c1rea de estudo e aquisi\u00e7\u00e3o de dados

O estudo foi realizado na regi\u00e3o semi\u00e1rida do Brasil que est\u00e1 situada entre os paralelos de 3,08\u00b0 e 17,66\u00b0 de latitude sul e entre os meridianos de 35,25\u00b0 e 46,12\u00b0 de longitude a oeste do meridiano de Greenwich. Essa regi\u00e3o est\u00e1 inserida em quase sua totalidade no Nordeste brasileiro, abrangendo os estados de Alagoas, Bahia, Cear\u00e1, Para\u00edba, Pernambuco, Piaui, Rio Grande do Norte e Sergipe, ocupando cerca de 60% do territ\u00f3rio do Nordeste [11], al\u00e9m do norte do Estado de Minas Gerais da regi\u00e3o Sudeste,

As informa\u00e7\u00f5es de precipita\u00e7\u00e3o pluvial (mm) foram obtidas no banco de dados da Ag\u00eancia Nacional de \u00c1guas (ANA). Foram selecionadas esta\u00e7\u00f5es pluviom\u00e9tricas, com pelo menos 15 anos de coletas, em toda regi\u00e3o semi\u00e1rida e nas \u00e1reas lim\u00f3trofes. Os dados pr\u00f3ximos a delimita\u00e7\u00e3o do semi\u00e1rido tamb\u00e9m foram admitidos para diminuir os erros de interpola\u00e7\u00e3o por krigagem nas bordas da regi\u00e3o.

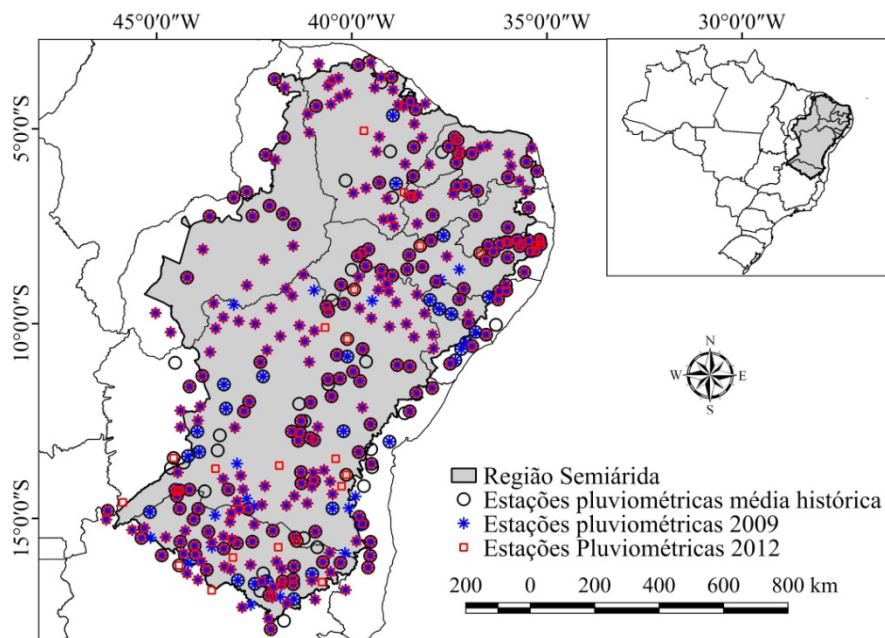


Figura 1. Distribui\u00e7\u00e3o das esta\u00e7\u00f5es pluviom\u00e9tricas no Semi\u00e1rido brasileiro.

A partir dos valores di\u00e1rios de chuva, obtiveram-se as m\u00e9dias anuais para cada esta\u00e7\u00e3o. Os dados m\u00e9dios foram utilizados na caracteriza\u00e7\u00e3o das condi\u00e7\u00f5es de chuva m\u00e9dia em toda regi\u00e3o semi\u00e1rida de estudo. Em seguida, para representar um ano chuvoso e o outro seco, foram escolhidos nessa ordem, os anos de 2009 e 2012, com base na m\u00e9dia e desvio padr\u00e3o das chuvas na regi\u00e3o Semi\u00e1rida [12]. A evapotranspira\u00e7\u00e3o potencial (ETp) foi obtida a partir de uma grade pontual com espa\u00e7amento de 0,25\u00b0 x 0,25\u00b0 [13].

An\u00e1lise geoestat\u00edstica

A espacialização da chuva, do índice de aridez e da evapotranspiração foi realizada a partir da geoestatística. A metodologia utilizada para estudar a variabilidade espacial, consiste em assimilar as N observações da variável considerada a uma realização bidimensional, aplicando-se os princípios da análise geoestatística. O primeiro passo na análise geoestatística é a determinação da dependência espacial dos dados, que foi calculada a partir função semivariância para todas as direções (semivariograma isotrópico):

$$\gamma(L) = \frac{1}{2N(L)} \cdot \sum_{i=1}^{N(L)} [Z(X_i + L) - Z(X_i)]^2 \quad (5)$$

sendo $\gamma(L)$ a função semivariograma, $Z(x_i + L)$ o valor da variável no ponto $x_i + L$, $Z(x_i)$ o valor da variável no ponto x_i , $N(L)$ o número de pares separados por uma distância L e x_i é uma medida de posição.

À análise e o ajuste do semivariograma experimental a um modelo teórico denomina-se Análise Estrutural [14]. Essa estrutura é identificada por meio do estudo da forma do semivariograma $\gamma(h)$. Basicamente, a estrutura espacial é analisada dependendo do comportamento do semivariograma na origem e dos seus fenômenos de transição. De acordo com Carvalho et al. (2009) [15], vários modelos teóricos de semivariogramas estão disponíveis na literatura, porém os que mais se destacam por permitir visualizar a natureza da variação espacial das variáveis que se pretende estudar, são o esférico Eq. (6), o exponencial Eq. (7) e o gaussiano Eq. (8). Foi definido melhor modelo, o que apresentou o maior coeficiente de determinação entre os valores de semivariogramas experimental e modelado.

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{A} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{A} \right)^3 \right] \quad 0 < h < A \quad (6)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-\frac{h}{A}} \right] \quad 0 < h < A \quad (7)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-\frac{h^2}{A^2}} \right] \quad 0 < h < A \quad (8)$$

sendo C_0 o efeito pepita, $C_0 + C_1$ o patamar e A o alcance.

Para analisar o grau da dependência espacial (GDE), utilizou-se a classificação de Cambardella et al. (1994) [16], Sendo classificado como forte ($GDE < 25\%$), moderado ($25 < GDE < 75\%$) e fraco ($GDE > 75\%$) [16]. Determinando-se o GDE por:

$$GDE = \left(\frac{C_0}{C_0 + C_1} \right) 100 \quad (9)$$

Constatando dependência ou correlação espacial, as estimativas para pontos não observados são obtidas pela técnica da Krigagem; trata-se de uma técnica de interpolação não tendenciosa que possui variância mínima cuja estimativa é obtida através do cálculo de uma média ponderada de um conjunto de observações ao redor de uma vizinhança, caso em que a estimativa associada à posição x_0 , pode ser obtida pela expressão:

$$X_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot X_i \quad (10)$$

sendo λ_i o peso da i -ésima localidade vizinha, X_i valor da variável para a i -ésima localidade e n o número de localidades vizinhas empregadas para interpolação do ponto.

Os mapas de isolinhas de superfície representativos da R , ϕ , Q e ETr , foram construídos pela técnica de interpolação da Krigagem. A escolha do melhor ajuste foi baseada no coeficiente de determinação (R^2) entre os valores observados e estimados pela krigagem para cada modelo de semivariograma. Foi escolhido o modelo que apresentou maior R^2 . Todas as análises geoestatística e a confecção dos mapas foram realizadas no programa R [17] e o pacote geoR [18].

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A estatística descritiva da chuva e do índice de aridez foi realizada considerando o número de estações que efetivamente estão dentro da região semiárida, enquanto à análise geoestatística, além dessas, considerou-se também as estações limítrofes (Tabela 1). A chuva média anual na região, considerando os dados históricos, foi de 727 mm. Comparando a média histórica de chuva com os anos chuvoso (2009) e seco (2012), houve um aumento de 22% na chuva média em 2009 e uma redução de 64% na chuva média em 2012 (Tabela 1). A amplitude de variação ($V_{max} - V_{min}$) da chuva, teve um aumento de quase 80% no ano chuvoso e redução de 6% no ano seco, comparada a média histórica. O índice de aridez médio foi muito acima do valor indicativo de evapotranspiração controlada pela água disponível. A amplitude de variação do índice de aridez foi de 3,45 e o coeficiente de variação foi maior do que o da média histórica da chuva (Tabela 1).

Tabela 1. Estatística descritiva da chuva (média histórica, 2009 e 2012) e do índice de aridez do Semiárido brasileiro

	Média	V_{max}	V_{min}	Desvio padrão	CV (%)	Nº estações
Média histórica	727	1.148	398	179	24,26	158 (210)*
Chuva de 2009	873	2.132	203	323	37,05	270 (328)*
Chuva de 2012	435	1.364	29	213	49,01	251 (304)*
Índice de aridez	2,54	4,73	1,28	0,81	31,94	-

V_{max} - valor máximo; V_{min} - valor mínimo; CV - Coeficiente de variação; Nº estações - número de estações pluviométricas. *Estações utilizadas para análise de geoestatística.

Os melhores modelos de semivariogramas, foram o exponencial (média histórica da chuva e para chuva de 2012) e o modelo o esférico (índice de aridez e chuva de 2009), sendo os modelos escolhidos a partir do maior coeficiente de determinação (R^2) entre os valores de semivariogramas experimental e modelado (Tabela 2). Os maiores valores de R^2 foram obtidos para a média histórica da chuva e o índice de aridez, que são obtidos a partir de médias de longo prazo. O coeficiente de determinação para o índice de aridez, foi maior do que para a chuva, no entanto ambos valores foram altos.

Tabela 2. Parâmetros da análise de geoestatística para a chuva e o índice de aridez no semiárido brasileiro

	Modelo	C_0	C	A (km)	GDE (%)	R^2
Média histórica	Exponencial	8.852	61.917	203	12,51	0,800
Chuva de 2009	Esférico	54.308	117.667	727	31,57	0,478
Chuva de 2012	Exponencial	23.959	81.394	612	22,74	0,540
Índice de aridez	Esférico	0,0168	0,851	519	1,94	0,927

C_0 - Efeito pepita; C - dispersão da variância; A - Alcance (km); GDE - Grau de dependência espacial; R^2 - Coeficiente de determinação entre os valores observados e estimados pela krigagem.

O alcance do semivariograma foi menor para a média histórica da chuva, sendo esse valor no mínimo três vezes menor do que o alcance da chuva nos anos chuvoso e seco (Tabela 2). O alcance do semivariograma de outras propriedades calculadas com base na média histórica da chuva, atingiram valores bem maiores aos da chuva e do índice de aridez, como por exemplo, o alcance de 1.046 km para a erosividade da chuva [19] e o de 777 km para a entropia relativa da chuva [12], ambos realizados no Semiárido brasileiro.

O grau de dependência espacial (GDE) para a chuva e o índice de aridez foi considerado forte, segundo classificação de Cambardella et al. (1994) [16], com exceção para o ano de 2009 que apresentou GDE de 31,47, sendo considerado como de moderada dependência espacial. Mesmo sob um ano chuvoso, em alguns locais podem ocorrer chuvas abaixo da média, visto que a mesma tem alta variabilidade espaço-temporal [20].

Os mapas de distribuição espacial do índice de aridez, média histórica da chuva, chuvas de 2009 e 2012 são apresentados na Figura 2. O índice de aridez variou entre 1,0 e 5,0 (Figura 2A), com os maiores valores ocorrendo nas partes com menores volumes de chuva na região semiárida do Brasil (Figura 2B). Em 54% da região semiárida ocorrem valores de ϕ entre 2 e 3, enquanto que em apenas 2,25% da região ocorrem os menores valores ($1,0 \leq \phi < 1,5$), nas áreas de transição com outros climas. Esses valores são considerados altos, quando se compara com regiões semiáridas de outros lugares do mundo. Na Austrália, por exemplo, esse índice varia de 1 à 2,5 [9], ou seja, na região mais árida da Austrália o índice de aridez é 50% menor, em comparação com alguns locais da região semiárida do nordeste brasileiro.

O índice de aridez também pode ser utilizado para determinação das áreas vulneráveis à desertificação, já que o mesmo utiliza variáveis quantitativas para tal análise [21]. Tomando como base o índice de aridez, Matallo Júnior (2003) [22], propuseram uma classificação quanto ao nível de suscetibilidade à desertificação, sendo que por essa classificação, toda a região semiárida do nordeste se enquadraria em altamente suscetível ($1 \leq \phi < 5$).

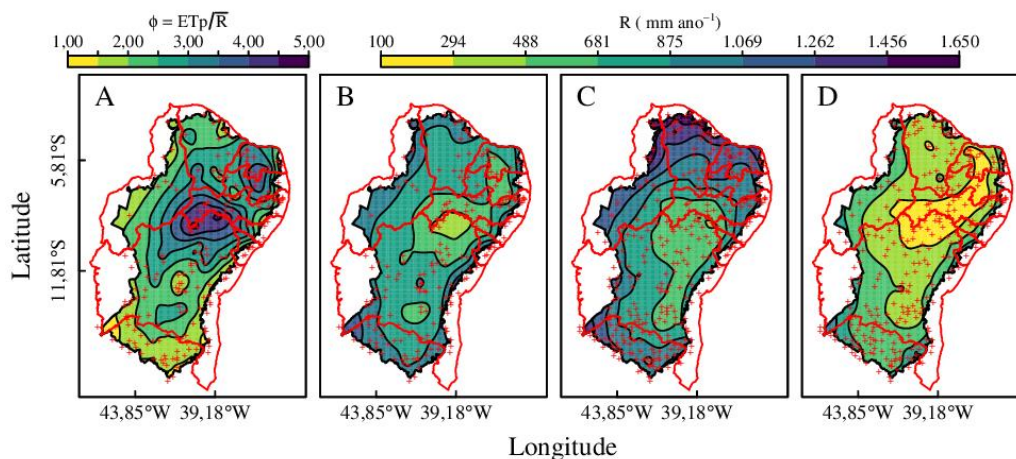


Figura 2. Distribuição espacial do índice de aridez (A), chuva média histórica (B), chuva em 2009 (C) e chuva em 2012 (D), no Semiárido brasileiro

De um modo geral, ocorre uma redução das chuvas da extremidade, para o centro da região semiárida, onde a média histórica da chuva oscila entre 294 e 1.262 mm, sendo que a parte central da região Nordeste, que abrange o sul do estado de Pernambuco e o norte do estado da Bahia, apresenta o volume de chuva anual mais crítico variando entre 294 e 488 mm (Figura 2B). A classe de chuva que representa a chuva média da região semiárida ocorre em cerca de 54% da região. A maior parte da região encontra-se em área que ocorrem chuvas menores que 875 mm (77% da região semiárida), que associada à alta variabilidade temporal pode elevar o risco da agricultura de subsistência que predomina na região. A alta variabilidade espacial e temporal da chuva, está associada a sua grande extensão e localização, que associado a zona de convergência intertropical, vórtice ciclônico do ar superior e frentes frias, influenciam fortemente as chuvas na região [23].

Em 2009 (Figura 2C), ano considerado chuvoso, em cerca de 50% da região semiárida houve chuva acima da média histórica da região e em aproximadamente 2,16% da região foram registradas chuvas na ordem de 1.650 mm. Na região central, considerada como a mais seca, a chuva de 2009 em uma parte dessa região foi cerca de 49% maior do que a média histórica da chuva. No entanto, ainda próximo à essa região central, uma grande área permanece com a mesma quantidade de chuva da média histórica. O aumento da chuva em 2009 em parte da região semiárida, não necessariamente aumenta a produção de biomassa, uma vez que, esse aumento

pode não contribuir para os processos fisiológicos da planta e ser perdido por escoamento superficial e percolação [5].

No ano de 2012 (Figura 2D), que representa chuvas abaixo da média, em 62% da região semiárida houve chuvas abaixo de 488 mm o que é limitante para muitas culturas agrícolas, sobretudo quando a chuva é mal distribuída ao longo do ano. A situação ainda é mais crítica para a região central (extremo norte da Bahia, leste do Piauí, centro-oeste de Pernambuco, centro da Paraíba e sul do Rio Grande do Norte) onde ocorreram chuvas abaixo de 294 mm, que além de serem insuficientes para produção agrícola essas baixas chuvas comprometem a recarga dos corpos hídricos. Nesse ano, houve chuva acima da média em menos de 0,5% da região semiárida nas áreas de transição com outras regiões e/ou condições climáticas.

A evapotranspiração na escala anual segue o mesmo padrão de distribuição espacial da chuva (Figura 3). A ET calculada com base na média histórica da chuva variou de 275 a 975 mm ano⁻¹ (Figura 3A), com a menor classe de ET no norte da Bahia (275-450 mm ano⁻¹), enquanto que nas áreas da extremidade do semiárido ocorrem os maiores valores de evapotranspiração. Contudo, a maior extensão do semiárido, obtém evapotranspiração menor que 800 mm ano⁻¹, sendo que a evapotranspiração mais frequente encontra-se no intervalo entre 600 e 800 mm ano⁻¹, o que representa mais de 60% dos valores de evapotranspiração encontrados (Figura 3E).

Quando se considera a evapotranspiração do ano com chuvas acima da média (2009), ocorreu um incremento de até 35% no extremo norte da região semiárida (Figura 3B). Enquanto que em algumas localidades no centro da região podem ter aumento de 56% da evapotranspiração. Apesar dos incrementos observados, altos valores de evapotranspiração possuem baixa ocorrência (Figura 3F). A evapotranspiração entre 600 e 800 mm ano⁻¹, continua tendo maior probabilidade de ocorrência, contudo, os intervalos entre 400 e 600 mm ano⁻¹ e 800 e 1000 mm ano⁻¹, possuem probabilidade de ocorrência bem próximo. Isso demonstra que apesar da alta variabilidade espacial da chuva, em anos com precipitação acima da média, há uma tendência de uma menor variabilidade espacial da mesma, uma vez que, a densidade de probabilidade da evapotranspiração possui valores menores do que a média histórica da chuva (Figura 3E) e chuvas abaixo da média (Figura 3G).

Durante um ano com chuvas abaixo da média (2012) a região semiárida apresenta evapotranspiração menor que 450 mm (Figura 3A). Nota-se, que a distribuição da evapotranspiração para essa condição, é muito próxima da distribuição da chuva, pois o suprimento de água é fator determinante da evapotranspiração. Comportamento semelhante foi observado por Gao et al. (2017) [24] em região de planalto na China. Assim, desde que a chuva não seja concentrada em um determinado período de tempo, ocorrerá baixo escoamento, uma vez que, a maior parte da chuva irá contribuir com o suprimento de água para o processo de evapotranspiração. Acarretando em comprometimento da recarga dos corpos hídricos dessa região.

Em mais de 75% da região semiárida, 90% da chuva é convertida em evapotranspiração (Figura 3D). Em menos de 1% da região, é que 80% da chuva seria convertida em evapotranspiração, sendo que a região central seria a mais comprometida (mais de 95% da precipitação seria convertida em evapotranspiração). Em regiões com grandes volumes de chuva, a conversão de chuva em evapotranspiração, pode ser de apenas 56% [24], sendo que para essas condições o fator limitante seria a energia disponível para que ocorra o processo de evapotranspiração.

Como a maior proporção da chuva é convertida em evapotranspiração, na maior parte da região, a recarga dos reservatórios hídricos é comprometida, uma vez que, em 75% da região o escoamento superficial seria inferior a 10%. A situação se tornaria mais grave em um ano com precipitações abaixo da média. No entanto, em áreas de transição, essa perda pode chegar até 25% da chuva anual. Souza et al. (2015) [25] encontraram que 25% da chuva é convertida a escoamento em área de pasto no interior do estado de Pernambuco, mostrando que o modelo de Budyko pode subestimar o escoamento. A subestimativa se deve ao fato do modelo não considerar a sazonalidade da chuva, visto que, é aplicado considerando a chuva acumulada em um período de um ano [26]. Contudo, a aplicação do mesmo em períodos mais curtos (escala diária ou mensal), diminui a precisão do modelo, pois o fator armazenamento de água no solo, começa a exercer mais influência [6].

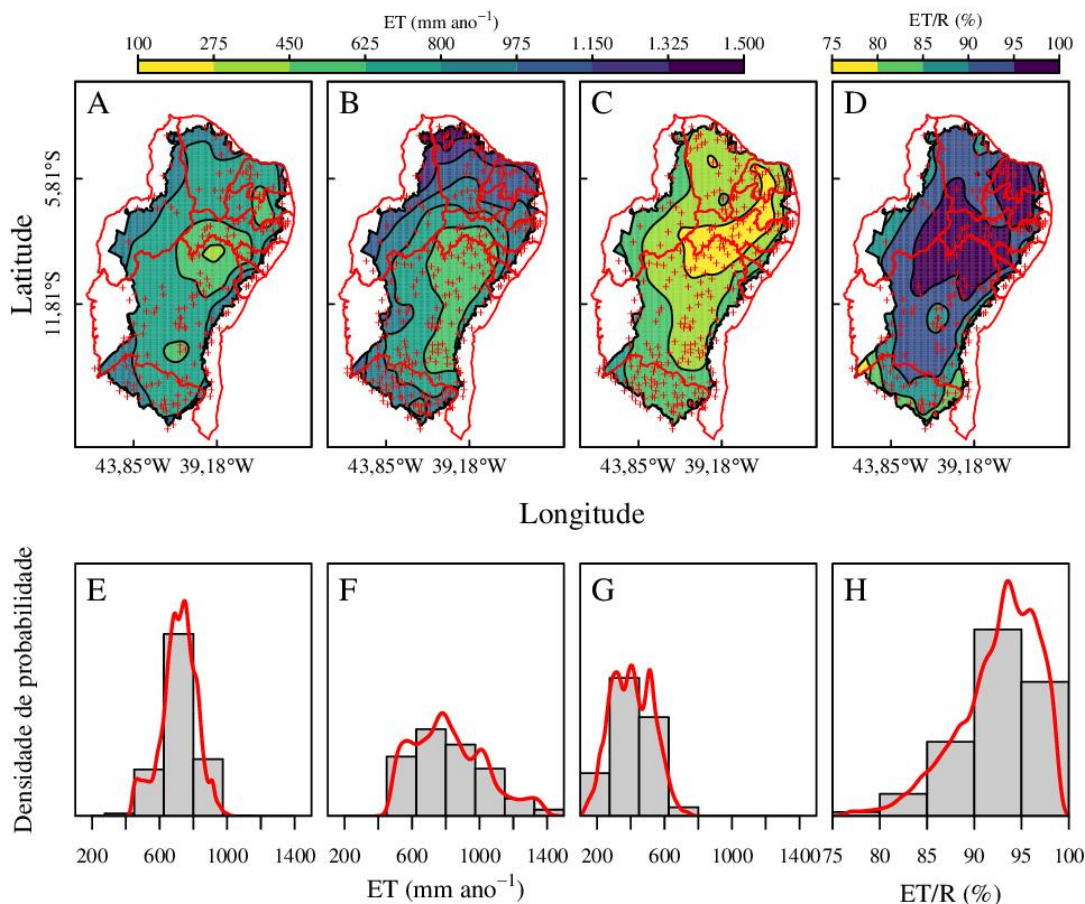


Figura 3. Distribuição espacial da evapotranspiração anual considerando a média histórica da chuva (A), ano chuvoso (B) e ano seco (C). Porcentagem da água da chuva convertida em evapotranspiração no semiárido brasileiro (D). Densidade de probabilidade da evapotranspiração para a média histórica da chuva (E), ano chuvoso (F), ano seco (G) e porcentagem da chuva convertida em evapotranspiração (H).

4. CONCLUSÃO

O índice de aridez na região semiárida é superior a 1,0 para toda sua extensão, assim a evapotranspiração na região é limitada pela disponibilidade de chuva.

Em cerca de 23,4% do semiárido brasileiro a evapotranspiração demanda mais de 95% da água da chuva, e conseqüentemente, o escoamento é inferior a 5% da chuva, comprometendo a recarga de reservatórios hídricos.

Os anos com chuvas acima e abaixo da média, provocam modificações significativas na evapotranspiração e escoamento superficial.

O método de Budyko e a geoestatística permitiram analisar a distribuição espacial da evapotranspiração, chuva e índice de aridez anual no semiárido brasileiro. Essas informações podem ser utilizadas em estudos de modelagem que auxiliem nas tomadas de decisões referentes às políticas públicas.

5. AGRADECIMENTOS

A Agência Nacional de Águas pela disponibilidade dos dados de chuva. Ao Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC-INCT), aprovado na chamada pública MCTI/CNPq/CAPES/FAPS N° 16/2014 PROGRAMA INCT e financiado pela FACEPE, CAPES (Processo N° 88887.136369/2017-00), CNPq (Processo N° 465764/2014□ 2) e CNPq (Processo N° 485086/2013-1).

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/semiario.shtm?c=4>>. Acesso em: 03 de março de 2017.
2. Allison GB, Hughes MW. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology*. 1983 Jan;60:157-173, doi:10.1016/0022-1694(83)90019-7.
3. Montenegro S, Ragab R. 2012. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: a case study from north eastern brazil. *Journal of Hydrology*. 2012 Abr;434-435:55-68, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.036
4. Huang J, Yu H, Guan X, Wang G, Guo R. Accelerated dryland expansion under climate change. *Nature Climate Change*. 2016 Fev;6:166-171, doi:10.1038/nclimate2837.
5. Souza R, Feng X, Antonino A, Montenegro S, Souza E, Porporato A. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. *Hydrological Processes*. 2016, Ago;30:3583-3595, doi:10.1002/hyp.10953
6. Zhang L, Hickel K, Dawes WR, Chiew FHS, Western AW, Briggs PR. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*. 2004, Fev;40:2502-2516, doi:10.1029/2003WR00271.
7. Zhang L, Potter N, Hickel K, Zhang Y, Shao Q. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework – Model development and testing. *Journal of Hydrology*. 2008 Out;360:117:131, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.021.
8. Budyko MI. *Climate and Life*. Academic Press; 1974, 508 p.
9. Teng J, Chiew JHS, Vaze J, Marvanek S, Kirono DG. Estimation of Climate Change Impact on Mean Annual Runoff across Continental Australia Using Budyko and Fu Equations and Hydrological Models. *Journal of Hydrometeorology*. 2012 Jan;13:1093-1106, doi:10.1175/JHM-D-11-097.1.
10. Viola F, Caracciolo D, Forestieri A, Pumo D, Noto LV. Annual runoff assessment in arid and semiarid Mediterranean watersheds under the Budyko's framework. *Hydrological Processes*. 2017 Fev;31:1876-1888, doi:10.1002/hyp.11145.
11. Silva VPR. On climate variability in Northeast of Brazil. *Journal of Arid Environments*. 2004 Set;58:575-596, doi:10.1016/j.jaridenv.2003.12.002.
12. Santos WM, Souza RMS, Souza ES, Almeida AQ, Antonino ACD. Variabilidade espacial da sazonalidade da chuva no semiárido brasileiro. *Jornal of Environmental Analysis and Progress*. 2017 Ago;04:368-376, doi:10.24221/jeap.2.4.2017.1466.368-376.
13. Xavier AC, King CW, Scanlon BR. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*. 2016 Out;36:2644-2659, doi:10.1002/joc.4518.
14. Guerra PALG. *Geoestatística operacional*. Brasília: Ministério das Minas e Energia - Departamento Nacional da Produção Mineral; 1988. 145p.
15. Carvalho JRP; Vieira SR, Grego CR. Comparação de métodos para ajuste de modelos de semivariograma da precipitação pluvial anual. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2009 Ago;13:443-448, doi:10.1590/S1415-43662009000400011.
16. Cambardella CA, Moorman TB, Novak JM, Parkim TB, Karlen DI, Turco RF, Koopka AE. Field-scale variability of soil properties in Central Iowa Soils. *Soil Science Society of America Journal*. 1994 Jan;58:1501-1511, doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800050033x.
17. R CORE TEAM. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria, 2017. Disponível em: <<https://www.R-project.org/>>. Acessado em 28 de fevereiro de 2017.
18. Ribeiro Júnior, PJ; Diggle PJ. *geoR: Analysis of geostatistical data*. Disponível em: <<http://CRAN.Rproject.org/package=geoR>>. Acesso em 16 fev. 2015.
19. Almeida AQ, Souza, RMS, Loureiro DC, Pereira DR, Cruz MAS, Vieira JS. Modelling the spatial dependence of the rainfall erosivity index in the Brazilian semiarid region. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. 2017 Mai;52, doi:10.1590/S0100-204X201700050000x.
20. Silva VPR, Pereira ERR, Azevedo PV, Souza FAS, Souza IF. Análise da pluviometria e dias chuvosos a região Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2011 Fev;15:131-138, doi:10.1590/S1415-43662011000200004.
21. Sampaio EVSB, Sampaio Y, Araújo TVSB, Sampaio GR. *Desertificação no Brasil: conceitos, núcleos e tecnologias de recuperação e convivência*. Recife: Editora Universitária da UFPE, 2003. 202 p.
22. Matallo Junior HA. *desertificação no mundo e no Brasil*. In: Schenkel, C. S. e Matallo Junior, HA (Org). *Desertificação*. Brasília: UNESCO, 2003.

23. Roucou P, Aragao JOR, Harzallah A, Fontaine B, Janicot S, 1996. Vertical motion, changes related to north-east Brazil rainfall variability: a GCM simulation. *International Journal of Climatology*. 1996 Ago;16:879-891, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199608)16:8<879::AID-JOC56>3.0.CO;2-B
24. Gao X, Sun M, Zhao Q, Wu P, Zhao X, Pan W, Wang Y. Actual ET modelling based on the Budyko framework and the sustainability of vegetation water use in the loess plateau. 2017 Fev;579:1550-1559, doi:10.1016/j.scitotenv.2016.11.163.
25. Souza RMS, Souza ES, Antonino ACD, Lima JRS. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2015 Mai;19:449-455, doi:10.1590/1807-1929/agriambi.v19n5p449-455.
26. Williams CA, Reichstein M, Buchmann N, Baldocchi D, Beer C, Schwalm C, Wohlfahrt NH, Bernhofer C, Foken T, Papale D, Schymanski S, Shaefer K. Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. *Water Resources Research*. 2012 Jun;48:6523-6536, doi:10.1029/2011WR011586.