

Acerca dos modelos de balanço hídrico propostos por Thornthwaite e Mather, Temez e Soil Conservation Service

On the water balance models of Thornthwaite and Mather, Temez and the Soil Conservation Service

Rodrigo Proença de Oliveira¹, Joana Simões²

¹ CERIS, Civil Engineering Research and Innovation for Sustainability. Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa. Bluefocus

² Bluefocus

RESUMO: Este artigo discute a formulação matemática de três modelos hidrológicos do tipo agregado e contínuo e analisa as estimativas de escoamento produzidas por cada modelo, assumindo um passo de cálculo mensal ou diário. Os modelos estudados (Thornthwaite-Mather, Temez e *Soil Conservation Service*) foram propostos há mais de 50 anos e têm vindo a ser muito utilizados em todo o mundo. Embora existam vários artigos científicos dedicados a estes modelos, o trabalho aqui apresentado justifica-se pela utilização frequente destes modelos em Portugal e Espanha, incluindo em estudos de base de documentos estratégicos e de planeamento que têm vindo a orientar o planeamento e gestão de recursos hídricos na Península Ibérica. O artigo apresenta uma comparação direta dos três modelos, que pode fundamentar a decisão sobre qual modelo utilizar e melhorar a interpretação dos seus resultados. São propostas orientações para a calibração e validação dos modelos e é discutido o efeito da consideração de um passo de cálculo mensal versus diário.

Palavras-chave: Modelação; Balanço hídrico; Thornthwaite-Mather; Temez; SCS.

ABSTRACT: *This paper presents the mathematical formulation of three aggregated and continuous hydrological models and analyses runoff estimates generated by each model, assuming a monthly or daily calculation step. The analysed models (Thornthwaite-Mather, Temez and Soil Conservation Service) have been proposed more than 50 years ago and have been widely used around the world. In spite the papers dedicated to these models, the work presented here stems from the frequent use of these models in Portugal and Spain, including in baseline studies for strategic and planning documents that have been guiding the planning and management of water resources in the Iberian Peninsula. This paper presents a direct comparison of the three models, which can support the decision on which model to use and improve the interpretation of its results. Guidelines for the models' calibration and validation are proposed and the effect of considering monthly versus daily calculation steps is discussed.*

Keywords: Modelling; Water balance; Thornthwaite-Mather, Temez, SCS.

1. INTRODUÇÃO

Os modelos hidrológicos ou de balanço hídrico simulam o processo de transformação da precipitação em escoamento e todos os sub-processos envolvidos, nomeadamente evapotranspiração, escoamento superficial, infiltração, percolação e escoamento subterrâneo. Têm como dados de entrada os registos de precipitação que ocorre sobre a bacia hidrográfica e de evapotranspiração potencial ou de outras variáveis climáticas que permitam o seu cálculo. Os seus principais resultados são o escoamento gerado, dividido nas suas componentes superficial e subterrânea, assim como a evapotranspiração real. Estes modelos são utilizados para estimar séries de escoamento em secções onde não existem dados ou para validar, preencher e prolongar séries de escoamento existentes.

Os primeiros modelos hidrológicos foram desenvolvidos nas décadas de 1940 e 1950 (Thorntwaite, 1948; Thorntwaite e Mather, 1955) e, desde então, vários algoritmos têm sido propostos, desde modelos empíricos muito simples até modelos complexos, que aplicam leis da física a uma malha de cálculo distribuída no espaço.

Os diferentes graus de pormenor adotados para descrever o processo de transformação da precipitação em escoamento conduzem a diferentes tipos de modelos hidrológicos. No que respeita à representação espacial das características da bacia hidrográfica e dos processos que nela ocorrem, os modelos podem ser classificados como *agregados* ou *distribuídos*, em que os primeiros assumem uma uniformidade espacial da cobertura vegetal, do tipo de solo e da coluna litológica da bacia hidrográfica, assim como das variáveis meteorológicas que condicionam o escoamento, e os segundos descrevem a variabilidade espacial destas características e variáveis através de grelhas regulares de células quadradas (modelos distribuídos) ou através da divisão da bacia hidrográfica em sub-bacias ou unidades hidrológicas de características uniformes (modelos pseudo-distribuídos). Os modelos podem ainda ser classificados como *contínuos*, se mantêm o balanço de água na bacia hidrográfica para simular os processos hidrológicos por períodos longos, com um passo de cálculo diário ou mensal, ou de *eventos*, se se destinam a simular situações de cheias ou fenómenos de erosão durante períodos de tempo curtos, adotando para isso um passo de cálculo da ordem dos minutos ou da hora. Estes últimos assumem também várias simplificações e não fazem o seguimento da água

que se infiltra e que não dá imediatamente origem a escoamento no curso de água. Dependendo da formulação adotada, é também comum distinguir entre modelos *empíricos*, baseados em equações empíricas, *conceptuais*, modelos simplificados da realidade, ou *fisicamente baseados*, baseados num conjunto de equações físicas com parâmetros mensuráveis no terreno. Finalmente, os modelos podem ainda ser classificados como *determinísticos* ou *estocásticos*, dependendo da inclusão de elementos probabilísticos na sua formulação, que produzem resultados distintos em cada corrida do modelo.

Os modelos de Thorntwaite-Mather, de Temez e do *Soil Conservation Service* aqui estudados são modelos agregados, contínuos, conceptuais e determinísticos, distinguindo-se pela forma como descrevem a coluna litológica e os processos que nela ocorrem. Podem, no entanto, ser aplicados numa abordagem distribuída ou pseudo-distribuída.

Os modelos de balanço hídrico assumem uma divisão da coluna litológica em uma ou mais zonas, sendo que, na sua forma mais completa, consideram uma zona não saturada, uma zona saturada pouco profunda e uma zona saturada profunda (Haan, 1972) (Figura 1). A zona não saturada recebe água por infiltração e perde água para a atmosfera, por evapotranspiração, e para a zona saturada pouco profunda, por recarga. A zona pouco profunda recebe a recarga da zona superior e perde água para a rede hidrográfica e para a zona saturada profunda. O escoamento na secção de referência da bacia hidrográfica é a soma do escoamento superficial e do escoamento subterrâneo proveniente da zona saturada pouco profunda que percola para a linha de água. Considera-se que a zona saturada profunda não contribui para o escoamento fluvial. Nos modelos de balanço hídrico, a superfície do terreno e cada uma das zonas da coluna litológica que correspondem a zonas de armazenamento de água são tipicamente representadas por reservatórios. O clássico modelo de Stanford (SWM - *Stanford Watershed Model*), proposto por Linsley em 1960 (Linsley e Crawford, 1960; Crawford e Linsley, 1966; Linsley *et al.*, 1982), recorre a quatro reservatórios para representar a capacidade de armazenamento de água na bacia hidrográfica, nomeadamente à superfície do terreno e em três camadas do sub-solo. O modelo foi desenvolvido para utilizar um intervalo de cálculo diário e possui 15 parâmetros que é necessário estimar. A evolução do SWM proporcionou novos modelos, como o NWSM (*National Weather Service Model*), o modelo de Sacramento e, mais recentemente, o HSPF

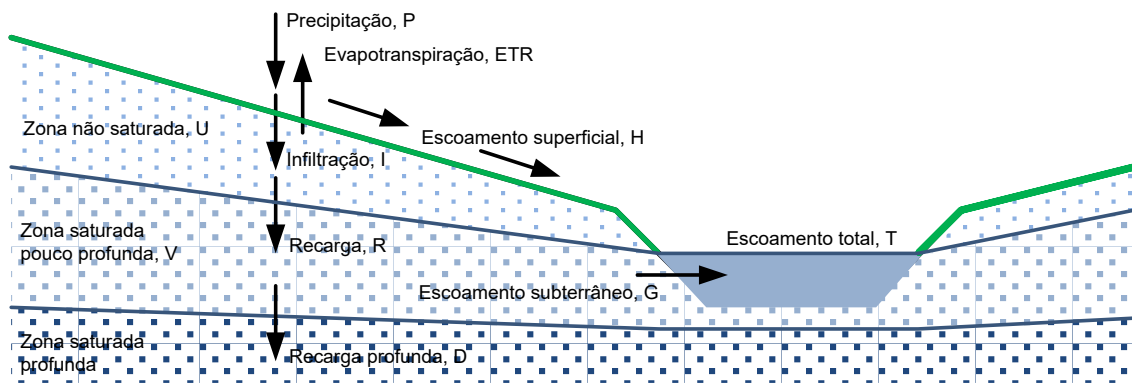


Figura 1. Zonas da coluna litológica.

(*Hydrological Simulation Program*).

O agora muito popular SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (Arnold *et al.*, 1998; Srinivasan *et al.*, 1998) divide a coluna litológica em três zonas (zona vadosa ou não saturada, aquífero de superfície e aquífero profundo) que podem ser sub-divididas em vários estratos, de acordo com a litologia da bacia hidrográfica. O modelo aplica a equação do *Soil Conservation Service* ou a equação de Green-Ampt a áreas homogêneas de pequena dimensão para estimar o escoamento superficial e a infiltração e, depois, calcula o balanço hídrico em cada um dos estratos das três zonas da coluna litológica.

A *World Meteorological Organization* (WMO, 1975), Xu e Singh (1998), Van Griensven *et al.* (2006) e Kaleris e Andreas (2016), entre outros, apresentam uma visão geral dos modelos hidrológicos mais representativos, discutem as suas premissas, limites e potencialidades e reveem algumas das suas aplicações.

O aumento da disponibilidade de dados e da capacidade de cálculo dos computadores, assim como o advento dos sistemas de informação geográfica têm promovido a tendência de usar modelos cada vez mais complexos, em detrimento de modelos mais simples que exigem uma menor quantidade de dados e um menor esforço de aprendizagem. Diversos autores questionam essa abordagem argumentando que modelos mais simples e parcimoniosos na exigência de dados e no esforço de calibração são quase tão precisos na reprodução de dados de escoamento como os mais complexos (Naef, 1981; Michaud e Sorooshian, 1994, Ajami *et al.*, 2004, Santos *et al.*, 2018). A avaliação da erosão e da contaminação de origem difusa pode, no entanto, justificar a utilização de modelos mais complexos como o SWAT (Santos *et al.*, 2018).

Ao assumirem que as características das bacias hidrográficas não variam no espaço e ao usarem um menor número de elementos conceptuais para representar o fluxo e o armazenamento de

água na bacia, os três modelos aqui estudados são parcimoniosos na exigência de dados e no esforço de calibração. O modelo de Thornthwaite-Mather considera um único reservatório e possui apenas dois parâmetros. O modelo do *Soil Conservation Service* e o modelo de Temez consideram dois reservatórios e possuem quatro parâmetros.

Estes três modelos têm tido uma aplicação intensa em Portugal e Espanha. Em particular, o modelo de Temez foi utilizado nos estudos de base dos Planos de Bacias Hidrográficas de Portugal da década de 1990 e é a base do modelo SIMPA, utilizado no Libro Blanco del Agua en España (1998) e noutros instrumentos de planeamento subsequentes em Espanha. Destaque-se o recente estudo do CEDEX de avaliação dos impactos das alterações climáticas no escoamento dos rios em Espanha (CEDEX, 2017). Entre outras aplicações, o modelo de Temez foi utilizado nos projetos SIAM para avaliar os impactos das alterações climáticas nos recursos hídricos de Portugal (Cunha *et al.*, 2002, 2006).

2. FORMULAÇÃO DOS MODELOS

2.1 Modelo de Thornthwaite-Mather

O balanço hídrico de Thornthwaite-Mather foi proposto por Thornthwaite, em 1948, e foi posteriormente modificado por Mather, em 1955 (Thornthwaite e Mather, 1955). O modelo recorre a um único reservatório para descrever a retenção de água na bacia hidrográfica e condicionar a repartição da precipitação em evapotranspiração, retenção e escoamento (Figura 2). Este reservatório representa a capacidade de água utilizável no solo, *i.e.*, a diferença entre os teores de água no solo à capacidade de campo do solo e no ponto de emurchecimento, mas também o volume potencialmente retido à superfície do terreno e sobre o coberto vegetal.

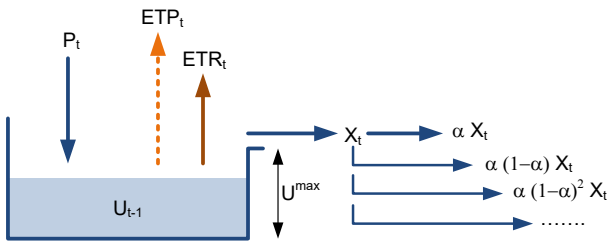


Figura 2. Modelo de Thornthwaite-Mather.

A formulação do modelo aqui apresentada é diferente da descrita em Lencastre e Franco (1992) e em Hipólito e Vaz (2011), mas os resultados são praticamente idênticos. Optou-se por esta formulação para facilitar a comparação com os modelos de Temez e do SCS.

Sejam P_t e ETP_t os valores de precipitação e de evapotranspiração potencial num dado intervalo de tempo. Se U_{t-1} for o volume de água existente à superfície do terreno e no solo no final do intervalo $t-1$ (logo no início do intervalo t), o modelo assume que apenas uma parcela desse volume está disponível para evapotranspiração, U_t^{disp} , em acréscimo da precipitação. Assim, a evapotranspiração real, ETR_t , em mm, pode ser estimada através das seguintes fórmulas:

$$U_t^{disp} = \begin{cases} \min((ETP_t - P_t) \cdot \frac{U_{t-1}}{U_{max}}; U_{t-1}) & \text{se } P_t \leq ETP_t \\ \text{Não é necessário calcular} & \text{se } P_t \geq ETP_t \end{cases} \quad (1)$$

$$ETR_t = \begin{cases} ETP_t & \text{se } ETP_t \leq P_t + U_t^{disp} \\ P_t + U_t^{disp} & \text{se } ETP_t \geq P_t + U_t^{disp} \end{cases} \quad (2)$$

O volume de água disponível para evapotranspiração, U_t^{disp} , varia entre 0 e um parâmetro U_{max} que representa a capacidade de retenção de água na bacia hidrográfica. Quanto mais seca estiver a bacia hidrográfica, menor é o valor disponível para evapotranspiração. Quanto maior for a diferença entre a evapotranspiração potencial e a precipitação, maior é o volume de água disponível para a evapotranspiração.

O excesso da precipitação sobre a evapotranspiração real, ETR_t , é prioritariamente conduzido para o enchimento do reservatório, sendo que o excedente dá origem a escoamento. Assim, o volume de água no reservatório no final do intervalo t , U_t , e o excedente, X_t , no intervalo t , ambos em mm, podem ser calculados por:

$$U_t = \begin{cases} U_{max} & \text{se } P_t - ETR_t \geq U_{max} - U_{t-1} \\ U_{t-1} + P_t - ETR_t & \text{se } P_t - ETR_t \leq U_{max} - U_{t-1} \end{cases} \quad (3)$$

$$X_t = P_t - ETR_t - (U_t - U_{t-1}) \quad (4)$$

Na sua versão original, o modelo assume que o excedente X_t proporciona escoamento, dividido em partes iguais nos intervalos de tempo t e $t+1$. A primeira parcela corresponde ao escoamento superficial que ocorre logo após a precipitação e a segunda ao escoamento retardado pelo seu percurso subterrâneo. Logo, o escoamento no intervalo t , em mm, pode ser calculado por:

$$T_t = 0,5 \cdot X_t + 0,5 \cdot X_{t-1} \quad (5) \quad U$$

Posteriormente, vários autores assumiram que o excedente X_t se divide num número infinito de parcelas de acordo com um parâmetro α , menor que um. O excedente X_t dá origem a um escoamento igual a $\alpha \cdot X_t$ no intervalo t , ficando o restante, $(1 - \alpha) \cdot X_t$, disponível para os intervalos de tempo subsequentes. A distribuição de $(1 - \alpha) \cdot X_t$ pelos intervalos de tempo futuros é também realizada de acordo com o parâmetro α , pelo que o escoamento no intervalo $t+1$ incluirá uma parcela igual a $\alpha \cdot (1 - \alpha) \cdot X_t$, o escoamento no intervalo $t+2$ incluirá uma parcela igual a $\alpha \cdot (1 - \alpha)^2 \cdot X_t$, e assim sucessivamente. Com esta hipótese, o escoamento no intervalo t pode ser calculado por:

$$T_t = \alpha \cdot X_t + \alpha \cdot (1 - \alpha) \cdot X_{t-1} + \alpha \cdot (1 - \alpha)^2 \cdot X_{t-2} + \dots + \alpha \cdot (1 - \alpha)^n \cdot X_{t-n} + (1 - \alpha)^{n+1} \cdot X_{t-n-1} \quad (6)$$

A última parcela da equação corresponde ao remanescente da distribuição de X_t pelos primeiros n intervalos de tempo. Se n for infinito, a equação acima indicada passa a:

$$T_t = \alpha \cdot X_t + (1 - \alpha) \cdot T_{t-1} \quad (7)$$

A formulação do modelo com n infinito corresponde a considerar que a parcela do excedente da precipitação é conduzida para um aquífero subjacente à bacia hidrográfica, representado por um reservatório que liberta água com uma taxa α . Os parâmetros do modelo de Thornthwaite-Mather são assim U_{max} e α . O modelo pode ser aplicado com um intervalo de tempo diário ou mensal.

2.2 Modelo de Temez

A Figura 3 apresenta o esquema proposto por Temez (1977), que considera o subsolo da bacia hidrográfica dividido em duas grandes zonas, uma zona superficial não saturada e uma zona subterrânea saturada, cada uma representada por um reservatório. A água armazenada no reservatório superficial corresponde à retenção e à humidade do

solo, enquanto a água armazenada no reservatório subterrâneo corresponde ao armazenamento nos aquíferos.

O reservatório superficial recebe água por precipitação, P , e perde por evapotranspiração, ETR , ou por excesso da sua capacidade de armazenamento. O excedente, X , infiltra-se e recarrega a zona saturada ou escoar-se superficialmente. O reservatório subterrâneo recebe água por recarga, R , e perde por esgotamento do aquífero, G . O escoamento superficial total da bacia, T , corresponde à soma do excedente superficial com a parcela proveniente do aquífero.

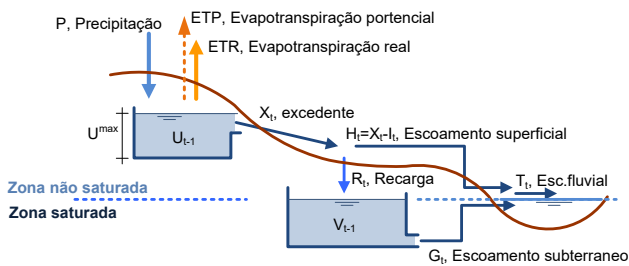


Figura 3. Esquema do modelo de Temez.

No modelo de Temez, o excedente de precipitação, X_t , num dado intervalo de tempo t é calculado pela seguinte expressão que se traduz no gráfico apresentado na Figura 4.

$$X_t = \begin{cases} 0 & \text{se } P_t \leq P_o \\ \frac{(P_t - P_o)^2}{P_t + \delta - 2 \cdot P_o} & \text{se } P_t > P_o \end{cases} \quad (8)$$

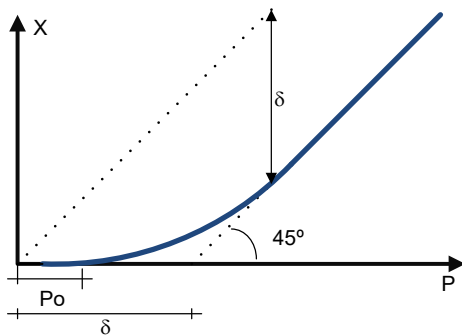


Figura 4. Relação entre a precipitação e o excedente da precipitação.

De acordo com esta expressão e figura, só existe excedente quando a precipitação é superior a P_o . Este valor corresponde a uma fração do volume disponível no reservatório superficial no início do período de simulação:

$$P_o = C \cdot (U^{max} - U_{t-1}) \quad (9)$$

em que

C - Parâmetro do modelo;

U^{max} - Capacidade de retenção à superfície e no solo;

U_{t-1} - Volume armazenado no reservatório superficial no final do período $t-1$.

Diversos autores referem-se a C como um parâmetro de excedente, mas trata-se de um parâmetro associado à retenção de água e à diminuição do escoamento superficial imediato.

O parâmetro δ é a máxima diferença positiva entre a precipitação e o excedente, correspondendo à soma da capacidade de retenção com a evapotranspiração potencial:

$$\delta = U^{max} - U_{t-1} + ETP_t \quad (10)$$

A evapotranspiração da bacia, ETR , é limitada pela evapotranspiração potencial, ETP , e pelo volume de água disponível no reservatório superficial.

$$ETR_t = \min(U_{t-1} + P_t - X_t, ETP_t) \quad (11)$$

Conhecendo os valores de X e de ETR , é possível atualizar o volume armazenado no reservatório de superfície por balanço de massas deste reservatório:

$$U_t = U_{t-1} + P_t - X_t - ETR_t \quad (12)$$

O excedente de precipitação dá origem ao escoamento superficial, H , e à recarga da zona saturada, R , sendo esta última calculada pela seguinte expressão, representada pelo gráfico da Figura 5.

$$R_t = R^{max} \cdot \frac{X_t}{X_t + R^{max}} \quad (13)$$

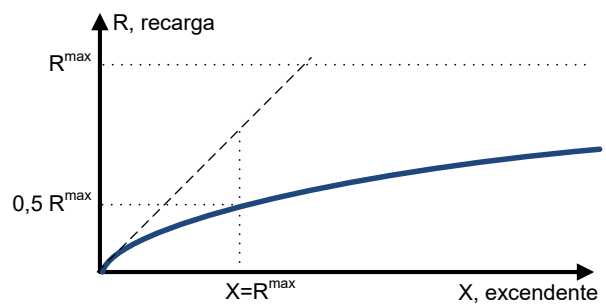


Figura 5. Relação entre o excedente de precipitação e a recarga.

De acordo com esta expressão e figura, a recarga aumenta com o excedente, tendendo assintoticamente para um máximo R^{max} .

A recarga, R , constitui a entrada de água nos aquíferos da bacia, representados por um reservatório que se supõe ter uma capacidade ilimitada. A única saída de água desse reservatório é a descarga do aquífero subterrâneo para a rede

hidrográfica, que se assume proporcional ao volume armazenado no reservatório. Se r for a taxa de recarga do aquífero num dado instante, g for a taxa de descarga do aquífero nesse mesmo dado instante, α o coeficiente de esgotamento do aquífero, a variação instantânea do volume V armazenado no aquífero nesse instante pode ser calculada por

$$\frac{\partial V}{\partial t} = r - g = r - \alpha \cdot V. \quad (14)$$

Se r for nulo, a integração desta equação para um dado intervalo de tempo, por exemplo um dia ou um mês, conduz à seguinte equação:

$$V_t = V_{t-1} \cdot e^{-\alpha \cdot \Delta t}, \text{ com } \alpha \text{ expresso em } 1/\text{dia}. \quad (15)$$

Assumindo que a recarga do aquífero se processa uniformemente ao longo do intervalo de tempo, o cálculo do valor final da quantidade de água armazenada no aquífero no final desse intervalo é dado por:

$$V_t = V_{t-1} \cdot e^{-\alpha} + \frac{1 - e^{-\alpha}}{\alpha} \cdot R_t \quad (16)$$

As expressões anteriores podem ser aplicadas para diferentes intervalos de tempo. Se o passo de cálculo for diário, o valor de α vem em 1/dia e o de R em mm/dia. Se o passo de cálculo for mensal, α vem em 1/mês e o de R em mm/mês. O valor de α em 1/mês é igual a 30 vezes o valor de α em 1/dia. O valor da contribuição das águas subterrâneas para o escoamento resulta do balanço de massa do reservatório subterrâneo:

$$V_t = V_{t-1} + R_t - G_t \quad (17)$$

Finalmente, o escoamento superficial total da bacia é:

$$T_t = X_t - R_t + G_t \quad (18)$$

Em síntese, a formulação do modelo de Temez inclui quatro parâmetros que é necessário estimar para poder realizar a simulação: o coeficiente de excedente (C), a capacidade utilizável de água do solo, em mm (U^{max}), a taxa de recarga máxima, em mm/ Δt (R^{max}) e o coeficiente de esgotamento do aquífero, em 1/ Δt (α). O modelo pode ser aplicado com um passo de tempo diário ou mensal.

2.3 Modelo do Soil Conservation Service

A metodologia do *Soil Conservation Service* (SCS), baseada no conceito do número de escoamento, foi inicialmente proposta para estimar o caudal gerado por eventos pluviosos de curta duração (USDA SCS, 1972, 1986), mas foi posteriormente adaptada para permitir o cálculo de séries de escoamento diário a partir de séries de precipitação diária. Os modelos STORM (HEC, 1977), GWLF (Haith e Shoemaker, 1987) e SWAT (Arnold *et al.*, 1998; Srinivasan *et al.*, 1998; Arnold *et al.*, 2005; Arnold *et al.*, 2012) são alguns dos exemplos de modelos hidrológicos contínuos que utilizam esta metodologia.

Estes modelos assumem uma divisão da coluna litológica em três zonas: zona não saturada, zona saturada pouco profunda e zona saturada profunda (Figura 6). O escoamento na secção de referência da bacia hidrográfica é a soma do escoamento superficial e do escoamento subterrâneo proveniente da zona saturada pouco profunda que percola para a linha de água. Considera-se que a zona saturada profunda não contribui para o escoamento fluvial.

O modelo do SCS assume que o escoamento superficial, H^s , está relacionado com a precipitação, P , e com a capacidade de armazenamento de água à superfície do terreno, L , proporcionada pela interceptação na vegetação, pela retenção em pequenas depressões do terreno ou pela detenção da água em movimento. A formulação original do

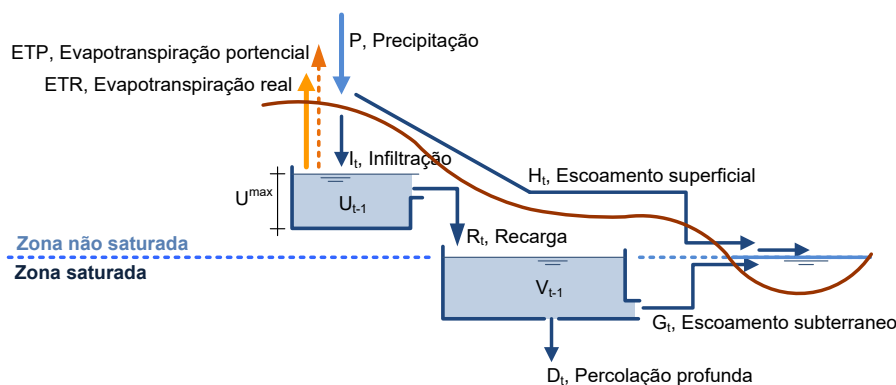


Figura 6. Esquema do modelo do Soil Conservation Service (SCS).

SCS, assume que num dado intervalo de tempo apenas 20% da capacidade de armazenamento total é mobilizada, e que o escoamento superficial pode ser calculado através da seguinte expressão:

$$H_t^s = \begin{cases} 0 & \text{Se } P_t \leq 0,2 \cdot L_t \\ \frac{(P_t - 0,2 \cdot L_t)^2}{P_t + 0,8 \cdot L_t} & \text{Se } P_t > 0,2 \cdot L_t \end{cases} \quad (19)$$

A equação 19 pode também ser utilizada, assumindo um valor de percentagem distinto, caso se verifique a desadequação da proposta original do SCS não se adequa à bacia hidrográfica em estudo.

Note-se que o modelo conceptual do SCS é ligeiramente diferente dos modelos de Thornthwaite-Mather e Temez. O escoamento superficial é calculado logo no início do cálculo, assumindo-se que a diferença entre a precipitação e o escoamento superficial é temporariamente retida à superfície do terreno para depois se infiltrar para o reservatório superficial. A água que atinge este reservatório segue o seu percurso, evaporando para a atmosfera ou percolando para o reservatório mais profundo.

A capacidade total de armazenamento de água da bacia hidrográfica, L , pode ser estimada recorrendo ao conceito do número de escoamento, CN , um parâmetro que varia entre 0 e 100 e que traduz o grau de impermeabilidade da superfície do terreno. Um valor de 100 corresponde a uma superfície impermeável, em que toda a água precipitada dá origem a um escoamento superficial ou direto de igual valor, e um valor nulo de CN a uma superfície completamente permeável que não produz qualquer escoamento.

A Figura 7 representa a relação entre a precipitação e o escoamento superficial calculado, em função do número de escoamento, definida pela equação 19 que assume que apenas 20% da capacidade de armazenamento total passível de ser mobilizada. Valores baixos de precipitação não dão origem a escoamento porque toda a precipitação é interceptada, retida ou detida. Valores mais altos de precipitação dão origem a escoamento, sendo que, para valores elevados de CN , existe uma relação linear de 1 para 1 entre a precipitação e o escoamento superficial, uma vez que a capacidade de água à superfície do terreno é praticamente nula. A diferença entre cada curva e a linha tracejada que indica a relação $H=P$ representa a quantidade de água retida à superfície ou infiltrada.

O SCS desenvolveu um conjunto de tabelas que permitem estimar o CN em função do tipo de solo e do uso de solo existente na bacia hidrográfica. Mais tarde, foi também proposto condicionar o valor de

CN às condições antecedentes de humidade da bacia hidrográfica, estimadas a partir da quantidade de precipitação que vai ocorrendo.

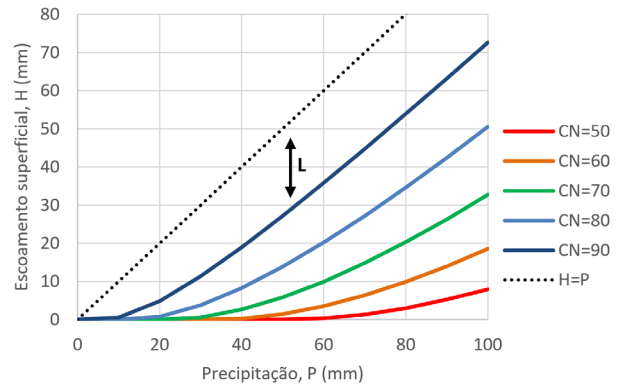


Figura 7. Relação entre precipitação e escoamento superficial, em função do número de escoamento.

O valor de L , em mm, é calculado por

$$L_t = \frac{25400}{CN_t} - 254 \quad (20)$$

Durante um período de precipitação, a capacidade remanescente de armazenamento à superfície diminui em função da quantidade de água, entretanto precipitada, porque o valor de CN vai aumentando com a quantidade de precipitação acumulada. Com a diminuição do valor de L , o valor de H aumenta para o mesmo valor de precipitação, P , existindo uma tendência para que um dado acréscimo de precipitação produza um escoamento superficial de igual valor.

O SCS propõe três valores de CN para três valores distintos de condições antecedentes de humidade na bacia (AMC), definido como a soma da precipitação diária nos cinco dias anteriores. As tabelas publicadas pelo SCS fornecem o valor de CN para condições antecedentes de humidade normais, $CN2$. A equação seguinte pode ser utilizada para calcular o valor de CN para condições antecedentes de humidade seca, $CN1$, ou húmida, $CN3$.

$$\begin{cases} CN1 = \frac{CN}{2,281 - 0,01281 \cdot CN} \\ CN2 = CN \\ CN3 = \frac{CN}{0,427 + 0,00573 \cdot CN} \end{cases} \quad (21)$$

O Quadro 1 indica os valores de precipitação acumulada em 5 dias que caracterizam as situações de condições antecedentes de humidade seca, $AMC1$, e húmida, $AMC3$, sendo que estes valores são distintos consoante as plantas se encontram no seu período de dormência ou de crescimento.

Quadro 1. Precipitação acumulada em 5 dias que caracteriza as situações de humidade seca, $AMC1$, e húmida, $AMC3$.

Precipitação acumulada em 5 dias		Período de dormência das plantas	Período de crescimento das plantas
$MC_t = \sum_{i=t-5}^{t-1} P_t$	$AMC1$	13 mm	36 mm
	$AMC2$	28 mm	53 mm

O valor de CN para uma determinada condição antecedente de humidade na bacia hidrográfica pode ser interpolado a partir destes valores de referência, conduzindo à seguinte formulação na modelação hidrológica contínua (Hawkins *et al.*, 1985):

$$CN_t = \begin{cases} \frac{CN2-CN1}{AMC1} \cdot AMC_t + CN1 & \text{Se } AMC_t < AMC1 \\ \frac{CN3-CN2}{AMC2-AMC1} \cdot (AMC_t - AMC1) + CN2 & \text{Se } AMC1 < AMC_t < AMC2 \\ CN3 & \text{Se } AMC_t > AMC2 \end{cases} \quad (22)$$

Sabendo a precipitação, P , e o escoamento superficial, H^s , é possível calcular a quantidade de água, I , que se infiltra e que contribui para o armazenamento de água na zona não saturada da coluna litológica:

$$I_t = P_t - H_t^s \quad (23)$$

A zona não saturada do solo recebe água por infiltração, I , e perde água para a atmosfera por evapotranspiração, ETR , e para a zona saturada pouco profunda pela recarga, R . A evapotranspiração é limitada superiormente pela evapotranspiração potencial e ocorre sempre que a quantidade de água no solo é superior ao ponto de emurchecimento. A recarga, R , ocorre quando a quantidade de água na zona não saturada excede a capacidade de campo.

Assumindo que o teor de água no solo é sempre superior ao ponto de emurchecimento e utilizando este valor como nível de referência, a quantidade de água armazenada na zona não saturada, no final do intervalo de tempo t , pode ser calculada pela seguinte equação:

$$U_t = \min(U_{t-1} + I_t - ETR_t - R_t, U^{max}) \quad (24)$$

em que U^{max} é a capacidade de água utilizável, *i.e.*, a diferença entre a capacidade de campo e o ponto de emurchecimento.

No cálculo da quantidade de água no solo no final de um dado intervalo de tempo, é preciso conhecer previamente a recarga e a evapotranspiração, dois

processos que concorrem no consumo de água disponível no solo. O volume de água acima da capacidade de campo pode ser absorvido pela recarga e pela evapotranspiração, sendo que a evapotranspiração pode ainda extrair água do solo quando este se encontra abaixo da capacidade de campo.

Definindo U_t^* como o volume de água acima da capacidade de campo e, conseqüentemente, o valor máximo que a recarga pode assumir, e θ como a parcela deste volume que é prioritariamente encaminhado para satisfazer a recarga, a recarga e a evapotranspiração podem ser calculadas por:

$$U_t^* = \max(0, U_{t-1} + I_t - U^{max}) \quad (25)$$

$$ETR_t = \min(ETP_t, U_{t-1} + I_t - \theta \cdot U_t^*) \quad (26)$$

$$R_t = \max(\theta \cdot U_t^*, U_{t-1} + I_t - ETR_t - U^{max}) \quad (27)$$

Se θ for 1, o volume de água acima da capacidade de campo é prioritariamente utilizado pela recarga e só depois pela evapotranspiração, invertendo-se a prioridade se θ for 0. Na prática, os resultados do modelo são pouco dependentes do valor de θ , uma vez que, quando existe competição entre a recarga e a evapotranspiração, o solo encontra-se à capacidade de campo e a evapotranspiração é condicionada pela evapotranspiração potencial.

A equação de balanço da zona saturada pouco profunda é:

$$V_t = V_{t-1} + R_t - G_t - D_t \quad (28)$$

Assumindo que a zona saturada pouco profunda se comporta como um reservatório linear, a perda de água para a rede hidrográfica, G , e a perda de água para a zona saturada profunda, D , podem ser estimadas pelas seguintes expressões, uma vez que o passo de cálculo é diário.

$$G_t = \alpha \cdot V_{t-1} \quad (29)$$

$$D_t = \beta \cdot V_{t-1} \quad (30)$$

A variável D é a recarga ou percolação profunda. Os parâmetros α e β são as constantes de recessão do escoamento fluvial de origem subterrânea e de recarga profunda, respetivamente, e têm como unidade $\text{mm}/\Delta t$, por exemplo, mm/dia . Como representam a parcela da quantidade de água armazenada na zona saturada pouco profunda que se perde para o curso de água e para a zona profunda, a sua soma não pode ser superior à unidade.

Finalmente, o escoamento total que ocorre na

secção final da bacia hidrográfica pode ser calculado por:

$$H_t = H_t^s + G_t \quad (31)$$

Em síntese, o modelo do SCS tem os seguintes parâmetros: número de escoamento (CN), capacidade de campo (U^{max}), em mm, constante de recessão do escoamento fluvial de origem subterrânea (α), em $1/\Delta t$; e a constante de recessão da recarga profunda (β), em $1/\Delta t$. O modelo do SCS apenas pode ser aplicado com um passo de cálculo diário.

3. ANÁLISE COMPARATIVA

Os três modelos hidrológicos apresentados são muito semelhantes na sua formulação. Mesmo o modelo de Thornthwaite-Mather, que considera apenas um reservatório, não é tão diferente dos restantes como à primeira vista pode parecer.

Os três modelos representam a capacidade de retenção de água à superfície e na zona não saturada do solo por um reservatório com capacidade U^{max} . Os modelos de Thornthwaite-Mather e Temez consideram a precipitação como um fluxo de entrada direta nesse reservatório, enquanto o modelo do *Soil Conservation Service* considera que é a infiltração, *i.e.*, a precipitação deduzida do escoamento superficial. O modelo de Thornthwaite-Mather assume que o reservatório de superfície retém toda a precipitação até ficar preenchido, enquanto o modelo de Temez assume que apenas uma proporção C da capacidade de armazenamento disponível é que retém água. Quando C é um, os dois modelos são equivalentes neste aspeto.

A água retida no reservatório de superfície está disponível para satisfazer a evapotranspiração. O modelo de Thornthwaite-Mather disponibiliza apenas parte dessa água, U_t^{disp} , para evapotranspiração, enquanto o modelo de Temez disponibiliza-a na sua totalidade. Sempre que o reservatório se aproxima ou excede a sua capacidade U^{max} ocorre um excedente que, no caso dos modelos de Thornthwaite-Mather e Temez, se subdivide em escoamento superficial e recarga, e, no caso do modelo do SCS, constitui apenas a recarga porque o escoamento superficial é deduzido logo no início do cálculo. No modelo de Temez pode haver excedente sem que o reservatório atinja a sua capacidade máxima, mas este valor é diminuto se o nível do reservatório for baixo.

O escoamento superficial no modelo de Thornthwaite-Mather é uma percentagem constante do excedente X . No modelo do SCS, o escoamento superficial é calculado a partir da

precipitação recorrendo a uma função convexa (Figura 7), que apresenta uma forma muito semelhante à função de cálculo do excedente X utilizada no modelo de Temez (Figura 4). Ambas as funções definem um patamar de precipitação abaixo do qual não há escoamento superficial, no caso do modelo do SCS, ou excedente, no caso do modelo de Temez. No primeiro modelo, esse patamar é função do parâmetro CN , que vai sendo atualizado tendo em conta a quantidade de precipitação nos 5 dias anteriores; no segundo modelo, é função de um parâmetro C e do volume disponível no reservatório da zona não saturada. Acresce que as duas funções são crescentes e tendem para uma assíntota oblíqua com uma inclinação de 45° , afastada da reta $y=x$ numa distância que é função de CN , no caso do modelo do SCS, e do volume de água armazenado no reservatório de água da zona não saturada, no caso do modelo de Temez. Os valores dos parâmetros CN do modelo do SCS e C do modelo de Temez estão, por isso, relacionados. Os modelos do SCS e de Temez consideram explicitamente um reservatório para representar a zona saturada do solo. A contribuição da zona saturada para o escoamento fluvial é calculada como uma parcela constante, α , do volume armazenado no reservatório (reservatório linear). O modelo de Thornthwaite-Mather não prevê um reservatório para representar a zona saturada do solo, mas o desfaseamento do excedente X por um número de intervalos de tempo infinitos resulta num efeito semelhante. Contudo, o significado do valor de α no modelo de Thornthwaite-Mather não é totalmente idêntico ao significado do parâmetro equivalente dos outros dois modelos.

Em primeiro lugar, no modelo de Thornthwaite-Mather (TMT), o parâmetro α é utilizado para duas funções que poderiam ser distinguidas. Por um lado, representa a parcela do excedente que contribui para o escoamento fluvial no passo de cálculo em que o excedente ocorre; por outro, representa a taxa de descarga de volume acumulado no reservatório mais profundo, cujo funcionamento não coincide com o funcionamento de um reservatório linear. É possível derivar uma expressão aproximada que relaciona o valor de α do reservatório linear utilizado no modelo de Temez e do SCS com o valor de α utilizado na repartição do escoamento subterrâneo no modelo de Thornthwaite-Mather.

$$\alpha^{TMT} = 0,2828 \cdot \alpha^2 + 0,9142 \cdot \alpha + 0,0059 \quad (32)$$

Mas dada a dupla função deste parâmetro no modelo de Thornthwaite-Mather, esta expressão não permite

calcular com exatidão o valor a atribuir a α para reproduzir os resultados dos outros dois modelos. Finalmente, nas formulações apresentadas, apenas o modelo do SCS assume a existência de uma percolação para um aquífero profundo que não contribui para o escoamento fluvial, algo frequente em bacias hidrográficas de cabeceira, mas é simples alterar os restantes modelos para considerar esta possibilidade.

O Quadro 2 sintetiza o papel dos parâmetros nos vários modelos e apresenta a sua gama de valores admissíveis. A gama indicada para R^{max} inclui valores bastante elevados, mas é preciso ter em conta que se trata de um parâmetro que define a assíntota de uma função crescente.

Para comparar os resultados dos três modelos considerou-se um caso de estudo hipotético que adotou os registos de precipitação e de evapotranspiração potencial de dois postos da bacia do rio Guadiana, com valores médios anuais iguais a 525 mm e 983 mm, respetivamente. Os valores de precipitação mensal média são superiores aos de evapotranspiração potencial mensal média entre outubro e fevereiro. Resultados semelhantes ao aqui apresentados são obtidos para outros registos de precipitação e de evapotranspiração potencial.

A Figura 8 compara os resultados dos modelos de Thornthwaite-Mather e de Temez de uma simulação

com um passo de cálculo mensal e uma duração de 70 anos. Atribuíram-se os mesmos valores de U^{max} (80 mm) e α (0,4 mês⁻¹) a ambos os modelos, e para o modelo de Temez assumiu-se um valor de C unitário e um valor de R^{max} (250 mm/mês) que minimiza a diferença entre os resultados dos dois modelos. Verifica-se que os resultados de ambos os modelos são muito semelhantes, sobretudo no ramo ascendente do hidrograma do escoamento mensal médio. Para o mesmo valor de α , o modelo de Temez possui uma recessão mais suave do hidrograma, conduzindo a valores mais elevados de escoamento e a um escoamento anual médio 19% superior.

Manipulando os valores dos parâmetros do modelo de Temez, é possível obter uma melhor aproximação aos resultados do modelo de Thornthwaite-Mather. A minimização da soma do quadrado da diferença dos escoamentos mensais dos dois modelos conduz aos resultados apresentados na Figura 9, enquanto a minimização do quadrado da diferença dos escoamentos mensais médios conduz aos resultados apresentados na Figura 10. Na primeira figura, o escoamento anual médio calculado pelo modelo de Temez é 9% superior aos do modelo de Thornthwaite-Mather. Os resultados do modelo de Temez aproximam-se dos valores do modelo de Thornthwaite-Mather quando se aumenta o valor de U^{max} e de α .

Quadro 2. Comparação dos parâmetros dos vários modelos.

Função dos parâmetros	Thornthwaite-Mather	Temez	Soil Conservation Service	Gama de valores admissíveis
Capacidade de retenção de água	U^{max}	U^{max}	U^{max}	0 – 300 mm
Separação da precipitação entre evapotranspiração e escoamento	-	C		0,2 – 0,6
			CN	30 - 90
Separação entre escoamento superficial e subterrâneo		R^{max}		30-300 mm/mês
	α	α	α	0,2 – 0,7 mês ⁻¹
Percolação para o aquífero profundo			β	0 – 1

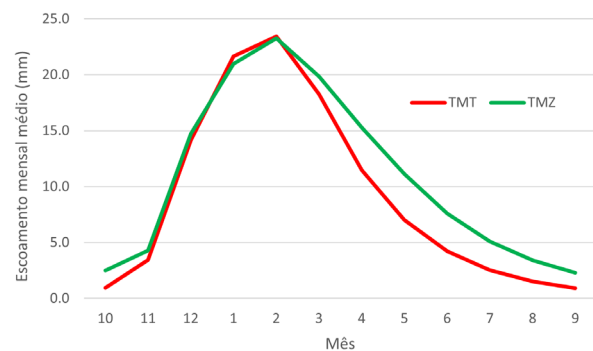
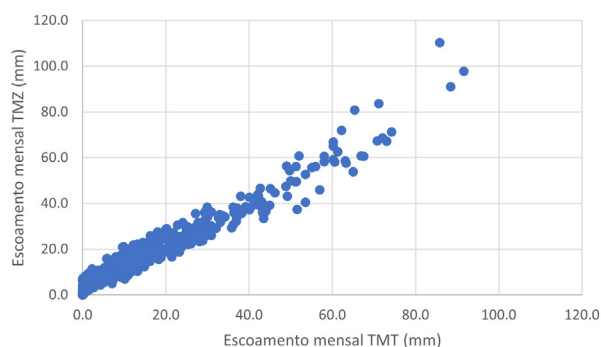


Figura 8. Escoamento mensal obtido pelos modelos de Thornthwaite-Mather (TMT) e de Temez (TMZ) para $C=1$, $U^{max}=80$ mm, $\alpha=0,4$ e $R^{max}=250$ mm/mês.

É também possível estabelecer uma correspondência entre o modelo de Thornthwaite-Mather e o modelo de SCS. A formulação do modelo de SCS apenas produz escoamento superficial no caso de valores elevados de precipitação, o que torna os resultados do modelo independentes do valor de CN quando este é inferior a cerca de 80 (item 5.3). A precipitação é quase toda encaminhada para o reservatório superficial, tornando o modelo de SCS muito semelhante ao modelo de Thornthwaite-Mather. A Figura 11 mostra um caso em que se as-

sumiu um valor de CN igual a 65 e se atribuíram os mesmos valores de U^{max} (150 mm) e α (0,01 dia⁻¹) a ambos os modelos. Os valores de escoamento mensal obtidos são semelhantes, podendo este ajustamento ser melhorado com uma afinação do valor atribuído a U^{max} do modelo de Thornthwaite-Mather. O ajustamento dos resultados de ambos os modelos é mais difícil quando o valor de CN é superior a 80. A comparação dos valores diários produzidos por ambos os modelos apresenta também uma maior dispersão.

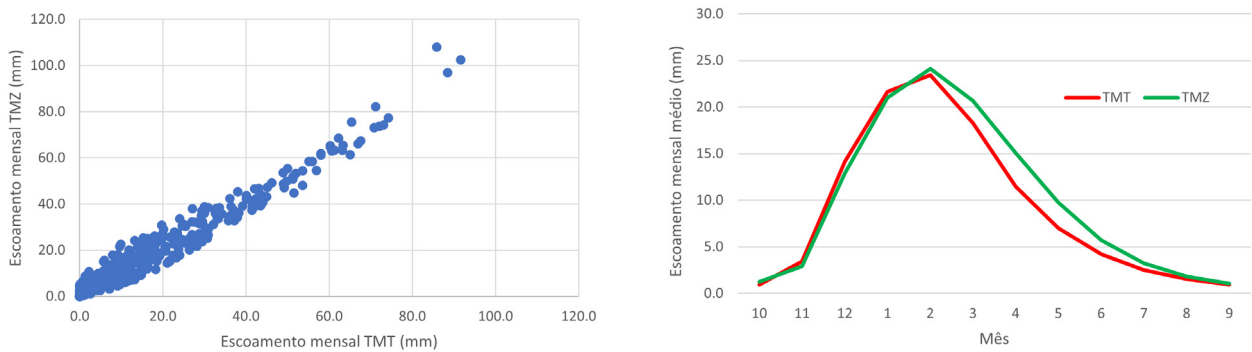


Figura 9. Escoamento mensal obtido pelos modelos de Thornthwaite-Mather (TMT) e de Temez (TMZ) para $C=1$, $U^{max}= 80 \text{ mm} / 93,5 \text{ mm}$, $\alpha=0,4 / 0,57$ e $R^{max} = 306 \text{ mm/mês}$.

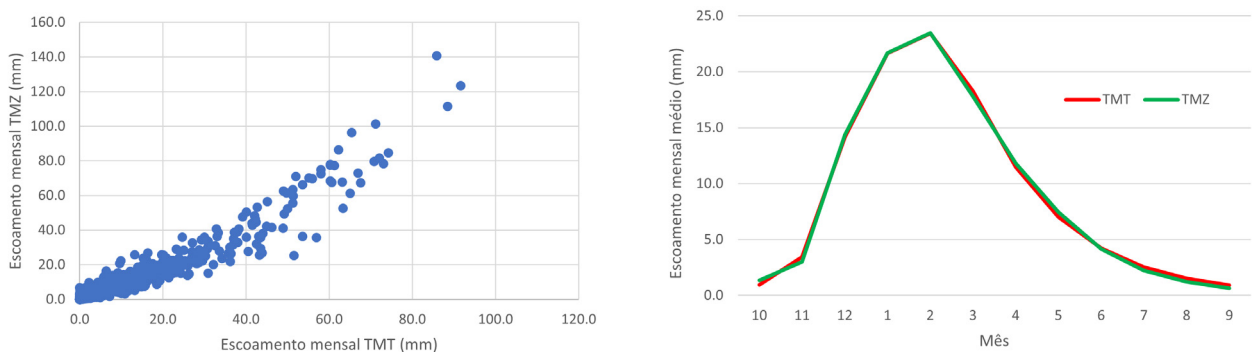


Figura 10. Escoamento mensal obtido pelos modelos de Thornthwaite-Mather (TMT) e de Temez (TMZ) para $C=0,76$, $U^{max}= 80 \text{ mm} / 112,4 \text{ mm}$, $\alpha=0,4 / 0,62$ e $R^{max} = 92,1 \text{ mm/mês}$.

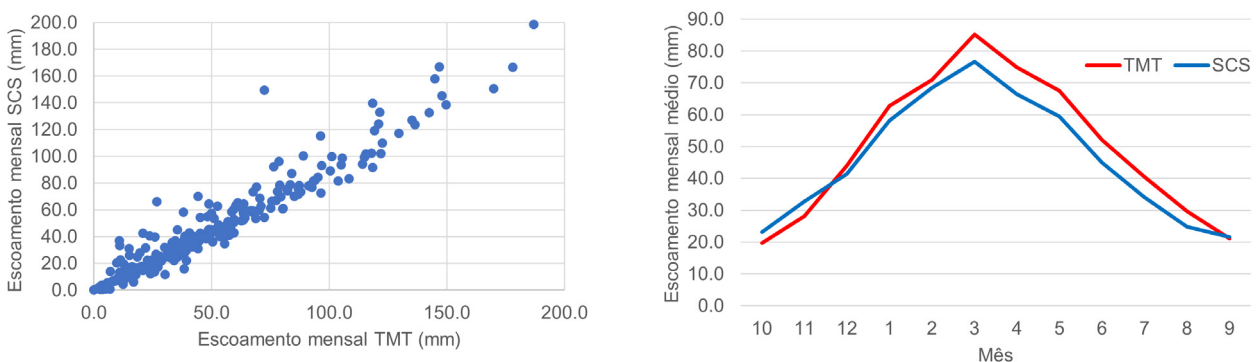


Figura 11. Escoamento mensal e escoamento mensal médio obtido pelos modelos de Thornthwaite-Mather e do SCS para $U^{max} = 150 \text{ mm}$, $\alpha=0,01 \text{ dia}^{-1}$, $CN=65$ e $\beta=0$.

4. SIMULAÇÃO MENSAL VERSUS SIMULAÇÃO DIÁRIA

Os modelos de Thornthwaite-Mather e de Temez podem ser aplicados com um passo de tempo mensal, semanal ou diário. A adoção de um intervalo de tempo semanal exige, no entanto, o tratamento dos registos diários de modo a transformar os 365 ou 366 valores diários em 52 valores semanais (364 dias). Os dois passos de cálculo mais comuns são, por isso, o mensal e o diário.

Nos vários passos de cálculo, o significado e a unidade do parâmetro U^{max} são idênticos. U^{max} é a capacidade do reservatório que representa a zona não saturada do solo, em mm, pelo que os valores a atribuir a este parâmetro numa simulação mensal, semanal ou diária devem ser iguais. O mesmo se passa com o parâmetro CN do modelo do SCS e com o parâmetro C do modelo de Temez, ambos sem unidades, e que determinam a parcela da precipitação ou do excedente que constitui escoamento superficial.

O mesmo já não se passa com os parâmetros α e β , que representam a parcela do volume armazenado num reservatório que contribuem para o escoamento fluvial ou para a recarga profunda. A unidade destes parâmetros é $1/\Delta t$ e a gama de valores adequados para uma simulação diária é substancialmente

inferior à gama de valores a atribuir numa simulação mensal. No modelo de Temez, a seguinte expressão é verdadeira, podendo também ser utilizada como aproximação no modelo de Thornthwaite-Mather.

$$\alpha_{mes} = 30 \cdot \alpha_{dia} \quad (33)$$

O parâmetro R^{max} do modelo de Temez, também com unidades $mm/\Delta t$, deve assumir valores distintos consoante o passo de cálculo, Δt , adotado. A Figura 12 compara os resultados de simulações do modelo de Thornthwaite-Mather para o mesmo caso de estudo, obtidos com um intervalo de cálculo diário e mensal, assumindo um U^{max} igual a 150 mm e valores de α iguais a $0,4 \text{ mês}^{-1}$ e $0,4/30 \text{ dia}^{-1}$, para os passos de cálculo mensal e diário respetivamente. São apresentados dois casos: um, mais simples, em que os valores mensais da precipitação e da evapotranspiração potencial se distribuem de forma uniforme no mês, e um outro que assume os valores diários do registo de precipitação. A Figura 13 apresenta os resultados de um exercício semelhante para o modelo de Temez. Verifica-se que os valores de escoamento mensal estimados pelo modelo de Temez, assumindo um intervalo de cálculo diário e uma distribuição uniforme da precipitação dentro do mês, são semelhantes aos obtidos com um passo de

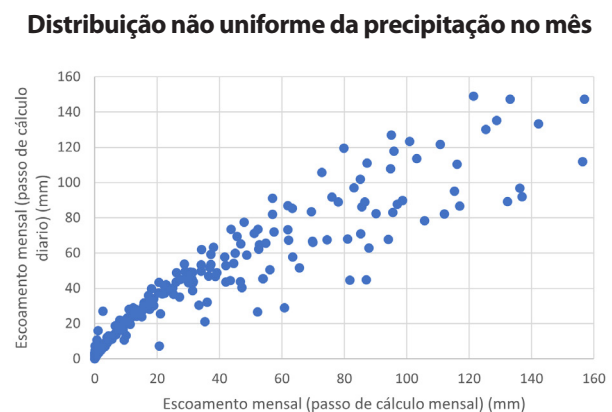
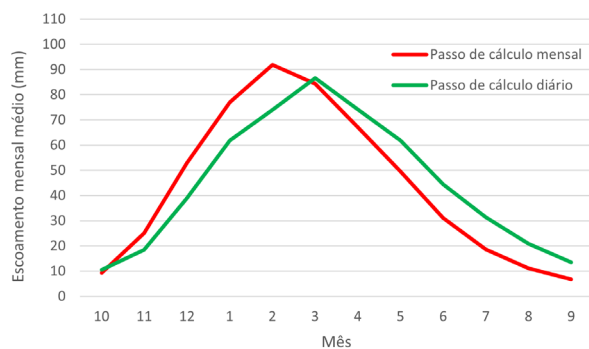
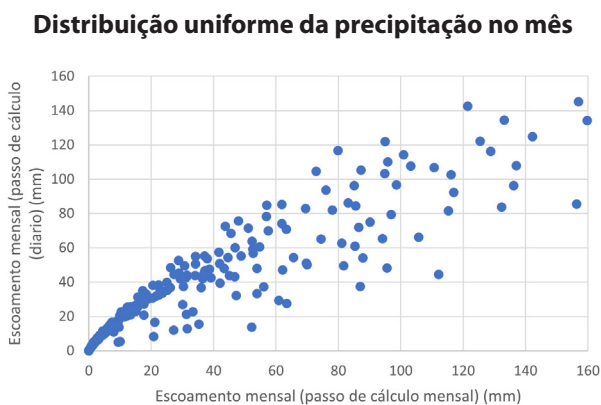


Figura 12. Comparação de simulações do modelo de Thornthwaite-Mather com um intervalo de cálculo diário e mensal para $U^{max} = 150 \text{ mm}$ e $\alpha^{mes} = 0,4 / \alpha^{dia} = 0,013$.

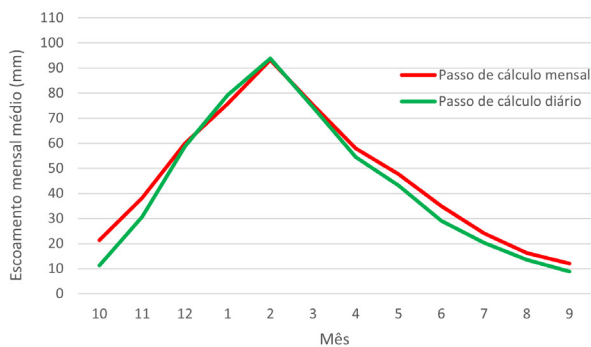
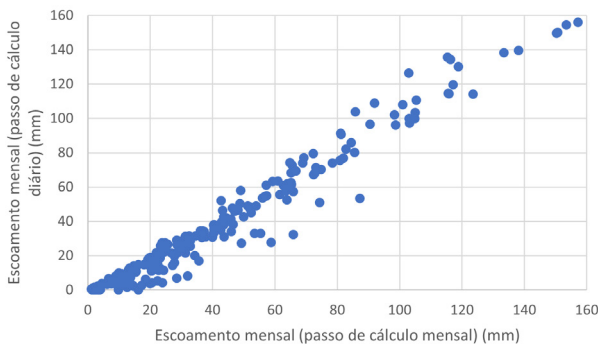
cálculo mensal. Para a mesma situação, o modelo de Thornthwaite-Mather apresenta uma maior dispersão dos escoamentos mensais calculados com passo de cálculo diário e mensal. Para a distribuição não uniforme da precipitação no mês, ambos os modelos apresentam elevada dispersão, notando-se um desfasamento no pico do escoamento mensal no modelo de Thornthwaite-Mather.

Para se obter uma melhor correlação entre os valores de escoamento mensal calculados pelo modelo de Thornthwaite-Mather, utilizando os passos de cálculo diário e mensal, o valor do parâmetro α do cálculo diário deve ser superior a um trigésimo do valor utilizado no cálculo mensal. A Figura 14 compara os resultados deste modelo, quando se assumem valores de α iguais a $0,4 \text{ mês}^{-1}$ e $0,023 \text{ dia}^{-1}$, respetivamente para as simulações com passo de cálculo mensal e diário. A dispersão de pontos dos gráficos apresentados nesta figura é menor que a reproduzida nos gráficos da Figura 12, mas ainda superior à obtida com o modelo de Temez (Figura 13). A dupla função do parâmetro α no modelo de Thornthwaite-Mather dificulta a reprodução dos valores mensais a partir de uma simulação com um passo de cálculo diário. Esta questão não é, no entanto, um problema quando se pretende usar o modelo com um determinado passo de cálculo.

5. ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS E ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

A calibração e validação de um modelo hidrológico para selecionar os valores mais adequados a atribuir a cada parâmetro é uma tarefa complexa que, podendo ser apoiada por procedimentos automatizados, exige sempre intervenção humana para supervisionar o processo e incluir o conhecimento da região em análise na pesquisa. Idealmente, os parâmetros dos modelos são estimados a partir das características da bacia hidrográfica, nomeadamente o seu coberto vegetal e ocupação do solo, a tipologia dos solos prevalentes e as características hidrogeológicas da coluna litológica. No entanto, o caráter conceptual dos parâmetros dos modelos, que, na sua maioria, não representam grandezas mensuráveis no terreno, dificulta esta abordagem. Na prática, um utilizador acaba por ter de testar vários possíveis conjuntos de valores dentro de uma gama admissível, verificar a resposta do modelo e identificar o conjunto de valores realistas e robustos que conduzam a uma boa aproximação do escoamento calculado aos valores observados.

Distribuição uniforme da precipitação no mês



Distribuição não uniforme da precipitação no mês

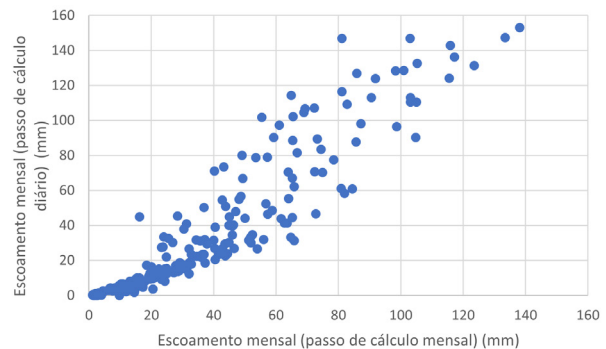


Figura 13. Comparação de simulações do modelo de Temez com um intervalo de cálculo diário e mensal para $C = 0,3$, $U^{max} = 150 \text{ mm}$, $\alpha^{mes} = 0,4 \text{ mês}^{-1}$ / $\alpha^{dia} = 0,013 \text{ dia}^{-1}$ e $R^{max} = 250 \text{ mm/mês}$ / $8,3 \text{ mm/dia}$.

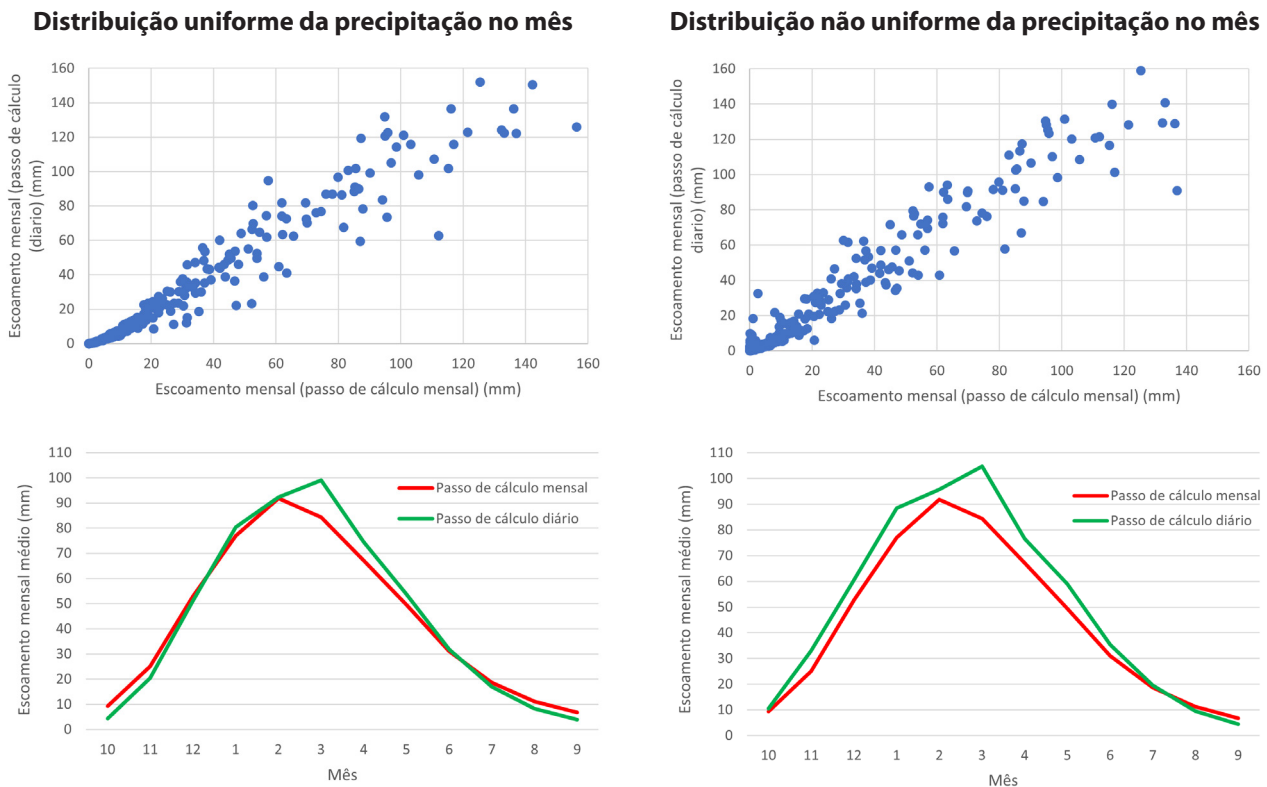


Figura 14. Comparação de simulações do modelo de Thornthwaite-Mather com um intervalo de cálculo diário e mensal para $U^{max} = 150$ mm e $\alpha^{mes} = 0,4 / \alpha^{dia} = 0,023$.

5.1 Parametro U^{max}

O parâmetro U^{max} é utilizado nos três modelos para representar a capacidade de retenção de água na superfície do terreno e na zona não saturada do solo. Esta última forma de armazenamento está relacionada com a capacidade utilizável de água no solo que é a diferença entre a capacidade de campo e o ponto de emurchecimento, características que são função do tipo de solo e, em particular, da sua textura. Recorrendo a uma carta de solos e a tabelas publicadas na bibliografia é, em princípio, possível estimar os valores médios da porosidade, capacidade de campo e ponto de emurchecimento, em mm/m, que, multiplicados pela altura do solo, conduzem a valores em mm. No entanto, a ocorrência de vários tipos de solos dificulta a estimativa do valor a atribuir a U^{max} . Acresce a dificuldade de estimar a capacidade de retenção de água na bacia hidrográfica sobre o terreno e copas das árvores, que também devem ser representadas pelo valor a atribuir a U^{max} . Assim, o valor deste parâmetro essencial para uma boa calibração do modelo é dificilmente calculado de forma independente.

A Figura 15 apresenta a variação da razão entre o escoamento anual médio e a precipitação anual média em função da variação do valor de U^{max} e da precipitação anual média para os três modelos.

Utilizou-se um passo de tempo diário e assumiu-se um valor de α igual a $0,015 \text{ dia}^{-1}$ nos três modelos. No modelo de Temez assumiu-se que $C=0,3$ e $R^{max} = 10 \text{ mm/dia}$. No modelo do SCS, assumiu-se que $CN = 70$, $\theta = 1$ e $\beta = 0$. A razão entre o escoamento anual médio e a precipitação anual média depende, sobretudo, do valor da precipitação, variando nos casos estudados entre 0,2, quando a precipitação é baixa, e 0,8, quando a precipitação é elevada. No entanto, o aumento do valor de U^{max} faz reduzir esta razão, sobretudo quando a precipitação é mais baixa.

5.2 Parâmetro C

O parâmetro C do modelo de Temez determina a parcela da capacidade de armazenamento disponível no reservatório de superfície para reter a precipitação à superfície e nas camadas superiores do solo e que depois é evapotranspirada. Não tendo um significado físico, não é possível estimar este parâmetro a partir das características físicas da bacia hidrográfica. Pela sua definição, deve assumir um valor entre zero e um, tendo Temez sugerido um valor próximo de 0,3 (Temez, 1977; Monreal, 1986). O aumento do valor de C conduz a uma maior evapotranspiração e a um menor escoamento, conforme se pode verificar na Figura 16. Nas simulações sintetizadas nesta figura assumiu-se um passo de cálculo mensal e $U^{max} = 150 \text{ mm}$, $\alpha = 0,4 \text{ dia}^{-1}$

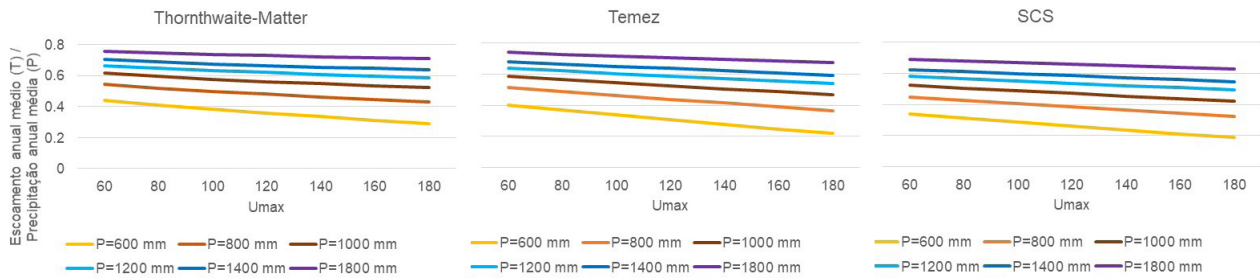


Figura 15. Variação da razão entre o escoamento anual médio e a precipitação anual média em função da variação do valor de U^{max} e da precipitação anual média.

e $R^{max} = 100 \text{ mm/mês}$. A sensibilidade da parcela da precipitação que dá origem ao escoamento e a variações do valor de C é maior para valores mais reduzidos da precipitação e valores menores de C . Os resultados do modelo não variam muito para valores de C acima de 0,5.

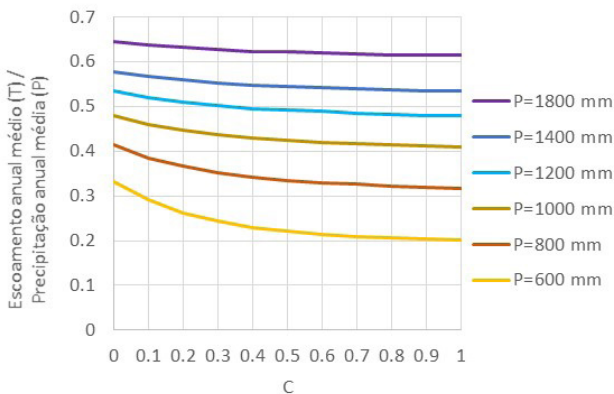


Figura 16. Variação da razão entre o escoamento anual médio e a precipitação anual média em função da variação do valor de C e da precipitação anual média.

5.3 Número de escoamento, CN

O número de escoamento de uma bacia hidrográfica pode ser estimado a partir de cartas de solo e uso de solo, através de tabelas propostas com o método que relacionam o número de escoamento com essas características. Existe, no entanto, alguma liberdade no uso dessas tabelas.

A Figura 17 mostra a variação do escoamento anual calculado pelo modelo do SCS em função de variações de CN . Valores mais elevados de CN correspondem a um maior escoamento superficial e menor infiltração, o que reduz a quantidade de água disponível no solo para evapotranspiração. Esta forma em L deitado resulta da formulação do modelo que, para valores de CN abaixo de 80, não produz escoamento superficial na maior parte do tempo. Os valores do escoamento total são assim pouco sensíveis ao valor de CN nessa gama de valores deste parâmetro.

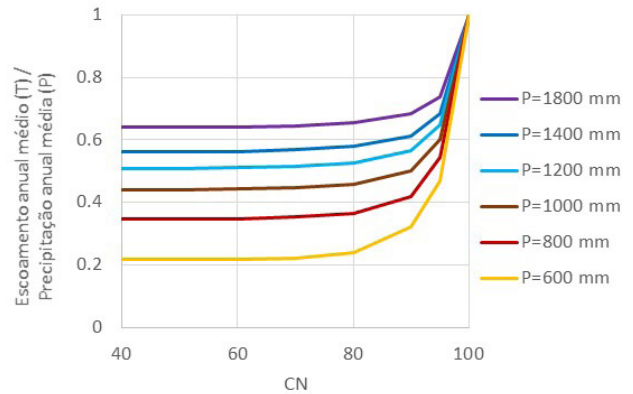


Figura 17. Variação da razão entre o escoamento anual médio e a precipitação anual média em função da variação do CN , assumindo $U^{max}=150 \text{ mm}$ e $\Theta=1$.

5.4 Parâmetro α

A contante de recessão do hidrograma, um parâmetro que surge nos três modelos descritos, é provavelmente aquele que é mais fácil de estimar diretamente a partir do registo do escoamento. Analisando as curvas de recessão do hidrograma observado num gráfico log (escoamento) versus tempo, é possível estimar uma curva de recessão média e obter o valor de α . A Figura 18 apresenta o exemplo da estação hidrométrica de Louçainha, no rio Simonte, um afluente do Mondego que nasce na serra da Lousã, de onde se pode estimar um valor de α igual a $0.8 \text{ mês}^{-1} \cdot \left(\frac{\ln(900) - \ln(3)}{8 - 1} \right)$.

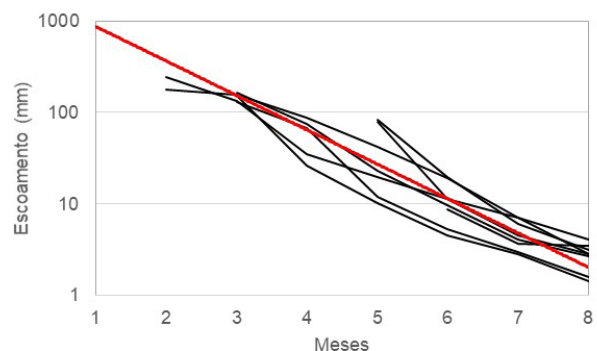


Figura 18. Análise das curvas de recessão.

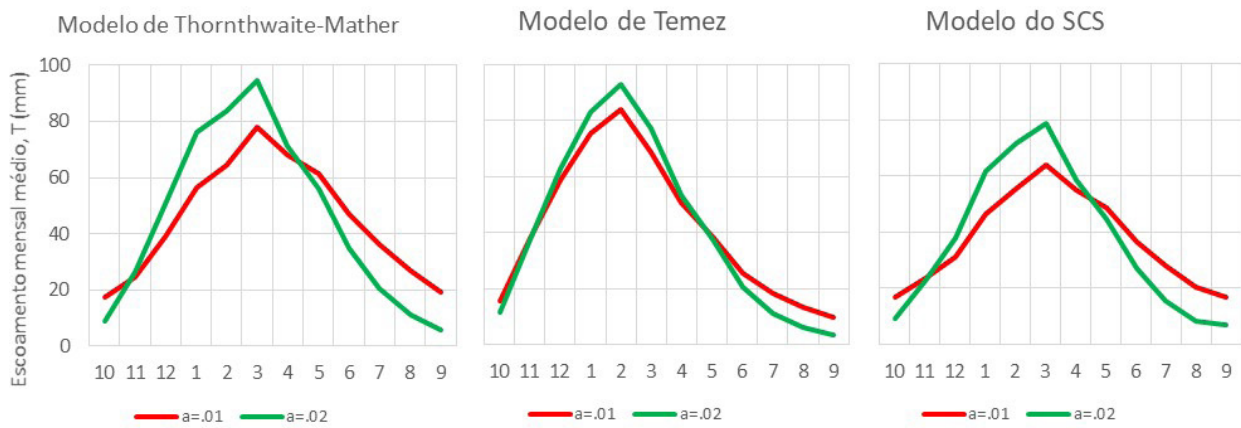


Figura 19. Variação do escoamento mensal médio em função da variação do valor de α .

O parâmetro α não afeta o valor do escoamento anual médio, mas afeta a distribuição do escoamento no ano. A Figura 19 apresenta a variação do escoamento mensal médio em função da variação do valor de α , para uma situação em que os valores da precipitação anual média e da evapotranspiração anual média são, respetivamente, 1400 mm e 700 mm. Assumiu-se $U^{max} = 150$ mm, $C=0,3$ e $R^{max} = 30$ mm/dia.

5.5 Parâmetro R^{max}

Tal como o parâmetro α , o parâmetro R^{max} não afeta o valor do escoamento anual médio, mas afeta a sua distribuição no ano. A Figura 20 apresenta a variação do escoamento mensal médio em função da variação do valor de R^{max} .

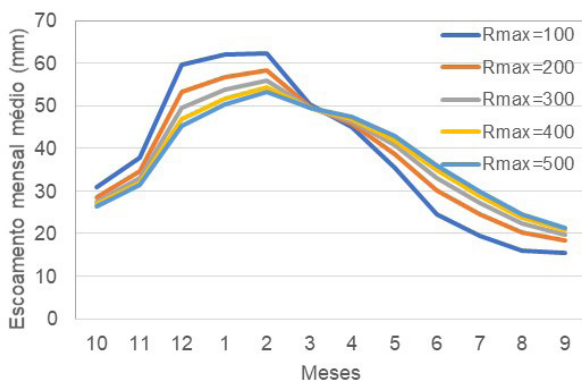


Figura 20. Variação do escoamento mensal médio em função da variação do valor de R^{max} , assumindo $C=0,1$, $U^{max}=150$ e $\alpha=0,2$.

5.6 Parâmetro β

A constante de recessão da recarga profunda, β , é mais difícil de estimar. A opção por um valor nulo traduz-se na premissa de que toda a recarga

contribui para o escoamento fluvial. Mas, em bacias hidrográficas de pequena dimensão, situadas nas cabeceiras de cursos de água, uma percentagem importante da infiltração só aflui à rede hidrográfica a jusante da secção final da bacia hidrográfica, sendo por isso necessário atribuir um valor não nulo ao parâmetro β . Se for possível estimar esta percentagem, é possível inferir o valor deste parâmetro.

5.7 Sobre-parametrização dos modelos de Temez e de SCS

Os modelos com um maior número de parâmetros podem sofrer de um problema de sobre-parametrização, em que diferentes conjuntos de valores dos parâmetros conduzem aos mesmos resultados. Esta circunstância dificulta a calibração do modelo, uma vez que, existindo um ou mais conjuntos de parâmetros que produzem os mesmos resultados, o utilizador tem dificuldade em escolher qual o conjunto de parâmetros a utilizar. Se os parâmetros tiverem um significado físico, este problema pode ser mitigado assegurando que os valores a atribuir a cada parâmetro são consistentes com a realidade da bacia hidrográfica que está a ser modelada. Mas, nos modelos conceptuais, como é o caso dos modelos aqui estudados, esse significado físico não é aplicável.

O modelo de Temez, com os seus quatro parâmetros, é um dos modelos que apresenta risco de sobre-parametrização. Existe uma relação entre os parâmetros C e U^{max} que define pares de valores que conduzem a resultados semelhantes embora não idênticos (Figura 21). Esta relação depende em parte do valor da precipitação anual média, sendo que os valores calculados com diferentes pares (C , U^{max}) são particularmente próximos para valores mais elevados da precipitação.

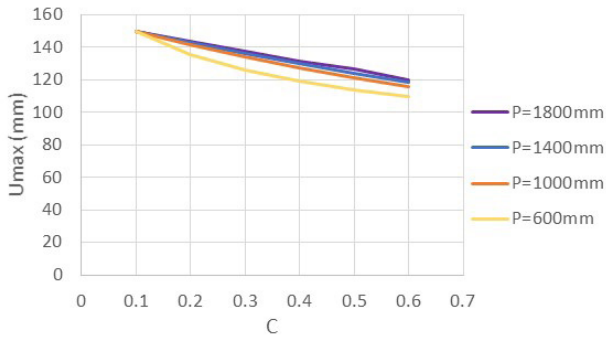


Figura 21. Relação entre os valores de C e U^{max} que conduzem a resultados do modelo de Temez semelhantes.

A Figura 22 apresenta alguns exemplos da relação de valores de escoamento mensal obtidos com diferentes conjuntos de valores de C e U^{max} , neste caso para $C=0,1$ e $C=0,4$. Quando a precipitação anual média é elevada, obtém-se uma relação

linear com declive próximo de um. O declive deste escoamento anual médio afasta-se da unidade para valores mais baixos da precipitação anual média.

Há também uma relação entre os parâmetros α e R^{max} que define pares de valores que conduzem a resultados semelhantes embora não idênticos (Figura 23). Esta relação depende em parte do valor da precipitação anual média.

A Figura 24 apresenta alguns exemplos da relação de valores de escoamento mensal obtidos com diferentes conjuntos de valores de α e R^{max} , neste caso para α igual a 0,2 e a 0,4. A dispersão dos valores é maior para valores mais elevados de precipitação anual média.

No caso do modelo do SCS, a falta de sensibilidade dos resultados do modelo a variações do número de escoamento quando este se situa abaixo de 80 torna possível a existência de vários conjuntos de valores a atribuir aos parâmetros do modelo que conduzem a resultados semelhantes.

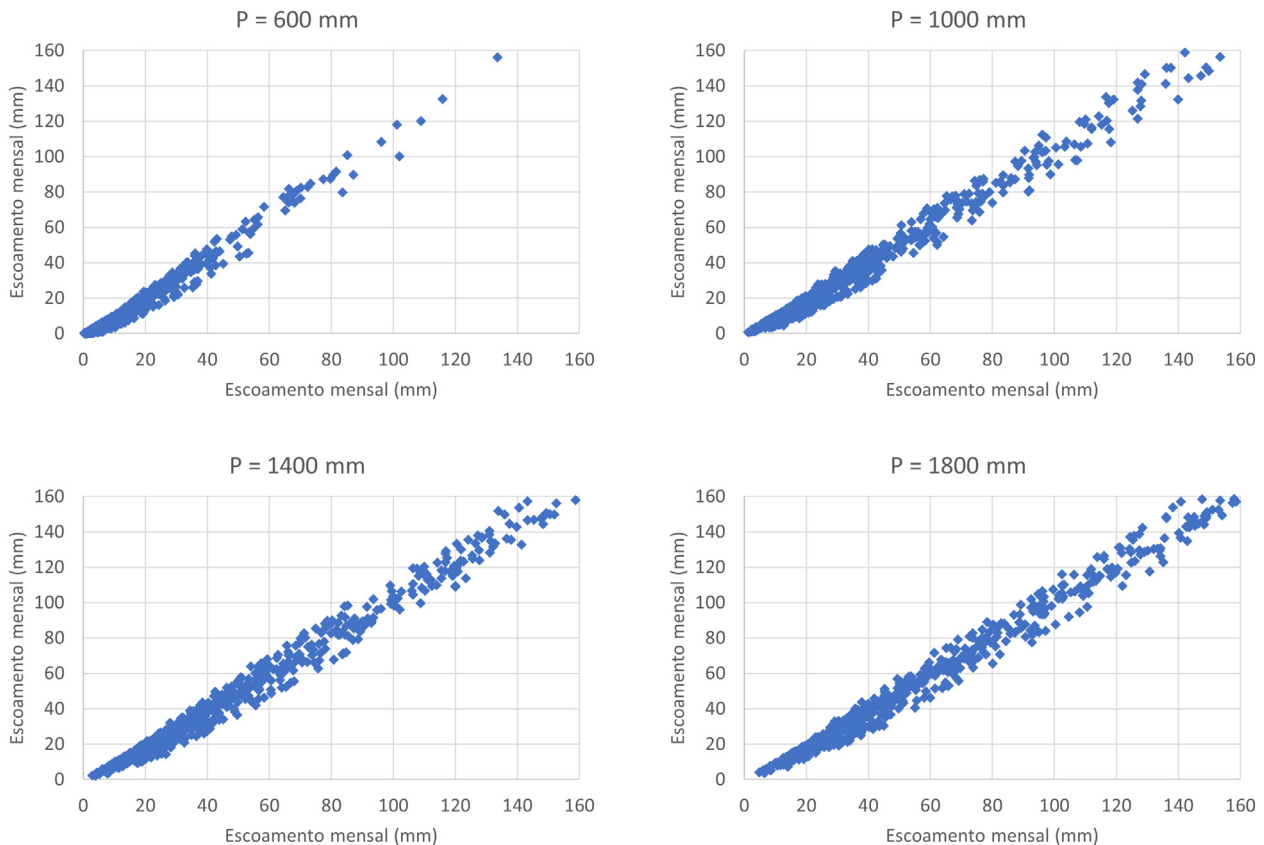


Figura 22. Exemplos da relação entre valores de escoamento mensal obtidos pelo modelo de Temez com diversos conjuntos de valores de C e U^{max} para vários valores de precipitação anual média, assumindo $\alpha = 0,4$ e $R^{max} = 100$ mm/mês.

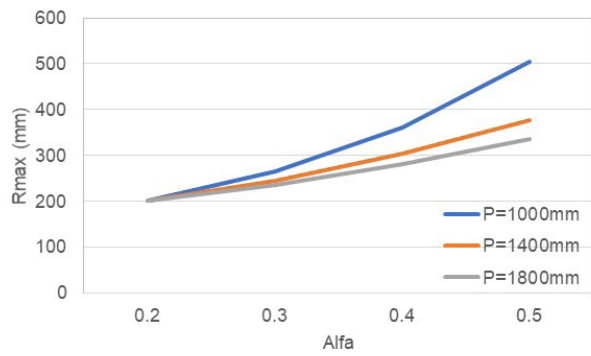


Figura 23. Relação entre os valores de α e R^{max} que conduzem a resultados do modelo de Temez semelhantes.

6. APLICAÇÃO DOS MODELOS À PENINSULA IBÉRICA

Oliveira e Simões (2019) utilizaram o modelo de Thornthwaite-Mather para simular o escoamento mensal em regime natural em Portugal, adotando uma grelha de cálculo de 1125 x 1125 m e obtiveram uma boa concordância dos valores calculados com os registos observados nas estações hidrométricas Ponte Cavez, Pavia e Bodega (Quadro 3) assumindo valores de U^{max} entre 80 e 170 mm, dependendo da precipitação e do número de escoamento, e um valor de α igual a 0,6 mês⁻¹. A Figura 25 apresenta os resultados obtidos nestas estações hidrométricas.

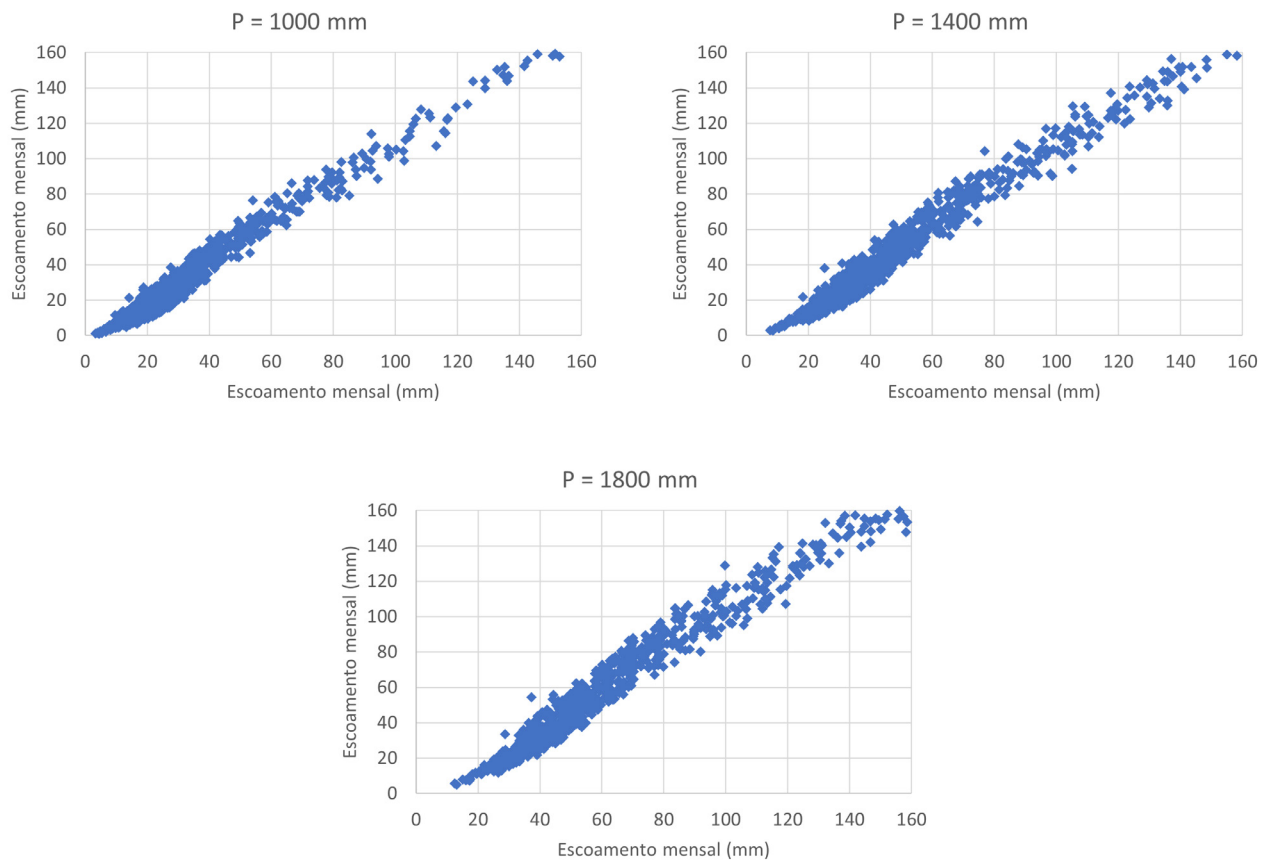


Figura 24. Exemplos da relação entre valores de escoamento mensal obtidos pelo modelo de Temez com diversos conjuntos de valores de α e R^{max} para vários valores de precipitação anual média, assumindo $U^{max}=150$ mm e $C=0,2$.

Quadro 3. Características das estações hidrométricas consideradas.

Estação	Bacia hidrográfica	Rio	Área drenada (km ²)	Período de análise
Ponte Cavez (04J/05H)	Douro	Rio Tâmega	1995,99	10-1960 a 09-1995
Pavia (20I/04H)	Tejo	Rib. de Tera	616,63	
Bodega (31K/03H)	Rib. do Algarve	Rib. de Alportel	133,64	

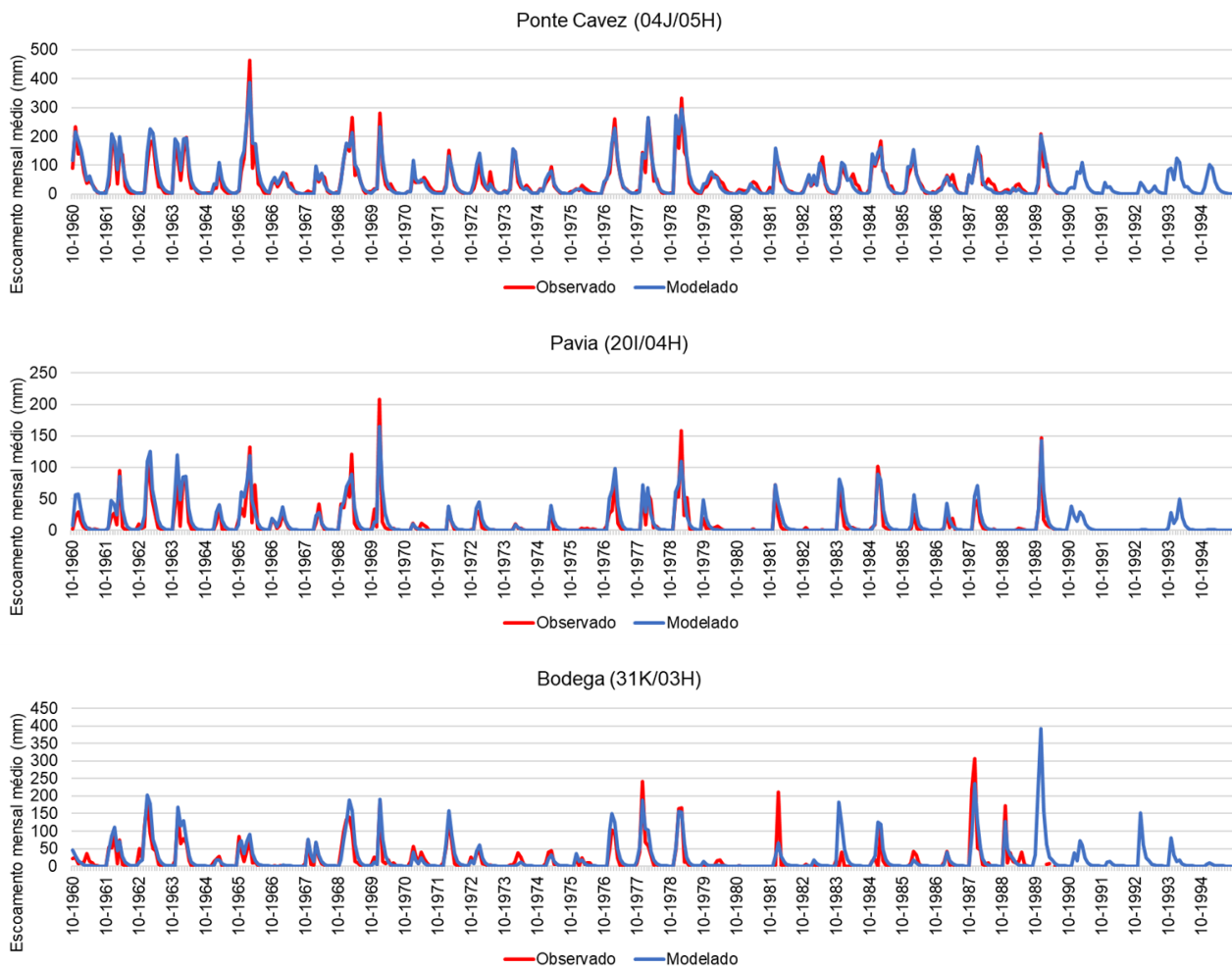


Figura 25. Validação dos resultados do modelo de Thornthwaite-Mather nas estações hidrométricas de Ponte Cavez, Pavia e Bodega.

Oliveira e Simões (2019) também utilizaram o modelo de Thornthwaite-Mather, com uma grelha de cálculo de 1125 x 1125 m, para simular o escoamento mensal em regime natural no território espanhol das bacias hidrográficas partilhadas com Espanha. Os melhores valores foram obtidos com U^{max} entre 80 e 170 mm e um valor de α igual a 0,4 mes^{-1} . O valor de U^{max} foi feito dependente da precipitação e do número de escoamento.

O modelo SIMPA, desenvolvido pelo CEDEX, aplica a formulação de Temez de forma distribuída, sendo frequentemente utilizado em Espanha nos estudos de base de vários documentos estratégicos. No site do MAPAMA, é possível obter as séries mensais de precipitação, evapotranspiração potencial e altura de escoamento, agregadas no espaço por demarcação hidrográfica. A Figura 26 compara as séries de altura de escoamento das bacias hidrográficas do Tejo e Guadiana em território espanhol com os valores calculados pelos modelos de Thornthwaite-Mather e Temez, aplicados de forma agregada às duas bacias hidrográficas. Note-se que as superfícies de precipitação mensal e de

evapotranspiração potencial mensal derivadas pelos autores não coincidem com as calculadas pelo CEDEX e utilizadas nas simulações do SIMPA, apresentando algumas diferenças na bacia hidrográfica do rio Guadiana.

No que respeita à bacia hidrográfica do rio Tejo em Espanha, os melhores resultados foram obtidos com o modelo de Temez, assumindo $C=0,2$, $U^{max}=150$ mm, $\alpha=0,25$ mes^{-1} e $R^{max}=20$ mm/mês. O modelo de Thornthwaite-Mather, com menor flexibilidade, não consegue reproduzir os resultados do SIMPA, sobretudo no que diz respeito ao ramo ascendente do hidrograma. Os melhores resultados foram obtidos com $U^{max}=90$ mm e $\alpha=0,35$ mes^{-1} . O mesmo se passa com a bacia hidrográfica do Guadiana em Espanha, onde o modelo de Temez consegue reproduzir a série de altura de escoamento apresentada assumindo $C=0,25$, $U^{max}=170$ mm, $\alpha=0,25$ mês^{-1} e $R^{max}=6$ mm/mês. Os melhores resultados do modelo de Thornthwaite-Mather foram obtidos com $U^{max}=120$ mm e $\alpha=0,45$ mm^{-1} . No caso do modelo de Temez, os valores de R^{max} atribuídos são baixos.

7. SÍNTESE E CONCLUSÕES

Os três modelos analisados têm capacidade para reproduzir as séries de escoamento a partir de séries de precipitação e de evapotranspiração mensal, podendo ser aplicados com um passo de cálculo diário ou mensal, no caso dos modelos de Thornthwaite-Mather e de Temez, e apenas com um passo de cálculo diário no caso do modelo do Soil Conservation Service.

Os modelos apresentam uma formulação com aspetos semelhantes, facto que é realçado neste artigo pela adoção de uma simbologia comum na descrição dos três modelos. Em muitas situações, é possível reproduzir os resultados de um com o algoritmo de um outro.

Com apenas dois parâmetros, o modelo de Thornthwaite-Mather é aquele que possui uma formulação mais simples e que proporciona uma menor flexibilidade no ajustamento dos seus resultados a registos observados. O parâmetro U^{max} condiciona o escoamento anual médio gerado e o parâmetro α a sua distribuição no tempo.

O modelo de Temez possui quatro parâmetros: os parâmetros C e U^{max} condicionam o escoamento anual médio gerado e os parâmetros R^{max} e α a sua distribuição no tempo. A existência de pares de parâmetros a condicionar cada um destes dois aspetos do hidrograma aumenta o risco de sobreparametrização do modelo, o que dificulta a sua calibração. Existem vários pares de valores

de C e U^{max} que conduzem a resultados muito semelhantes e o mesmo acontece, em menor grau, com os parâmetros R^{max} e α .

Finalmente, o modelo do SCS também possui quatro parâmetros: os parâmetros CN , U^{max} e β condicionam o escoamento anual médio gerado e o parâmetro α a sua distribuição no tempo. Os problemas de sobreparametrização são menores neste modelo porque é conhecida a insensibilidade dos resultados do modelo a variações de CN quando estes são baixos.

A formulação semelhante dos três modelos permite estabelecer correspondências entre os parâmetros CN e U^{max} do modelo do SCS e o parâmetro U^{max} do modelo de Thornthwaite-Mather e entre este último e os parâmetros C e U^{max} do modelo de Temez, que conduzem a valores muito próximos de escoamento anual, mas com desfazamentos aos níveis mensal e diário. Estes desfazamentos são menos pronunciados entre os modelos de Thornthwaite-Mather e de Temez.

Os modelos de Thornthwaite-Mather e de Temez têm sido aplicados com frequência em Portugal e Espanha, conseguindo com sucesso reproduzir as séries de escoamento mensal em regime natural. A maior versatilidade do modelo de Temez permite um melhor ajustamento dos registos observados, conduzindo, por regra, a estimativas de escoamento ligeiramente superiores aos estimados pelo modelo de Thornthwaite-Mather devido à menos acentuada curva de recessão do hidrograma.

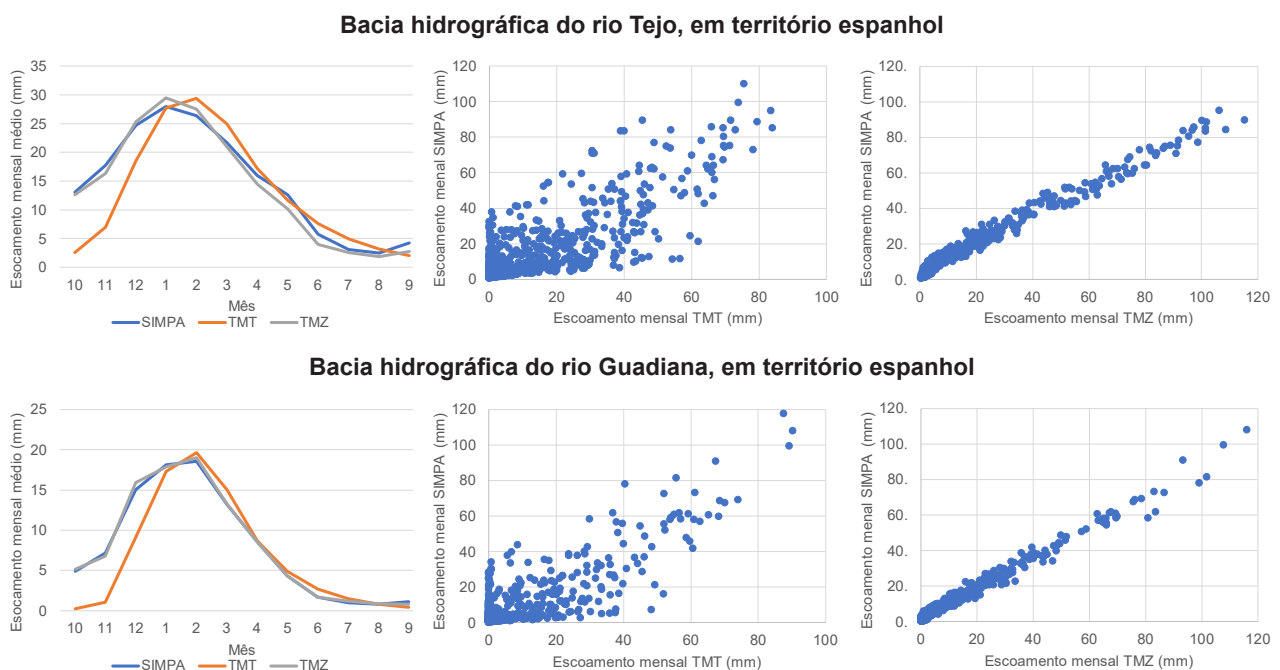


Figura 26. Comparação dos resultados do modelo SIMPA disponíveis em MAPAMA, com os resultados dos modelos de Thornthwaite-Mather e Temez, aplicados de forma agregada às bacias hidrográficas dos rios Tejo e Guadiana em Espanha (período de análise 10-1960 a 09-1995).

8. REFERÊNCIAS

- Ajami, N. K.; Gupta, H.; Wagener, T.; Sorooshian, S.; 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for stream flow estimation along a river system. *Journal of Hydrology*, 298(1), pp.112-135.
- Arnold, J.G.; Moriasi, D. N.; Gassman, P.W.; Abbaspour, K. C.; White, M. J.; Srinivasan, R.; Kannan, N.; 2012. SWAT: Model use, calibration and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), pp.1491-1508.
- Arnold, J. G.; Fohrer, N.; 2005. SWAT2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling. *Hydrol. Proc.* 19(3): 563-572.
- Arnold, J.G.; Srinivasan, R.; Muttiah, R.S.; Williams, J.R.; 1998. Large-area hydrologic modeling and assessment: Part 1. Model development. *J. American Water Resources Assoc.* 34(1): pp.73-89.
- Crawford, N.H.; Linsley, R.K.; 1966. *Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV*, Stanford University, Dept of Civil Engineering, Technical report 39.
- CEDEX, 2017. *Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos y sequías en España, Informe Técnico para Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Secretaría de Estado de Medio Ambiente, Oficina Española de Cambio Climático, Madrid, julio*
- Cunha, L.V; Oliveira, R.P.; Nunes, V.; 2002. Water resources, in Santos, F.D; Forbes, K.; Moita, M.; 2002. *Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures - SIAM Project*, Gradiva.
- Cunha, L.V; Ribeiro, L., Oliveira, R.P.; Nascimento, J.; 2006. Recursos hídricos, in Santos, F.D; Miranda, P.; 2006. *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação - Projecto SIAM II*, Gradiva.
- Haan, C.T.; 1972. A water yield model for small watersheds, *Water Resources Research* No. 8, pp 58-69
- Haith, D.A.; Shoemaker, L.L.; 1987. Generalized Watershed Loading Functions for stream flow nutrients, *Water Resources Bulletin*, 23(3).
- Hawkins, R.H.; Hjelmfelt, A.T.; Zevenbergen; A.W.; 1985. Runoff probability, storm depth and curve numbers, *J. Irr. and Drain*, ASCE, Vol. 111, No. 4, pp. 330-340.
- HEC; 1977. *STORM, Storage, Treatment, Overflow Runoff Model*, User's manual, US Army Corps of Engineers, Agosto
- Hipólito, J.; Vaz, A.; 2011. *Hidrologia e Recursos Hídricos*, IST Press, ISBN 9789728469863, dezembro
- Lencastre, A.; Franco, F.M.; 1992. *Lições de Hidrologia*, FCT-UNL
- Libro Blanco del Agua en España, 1998. Documento de síntesis, Madrid, Diciembre, disponível em https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/sintesis_tcm30-77435.pdf*
- Linsley, R.K.; Crawford, N.H.; 1960. *Computation of a Synthetic Streamflow Record on a Digital Computer*, Int. Association Scientific Hydrology, Publication 5, pp. 526-538.
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.; 1982. *Hydrology for Engineers*, 3ª ed., McGraw-Hill.
- Monreal, T.; 1986. *Formulacion Teorica del Modelo de Temez*, Curso sobre Modelos Hidrologicos de Simulacion Continua de la Cuenca
- Kaleris, V.; Andreas, L.; 2016. Comparison of two rainfall-runoff models: Effects of conceptualization on water budget components. *Hydrological Sciences Journal*, 62.5: pp. 729-748.
- Michaud, J.; Sorooshian, S.; 1994. Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a mid-sized semiarid watershed. *Water Resources Research*, v. 30, n. 3, pp. 593-605.
- Naef, F. ; 1981. Can we model the rainfall-runoff process today? / Peut-on actuellement mettre en modèle le processus pluie-écoulement? *Hydrological Sciences Journal*, 26(3), pp. 281-289.
- Oliveira, R.P.; Simões, J.; 2019. *Avaliação do balanço hídrico em regime natural em Portugal Continental e nas bacias partilhadas da Península Ibérica*, Bluefocus.
- Santos, F.R.; Oliveira, R.P.; Muad, F.F.; 2018. Lumped versus Distributed Hydrological Modeling of the Jacaré-Guaçu Basin, Brazil. *J. Environ. Eng.*, 144(8).
- Srinivasan, R.; Arnold, J. G.; Jones, C. A.; 1998. "Hydrologic modeling of the United States with the soil and water assessment tool." *Int. J. Water Resour. Dev.*, 14(3), 315-325.
- Temez, J.R.; 1977. Modelo matemático de transformación "precipitación-aportación", Asociación de Investigación Industrial Eléctrica (Madrid).
- Thornthwaite, C.W.; 1948. An approach toward a rational classification of climate, *Geographical Review*, Vol. 38, No 1 (Jan), pp. 55-94

Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R.; 1955. The water balance. Publications in Climatology, New Jersey, Drexel Institute of Technology, 104p.

USDA SCS; 1972. National engineering handbook, Section 4: Hydrology, Chapters 4–10, Washington, DC., 15-7–15-11.

USDA SCS; 1986. Urban Hydrology for Small Watersheds, Technical Release 55, 2nd edition, NTIS PB87-101580, Springfield, VA.

Van Griensven, A.; Meixner T.; Grunwald, S.; Bishop, T.; Diluzio M.; Srinivasan, R.; 2006. "A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models". Journal of Hydrology, v.324, pp.10-23.

WMO; 1975. Intercomparison of Conceptual models used in operational hydrological forecasting. Oper. Hydrol. Rep. 7, WMO No. 429, Geneva.

Xu, C.Y.; Singh, V.P.; 1998. A review on monthly water balance models for water resources investigations, Water Resources Management, v. 12, n. 1, pp. 20-50.

Sites

MAPAMA: <https://servicio.mapama.gob.es/sia/visualizacion/descargas/series.jsp>