

IL RUOLO DELL'ESPOSIZIONE E DELLA PENDENZA DEI VERSANTI SULLO STRESS IDRICO DELLA VEGETAZIONE

T. Pizzolla¹, S. Manfreda¹, K.K. Caylor², M. Fiorentino¹

- (1) Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente, Università di Basilicata, Italia,
e-mail: teresa.pizzolla@unibas.it
- (2) Department of Civil and Environmental Engineering, Engineering Quadrangle, Princeton
University, Princeton, USA.

SOMMARIO

Il presente lavoro si pone l'obiettivo di descrivere gli effetti della morfologia sulle dinamiche di imbibizione del suolo, sull'evapotraspirazione e sullo stato della vegetazione. Questi processi sono strettamente collegati tra loro e influenzati dal bilancio radiativo al suolo. La radiazione solare, infatti, che dipende dalle condizioni climatiche e dalla morfologia, può sensibilmente modificare i processi idrologici alla scala locale. Nel presente lavoro si è fatto ricorso all'approccio proposto da Allen et al. (2006) che consente di descrivere il bilancio radiativo tenendo conto degli effetti dell'esposizione e pendenza dei versanti. Ciò è estremamente utile per descrivere la distribuzione spaziale della radiazione solare e dell'evapotraspirazione potenziale che condiziona le dinamiche di umidità del suolo così come lo stress idrico della vegetazione durante la stagione vegetativa. Le analisi sono state condotte sul bacino Rio Salado (New Mexico-USA) definendo lo stress idrico della vegetazione attraverso il modello proposto da Porporato et al. (2001). Le analisi hanno evidenziato che la morfologia del bacino influisce in maniera significativa sulla distribuzione spaziale dello stress idrico favorendo una diversità nella composizione della vegetazione. Questa variabilità è condizionata in modo marcato dalle condizioni iniziali del suolo legate al periodo dormiente della vegetazione in cui si osservano maggiori differenze nel bilancio radiativo.

1 INTRODUZIONE

La morfologia del territorio incide in maniera significativa nella determinazione dei processi idrologici a scala locale modificando le dinamiche di distribuzione della vegetazione. La topografia dei luoghi, infatti, comporta risposte idrologiche differenti all'interno di un bacino in funzione della quota, della sua pendenza e dell'esposizione. Da qui l'esigenza di introdurre, nella modellazione idrologica, parametri che tengano conto delle caratteristiche morfologiche delle aree in esame.

Nel presente lavoro si introduce la morfologia, espressa in termini di pendenza ed esposizione dei versanti, come fattore condizionante del processo di evapotraspirazione il quale costituisce un dato importante nella caratterizzazione dello stress idrico della vegetazione. Per la stima dell'evapotraspirazione potenziale è necessario disporre di misure della radiazione solare incidente su una superficie e del flusso di calore

sensibile, misure fortemente influenzate dalla morfologia del paesaggio. Basti pensare che, nella definizione del bilancio radiativo, un'area con particolari pendenze ed esposizioni, riceve una quantità di radiazione solare, certamente inferiore rispetto ad una superficie piana. Per tale ragione, in questo studio, è stato utilizzato un modello analitico per il calcolo della radiazione solare proposto da *Allen et al.* (2006) in cui si tiene conto degli effetti della morfologia nella stima del bilancio radiativo. Tale modello consente di ottenere stime di radiazione diretta, diffusa e riflessa dalle superfici a partire dal calcolo della radiazione esoatmosferica.

Obiettivo del presente studio è *i*) evidenziare gli effetti della morfologia sulla radiazione globale mediante l'applicazione dell'algoritmo di *Allen et al.* (2006), *ii*) utilizzare la radiazione solare ottenuta con il suddetto modello per stimare l'evapotraspirazione a scala regionale secondo il metodo Penman-Monteith *iii*) valutare lo stress idrico dinamico della vegetazione in considerazione degli effetti legati alla morfologia dei bacini idrografici.

2 AREA DI STUDIO: IL BACINO DI RIO SALADO (NEW MEXICO)

L'area di interesse è il bacino semi-arido di Rio Salado, situato nel New Messico (Figura 1), nei pressi dell'area di ricerca ecologica denominata Sevilleta LTER (Long Term Ecological Research). L'area ricopre una superficie di 464 km² e si estende in quota da 1985 a 2880 m s.l.m.; la stessa presenta una pronunciata eterogeneità nella composizione della vegetazione in relazione alle variazioni topografiche, che l'ha resa particolarmente adatta al tipo di studio affrontato.

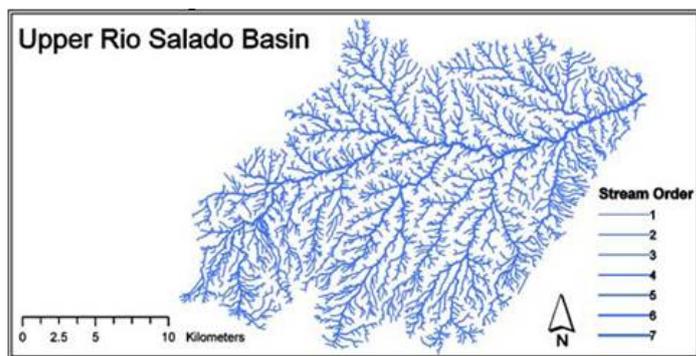


Figura 1. Bacino del Rio Salado nei pressi di Sevilleta LTER nel New Mexico (USA).

I dati di precipitazione e di temperatura, relativi ad un arco temporale di 12 anni (1990-2001), sono stati analizzati da *Caylor et al.* (2005). Dall'analisi condotta si sono ricavate le equazioni (1) e (2) che mettono in relazione i parametri fondamentali del processo di pioggia (frequenza dell'evento λ [d⁻¹] e altezza media giornaliera di pioggia h [mm]), e la temperatura media giornaliera dell'aria (T_a [°C]), con la quota (x). Tali

equazioni si riferiscono ai dati relativi alla stagione di crescita della vegetazione (giugno-settembre):

$$\lambda = 8 + 10^{-3}x + 0.1025, \quad (1)$$

$$h = 0.014x + 2.56, \quad (2)$$

$$T_a = -0.0068x + 33.34, \quad (3)$$

Durante tale stagione il bacino riceve una pioggia media variabile tra 220 e 325 mm.

Si rilevano tre differenti tipologie di suolo: limo, argilla e sabbia. La parte superiore del bacino è fortemente caratterizzata dalla presenza di limo e argilla, mentre nella parte inferiore, lungo il reticolo idrografico, sono presenti terreni sabbiosi (Figura 2a).

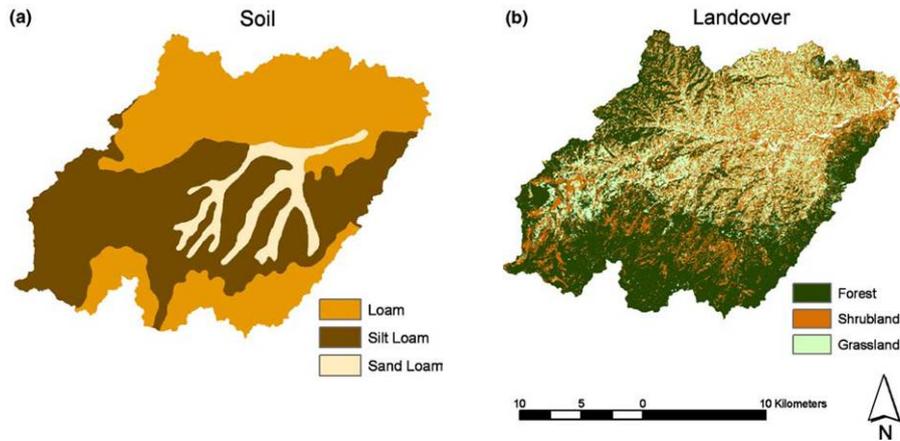


Figura 2. Tipologie di suolo a); copertura del suolo b).

La copertura del suolo del bacino è caratterizzata da tipologie di vegetazione che differiscono nella struttura e nell'uso della risorsa idrica (Figura 2b). In particolare, coesistono tre specie fisiologicamente differenti: erbacee, arbustive ed arboree, rispettivamente in percentuali pari a 25%, 28% e 45.7%. È inoltre presente una percentuale molto piccola di suolo nudo.

3 BILANCIO RADIATIVO AL SUOLO E STIMA DELL'EVAPOTRASPIRAZIONE POTENZIALE

Ai fini del calcolo dell'evapotraspirazione è necessario conoscere la radiazione solare netta, R_n , e il flusso di calore del terreno G . La prima deriva dal bilancio radiativo al suolo, così come espresso dalla seguente equazione:

$$R_n = R_G(1 - \alpha) - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_a \sigma T_a^4, \quad (4)$$

dove R_G è il termine di radiazione globale [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$] che raggiunge la superficie terrestre, somma dei contributi di radiazione diretta R_{dir} , diffusa dall'emisfero celeste R_{dif} e riflessa dal terreno circostante R_{rif} ; α è l'albedo [%], o coefficiente di riflettanza

della superficie investita dalla radiazione incidente; $\varepsilon_s \sigma T_s^4$ [MJ m⁻² day⁻¹] rappresenta la radiazione emessa dalla terra alle onde lunghe; $\varepsilon_a \sigma T_a^4$ [MJ m⁻² day⁻¹] rappresenta la radiazione emessa dall'atmosfera alle onde lunghe; ε_s è il coefficiente di emissività [%] della superficie terrestre; ε_a è il coefficiente di emissività [%] dell'atmosfera; σ è la costante di Stefan-Boltzman [MJ m⁻² K⁻⁴ day⁻¹]; T_s è la temperatura della superficie terrestre [K] e T_a è la temperatura dell'atmosfera [K].

Generalmente si ipotizzano coincidenti le temperature dell'atmosfera e della superficie terrestre. In tale ipotesi l'emissività netta (ε) risulta pari alla differenza tra quella atmosferica e quella superficiale. Pertanto l'equazione (4) si semplifica nella seguente:

$$R_n = R_G(1 - \alpha) - \varepsilon \sigma T^4, \quad (5)$$

Il flusso di calore del terreno G è assunto pari al 10% della radiazione solare netta (Allen *et al.*, 1998; Kustas *et al.*, 1990; Brunel, 1989).

L'entità della radiazione solare globale, R_G , che incide su una superficie dipende dalla posizione del sole rispetto alla superficie considerata. Tale posizione è individuata in base all'altezza del sole sull'orizzonte, β , (o il suo complementare θ), e rappresenta l'angolo formato dalla congiungente i baricentri della terra e del sole con il piano orizzontale, e l'angolo solare orario, ω , che rappresenta l'angolo formato dalla proiezione della congiungente sole-terra sul piano dell'orizzonte con la direzione Nord-Sud. Tali parametri variano durante l'anno, ma cambiano anche con la pendenza e l'orientamento della superficie considerata.

Allen *et al.* (2006) hanno proposto una soluzione analitica per il calcolo della radiazione solare globale su una superficie, basata sulla integrazione dell'angolo di incidenza solare (θ) entro due valori limite dell'angolo orario (ω), all'alba e al tramonto. L'algoritmo tiene conto dell'orientamento e della pendenza della superficie e valuta tutte le componenti della radiazione globale incidente (diretta, diffusa e riflessa).

La stima della radiazione solare esotmosferica, R_a , è svolta mediante la seguente equazione:

$$R_a = \frac{G_{SC}}{d^2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \cos(\theta) d\omega, \quad (6)$$

dove G_{SC} è la costante solare, pari a 1367 [W m⁻²]; ω è l'angolo orario; d^2 è un parametro funzione del giorno dell'anno, ed è espresso attraverso la relazione (7) di Duffie e Beckman (1991):

$$\frac{1}{d^2} = \left(1 + 0.0344 \cos\left(360^\circ \frac{N}{365}\right) \right), \quad (7)$$

dove N è il numero del giorno considerato.

Posto ω_1 e ω_2 pari ai valori dell'angolo orario all'alba e al tramonto, l'equazione (6) fornisce il valore cumulato a scala giornaliera della radiazione solare esotmosferica. Sia la funzione integranda, sia gli estremi di integrazione della equazione (6),

dipendono, oltre che dalla posizione relativa terra-sole, dalle caratteristiche morfologiche della superficie considerata. In particolare, il valore della funzione integranda è dato dalla seguente espressione:

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\psi) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\psi) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\psi) \sin(s) \sin(\omega), \end{aligned} \quad (8)$$

dove δ è la declinazione solare [rad]; ϕ è la latitudine [rad]; s è la pendenza [rad] e ψ è l'esposizione della superficie considerata [rad].

Gli estremi di integrazione, ω_1 e ω_2 , sono valutati analiticamente in funzione dei parametri δ , ϕ , s e ψ sopra descritti e sono calcolati senza tener conto dell'orizzonte topografico locale. Questo aspetto può rappresentare un limite del modello rispetto alla sua applicazione in aree montane dove l'ombreggiamento da parte delle superfici circostanti può in alcuni casi ridurre in modo significativo la radiazione diretta. Maggiori dettagli sull'algoritmo di *Allen et al.* (2006) e sulla sua affidabilità sono disponibili in *Pizzolla et al.* (2012).

Il metodo Penman-Monteith (e.g., *Allen et al.*, 1998) stima il flusso di calore latente secondo l'equazione (9), che si utilizza quando il contenuto di umidità al suolo non risulta un fattore limitante per la traspirazione della pianta:

$$\lambda ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}, \quad (9)$$

dove λ è il calore latente di evapotraspirazione [MJ kg^{-1}]; Δ è il coefficiente di correlazione tra la pressione di vapore saturo e la temperatura [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]; R_n è la radiazione solare netta [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$]; G è il flusso di calore del terreno [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$]; ρ_a è la densità dell'aria [kg m^{-3}]; c_p è il calore specifico dell'aria [$\text{kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$]; e_s è la tensione di vapore saturo dell'aria [kPa]; e_a è la tensione di vapore dell'aria [kPa]; r_a è la resistenza aerodinamica al flusso di vapore [m s^{-1}]; r_s è la resistenza degli stomi al flusso di vapore [m s^{-1}]; γ è la costante psicrometrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

In Figura 3 si riportano le mappe di ET_0 , relative alla tipologia alberi, valutate nel caso di superficie piana di riferimento e una superficie caratterizzata da pendenze ed esposizioni specifiche del bacino considerato. Dalle mappe si evince una maggiore variabilità dei valori di ET_0 per il caso in cui sono state considerate le caratteristiche morfologiche dei versanti rispetto al caso in cui i versanti sono stati assunti tutti con pendenza nulla ed in cui si ha la sola dipendenza dalla quota. Le mappe mostrano il forte impatto che la morfologia ha sulla stima dell'evapotraspirazione potenziale.

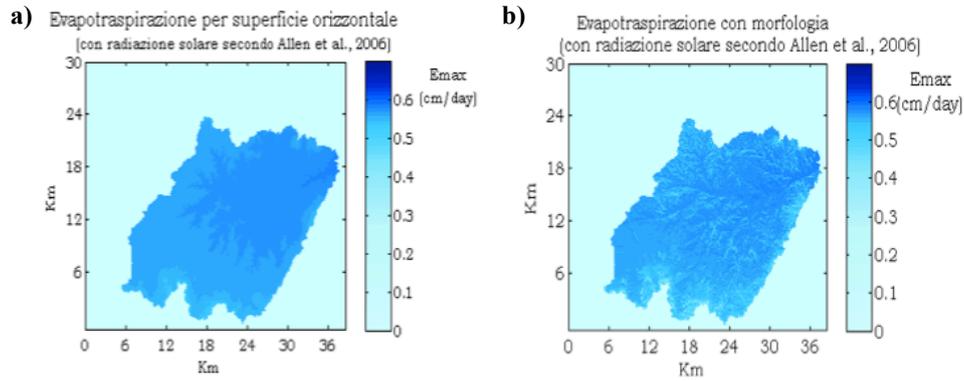


Figura 3. Mappe di Evapotraspirazione potenziale valutate nel caso a) di superficie piana, e b) di superficie inclinata.

4 BILANCIO IDROLOGICO E STRESS IDRICO

La schematizzazione del bilancio idrico al suolo è svolto mediante il modello proposto da *Rodriguez-Iturbe et al. (1999)* e *Laio et al. (2001)* ed descritto dalla seguente equazione differenziale:

$$nZ_r \frac{ds(t)}{dt} = \varphi[s(t);t] - E[s(t)] + L[s(t)], \quad (10)$$

dove: n è la porosità; Z_r è la profondità del suolo (coincidente con la profondità delle radici della vegetazione presente); $s(t)$ è il grado di umidità del suolo, ($0 \leq s(t) \leq 1$); $\varphi[s(t);t]$ rappresenta il termine di infiltrazione; $E[s(t)]$ è il tasso di evapotraspirazione ed $L[s(t)]$ rappresenta la percolazione profonda.

Sulla base dei risultati ottenuti da *Laio et al. (2001)*, *Porporato et al. (2001)* hanno proposto un modello per la determinazione dello stress idrico statico della vegetazione tenendo conto dello stretto legame che lo stesso stress ha con il contenuto di umidità del suolo. Lo stress idrico è considerato come un allontanamento significativo dalle condizioni di vita ottimali portando a cambiamenti nelle risposte a tutti i livelli funzionali della struttura della vegetazione (*Schulze et al., 2005*). Il modello di *Porporato et al. (2001)* assume due valori estremi di stress statico; il valore minimo, pari a zero, si verifica quando il tasso di umidità del suolo è al di sopra di quello corrispondente alla incipiente chiusura degli stomi, mentre il valore massimo, pari ad uno, si verifica quando il tasso di umidità del suolo è al di sopra di quello corrispondente alla completa chiusura degli stomi.

Lo stress idrico della vegetazione avviene, nel tempo, come una sequenza di eventi innescata dalla progressiva diminuzione del contenuto idrico del suolo; il primo evento è quello della imminente chiusura degli stomi e può essere considerato come la soglia di insorgenza dello stress idrico. Il solo valore di stress idrico statico non tiene conto della sua durata e frequenza durante la stagione di crescita. Lo stesso valore di stress idrico statico medio, infatti, può avere conseguenze differenti su un dato tipo di vegetazione,

in funzione di questi parametri temporali. Per questo motivo, partendo dalla modellazione dello stress idrico statico, gli stessi autori (*Porporato et al., 2001*) hanno presentato un'analisi statistica della durata e della frequenza del periodo di stress introducendo la dimensione temporale alla definizione di stress idrico (*stress idrico dinamico*). La caratterizzazione temporale della grandezza in esame si avvale, pertanto, di due variabili stocastiche: la lunghezza dell'intervallo di tempo in cui l'umidità del suolo è inferiore ad una prefissata soglia, ed il numero di tali intervalli durante la stagione di crescita. Queste variabili concorrono alla definizione dello stress idrico dinamico medio durante la stagione di crescita, secondo la seguente equazione:

$$\bar{\theta} = \begin{cases} \left(\frac{\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}}{k T_{seas}} \right)^{\frac{1}{\bar{n}_{s^*}}} & \text{se } \bar{\zeta} \bar{T}_{s^*} < k T_{seas} \\ 1 & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (11)$$

in cui: $\bar{\zeta}$ rappresenta l'indice medio di stress idrico; k rappresenta un indice di resistenza della pianta allo stress; T_{seas} è la durata della stagione di crescita; s^* rappresenta il tasso di umidità del suolo a partire dal quale si verifica la chiusura incipiente degli stomi; \bar{T}_{s^*} è la durata media dello stress idrico statico valutata in s^* ; \bar{n}_{s^*} è la frequenza media dello stress idrico statico valutato in s^* .

Quando il prodotto $\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}$ supera il valore della soglia $k T_{seas}$, lo stress idrico dinamico totale è pari o superiore ad 1, indipendentemente da \bar{n}_{s^*} . In questo caso, il valore di \bar{n}_{s^*} assume poca importanza perché quando lo stress idrico dinamico di una singola escursione al di sotto di s^* è molto alto, lo stress dinamico totale risultante è già così alto che la presenza di più periodi di stress diventa irrilevante.

Quando il rapporto $\left(\frac{\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}}{k T_{seas}} \right)$ è inferiore all'unità, lo stress idrico dinamico totale aumenta in funzione di \bar{n}_{s^*} . Per \bar{n}_{s^*} maggiore di uno, $\bar{\theta}$ è maggiore rispetto allo stress dinamico di una singola escursione al di sotto di s^* ma inferiore rispetto a $\bar{n}_{s^*} \left(\frac{\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}}{k T_{seas}} \right)$. Il valore di $\bar{\theta}$ si trova quindi, tra i due casi limite definiti precedentemente.

Le stesse considerazioni possono essere fatte nel caso i cui $\bar{n}_{s^*} < 1$, condizione tipica sia di climi molto umidi sia di climi molto aridi. Per climi molto umidi il rapporto $\left(\frac{\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}}{k T_{seas}} \right)$ è molto basso. Ne consegue che il valore di $\bar{\theta}$ è molto più basso di quello che si otterrebbe con $\bar{n}_{s^*} = 1$. Per climi molto aridi $\left(\frac{\bar{\zeta} \bar{T}_{s^*}}{k T_{seas}} \right)$ si avvicina e supera la soglia a 1. Il valore di \bar{T}_{s^*} tende a essere maggiore di T_{seas} , e bassi valori di \bar{n}_{s^*} sono solo una conseguenza di una \bar{T}_{s^*} maggiore, senza che ciò implichi un miglioramento delle condizioni della vegetazione.

L'espressione precedente (equazione 11) consente di valutare lo stato della vegetazione in riferimento a condizioni stazionarie. Per tener conto della variabilità stagionale delle forzanti idrologiche è possibile modificare la stima dell'indice di stress dinamico tenendo conto delle condizioni del suolo nella fase iniziale della stagione vegetativa. Lo stato iniziale del sistema deve necessariamente tener conto degli eventi relativi alla stagione invernale, che possono notevolmente modificare le dinamiche di umidità del suolo ed il relativo valore di stress idrico della vegetazione. A tale scopo il

modello modifica il valore di stress idrico dinamico secondo la seguente equazione (Rodriguez-Iturbe e Porporato, 2005):

$$\bar{\theta}' = \left(\frac{T_{seas} - \bar{T}_{(s)}(s_0)}{T_{seas}} \right) \bar{\theta} \quad (12)$$

dove: $\bar{T}_{(s)}(s_0)$ rappresenta il tempo medio per raggiungere il valore $\langle s \rangle$ partendo dalla condizione iniziale s_0 .

Il valore di $\bar{T}_{(s)}(s_0)$ è stimato in accordo con lo studio teorico di Rodriguez-Iturbe e Porporato (2005) secondo la seguente equazione:

$$\bar{T}_{(s)}(s_0) = \bar{T}_{s_0}(s_0) - \bar{T}_{(s)}(\langle s \rangle) + \frac{1}{v(\langle s \rangle)} - \frac{1}{v(s_0)} + \gamma \int_{\langle s \rangle}^{s_0} \left(\frac{1}{v(u)} - \bar{T}_u(u) \right) du \quad (13)$$

Nel presente lavoro si è assunto come valore iniziale di umidità del suolo quella derivante dal bilancio idrico della stagione invernale, pertanto si è fissato s_0 pari al grado medio di saturazione del suolo derivante dal bilancio idrico. Questo approccio permette di considerare una condizione iniziale estesa a tutta l'area del bacino.

In Figura 4, si presentano le mappe di stress idrico durante la stagione vegetativa valutate senza tener conto degli effetti delle condizioni iniziali nella colonna a) e utilizzando come condizione iniziale il valore medio dell'umidità del suolo riferito al periodo dormiente della vegetazione (colonna b). Le analisi qui riportate sono basate sullo studio di Caylor *et al.* (2005) e pertanto i parametri utilizzati per descrivere il suolo, la vegetazione e la pioggia sono riportati all'interno di detto lavoro.

I valori dello stress idrico relativo alle tre specie studiate mostrano gli effetti che le condizioni locali (tipo di suolo, quota ed esposizione) hanno su queste. In generale, lo stress decresce al crescere della quota a causa dell'incremento della piovosità e della riduzione delle temperature. La tipologia arborea tende a raggiungere valori di stress dinamico prossimi al limite superiore ($\bar{\theta}' = 1$) su gran parte del bacino, per via delle caratteristiche climatiche semiaride, che tendono a penalizzare questa specie rispetto alle altre due, più abili a sopravvivere con limitate risorse idriche. Confrontando le mappe riportate sulle colonne a) e b) emerge chiaramente il ruolo delle condizioni iniziali. Queste consentono di ridurre notevolmente lo stress idrico per alcune specie (alberi e arbusti) in condizioni morfologicamente favorevoli che in questo caso sono rappresentate dai versanti con esposizione a nord. Questo fa emergere sia per gli alberi sia per gli arbusti delle porzioni del bacino idrografico in cui lo stress idrico è pari o prossimo a zero consentendo a queste specie di stabilirsi e sopravvivere in queste condizioni climatiche. I risultati mostrano, in particolare, che la variabilità di questo indice aumenta quando si tiene conto delle condizioni iniziali poiché durante il periodo dormiente, rispetto alla stagione vegetativa, sono presenti maggiori differenze nel bilancio radiativo al suolo su versanti con diversa esposizione. Questo consente di accumulare risorsa idrica durante detto periodo permettendo a specie arboree e arbustive di affrontare la stagione vegetativa soffrendo meno lo stress indotto dalle minori precipitazioni e maggiori temperature. Quanto detto dimostra che proprio la morfologia e la variabilità stagionale delle forzanti idrologiche possono risultare determinanti nell'organizzazione spaziale della vegetazione.

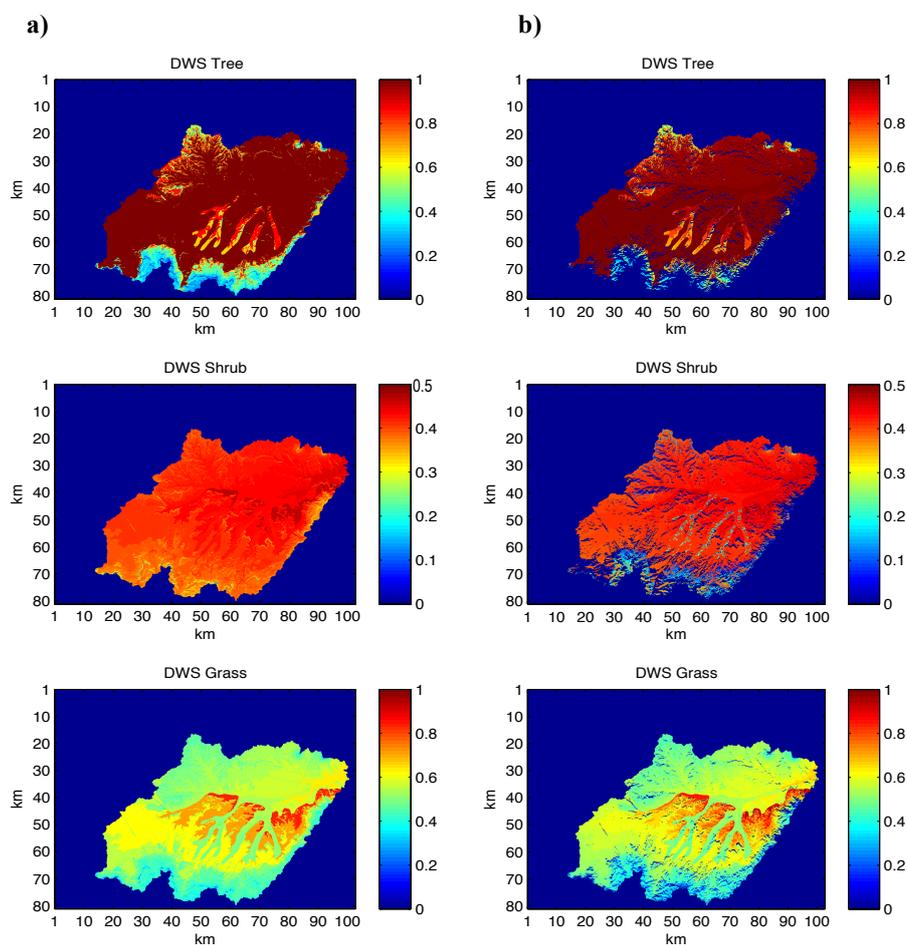


Figura 4. Mappe di stress idrico dinamico della vegetazione durante la stagione di crescita valutate a) senza tener conto degli effetti delle condizioni iniziali e b) utilizzando come condizione iniziale il valore medio dell'umidità del suolo riferito al periodo dormiente (ottobre-maggio).

5 CONCLUSIONI

Il presente lavoro descrive gli effetti della morfologia sullo stato della vegetazione. La valutazione dell'indice di stress idrico dinamico, tenuto conto delle caratteristiche dell'area oggetto di studio, denota una forte influenza delle caratteristiche morfologiche sullo stato della vegetazione. I risultati mostrano, in particolare, che la variabilità di questo indice aumenta quando si tiene conto delle condizioni iniziali nel modello poiché durante il periodo dormiente, rispetto alla stagione vegetativa, sono presenti maggiori

differenze nel bilancio radiativo al suolo su versanti con diversa esposizione. Le analisi dimostrano che proprio la morfologia e la variabilità stagionale delle forzanti idrologiche sono le principali responsabili dell'organizzazione assunta dalla vegetazione nello spazio.

Ringraziamenti. Gli autori ringraziano i revisori per i preziosi commenti espressi riguardo al lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, R.G., Pereira, L., Raes, D., Smith, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Rome, 1998.
- Allen, R.G., Trezza, R., Tasumi, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes, *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 139, 55-73.
- Brunel, J.P. Estimation of sensible heat flux from measurements of surface radiative temperature and air temperature at two meters: application to determine actual evaporation rate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1989, 46, 179-191.
- Caylor, K.K., Manfreda, S., Rodriguez-Iturbe, I. On the coupled geomorphological and ecohydrological organization of river basin, *Advanced in Water Resources*, 2005, 28, 69-86.
- Crawley, M.J. ed., Plant ecology, Wiley-Blackwell, 1997.
- Duffie, J.A., and Beckman, W.A. Solar Engineering of Thermal Processes, 2nd ed. John Wiley and Sons, NY, 1991.
- Kustas, W.P., Moran M.S., Jackson R.D. et al. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment, *Remote Sensing of Environment*, 1990, 32:125-141.
- Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L., Rodriguez-Iturbe, I. Plants in water-controlled ecosystem: active role in hydrologic processes and response to water stress-IV. Discussion of real cases, *Advances in Water Resources*, 2001, 24, 745-762.
- Pizzolla, T., Acampora, A., Manfreda, S. Effetti legati alla morfologia nella stima della Radiazione Solare globale e dell'Evapotraspirazione potenziale, *L'Acqua*, 2012, 2, 45-53.
- Porporato, A., Laio, F., Ridolfi, L., Rodriguez-Iturbe, I. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress-III. Vegetation water stress, *Advances in Water Resources*, 2001, 24, 725-744.
- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V. & Cox, D.R. Probabilistic modeling of water balance at a point: The role of climate, soil and vegetation, *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1999, 455, 3789-3805.
- Rodriguez-Iturbe, I., and Porporato, A. Ecohydrology of Water controlled Ecosystems: Soil Moisture and Plant Dynamics, Cambridge Univ. Press, New York, 2005.
- Schulze, E., Beck, E. & Muller-Hohenstein, K. eds. Plant ecology, Springer, 2005.