

Teresa Pizzolla, Adelchi Acampora, Salvatore Manfreda *

EFFETTI LEGATI ALLA MORFOLOGIA NELLA STIMA DELLA RADIAZIONE SOLARE GLOBALE E DELL'EVAPOTRASPIRAZIONE POTENZIALE

EFFECTS OF MORPHOLOGY ON GLOBAL SOLAR RADIATION AND POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION

Nel presente lavoro vengono messi a confronto due algoritmi per la stima della radiazione solare esotrasferica e delle principali componenti del bilancio radiativo al suolo in funzione delle caratteristiche della vegetazione, della morfologia delle superfici considerate (pendenza ed esposizione) e in condizioni di cielo sereno. Attraverso la stima della radiazione solare netta, definita mediante gli algoritmi di calcolo presentati (Kumar et al., 1997; Allen et al., 2006), si giunge alla valutazione dell'evapotraspirazione potenziale utilizzando l'equazione di Penman-Monteith. In tal modo è possibile evidenziare gli effetti legati alla morfologia nella stima della radiazione solare e dell'evapotraspirazione potenziale. Inoltre, il confronto tra le mappe ed i profili di radiazione ottenuti mostrano le differenze tra i due approcci di calcolo, dovute fondamentalmente alla differente struttura degli algoritmi. I risultati sono stati messi a confronto con dati misurati da diverse stazioni meteorologiche distribuite sul territorio lucano fornendo una stima quantitativa dell'errore associato ai due algoritmi. Il confronto ha evidenziato che i due metodi di calcolo producono risultati simili se applicati alla scala annuale, mentre alla scala giornaliera le approssimazioni presenti nel metodo di Kumar et al. (1997) producono errori non trascurabili per cui risulta più affidabile il modello proposto da Allen et al. (2006). Le analisi evidenziano il ruolo della morfologia (pendenza ed esposizione dei versanti) nella determinazione della radiazione solare globale e conseguentemente dell'evapotraspirazione potenziale a scala locale.

Parole chiave: Radiazione solare, Evapotraspirazione potenziale, Bilancio radiativo al suolo.

In this work we present an application of two different models for the calculation of extraterrestrial solar radiation and main components of surface radiation balance under clear sky conditions. These models account for the effects of the morphology on solar radiation and potential evapotranspiration exploiting the slope and aspect of the considered surfaces. The solar radiation was evaluated with two algorithms (Allen et al., 2006 and Kumar et al., 1997) and is used in the Penman-Monteith equation to estimate the potential evapotranspiration. By comparing the maps and the profiles obtained with these two models we highlighted the main differences due to the structure of the two different algorithms considered. Results show that the two methods produces almost same results when applied at the yearly scale, while the algorithm by Allen et al. (2006) outperform the one proposed by Kumar et al. (1997) at the daily time scale. Results highlighted the role of morphology (slope and aspect) on the global solar radiation and evapotranspiration at the local scale.

Keywords: Solar Radiation, Potential Evapotranspiration, Surface Radiation Balance.

1. INTRODUZIONE

L'evapotraspirazione è un processo fisico che caratterizza fortemente il ciclo idrologico e comporta la restituzione in atmosfera di oltre il 50% dell'acqua derivante delle precipitazioni totali annuali (Chahine, 1992). Tale processo è fondamentale per: il bilancio idrologico a scala di bacino, la determinazione dell'uso della risorsa idrica da parte delle colture nei distretti di irrigazione, la determinazione dei coefficienti colturali a seconda delle condizioni locali, le dinamiche temporali dell'umidità del suolo, ecc. In letteratura

sono presenti diversi metodi per la stima dell'evapotraspirazione potenziale, tra questi quello di Penman-Monteith si è rivelato valido in diversi contesti climatici, contenendo il margine di errore entro il 10% (Viglione, 2004; Manfreda et al., 2010). Un limite operativo di questo metodo sta nella necessità di disporre di stime attendibili della radiazione solare globale che raggiunge la superficie considerata ed il flusso di calore sensibile proveniente dalla stessa superficie, che giocano un ruolo fondamentale nel processo di evapotraspirazione. Questi dati, benché registrati da alcune sta-

*Teresa Pizzolla, Salvatore Manfreda, Università degli studi della Basilicata, Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente, 85100 Potenza, e-mail: teresa.pizzolla@unibas.it; Adelchi Acampora, Università degli studi della Basilicata, Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente, 85100 Potenza, Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Basilicata (ARPAB), 85100 Potenza.

zioni meteorologiche, non sono disponibili su tutto il territorio. Inoltre, anche quando sono disponibili, sono dati di misura puntuali, e pertanto poco idonei ad essere utilizzati per stime su larga scala. È opportuno, inoltre, rilevare che radiazione solare e flusso di calore sensibile, necessari al calcolo dell'evapotraspirazione, non possono essere spazializzati con le tradizionali tecniche di interpolazione, in quanto tali tecniche trascurerebbero fattori determinanti per la stima delle due grandezze in esame. La radiazione solare, infatti, dipende da fattori morfologici quali pendenza ed esposizione dei versanti, ed il flusso di calore sensibile, invece, dipende dalla variabilità dei paesaggi in termini di copertura del suolo. Per tale motivo la ricerca ha sperimentato, in questo come in altri ambiti, nuovi modelli di calcolo e nuovi metodi di misura, anche attraverso le potenzialità offerte dal remote sensing.

Recenti studi hanno proposto metodi di stima del flusso di calore superficiale basati su dati provenienti da immagini satellitari (e.g., *Anderson et al.*, 1997; *Sánchez et al.*, 2007a), consentendo di monitorare l'evapotraspirazione su vaste aree caratterizzate da coperture eterogenee (*Sánchez et al.*, 2007b; *Hunsaker et al.*, 2007). I più comuni approcci per la stima dell'evapotraspirazione da telerilevamento utilizzano la banda spettrale relativa all'infrarosso termico (TIR) (8-14 μm) (e.g., *Kustas and Norman*, 1996; *Kalma et al.*, 2008). Questi metodi si basano sulla risoluzione di una forma semplificata del bilancio energetico al suolo in cui sono presenti: il calore latente di evaporazione, la radiazione netta assorbita dalla superficie, il flusso di calore proveniente dalla terra e il flusso di calore sensibile in atmosfera. Numerosi lavori (*Jiang et al.*, 2004; *Courault et al.*, 2005; *Kalma et al.*, 2008; *Glenn et al.*, 2010) hanno evidenziato che l'utilizzo di dati satellitari consente di ottenere stime dell'evapotraspirazione reale con errori relativi compresi tra 15-30%.

Nell'ambito della modellazione idrologica, può risultare utile disporre di stime delle componenti del bilancio radiativo su scale spaziali ampie. In tale contesto, i dati satellitari possono fornire un valido supporto, ma altrettanto importanti sono gli studi teorici sulla radiazione globale che consentono rapidamente, anche in assenza di una grande mole di dati ed infrastrutture tecnologiche, di arrivare ad una stima del flusso di calore latente. Gli studi di *Kumar et al.* (1997) e *Allen et al.* (2006), hanno privilegiato i modelli di calcolo della radiazione solare globale con l'intento di estendere a larga scala la stima di una grandezza utile di per se e come input per il calcolo dell'evapotraspirazione o per altri modelli di tipo idrologico, climatologico ed ecologico. Sia il modello proposto da *Kumar et al.* (1997), sia quello di *Allen et al.* (2006), utilizzano un modello digitale di elevazione (DEM) per la stima della radiazione solare globale. Ciò consente di valutare gli effetti della morfologia sulla radiazione, oltre che di calcolare tutte le componenti con le quali il flusso solare investe la superficie terrestre, ossia, la componente di radiazione diretta, quella di radiazione diffusa e quella di radiazione riflessa.

Obiettivo del presente studio è *i)* evidenziare gli effetti della morfologia sulla radiazione globale, *ii)* analizzare i risultati derivanti dall'applicazione degli algoritmi di *Kumar et al.* (1997) ed *Allen et al.* (2006), *iii)* confrontare i valori stimati dai due modelli con misure di campo, per individuare il modello che simula meglio la distribuzione della radiazione solare globale a diverse scale di aggregazione temporale, *iv)* utilizzare la radiazione solare ottenuta con i modelli presi in esame per stimare l'evapotraspirazione a scala regionale se-

condo il metodo Penman-Monteith.

Gli algoritmi per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e per il calcolo della radiazione solare sono stati implementati in ambiente MatLab. In particolare, il modello di *Kumar et al.* (1997), disponibile on line al sito www.mathworks.com (*Hebeler*, 2008), è stato opportunamente modificato per gli obiettivi del presente lavoro. I due algoritmi sono brevemente illustrati nella sezione "Materiali e Metodi", insieme ad una introduzione sul metodo di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale (*Allen et al.*, 1998). Nella stessa sezione è presente anche la descrizione dell'area di studio e dei dati di campo utilizzati. Infine, nella sezione finale sono presentati i risultati ottenuti e discussi alla luce degli obiettivi del presente lavoro.

2. MATERIALI E METODI

2.1 Area di studio e dati

L'area oggetto di studio è quella della regione Basilicata (*Figura 1A*), la cui superficie, pari a circa 10.000 km², è approssimativamente costituita per circa il 50% da montagne, con un'altitudine superiore ai 700 m s.l.m., per il 45% da colline, con un'altitudine compresa tra i 200 e i 700 m s.l.m., e per la restante parte da pianure, con un'altitudine inferiore ai 200 m s.l.m. Il clima della regione è di tipo mediterraneo con irregolare distribuzioni delle precipitazioni e delle temperature medie annue; nella zona occupata dal Bacino del Noce, a SO della regione, le precipitazioni superano i 2000 mm anno⁻¹, mentre nella fascia jonica non superano i 500 mm anno⁻¹. Il DEM utilizzato per la rappresentazione di *Figura 1B* ed impiegato negli algoritmi di stima della radiazione solare globale è quello SRTM con risoluzione 90 m (*Jarvis et al.*, 2008).

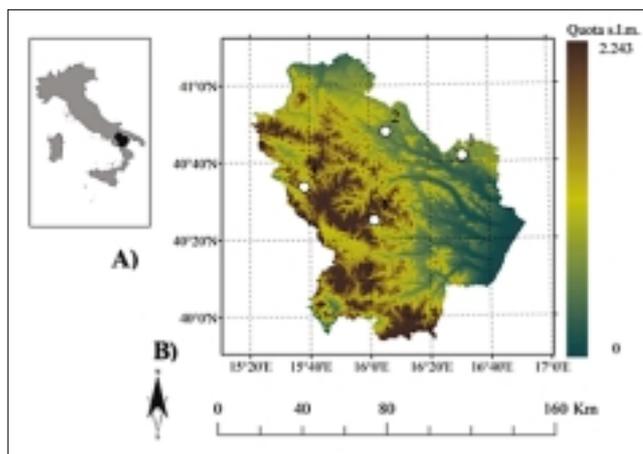


Figura 1 - A) Localizzazione della Regione Basilicata; B) Posizionamento delle stazioni meteorologiche:

1 - Matera nord (c.da Matinelle); 2 - Genzano (c.da Ripa); 3 - Satriano di Lucania (c.da S. Lucia); 4 - Fiumarella di Corleto.

Nell'area sono presenti diverse stazioni di monitoraggio meteorologico. Per il presente lavoro sono stati utilizzati i dati misurati da quattro stazioni presenti sul territorio regionale (*Figura 1B*). Tre di queste sono gestite dal Servizio Agrometeorologico Lucano (SAL) dell'Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura (ALSIA); una è invece gestita dal Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente (DIFA) dell'Università degli Studi di Basilicata. Le stazioni ALSIA misurano la radiazione solare (diretta e diffusa) con un piranometro, il cui campo spettrale è compreso nel range 0.3-2.5 μm ; quella del DIFA è corredata an-

ch'essa di un piranometro, con campo spettrale compreso nel range 0.3-3 μm . I dati si riferiscono alle rilevazioni effettuate nell'anno 2009. Le stazioni considerate sono rappresentative di diversi contesti del territorio regionale in termini altimetrici variando in quota da un valore minimo di 237 m s.l.m. ad un valore massimo di 1063 m s.l.m..

2.2 Il calcolo dell'Evapotraspirazione e gli algoritmi di stima della Radiazione Solare Globale

Il metodo Penman-Monteith (vedi *Allen et al.*, 1998) stima il flusso di calore latente secondo l'equazione (1), che si utilizza quando il contenuto di umidità al suolo non risulta un fattore limitante per la traspirazione della pianta:

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

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 [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

Nell'applicazione del seguente modello sono molteplici i parametri che vengono utilizzati, talvolta anche in maniera non esplicita, tra questi ricordiamo l'albedo, l'indice di copertura fogliare (LAI), la conduttanza stomatica e aerodinamica, la temperatura, la pressione atmosferica e la pressione di vapore, variabili questi ultimi, con la quota. Molti di questi parametri descrivono gli effetti legati al trasporto turbolento dell'aria.

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:

$$R_n = R_G(1 - \alpha) - \epsilon_s \sigma T_s^4 + \epsilon_a \sigma T_a^4, \quad (2)$$

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; $\epsilon_s \sigma T_s^4$ [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$] rappresenta la radiazione emessa dalla terra alle onde lunghe; $\epsilon_a \sigma T_a^4$ [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$] 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 [$\text{MJ m}^{-2} \text{K}^{-4} \text{day}^{-1}$]; 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 (2) si semplifica nella seguente:

$$R_n = R_G(1 - \alpha) - \epsilon \sigma T^4. \quad (3)$$

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 (si veda *Figura 2*). Tali parametri variano durante l'anno, ma cambiano anche con la pendenza e l'orientamento della superficie considerata.

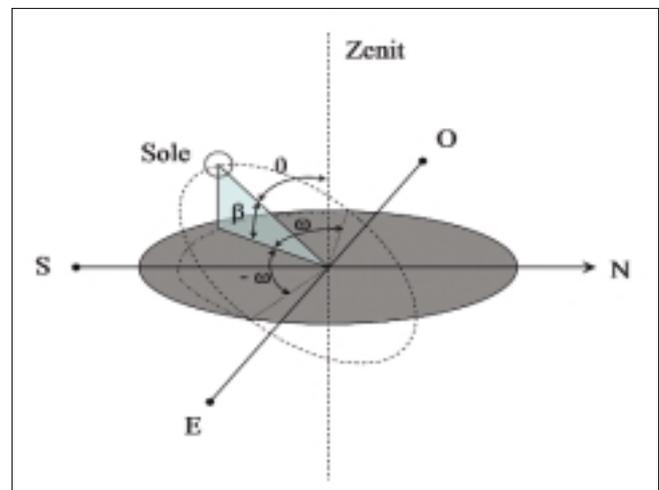


Figura 2 - Posizione del sole rispetto alla superficie captante.

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 di calcolo proposto tiene conto dell'orientamento e della pendenza della superficie e valuta tutte le componenti della radiazione globale incidente (diretta, diffusa e riflessa). La metodologia di calcolo è costruita sulla base di due modelli analitici proposti rispettivamente da *Revfeim* (1978) e *Tian et al.* (2001). Il metodo di calcolo si distingue in due fasi. La prima riguarda la stima della radiazione solare esoatmosferica, R_a , in accordo con la seguente equazione:

$$R_a = \frac{G_{SC}}{d^2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \cos(\theta) d\omega, \quad (4)$$

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 l'equazione (4) di *Duffie e Beckman* (1991):

$$\frac{1}{d^2} = \left(1 + 0,0344 \cos\left(360^\circ \frac{N}{365}\right)\right), \quad (5)$$

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 (4) fornisce il valore cumulato a scala giornaliera della radiazione solare esoatmosferica. Sia la

funzione integranda, sia gli estremi di integrazione della equazione (4), 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:

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \sin(\delta)\sin(\phi)\cos(s) - \sin(\delta)\cos(\phi)\sin(s)\cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(s)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\sin(\phi)\sin(s)\cos(\gamma)\cos(\omega) + \cos(\delta)\sin(\gamma)\sin(s) \end{aligned} \quad (6)$$

dove δ è la declinazione solare [rad]; ϕ è la latitudine [rad]; s è la pendenza [rad] e γ 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 γ sopra descritti e sono calcolati cella per cella 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. L'applicazione dell'equazione (4) presume che il flusso solare sia singolo e continuo durante la giornata; ulteriori condizioni sono necessarie per individuare quelle situazioni in cui il flusso solare risulta interrotto durante una parte della giornata. Questo si può verificare nell'emisfero settentrionale per superfici esposte a nord con pendenze elevate. In queste situazioni la superficie può vedere il sole all'alba per poi avere un periodo in cui il sole scompare e riappare al tramonto.

La seconda fase riguarda la stima della quota parte di radiazione solare esoatmosferica che effettivamente raggiunge la superficie considerata; tale stima viene effettuata con l'utilizzo di alcuni coefficienti che attenuano l'intensità della radiazione solare esoatmosferica. Questa attenuazione può essere sensibilmente influenzata anche dalla presenza di nubi. Tuttavia nell'algoritmo utilizzato non se ne tiene conto sia per la carenza di dati necessari a quantificare tali effetti, sia perchè l'obiettivo principale dello studio è quello di stimare i valori massimi di radiazione in condizioni di cielo sereno. Il modello sviluppato da Kumar et al. (1997), adotta una soluzione numerica del calcolo della radiazione solare molto efficiente per la modellazione idrologica. La funzione si determina sulla base di intervalli orari giornalieri caratterizzati da un determinato valore dell'angolo orario ω . Analogamente al modello di Allen et al. (2006), i valori di ω sono calcolati cella per cella senza tener conto dell'orizzonte topografico. L'algoritmo prevede il calcolo della radiazione solare esoatmosferica in modo analogo a quanto riportato nell'equazione (4), a meno dell'integrale dell'angolo di incidenza. Kumar et al. (1997), infatti, contrariamente ad Allen et al. (2006), effettuano la correzione dovuta a tale angolo solo sulla componente diretta della radiazione solare. Per la stima di quest'ultima e delle componenti di radiazione diffusa e riflessa, l'algoritmo tiene conto di diversi coefficienti di riduzione, quali la trasmittanza atmosferica, il coefficiente di diffusione ed il coefficiente di riflessione, anch'essi valutati senza considerare l'attenuazione dovuta all'annuvolamento.

È opportuno precisare che i modelli di calcolo presentano una complessità che non poteva essere sintetizzata nel presente lavoro per cui si rimanda agli articoli citati per eventuali approfondimenti.

3. RISULTATI

L'applicazione all'area di studio dei modelli di Allen et al. (2006) e Kumar et al. (1997), per il calcolo della radiazione solare incidente, consente di mettere in evidenza gli effetti prodotti dalla morfologia nella stima delle componenti in ingresso del bilancio radiativo al suolo. Ciò risulta evidente dalle mappe riportate in *Figura 3*, derivanti dall'implementazione in ambiente MatLab dei modelli citati su una finestra temporale di un anno.

Una prima considerazione può essere effettuata proprio su queste mappe di radiazione solare globale, prodotte sia nel caso di superficie piana (*Figura 3A, B*) sia nel caso di superficie inclinata (*Figura 3C, D*). Si osserva come l'introduzione della morfologia comporti un maggior dettaglio nella distribuzione dei valori di radiazione (*Figura 3C, D*), fornendo un range di variazione certamente più ampio. Si nota inoltre, nella mappa del caso piano prodotta dal modello di calcolo di Allen et al. (2006), una leggera variazione dei valori, non riscontrabile in quella omologa di Kumar et al. (1997). Ciò si giustifica con la presenza, nel modello di Allen et al. (2006), di variabili dipendenti dalla quota quali il contenuto di vapore acqueo. Mediante i grafici della distribuzione di probabilità dei valori annuali di R_G (*Figura 3E, F*), si evince che l'introduzione di parametri morfologici produce un forte aumento della variabilità spaziale della radiazione solare incidente rispetto a quella stimata per una superficie piana.

Le distribuzioni di probabilità dei valori annuali di R_G ottenute con i due algoritmi sono messe a confronto in *Figura 4*. In questo caso si evidenzia una buona sovrapposizione dei risultati ottenuti con i due modelli analizzati che alla scala annuale possono ritenersi confrontabili.

Considerando un intervallo temporale più piccolo, nello specifico quello stagionale, emergono differenze significative tra i due modelli di calcolo (*Figura 5*). In particolare, si osserva che nei primi e negli ultimi mesi dell'anno (*Figura 5A, C*) il modello proposto da Kumar et al. (1997) presenta valori di radiazione più bassi, mentre nei mesi più caldi (*Figura 5B, D*) produce una sovrastima rispetto al metodo di Allen et al. (2006). Per tale ragione è possibile asserire che i due modelli si equivalgono solo alla scala annuale, mentre per intervalli temporali più piccoli le differenze si accentuano. A questo punto risulta utile un confronto con dati reali con misurazioni effettuate in sito per valutare l'attendibilità delle stime fornite dai due algoritmi.

I profili annuali delle componenti della radiazione media giornaliera su superfici orizzontali (*Figura 6*), ricavati dall'applicazione dei modelli proposti in questo studio, mostrano in maniera più chiara le differenze tra i modelli. Questi sono stati confrontati con la serie dei valori giornalieri di radiazione solare globale relativi all'anno 2009 misurati mediante piranometro a stella dalle stazioni di rilevamento situate nell'area di studio ed individuate nella *Figura 1B*.

È opportuno precisare che i valori di radiazione solare globale, indicati con un pallino in *Figura 6*, presentano una dispersione legata agli effetti di torbidità dell'aria ed alla copertura nuvolosa, che sono stati trascurati nelle simulazioni. Pertanto, il confronto tra le due serie dei valori di radiazione solare globale (simulate e osservate) è possibile considerando l'involuppo dei valori massimi dei dati registrati.

I profili sono rappresentativi di tutte le componenti in ingresso del bilancio radiativo al suolo: la radiazione extraterrestre, di colore nero, la radiazione diffusa, di colore blu, la radiazione diretta, di colore rosso. La curva di colore azzurro

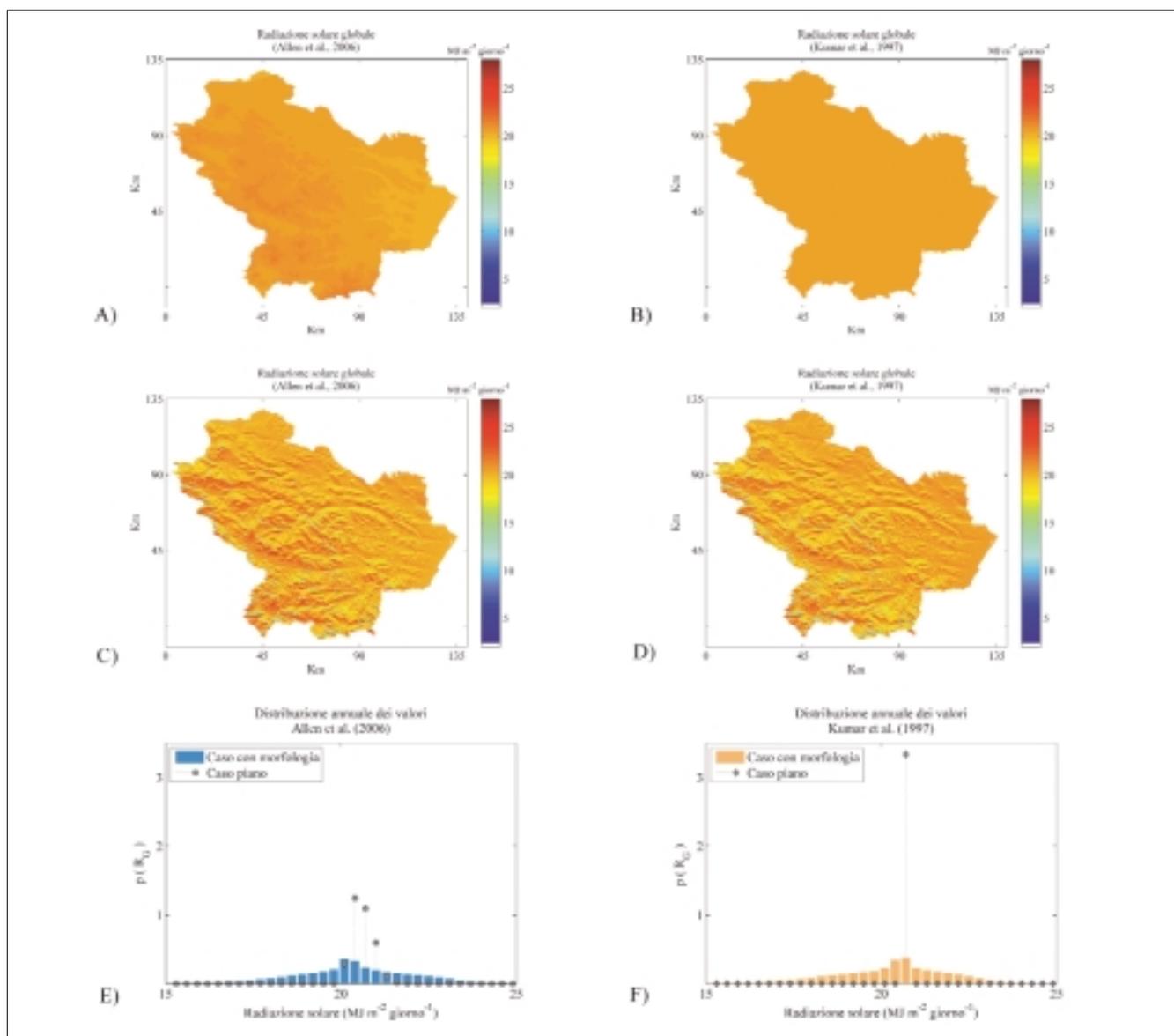


Figura 3 - Mappe di radiazione solare globale: algoritmo di Allen et al. (2006), A) caso piano, C) caso con morfologia; algoritmo di Kumar et al. (1997), B) caso piano, D) caso con morfologia. Distribuzione annuale dei valori di radiazione solare globale: E) algoritmo di Allen et al. (2006), F) algoritmo di Kumar et al. (1997).

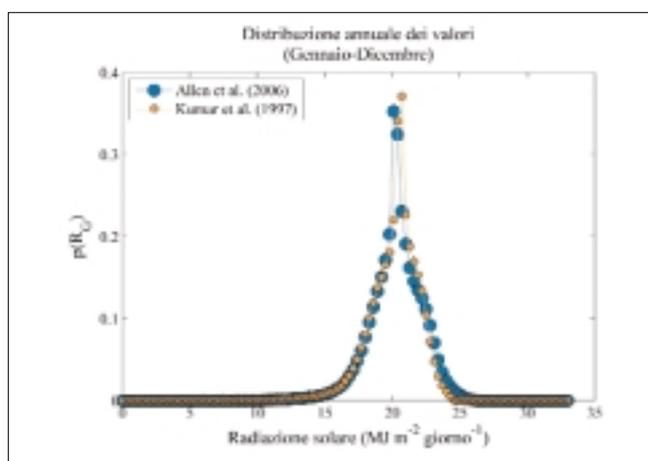


Figura 4 - Confronto tra le distribuzioni di probabilità dei valori di radiazione globale annuale secondo i modelli di calcolo proposti da Allen et al. (2006) e Kumar et al. (1997).

chiaro, è rappresentativa della radiazione globale, ossia della somma di tutte le componenti che nel bilancio energetico costituiscono un contributo positivo. Il profilo della componente riflessa della radiazione, di colore verde, risulta nullo in quanto una superficie captante orizzontale non può mai beneficiare del contributo di riflessione proveniente da superfici vicine. Il modello di Kumar et al. (1997) stima il valore massimo della radiazione solare globale intorno ai 35 MJ m⁻²giorno⁻¹, in corrispondenza dei mesi più caldi dell'anno. Il modello Allen et al. (2006), valuta un valore della radiazione globale massima di circa 30 MJ m⁻²giorno⁻¹. Questi valori, confrontati con la distribuzione dei dati misurati, mostrano una evidente sovrastima da parte dell'algoritmo di calcolo di Kumar et al. (1997). Osservando invece i valori invernali, corrispondenti ai periodi più freddi dell'anno, si nota una sottostima da parte del metodo di Kumar et al. (1997). Il profilo ottenuto con il modello di Allen et al. (2006) si presenta continuo con un tipico andamento a campana, mentre nella soluzione numerica proposta dal modello

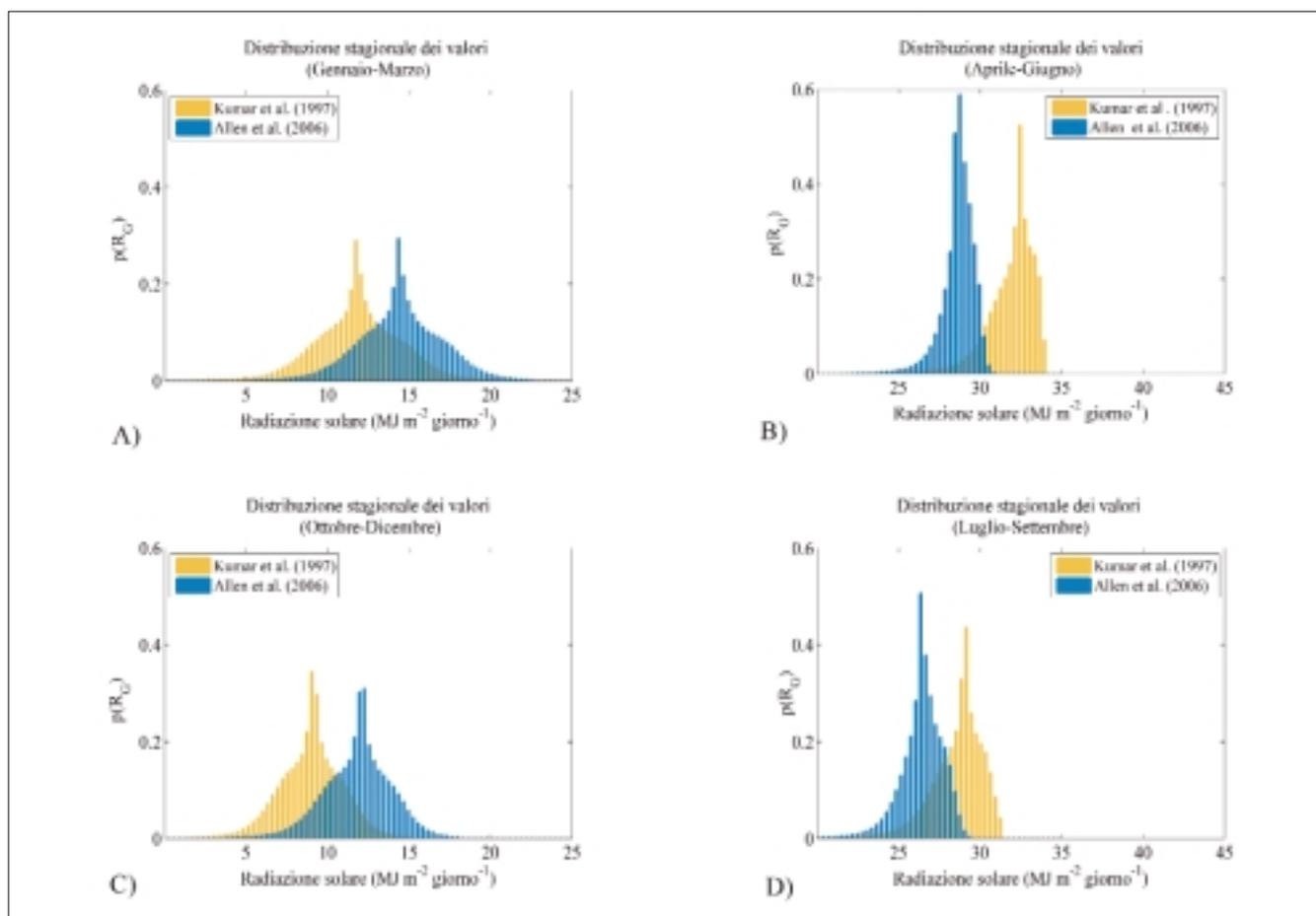


Figura 5 - Distribuzioni di frequenza dei valori stagionali di radiazione solare globale: A) periodo gennaio-marzo; B) periodo aprile-giugno; C) periodo luglio-settembre; D) periodo ottobre-dicembre.

di Kumar et al. (1997), si genera un'approssimazione di calcolo, per eccesso o per difetto, nella stima dell'angolo orario (ω) che si manifesta nel grafico come una successione di gradini. Globalmente la distribuzione dei valori massimi misurati è descritta più fedelmente dal modello di Allen et al. (2006) rispetto a quello di Kumar et al. (1997). Ciascun algoritmo, quindi, presenta caratteristici profili di radiazione, confrontabili tra loro, ma con differenze legate alla struttura dei due modelli.

Entrambi gli algoritmi tengono conto della componente diffusa e riflessa della radiazione solare con una differenza significativa dovuta al fatto che Kumar et al. (1997) adottano una integrazione numerica, mentre Allen et al. (2006) introducono una soluzione analitica per il calcolo della radiazione solare giornaliera. Probabilmente il passaggio da una integrazione numerica ad una analitica rappresenta uno dei motivi dei diversi risultati ottenuti.

Osservando i grafici singolarmente è possibile notare delle differenze nell'adattamento dei dati osservati rispetto a quelli simulati. In particolare i valori massimi di radiazione globale delle stazioni di Satriano di Lucania, Genzano e Corleto, mostrano nel complesso un ottimo adattamento ai valori simulati, mentre, nel caso della città di Matera si osserva un significativo scostamento tra valori osservati e simulati nel periodo estivo. Questo può essere legato ad una più forte attenuazione della radiazione solare globale dovuta ad una maggiore torbidità dell'atmosfera nell'intorno del centro urbano di Matera.

La distribuzione spaziale della radiazione solare incidente

influisce sull'evapotraspirazione potenziale. La valutazione di quest'ultima viene effettuata, nel caso in esame, mediante l'impiego dell'equazione di Penman-Monteith, applicata tenendo conto della radiazione solare stimata con il modello di calcolo proposto da Allen et al. (2006) e utilizzando, per descrivere la vegetazione, la mappa Corine di uso del suolo del 2000. Inoltre, i valori di temperatura sono stati ottenuti mediante un modello semplificato proposto da Claps e Sileo (2001), che consente la caratterizzazione del regime termometrico nelle regioni dell'Italia meridionale. Le mappe di evapotraspirazione potenziale ottenute sono riportate in Figura 7.

Le mappe stagionali di evapotraspirazione potenziale, mostrano una diversa distribuzione dei valori in base al periodo di riferimento. In particolare, si osserva che quelle che si riferiscono ai primi e agli ultimi mesi dell'anno (Figura 7A e D), sono interessate da valori di evapotraspirazione potenziale più bassi e da una più marcata variabilità spaziale (si veda anche Figura 5) rispetto a quelle relative alle stagioni più calde. L'introduzione della morfologia determina un pattern di evapotraspirazione eterogeneo, compreso in una scala di valori molto ampia.

L'assenza di vegetazione in alcune aree, quali quelle urbanizzate o assimilabili a tali, produce valori di evapotraspirazione nulli, visibili nelle mappe con il colore bianco; ciò in ragione del fatto che alcuni termini presenti nella formula dell'evapotraspirazione dipendono da parametri strettamente legati alla vegetazione tra cui la conduttanza stomatica e quella aerodinamica.

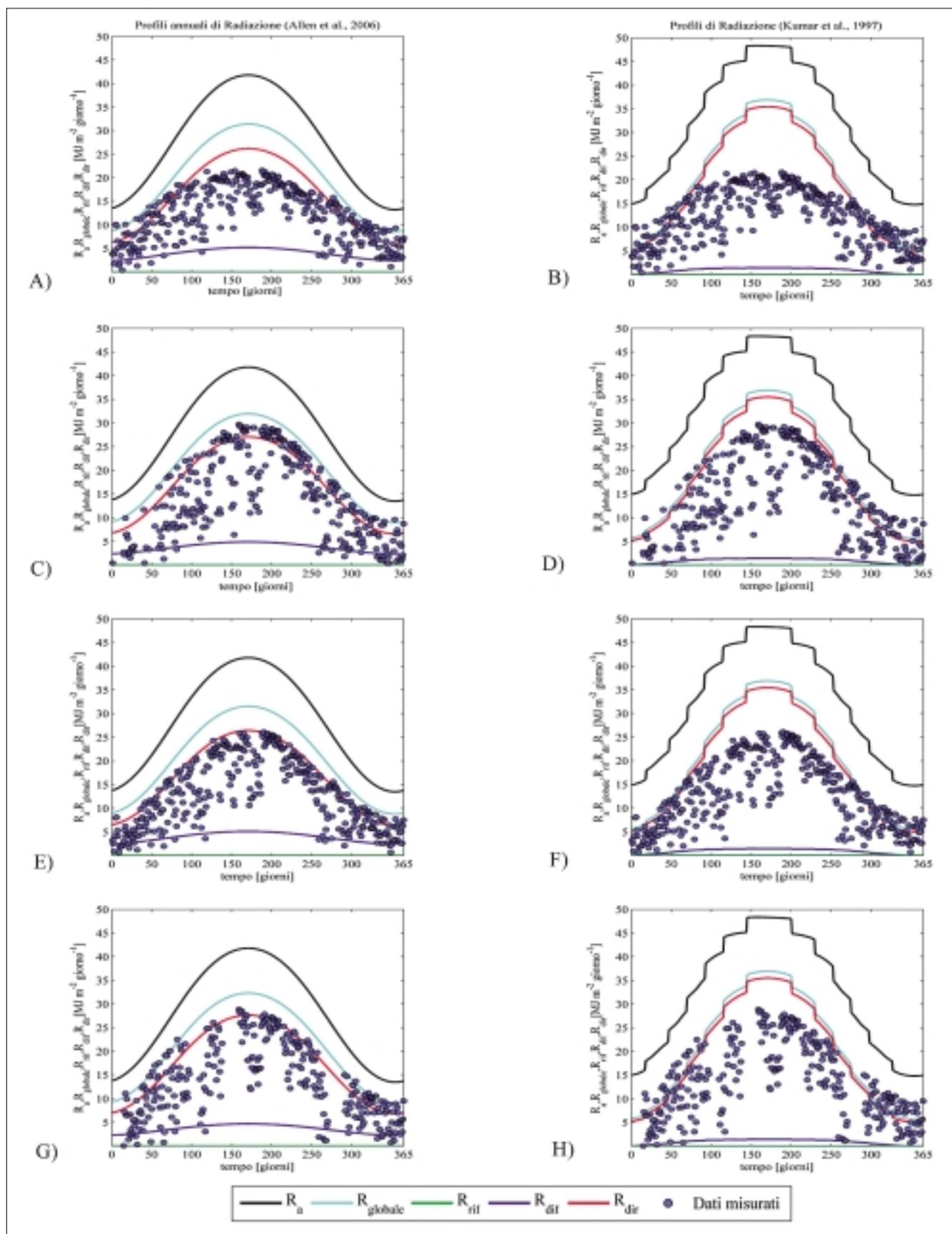


Figura 6 - Confronto dei profili annuali delle componenti della radiazione media giornaliera su superfici piane poste ad una latitudine di circa 40° con la reale distribuzione dei dati di campo misurati nell'anno 2009: A), B) stazione di misura di Matera Nord (237 m s.l.m.); C), D) stazione di misura di Satriano di Lucania (725 m s.l.m.); E), F) stazione di misura di Genzano (362 m s.l.m.); G), H) stazione di misura della Fiumarella di Corleto (1063 m s.l.m.).

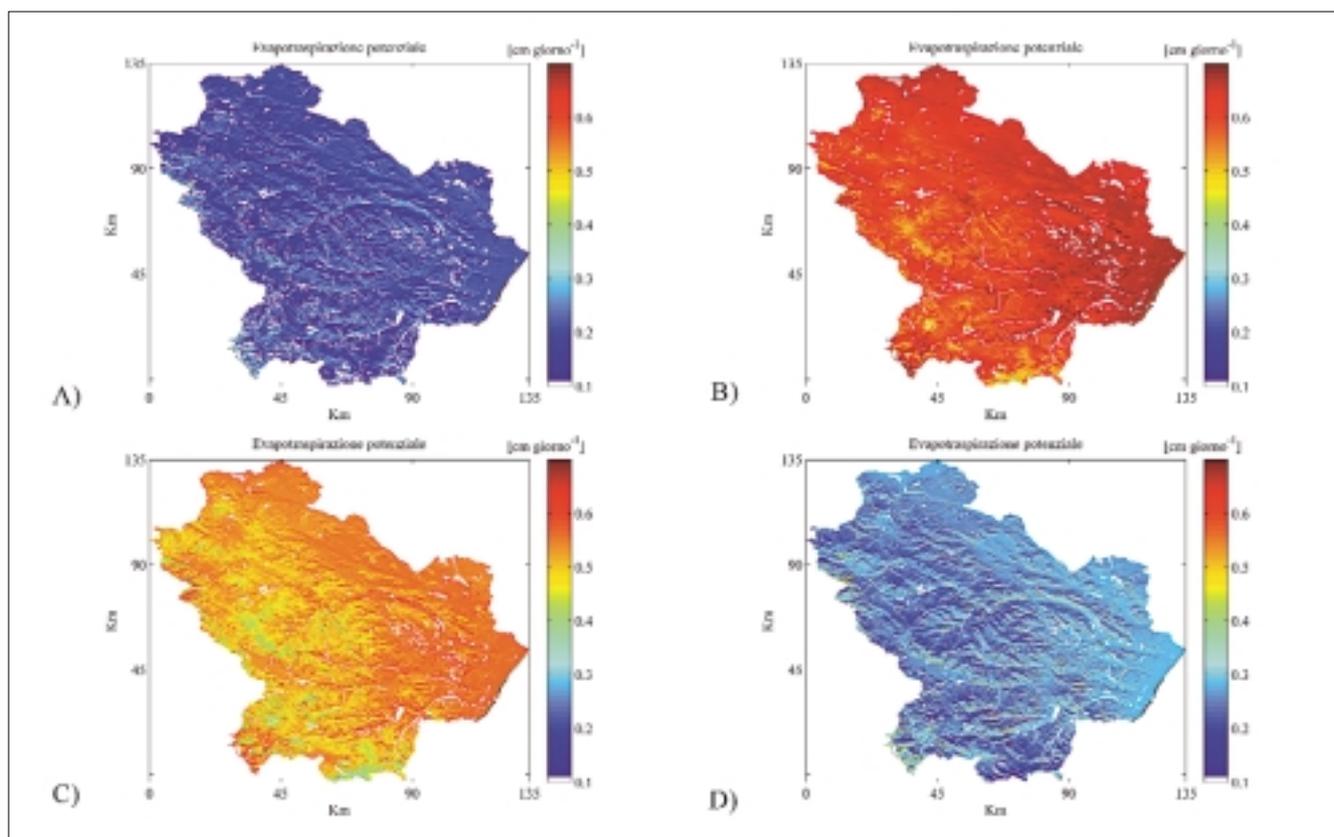


Figura 7 - Mappe stagionali di evapotraspirazione potenziale relative alla regione Basilicata: A) periodo gennaio-marzo, B) periodo aprile-giugno, C) periodo maggio-settembre, D) periodo ottobre-dicembre.

4. CONCLUSIONI

Le stime della radiazione solare incidente, valutata mettendo a confronto due modelli di calcolo strutturalmente differenti, hanno mostrato una diretta relazione tra la radiazione che incide direttamente o sottoforma di componente diffusa e/o riflessa su una superficie e le caratteristiche morfologiche della superficie stessa. La morfologia impatta in modo significativo sulla distribuzione della radiazione solare e conseguentemente sulla evapotraspirazione potenziale, quindi risulta indispensabile ricorrere a modelli in grado di valutare tale effetto specie in ambienti montani.

L'utilizzo degli algoritmi qui riportati, ha lo scopo di fornire un'analisi comparativa dei risultati dei modelli di calcolo della radiazione solare incidente, al fine di orientare la scelta del modello che meglio rappresenta il processo, a diverse scale temporali.

Per tale ragione possiamo ritenere che i modelli presentati e implementati nel presente studio, risultano affidabili e cer-

tamente confrontabili alla scala annuale, dove presentano, a meno dei valori massimi di radiazione, risultati quasi sovrapponibili. Gli stessi modelli, applicati ad una scala temporale di maggiore dettaglio, presentano differenze significative dovute alle caratteristiche specifiche dei singoli algoritmi.

I risultati ottenuti possono rappresentare un utile contributo per la realizzazione di nuovi modelli per la descrizione dello stato della vegetazione e del bilancio idrico al suolo.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori esprimono il loro ringraziamento al Dott. Emanuele Scalcione dell'ALSIA (Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura) per aver gentilmente fornito i dati misurati dalla strumentazione di corredo delle centraline meteorologiche. Gli autori ringraziano infine i due revisori anonimi per i commenti costruttivi espressi riguardo al lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- Allen R. G., Pereira R. S., Raes D., Smith M.**, "Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements", *Fao Irrigation And Drainage Paper*, 56, Roma, 1998, 300 pp.
- Allen R. G., Trezza R., Tasumi M.**, "Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes", *Agricultural and Forest Meteorology*, 139, 2006, pp. 55-73.
- Anderson M. C., Norman J. M., Diak G. R., Kustas W. P., Mecikalski J. R.**, "A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing", *Remote Sensing of Environment*, 60, 1997, pp. 195-216.
- 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*, 46, 1989, pp. 179-191.
- Chahine M. T.**, "The hydrological cycle and its influence on climate", *Nature*, 359, 1992, pp. 373-380.
- Claps P., Silo C.**, "Caratteri termometrici dell'Italia meridionale", *L'Acqua*, 5, 2001, pp. 23-31.
- Courault D., Sequin B., Oliosio A.**, "Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches", *Irr. Drain Syst.*, 19, 2005, pp. 223-249.
- Duffie J. A., Beckman W. A.**, *Solar Engineering of Thermal Processes*, New York, John Wiley and Sons, 1991.
- Glenn E. P., Nagler P. L., Huete A. R.**, "Vegetation Index Methods for Estimating Evapotranspiration by Remote Sensing", *Surv. Geophys.*, 31, 2010, pp. 531-555.
- Hebeler F.**, *Calculates the hourly solar radiation (direct+diffuse+reflected) for a DEM integrated over on year*, www.mathworks.com, 2008.
- Hunsaker D. J., Fitzgerald G. J., French A. N., Clarke T. R., Ottman M. J., Pinter P. J.**, *Wheat irrigation management using multispectral crop coefficients: I. Crop evapotranspiration prediction*, Trans ASABE 50:2017-2033, 2007.
- Kalma J. D., McVicar T. R., McCabe M. F.**, "Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data", *Surv. Geophys.*, 29, 2008, pp. 421-469.
- Kumar L., Andrew K. Skidmore, Knowless E.**, "Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment", *Geographical Information Science*, vol. 11, no. 5, 1997, pp. 475-497.
- 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*, 32, 1990, pp. 125-141.
- Kustas W., Norman J.**, "Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces", *Hydr. Sci. J.*, 41, 1996, pp. 495-516.
- Jarvis A., Reuter H. L., Nelson A., Guevara E.**, *Hole-filled seamless SRTM data V4*, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), <http://srtm.csi.cgiar.org>, 2008.
- Jang L., Islam S., Carlson T.**, "Uncertainties in latent heat flux measurement and estimation: implications for using a simplified approach with remote sensing data", *Can. J. Rem. Sens.*, 30, 2004, pp. 769-787.
- Manfreda S., Iacobellis V., Fiorentino M.**, *Appunti di Idrologia superficiale*, Aracne Editrice, pp.176, 2010.
- Revfeim K. J. A.**, "A simple procedure for estimating global daily radiation on any surface", *J. Appl. Meteorol.*, 17, 1978, pp. 1126-1131.
- Sánchez J. M., Kustas W. P., Caselles V., Anderson M.**, "Modelling surface energy fluxes over maize using radiometric soil and canopy temperature observations", *Remote Sensing of Environment*, doi:10.1016/j.rse.2007.07.018, 2007a.
- Sánchez J. M., Scavone G., Caselles V., Valor E., Copertino V. A., Telesca V.**, "Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region", *Journal of Hydrology*, 351, 2007b, pp. 58-70.
- Tian Y. Q., Davies-Colley R. J., Gong P., Thorrold B. W.**, "Estimating solar radiation on slopes of arbitrary aspect. Short communication", *Agric. Forest Meteorol.*, 109, 2001, pp. 67-74.
- Viglione A.**, "Stima dell'evapotraspirazione media mensile sul territorio Piemontese", *Working Paper*, www2.polito.it/strutture/ditic/Ricerca/Working_papers.htm), 2004.