

1. 1 - Introduzione

La radiazione solare che colpisce la superficie terrestre non è costante nel tempo, né risulta uniformemente distribuita sul globo. E' infatti noto che il nostro pianeta ruota attorno al sole con periodo di 365 giorni e 6 ore circa (moto di rivoluzione) con un'orbita ellittica dando luogo ad una variazione della distanza terra/sole da circa 152'000'000 [km] (afelio) a circa 149'000'000 [km] (perielio).

La terra inoltre ruota, con periodo di 24 ore, attorno al proprio asse, che risulta inclinato di circa 23,45° rispetto alla perpendicolare al piano di rivoluzione (piano immaginario su cui giacciono il centro del sole, della terra e la traiettoria di rivoluzione). In questo modo la radiazione presente al suolo è funzione dell'ora del giorno, del giorno dell'anno e della posizione sul globo. Questi però non sono gli unici fattori che intervengono sulla radiazione.

La radiazione solare è composta da un insieme di radiazioni monocromatiche che danno origine ad uno "spettro di radiazione" che si trasmette attraverso l'atmosfera terrestre; durante tale attraversamento esso subisce una riduzione dell'intensità spettrale a carico delle particelle e dei gas che compongono l'atmosfera. Oltre all'assorbimento la radiazione subisce un processo di diffusione da parte degli aerosol e delle particelle in sospensione nell'aria e ciò darà luogo all'arrivo, sulla superficie terrestre, di due contributi radianti: la Radiazione Diretta e quella Diffusa. Il processo di assorbimento e diffusione della radiazione dipende anche dal percorso ottico dei raggi solari: tanto più sono inclinati i raggi solari rispetto alla superficie terrestre maggiore sarà la distanza che questi debbono ricoprire in atmosfera. Ovviamente oltre alla presenza dei fattori prima descritti bisogna evidenziare come l'eventuale copertura nuvolosa porta ad ulteriore riduzione della radiazione incidente con conseguente dipendenza della stessa dalle condizioni atmosferiche locali e globali.

In ultimo, ma non meno importante risulta l'eventuale ombreggiamento locale del suolo, a carico di contributi orografici o dovuto alla presenza di coperture vegetali ed artificiali; lo studio della radiazione al suolo richiede così la conoscenza di tre classi di informazioni:

- Movimenti dei pianeti: combinando il moto di rivoluzione ed il moto della terra è possibile conoscere in ogni istante dell'anno, in ogni punto del globo, il valore *massimo* di radiazione solare disponibile. Tale conto può essere effettuato, a sua volta, scomponendo il contributo del moto di rivoluzione della terra attorno al sole rispetto a quello attorno al proprio asse: nel primo caso si può trovare un dato noto come *costante solare*, nel secondo caso, si può valutare il contributo dovuto alla posizione geografica sul globo terrestre
- Condizione atmosferica: i raggi solari diretti vengono assorbiti, diffusi o addirittura impediti dalle condizioni atmosferiche locali; l'assorbimento inoltre dipende principalmente dall'inclinazione della traiettoria dei raggi solari rispetto alla fascia atmosferica e tale azione viene sintetizzata nella letteratura tecnica attraverso il parametro di *Air Mass (AM)*

- Condizioni superficiali: la presenza di ostacoli al suolo o la particolare conformazione orografica può creare degli effetti d'ombra locali che diminuiscono, in modo diverso nelle differenti ore del giorno, l'intensità della radiazione al suolo.

La componente di radiazione solare al suolo può essere vista come la somma di tre contributi: la radiazione diretta (R_{dir}), la radiazione riflessa (R_{rif}) e quella diffusa (R_{dif}) tutte espresse in potenza specifica [W/m^2]:

$$R_{tot} = R_{dir} + R_{diff} + R_{rif} = R_{glob} + R_{rif} \quad [W / m^2] \quad Eq (.1)$$

mentre il flusso energetico nell'unità di tempo attraverso una superficie S viene identificato come:

$$R_{tot}^S = R_{dir}^S + R_{diff}^S + R_{rif}^S = R_{glob}^S + R_{rif}^S \quad [W] \quad Eq (.2)$$

La radiazione diretta rappresenta quella parte di energia solare che riesce a giungere direttamente al suolo, a meno di ostacoli o nubi; tale contributo è quello più importante, ma non l'unico, tant'è che in giornate con copertura nuvolosa elevata la radiazione riesce a giungere comunque al suolo, anche se per via *diffusa*; infine c'è la componente riflessa, ovvero quella proveniente dai corpi circostanti. Per calcolare la componente riflessa dal suolo spesso si utilizza un fattore di riflessione medio del suolo, noto come *albedo*.

1.2 - La radiazione extraterrestre e l'atmosfera

La radiazione diretta, a meno di ostacoli, è una frazione “ p ” della radiazione solare esterna all'atmosfera R^{ext} . Precedentemente si è accennato che tale percentuale dipende dalla capacità dell'atmosfera di assorbire e diffondere i raggi solari, proprietà che è funzione del cammino ottico e dalle specie chimiche presenti in atmosfera e che va sotto il nome di *coefficiente di estinzione dell'atmosfera*. E' stato calcolato che al livello della fotosfera (strato esterno alla zona convettiva solare) la temperatura apparente del sole è di circa 5800 [K] e che la potenza termica media risulta essere di 63000 [kW/m^2] [22]. Assimilando il fronte d'onda elettromagnetico ad una superficie sferica, per il principio di conservazione dell'energia, avremo che la Irradiazione Spettrale al di fuori dell'atmosfera (identificata in letteratura come $AM0$) non è costante nel corso dell'anno, bensì varia da un minimo di 1322 [W/m^2] (in afelio) ad un massimo di 1414 [W/m^2] (in perielio), con una media di 1367 [W/m^2], nota come “*costante solare*”. L'oscillazione della radiazione esterna all'atmosfera è perciò contenuta nel $\pm 3.5\%$ del suo valor medio $\overline{R_{out}}$ ed il valore della radiazione esterna R_{out} durante l'anno è legata al moto di rivoluzione della terra attorno al sole secondo la legge:

$$R_{out} = \overline{R_{out}} \cdot e(t) \quad Eq (.3)$$

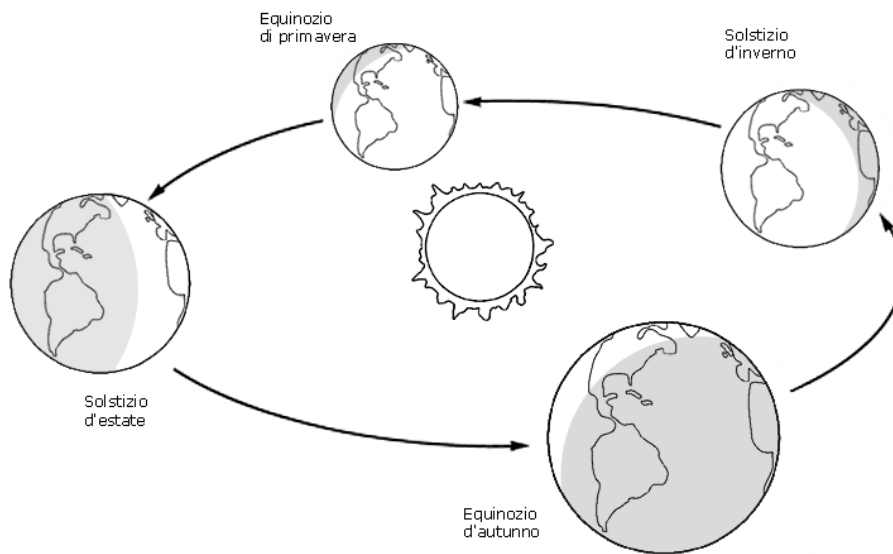


Figura 1.1 : Moto di rivoluzione del pianeta terra attorno al sole

dove $e(t)$ rappresenta il contributo legato al moto di rivoluzione; esso assume la forma:

$$e(t) = 1 + 0.03344 \cdot \cos\left(\frac{n - 2.84}{365.25} 2\pi\right) \quad \text{Eq (.4)}$$

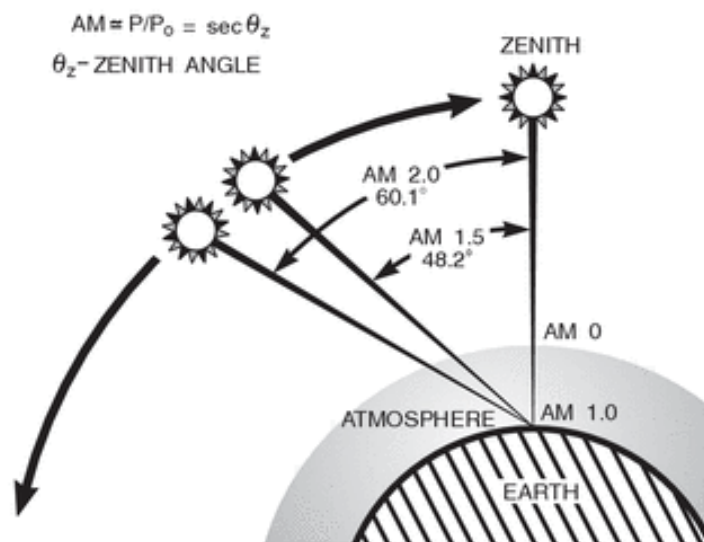


Figura 1.2 : Cammino ottico solare AM (Air Mass): ad ogni Air Mass corrisponde un determinato livello di assorbimento della radiazione da parte dell'atmosfera

con n numero del giorno dell'anno a partire dal primo gennaio (giorno giuliano). La legge indica che il perielio non avviene esattamente il primo di gennaio, ma che ha uno sfasamento di quasi 3 giorni. Nei conti pratici spesso si trascura questo sfasamento e i giorni di riferimento (*giorni annuali*) vengono fatti coincidere con quelli del calendario (365).

Alla temperatura apparente del sole, la legge di Planck (.5) fornisce la potenza emissiva spettrale di un corpo nero per unità di superficie $[W/(\mu m \cdot m^2)]$:

$$E_{\lambda} = c_1 \cdot \left[\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right) \right]^{-1} \quad \text{Eq (.5)}$$

$$c_1 = 3.74 \cdot 10^8 \left[W / (\mu m^4 \cdot m^2) \right] \quad c_2 = 1.44 \cdot 10^4 [\mu m \cdot K] \quad \text{Eq (.6)}$$

che approssima il comportamento energetico di ogni singola componente d'onda della luce solare. Tale legge approssima in modo eccellente lo spettro solare extra-atmosferico

Differenti modelli cercano di descrivere la distribuzione spettrale della luce solare al di fuori dell'atmosfera (AM0) e tra questi si ricordano il *WMO/WRDC Wehrli Air Mass Zero* costruito nel 1985 ([53] e [36]) ed il *ASTM Standard Extraterrestrial Spectrum Reference E-490-00* del 2000; quest'ultimo studio è stato effettuato per ottenere informazioni maggiormente dettagliate per i progetti aerospaziali, dove è necessario conoscere con precisione la composizione dello spettro e l'energia associata. Tale progetto è stato realizzato dalla American Society for Testing and Materials, facendo riferimento a dati provenienti da differenti sonde e a lavori precedenti ([37], [54], [29] e [46]) ed emerge che la differenza fra i risultati è veramente minima. Lo spettro di radiazione al suolo non coincide con quello extra-atmosferico, in quanto tutta la radiazione che raggiunge il suolo passa attraverso l'atmosfera, che ne modifica lo spettro attraverso fenomeni di *assorbimento* e di *scattering*. In modo particolare l'ossigeno, sia in forma molecolare che atomica, assorbe radiazioni di onda corta (inferiori a 190 nm), così come l'azoto; tale fenomeno è molto importante in quanto permette il *ciclo di formazione dell'ozono*, che filtra onde più lunghe ma comunque al di sotto della fascia del visibile (200-300 nm, in pieno ultravioletto) e una piccolissima porzione di luce visibile. L'azione combinata dello scattering atmosferico assieme all'assorbimento dovuto ad azoto, ossigeno e ozono contribuisce perciò a rendere lo spettro molto ripido in prossimità della fascia del visibile e dell'ultravioletto.

Al di là del visibile, verso zone a più alta lunghezza d'onda, lo spettro viene modificato molto invece dalla presenza di vapor acqueo e anidride carbonica, che assorbono nella zona denominata NI (*Near Infrared*); sono invece i particolati e gli aerosol, assieme alle goccioline di vapore in sospensione, ad effettuare il fenomeno di scattering (che è molto influenzato dalla lunghezza d'onda): esso è, per esempio, la causa del tipico color blu del cielo.

Mentre il fenomeno di assorbimento preleva energia dai raggi solari, convertendola in altre forme (per esempio chimica nel ciclo dell'azoto), lo scattering devia i raggi solari, impedendo agli stessi di arrivare

direttamente al suolo e rispedendone alcuni direttamente nello spazio (*back-scattering*) creando il fenomeno di *luce diffusa*, che permette di illuminare nelle giornate nuvolose comunque la superficie terrestre.

Non è facile a priori poter quantificare quanta radiazione giunga al suolo sotto forma di luce diffusa, ma essa può comunque essere misurata attraverso opportuna strumentazione; tanto per avere un'idea della grandezze in gioco, in una giornata estiva con cielo completamente terso e con il sole posto esattamente allo Zenith, circa 1000-1050 [W] possono giungere al suolo sotto radiazione diretta, mentre la radiazione globale (diretta e diffusa assieme) può raggiungere un valore massimo di 1150 [W]: in tali condizioni si può stimare che circa il 75% della radiazione extraterrestre giunga come radiazione diretta, circa il 7% può arrivare come diffusa mentre la restante parte è stata o assorbita o riflessa verso lo spazio.

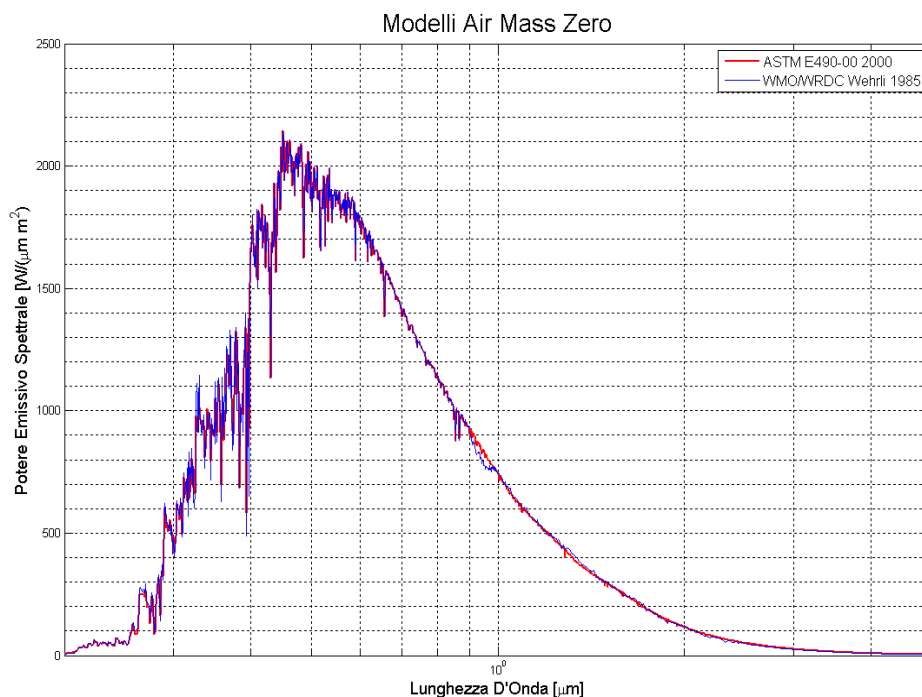


Figura 1.3: Modelli Air Mass Zero (AM0)

L'interazione tra i raggi solari e l'atmosfera dipende dalla *lunghezza del cammino ottico* che gli stessi raggi compiono, in quanto un cammino maggiore aumenta le probabilità di scattering dello stesso, diminuendo perciò la quantità di energia che il raggio trasporta in modo diretto; si definisce *Air Mass 1* la lunghezza del cammino ottico effettuato dai raggi solari posti allo zenit rispetto alla superficie di riferimento ed in tal caso questo coincide con lo spessore medio dell'atmosfera.

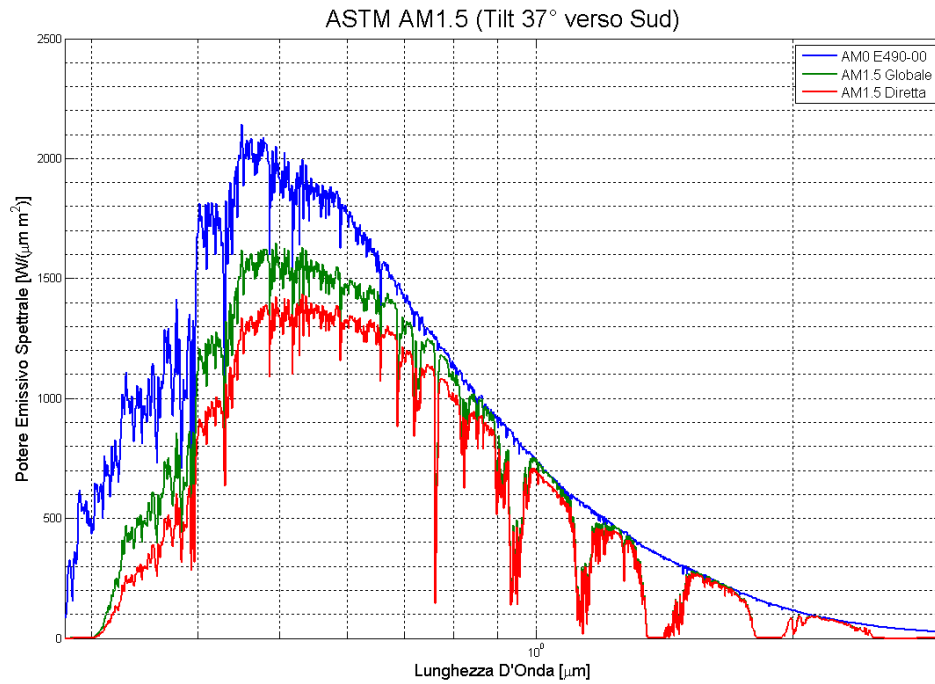


Figura 1.4: Modelli Air Mass (AM1.5)

Per tutte le altre situazioni l’Air Mass coincide con la (.7), essendo θ_z l’angolo tra i raggi solari e la direzione di zenith:

$$AM = \sec(\theta_z) = [\cos(\theta_z)]^{-1} \quad \text{Eq (.7)}$$

Lo standard AM1.5 fu sviluppato all’inizio come unione di due standard separati, il E-891-82 ed il E-892-82, che erano, rispettivamente, lo spettro della radiazione diretta normale e globale inclinate rispetto all’orizzonte. Nel 1992 lo standard internazionale ISO ha recepito le direttive ASTM E-891-82 e E-892-82 tramite la ISO 9845-1. Nel corso degli anni l’associazione americana ha unificato le due direttive fornendo lo spettro noto come ASTM G159-98 e successivamente lo ha modificato fino a giungere allo spettro ASTM G-173-03 nel 2003.

Tale spettro è fornito sia per la radiazione diretta (AM-D) che per quella globale (AM-G) per una superficie inclinata di 37° sull’orizzonte in quanto “rappresentativo delle condizioni medie in 48 stati contigui degli Stati Uniti D’America”. Lo spettro è stato calcolato utilizzando lo US Standard Atmosphere 1976, colonna equivalente di vapor acqueo atmosferico di 1.42 cm e ozono equivalente di 0.34 cm ed *turbidity index* di 0.084 a 500 nm.

Per evidenziare i differenti contributi di assorbimento e scattering atmosferici si può vedere il grafico del rapporto tra il potere emissivo spettrale (diretto e globale) rispetto a quello extraatmosferico.

Entrambi i contributi, quello diretto normale e quello globale, sono stati ottenuti assumendo che la superficie abbia angolo di visuale pari a 2π [steradiani], ovvero che la visuale sia emisferica.

La radiazione al suolo risulta dunque una frazione di quella extraatmosferica disponibile, ma il suo reale valore dipende, effettivamente, dalla disponibilità di luce in forma diretta e in forma diffusa;

naturalmente il contributo maggiore viene fornito spesso dalla forma diretta che riesce a convogliare in modo migliore il flusso energetico attraverso una superficie.

Tale regola non è però universale, in quanto esistono giornate particolarmente nuvolose in cui la sola componente diffusa permette la visibilità e il funzionamento dei pannelli fotovoltaici.

1.3 - Il tempo standard e il tempo solare

Nel paragrafo precedente alla radiazione solare è stata assegnata una variazione temporale che, nella vita quotidiana, è quantificata dall'ora locale ed al *meridiano di riferimento*. inoltre l'esperienza comune permette di osservare che il tempo indicato dall'ombra di un orologio solare (*tempo vero locale*) non coincide con il tempo scandito da un orologio meccanico (*tempo medio del fuso o tempo civile*), provocando uno scarto tra i due noto come *equazione del tempo*, che è la conseguenza dell'eccentricità dell'orbita terrestre e dell'inclinazione dell'asse di rivoluzione del globo.

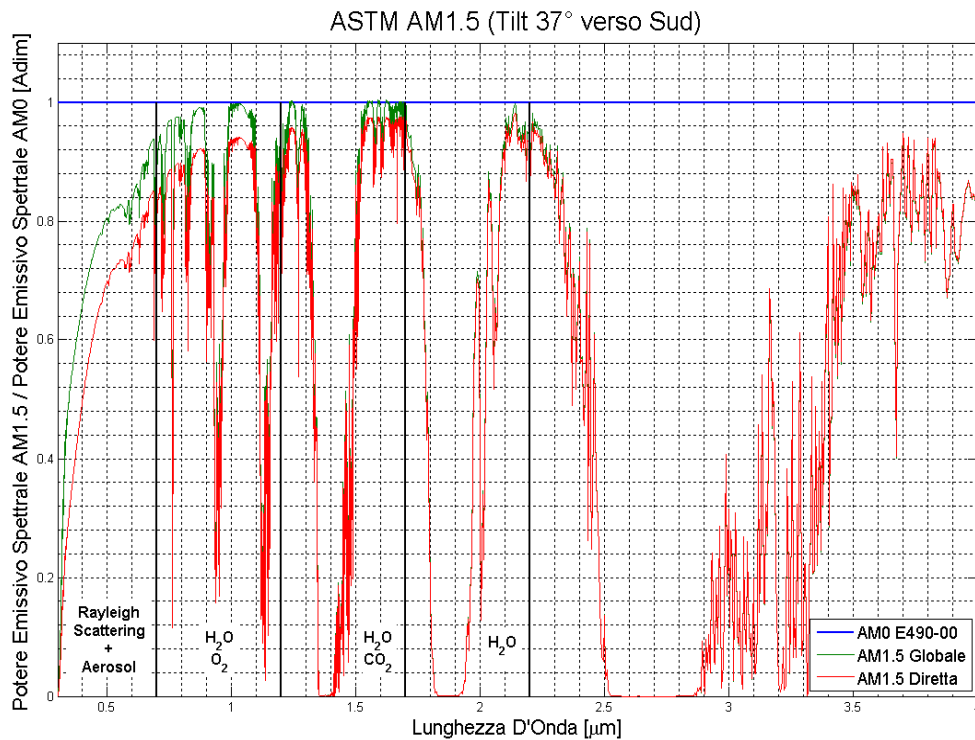


Figura 1.5 : Differenti contributi di assorbimento e scattering atmosferico

Il tempo assoluto che deve essere utilizzato per caratterizzare il cammino del sole deve possedere una correzione relativa alla posizione sulla terra (*correzione in longitudine*) che porti il tempo del fuso ad un tempo universale (UTC) ed una correzione relativa al moto del pianeta.

Si definisce dunque *tempo solare* t_s

$$t_s = t_f + \Delta t_\lambda + \Delta t_t \text{ [h]} \quad \text{Eq (.8)}$$

la somma del tempo del fuso (senza ora legale) t_f , della correzione di latitudine Δt_λ e dell'equazione del tempo Δt_t . La soluzione dell'equazione del tempo può essere trovata in forma tabellare [22] oppure direttamente in forma analitica:

$$\Delta t_t = 0.1645 \cdot \sin \left[2\pi \cdot 2 \left(\frac{n-81}{365} \right) \right] - 0.128 \cdot \sin \left[2\pi \left(\frac{n-1.17}{365} \right) \right] \quad \text{Eq (.9)}$$

dove n è il giorno giuliano; il primo rappresenta il contributo dovuto all'inclinazione dell'asse terrestre, mentre il secondo è relativo all'eccentricità dell'orbita.

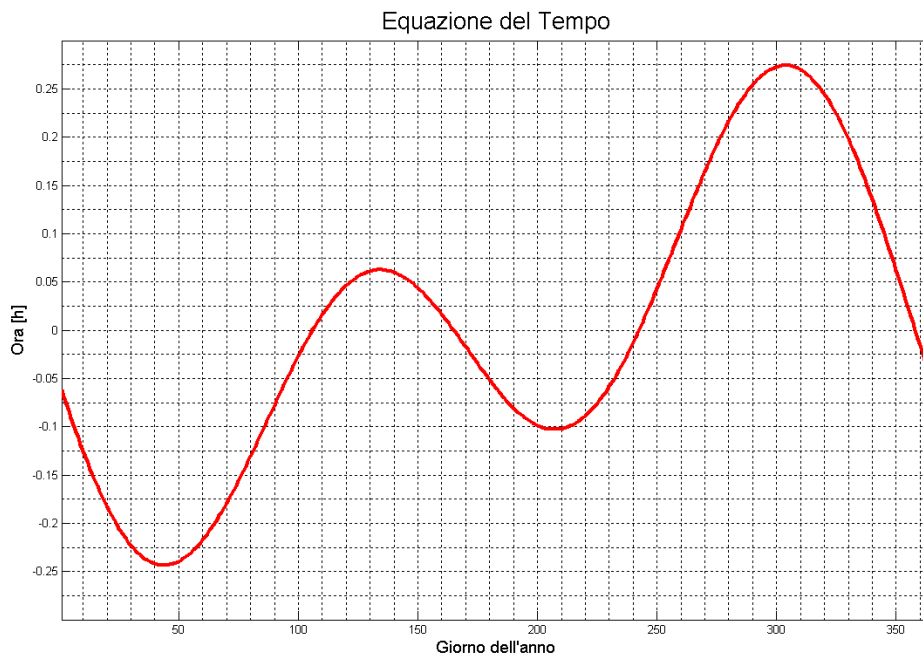


Figura 1.6 : Equazione del tempo

L'analisi dei singoli contributi permette di evidenziare l'alternarsi delle stagioni (primo termine dell'equazione del tempo) e il passaggio dall'afelio al perielio; in modo particolare si evidenzia che il perielio non avviene esattamente il primo gennaio. L'equazione del tempo in (.9) è valida per l'anno 2000 e si deve considerare che tale equazione si sposta nel tempo di 1 giorno ogni 24 anni e mezzo.

Noto il *tempo solare* è possibile calcolare l'*angolo orario* del sole, ovvero la longitudine terrestre alla quale si trova il sole si trova allo zenit (mezzogiorno solare) come:

$$\omega = 2\pi \cdot \frac{(t_s - 12)}{24} \quad \text{Eq (.10)}$$

espresso in radianti. L'angolo orario permette di capire in termini angolari dove si trova il sole rispetto al meridiano di riferimento (quello di Greenwich), ma non l'inclinazione assunta dal sole rispetto al

piano equatoriale (*declinazione solare*). Questa è funzione del giorno giuliano e può essere assunta pari a:

$$\delta = 2\pi \frac{23.5}{360} \cdot \sin \left[2\pi \left(\frac{n-81}{365} \right) \right] \quad \text{Eq (.11)}$$

in radianti. Il grafico della declinazione collega direttamente la legge matematica all'esperienza pratica comune, ovvero che nei mesi che vanno da aprile a settembre il sole è mediamente più alto nell'orizzonte nell'emisfero boreale, al contrario nell'emisfero australe.

Combinando inoltre l'equazione del tempo e l'angolo di declinazione si ottiene un grafico noto come *analemma*, che rappresenta il "cammino" del sole durante l'anno.

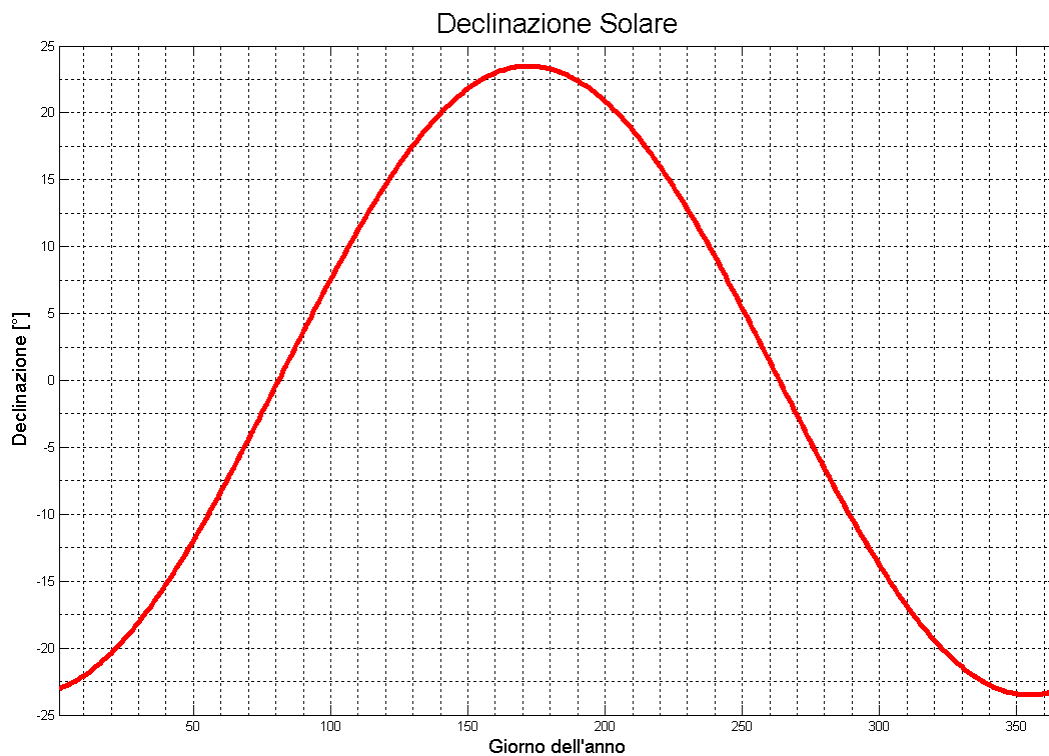


Figura 1.7: Declinazione Solare

Inoltre tramite l'espressione (.11) è possibile notare che vi sono due giorni particolari dell'anno (i giorni giuliani 81 e 263/264) in cui la declinazione è nulla: in tali giorni alle ore 12:00 i raggi solari sono perpendicolari alla superficie terrestre nel punto equatoriale, formando di volta in volta con esso un angolo di 90°. Tali giorni sono meglio noti come *equinozio di primavera* ed *equinozio autunnale*, da non confondere con il *solstizio estivo* (giorno giuliano numero 171/172) e con il *solstizio invernale* (giorno giuliano numero 354/355).

1.4 - La radiazione diretta

Le equazioni (.10) e (.11) permettono di individuare la posizione, in termini angolari, del sole relativa alla terra rispetto al meridiano e al parallelo fondamentali, ma non fanno lo stesso rispetto *ad un generico punto sulla superficie terrestre*.

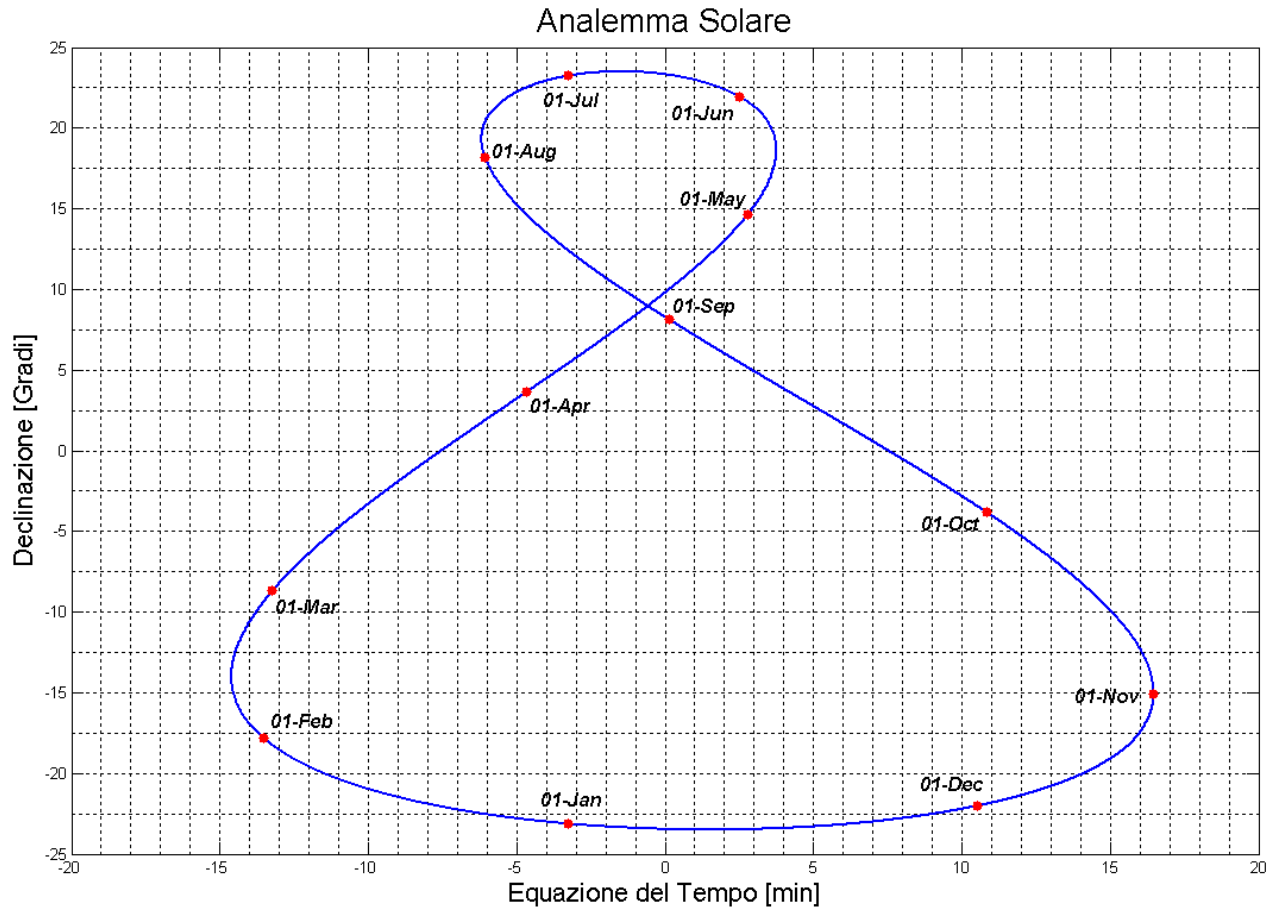


Figura 1.8: Analemma Solare

Per fare ciò bisogna identificare come *piano dell'orizzonte* il piano tangente alla superficie terrestre nel punto di interesse. Questo piano è attraversato da due linee di riferimento, una che va da nord a sud ed una che va da est ad ovest; rispetto a tale piano la posizione del sole verrà identificata attraverso due angoli, *l'altezza solare* β e *l'azimuth solare* ψ . (positivo verso ovest e negativo verso est). Questi sono legati all'angolo orario ω , alla declinazione δ e alla latitudine λ attraverso le relazioni trigonometriche:

$$\sin(\beta) = \sin(\lambda) \cdot \sin(\delta) + \cos(\lambda) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega)$$

$$\cos(\psi) = \frac{\sin(\beta) \cdot \sin(\lambda) - \sin(\delta)}{\cos(\beta) \cdot \cos(\lambda)}$$

Eq (.12)

Per l'altezza solare vengono presi solo i valori positivi, mentre vengono poste nulle le altezze negative dall'orizzonte; l'azimuth invece è nullo a sud e positivo verso ovest.

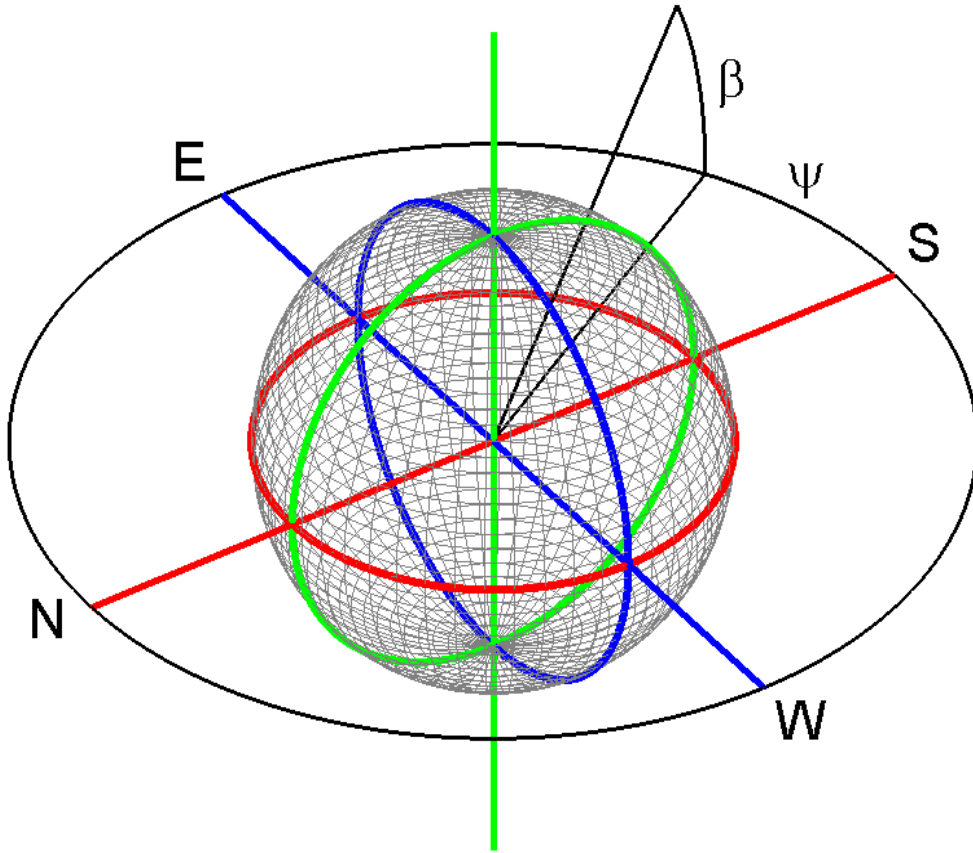


Figura 1.9 : Angolo di Altezza solare e Angolo Azimutale per un ipotetico osservatore sulla superficie terrestre

Le relazioni in (.12) sono importanti anche per capire la durata del periodo di illuminazione giornaliero. Infatti se si pone nulla l'altezza solare si ottiene l'angolo orario al tramonto:

$$\omega_r = \arccos[-tg(\delta) \cdot tg(\lambda)] \quad Eq (.13)$$

che eguagliata alla (.10) ed insieme alla (.11) permette di ricavare la semidurata del periodo di illuminazione teorico:

$$\frac{T_{sun}}{2} = \frac{12}{\pi} \arccos \left[-tg \left(2\pi \frac{23.5}{360} \cdot \sin \left[2\pi \left(\frac{n-81}{365} \right) \right] \right) \cdot tg(\lambda) \right] \quad Eq (.14)$$

L'equazione (.14) è valida fino a latitudini pari a $\pm 66.5^\circ$, oltre le quali si verifica la presenza di periodi di illuminazione (e di buio) superiori alle 24 ore: ai poli si verificano 6 mesi di oscurità e 6 mesi di illuminazione diretta.

Se si dispone un piano inclinato rispetto al suolo con un angolo α , orientato verso sud con angolo azimutale ψ_p , allora si può dimostrare attraverso opportune relazioni geometriche che l'angolo θ tra la normale alla superficie ed i raggi solari diretti assume il valore (.15):

$$\cos(\theta) = \cos(\beta) \cdot \cos(\psi - \psi_p) \cdot \sin(\alpha) + \sin(\beta) \cdot \cos(\alpha) \quad \text{Eq (.15)}$$

Il *fattore angolare di flusso* ($\cos(\theta)$) deve assumere valori nulli allorquando si verifica dalla (.15) $\cos(\theta) < 0$ (che significa luce proveniente da dietro il pannello) o $\sin(\beta) < 0$ dalla (.12) (sole al di sotto della linea dell'orizzonte).

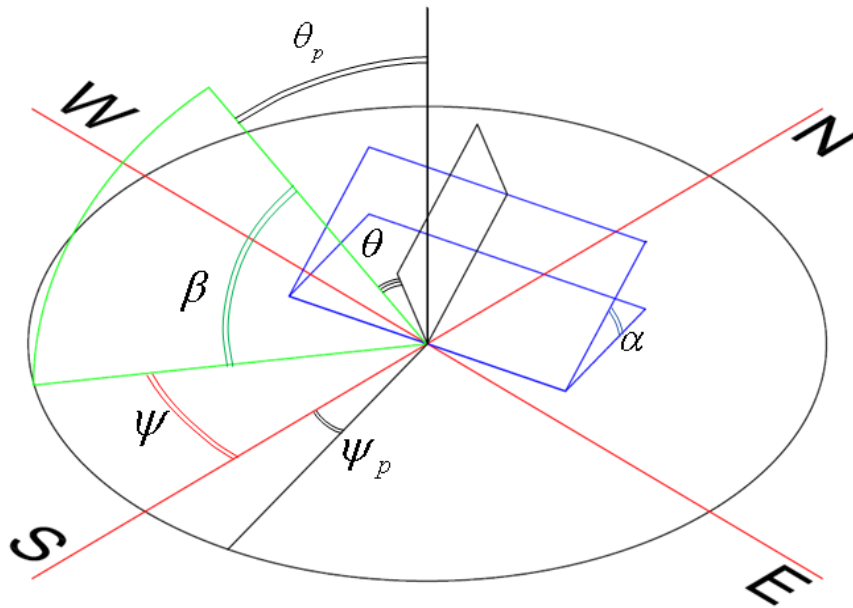


Figura 1.10 : Angolo di riferimento per una superficie con generica orientazione ed inclinazione rispetto al piano dell'osservatore

Inserendo nell'equazione precedente le espressioni presenti in (.10), (.11) e (.12) è possibile, infine, ottenere una relazione per l'angolo θ che sia funzione della sola coordinata temporale (giorno giuliano ed ora UTC del giorno). Tale angolo è molto importante, in quanto il flusso della radiazione solare diretta attraverso una superficie inclinata (o meglio la quantità di energia solare captata nell'unità di tempo da una generica superficie di estensione A [m^2]) è pari esattamente a:

$$R_{dir}^s = R_{dir} \cdot A_s \cdot \cos(\theta) = k_b \cdot R_{out} \cdot A_s \cdot \cos(\theta) \quad \text{Eq (.16)}$$

essendo R_{dir} l'irraggiamento solare diretto al suolo [W/m^2] presente in prossimità della superficie S. Sul significato del coefficiente k_b si rimanda al prossimo paragrafo. Si può evincere subito che, a parità

di area esposta e di radiazione solare diretta, diventa molto importante sia l'inclinazione della superficie che il suo orientamento rispetto al riferimento azimutale.

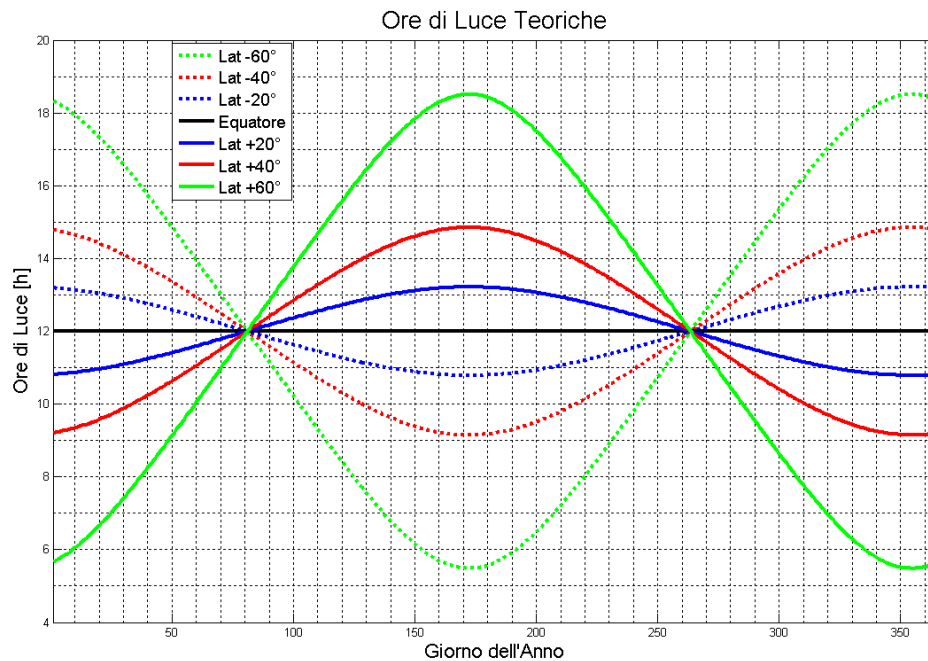


Figura 1.11 : Ore di luce diretta teoriche a differenti latitudini

Si prenda infatti una superficie alla latitudine di 42.5° Nord con azimuth nullo e differenti inclinazioni dal suolo; è possibile apprezzare l'andamento del fattore $\cos(\theta)$ alle ore 12:00 UTC nel corso dell'anno solare.

Si evidenzia un buon comportamento dell'inclinazione di 30° rispetto all'orizzontale alla latitudine scelta per tutto l'anno solare; mentre nel primo ed ultimo periodo dell'anno risulta migliore il flusso con un'inclinazione di 60° rispetto all'orizzontale.

Marcato risulta il cambiamento del fattore angolare di flusso anche in funzione dell'azimuth; a parità di azimuth, invece, incide poco il fatto che la superficie sia rivolta verso est oppure ovest, in quanto il flusso è solo sfasato nel tempo (e dunque alle ore 12:00 UTC presentano valori differenti).

Attraverso le equazioni della (.12) è possibile ricostruire il *diagramma delle ombre* ovvero il diagramma che presenta in ascissa l'azimuth e in ordinata l'elevazione, in funzione della latitudine e del giorno dell'anno e dell'ora del giorno, Fig.1.15.

Tale diagramma presenta un indubbio vantaggio, ovvero quello di segnare il cammino ottico del sole per il luogo prescelto per vari periodi dell'anno; se, inoltre, si tracciano i percorsi solari al 21 dicembre e al 21 giugno si ottengono le *curve limite* all'esterno delle quali il sole non comparirà mai nel corso dell'anno. Se si riporta il profilo clinometrico del paesaggio (ovvero l'angolo visivo occupato da ogni oggetto in funzione dell'azimuth, ottenibile con un clinometro e una bussola) questo può essere sovrapposto al diagramma e valutare così la presenza o meno di ombreggiamenti, Fig.1.16.

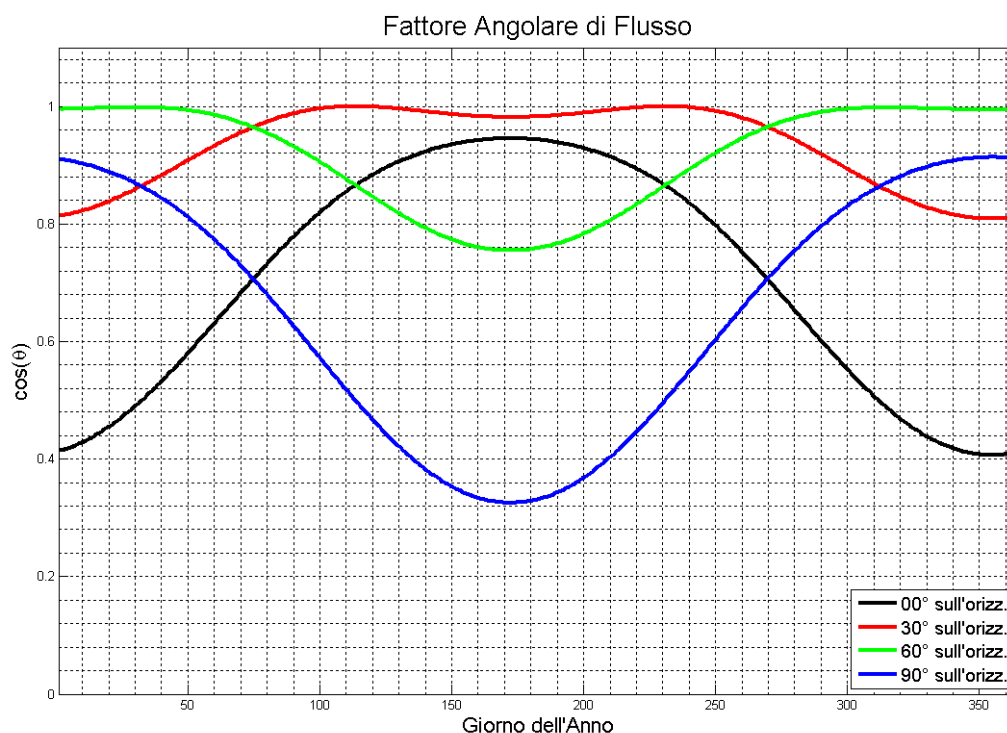


Figura 1.12 : Angolo di riferimento per una superficie con generica orientazione ed inclinazione rispetto al piano dell'osservatore. Azimuth 0° e alfa differenti

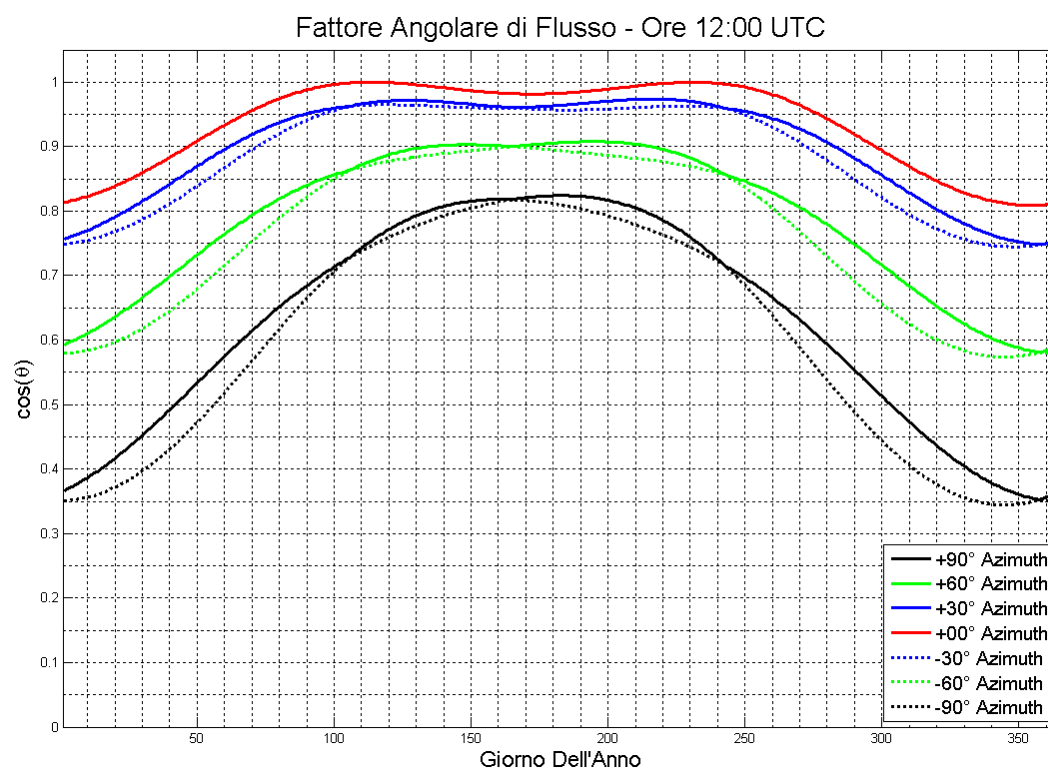


Figura 1.13 : Angolo di riferimento per una superficie con generica orientazione ed inclinazione rispetto al piano dell'osservatore. Azimuth variabile e alfa 30°

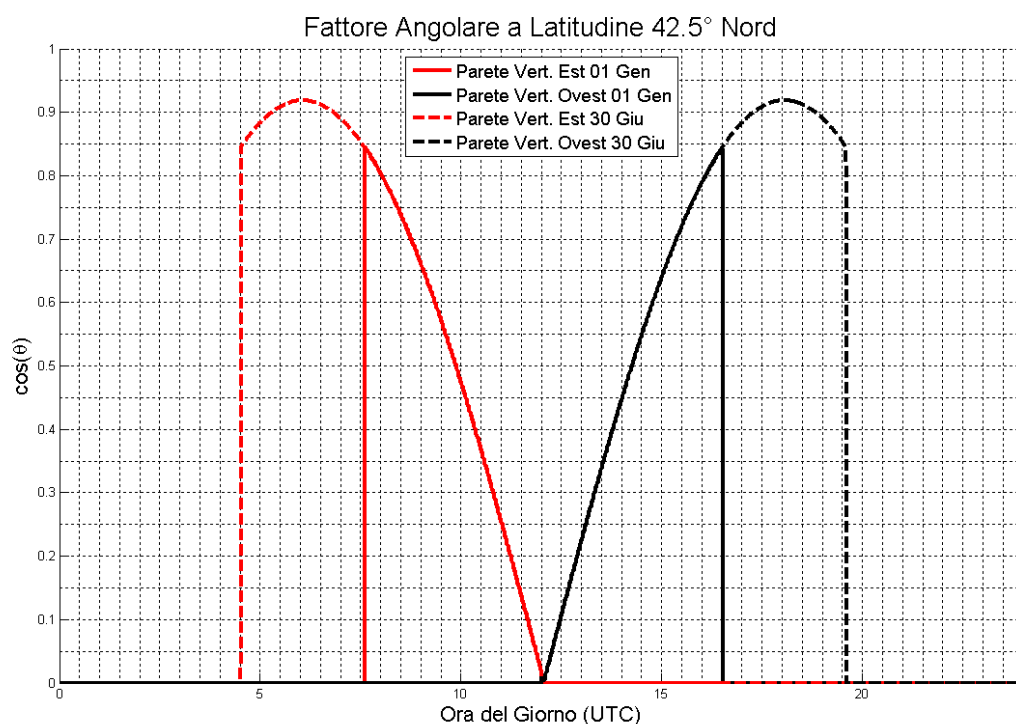


Figura 1.14 : Fattore Angolare di flusso per una stessa superficie verticale esposta ad Est e a Ovest. L'integrale delle due quantità nell'arco della giornata è identico

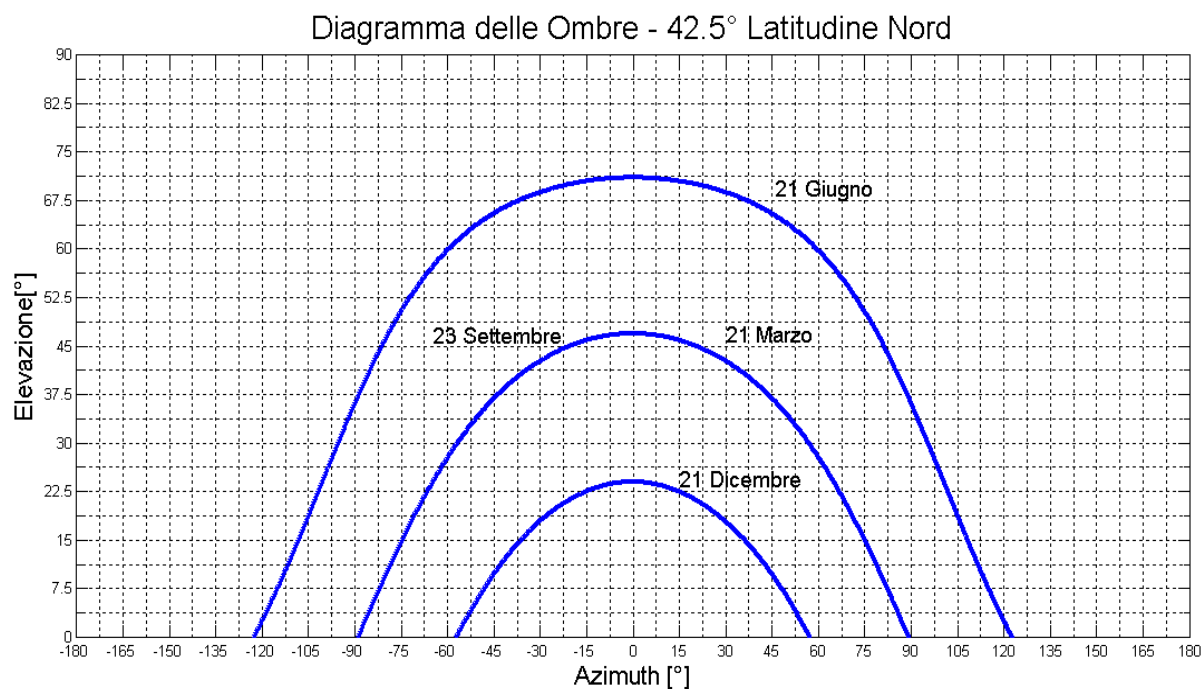


Figura 1.15 : Diagramma delle ombre costruito appositamente per la latitudine di 42.5° Nord

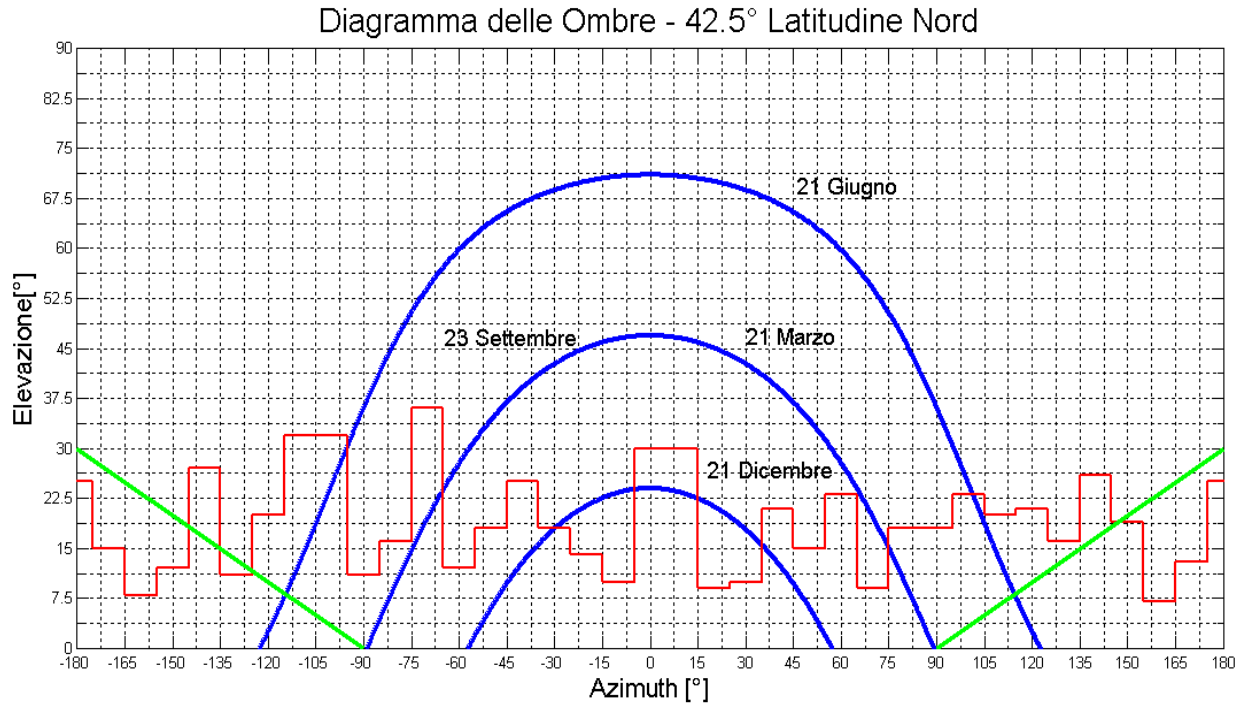


Figura 1.16 : Diagramma delle ombre costruito appositamente per la latitudine di 42.5° Nord, con profilo clinometrico ed influenza del pannello

1.5 - La radiazione diffusa e riflessa

La parte di radiazione che arriva in modo indiretto alla superficie captante deriva dallo scattering e dalla diffusione atmosferica. Tale radiazione risulta apparentemente *isotropa* e dunque non presenta una direzione preferenziale. Vi sono molteplici metodi che collegano la radiazione solare diffusa alla componente diretta o globale, molto utilizzati per ricalcolare, in assenza di riscontro diretto della copertura nuvolosa, le condizioni meteorologiche; anche se la natura della correlazione è del tutto statistica, in quanto può fornire il *valore più probabile* di componente diffusa (in funzione della diretta) non potendone restituire quello esatto, spesso tale approccio rimane l'unico percorribile, in assenza di dati meteorologici locali.

Tali metodi si basano sulla stima del coefficiente denominato *diffuse fraction*:

$$k_d = \frac{R_{diff}}{R_{glob}} = \frac{R_{diff}}{R_{dir} + R_{diff}} \quad Eq (.17)$$

con il quale è possibile calcolare in modo indiretto la porzione di radiazione diffusa, nota quella globale orizzontale che è misurabile direttamente con le strumentazioni; si ricorre inoltre anche al parametro adimensionale noto come *clearness index*:

$$k_t = \frac{R_{glob}}{R_{out}} < 1 \quad Eq (.18)$$

che rappresenta il rapporto tra la radiazione globale misurata al suolo e la radiazione extraterrestre, stimabile per esempio attraverso l'espressione (.3). Alcune volte le relazioni utilizzano anche il parametro di *diffuse coefficient* (.19) o il *beam coefficient* (.20) della radiazione diretta

$$k = \frac{R_{diff}}{R_{out}} = \frac{R_{diff}}{R_{glob}} \cdot \frac{R_{glob}}{R_{out}} = k_d \cdot k_t \quad Eq (.19)$$

$$k_b = \frac{R_{dir}}{R_{out}} = \frac{R_{glob} - R_{diff}}{R_{glob}} \cdot \frac{R_{glob}}{R_{out}} = (1 - k_d) \cdot k_t \quad Eq (.20)$$

Si ricorda che, secondo i controlli di qualità proposti dalla European Commission – Daylight I dell'anno 1993, non devono essere considerati validi i seguenti valori sperimentali:

$$k_d > 1 \quad k_t > 1.2 \quad k > 0.8 \quad k_b > 1 \quad R_{glob} < 5 \left[W / m^2 \right]$$

Tabella 1.1 : Limiti di validità imposti dalla Commissione Europea (1993)

Tramite i coefficienti è possibile stabilire delle combinazioni di parametri per cui si verificano le condizioni *cielo coperto*, *cielo parzialmente nuvoloso* e *cielo sereno*. Per esempio in [31] sono stati confrontati i valori sperimentali di *diffuse fraction* con la copertura nuvolosa espressa in ottavi ottenendo la classificazione presente nella tabella 1.2

Le relazioni tra la radiazione diffusa e quella globale assumono la l'aspetto della (.21):

$$k_d = f(k_t) \quad Eq (.21)$$

Tipologia di Cielo	Valori di riferimento di <i>Clearness Index</i>
Cielo coperto	$k_t < 0.15$
Parzialmente coperto	$k_t > 0.15 \quad k_t < 0.70$
Cielo Limpido	$k_t > 0.7$

Tabella 1.2 : Condizioni del cielo secondo Lam e Li (1996)

che spesso si presenta in forma polinomiale. Una descrizione dei più diffusi metodi ed un loro confronto può essere trovato in [26]; tra questi, la relazione più famosa è reperibile in letteratura con il nome di Liu-Jordan [33], ottenuta tramite le medie giornaliere della radiazione diffusa e totale

$$k_d = 1.39 - 4.027 \cdot k_t + 5.331 \cdot k_t^2 - 3.108 \cdot k_t^3 \quad Eq (.22)$$

la cui forma grafica è in Fig.1.17.

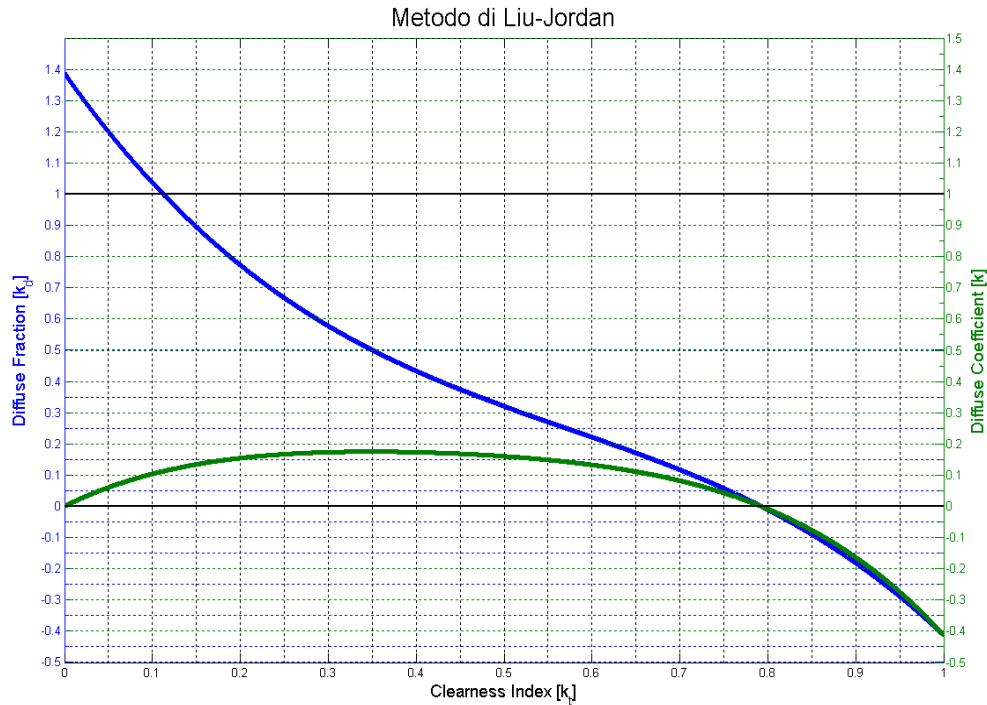


Figura 1.17 : Rappresentazione della legge di Liu-Jordan

Nella figura sono stati inseriti anche i limiti imposti dalla Commissione Europea e quello teorico di $k_d > 0$, deducendone che la (.22) ammette esistenza per valori di *clearness index* compresi tra 0.1125 e 0.7924. Il massimo della *diffuse coefficient* è circa 0.175, che avviene per k_t prossimo al valore di 0.35.

Ruth e Chant [41], utilizzando dati sperimentali canadesi, hanno dimostrato che la correlazione di Liu-Jordan ha una dipendenza dalla latitudine, limitandone la validità per i climi temperati del Nord America (dove gli studiosi avevano reperito i dati sperimentali), validità che studi successivi estenderanno anche all'Europa.

La non universalità della relazione di Liu-Jordan ha spinto, negli anni a seguire, a formulare numerose relazioni di radiazione diffusa in funzione del *clearness index* che avessero validità nei luoghi dove si avevano a disposizione differenti dati sperimentali. Tra questi lavori vale la pena citare [50], dove si è dimostrato un buon grado di correlazione tra le relazioni ricavate in una località turca con un'altra australiana, e la correlazione di Karatasou [27], ottenuta più recentemente con dati sperimentali di Atene:

$$\begin{aligned} k_d &= 0.9995 - 0.05 \cdot k_t - 2.4156 \cdot k_t^2 + 1.4926 \cdot k_t^3 & k_t < 0.78 \\ k_d &= 0.20 & k_t > 0.78 \end{aligned} \quad \text{Eq (.23)}$$

Risulta molto indicativo anche il lavoro di Jacovide et al [26], dove si trova una correlazione per l'isola di Cipro in pieno Mediterraneo, ottenendo

$$k_d = 0.94 + 0.937 \cdot k_t - 5.01 \cdot k_t^2 + 3.32 \cdot k_t^3 \quad 0.1 < k_t \leq 0.8$$

$$k_d = 0.987 \quad k_t \leq 0.1$$

$$k_d = 0.177 \quad k_t > 0.8$$

Eq (.24)

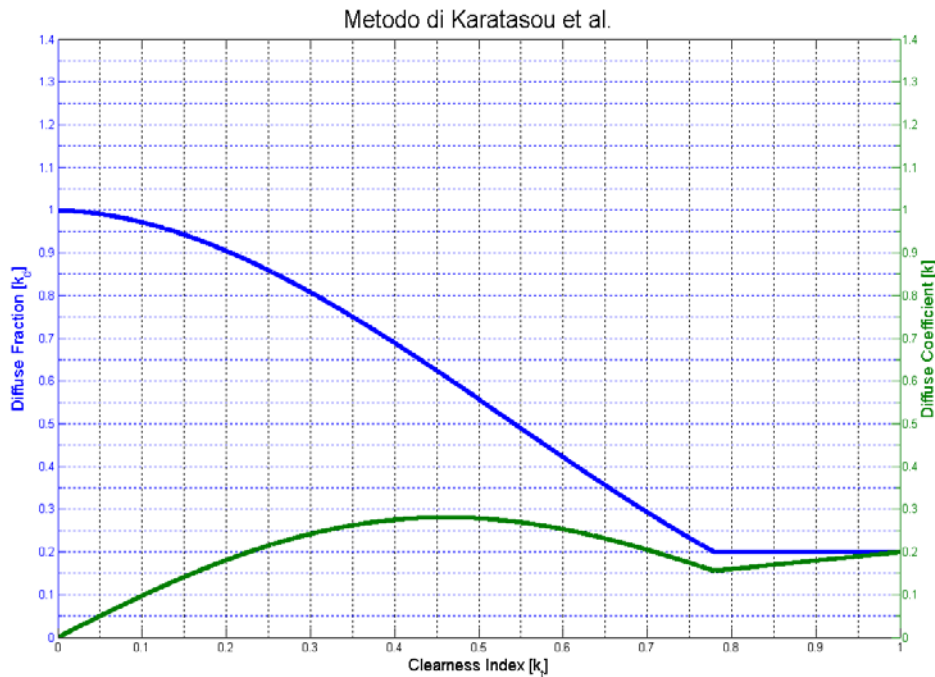


Figura 1.18 : Rappresentazione della legge di Karatasou

Per climi diversi e più simili a quello canadese si può far riferimento a Orgill e Hollands [38]:

$$k_d = 1.557 - 1.84k_t \quad 0.35 \leq k_t \leq 0.75$$

$$k_d = 1.0 - 0.249k_t \quad k_t < 0.35$$

$$k_d = 0.177 \quad k_t > 0.75$$

Eq (.25)

Per il territorio italiano esistono delle correlazioni che legano la *diffuse fraction* alla *clearness index* fornite dalla norma UNI 8477 e presente nella (.26):

$$k_d = 0.881 - 0.972 \cdot k_t$$

Eq (.26)

oppure una più recente correlazione (*ENEA-SOLTERM*) stabilita per l'Italia a seguito della campagna di misure ENEA effettuate nel quinquennio 1994-1999:

$$k_d = 0.919 - 0.9453 \cdot k_t$$

Eq (.27)

che si avvicina molto alla *correlazione di Iqbal* [24]:

$$k_d = 0.958 - 0.982 \cdot k_t$$

Eq (.28)

La tendenza presente nelle ultime pubblicazioni internazionali è quella di ricavare una correlazione polinomiale che sia valida in un range di *clearness index* delimitato e non corrispondente agli estremi, dove invece si preferisce utilizzare relazioni costanti per la *diffuse fraction*. Inoltre si preferisce ottenere almeno due curve limite, una valida per la stagione “umida” (Novembre-Marzo) ed una per la stagione “secca” (Aprile-Ottobre) che sono più appropriate per il relativo periodo; a tali curve si aggiunge poi quella media annua. Andamenti di questo tipo dimostrano che il termine k_d è

determinato, per bassi ed alti valori di k_t , più dai rilievi della stagione fredda/umida che non da quelli della stagione secca/calda: quindi la radiazione diffusa invernale è sensibilmente maggiore (in termini percentuali) di quella estiva. Generalmente le correlazioni sulla radiazione diffusa presentano un R^2 più elevato nella stagione estiva che non in quella invernale, dove la dispersione dei dati risulta maggiore.

Per valutare il flusso di energia da radiazione diffusa attraverso una superficie S inclinata rispetto all'orizzontale con angolo α si può far riferimento a [32], dove attraverso integrazione su superficie emisferica si può dimostrare che tale contributo energetico è pari a:

$$R_{diff}^S = R_{diff} A_s \cdot \left[\frac{1 + \cos(\alpha)}{2} \right] = k_d R_{glob} A_s \cdot \left[\frac{1 + \cos(\alpha)}{2} \right] = k R_{out} A_s \cdot \left[\frac{1 + \cos(\alpha)}{2} \right] \quad [W] \quad Eq (.29)$$

Per valutare la porzione di energia solare riflessa dal suolo che attraversa la medesima superficie si può invece utilizzare la relazione:

$$R_{rifl}^S = \rho \cdot R_{glob} \cdot A_s \cdot \left[\frac{1 - \cos(\alpha)}{2} \right] = \rho \cdot k_t \cdot R_{out} \cdot A_s \cdot \left[\frac{1 - \cos(\alpha)}{2} \right] \quad [W] \quad Eq (.30)$$

dove il parametro ρ identifica il *coefficiente di riflessione medio* del terreno (meglio noto come *albedo*); tale coefficiente dipende dall'uso del suolo e dalla composizione variegata degli oggetti presenti su di esso. Il coefficiente di albedo varia con il tempo e si trovano in letteratura dei valori medi [22] che sono stati riportati in tabella 1.3.

Superficie	Albedo
<i>Neve (caduta di fresco con film di ghiaccio)</i>	<i>0.75</i>
<i>Superfici d'acqua (con elevati angoli di incidenza)</i>	<i>0.70</i>
<i>Pareti di edifici chiare (mattoni chiari)</i>	<i>0.60</i>
<i>Foglie secche</i>	<i>0.30</i>
<i>Pareti di edifici scure (mattoni scuri)</i>	<i>0.27</i>
<i>Foresta in autunno</i>	<i>0.26</i>
<i>Erba verde</i>	<i>0.26</i>
<i>Cemento</i>	<i>0.22</i>
<i>Erba secca</i>	<i>0.20</i>
<i>Superfici di rocce non omogenee</i>	<i>0.20</i>
<i>Terreni argillosi</i>	<i>0.14</i>
<i>Superfici di bitume e ghiaia</i>	<i>0.13</i>
<i>Foresta in inverno</i>	<i>0.07</i>
<i>Strade Bianche</i>	<i>0.04</i>

Tabella 1.3 : Comuni valori di albedo

1.6 - L'attenuazione atmosferica: la RTE (*Radiative Transfer Equation*)

Dalle considerazioni effettuate in precedenza sullo spettro solare si è visto che questo viene alterato principalmente dall'*assorbimento* effettuato dalle specie chimiche come l'ossigeno, l'anidride carbonica ed il vapor acqueo, ed in parte anche dallo *scattering*. Quest'ultimo contribuisce più a rendere *isotropa* la radiazione piuttosto che modificare lo spettro, ma comunque agisce con modalità diverse a seconda della lunghezza d'onda attraverso meccanismi selettivi.

Il problema dell'attenuazione atmosferica è stato trattato in maniera approfondita anche dal punto di vista analitico, ottenendo come risultato dei modelli fisici che emulassero l'assorbimento e lo scattering atmosferici. Prima di procedere oltre, si deve premettere che dal punto di vista meteorologico le radiazioni vengono divise in due grandi famiglie: le *radiazioni ad onda corta* (*Shortwave*) e le *radiazioni ad onda lunga* (*Longwave*). Queste non coincidono con la definizione comunemente accettata in fisica, ma si distinguono semplicemente per la loro provenienza.

Generalmente, infatti, al suolo esistono due tipologie di radiazioni: quella "solare" (di giorno) che risulta entrante e quella "terrestre" (sia di giorno che di notte) emessa dal pianeta terra (dal suolo e dalla sua atmosfera) verso l'universo, che risulta uscente. Considerando la legge di Wien si ottiene che il picco della radiazione solare è a circa $0.5\ \mu\text{m}$, con estremi spettrali pari a $0.1\ \mu\text{m}$ e $3.5\ \mu\text{m}$. Con la stessa legge si ottiene che il picco della radiazione terrestre è a circa $9.5\ \mu\text{m}$, con range spettrale utile compreso tra circa $4\ \mu\text{m}$ e $100\ \mu\text{m}$ [47]. Si notano perciò due famiglie di spettri non sovrapposti e che possono essere trattati separatamente; verranno definiti *ShortWave Radiation (SW)* le radiazioni provenienti dal sole e *LongWave Radiation (LW)* quelle di natura infrarossa più propriamente terrestre.

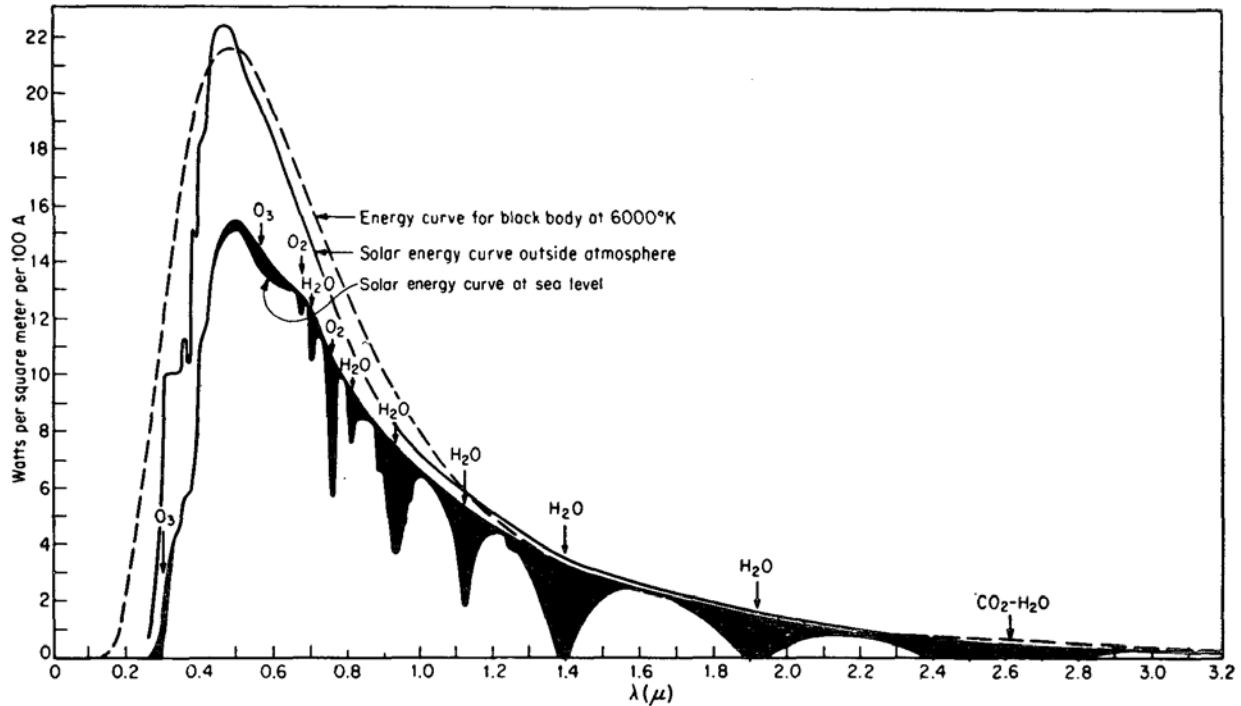


Figura 1.19 : Problema dell'assorbimento; curva di energia spettrale al livello del mare fornita da Pettit (1951)

Per ciò che concerne la radiazione SW si è cercato di trattare l'assorbimento delle differenti specie chimiche dell'atmosfera in maniera analitica, individuando un modello comune per studiarne le proprietà di assorbimento.

L'assorbimento atmosferico, che è la principale causa di attenuazione dell'energia solare, non avviene in maniera uniforme in funzione della lunghezza d'onda, in quanto si è riscontrato che l'assorbimento avviene per interazione tra la lunghezza d'onda e la particella molecolare: le dimensioni molecolari perciò fungono in un qualche modo da filtro, che si ripropone a ben precise lunghezze d'onda. Il fenomeno di assorbimento inoltre è *probabilistico* in quanto avviene nel momento in cui un fotone incontra la particella molecolare: sotto quest'ottica le probabilità di collisione tra il fotone e la tipologia di molecola aumenta con l'aumentare della *concentrazione* della specie chimica a parità di volume, nonché aumenta all'aumentare del *cammino ottico* percorso dal fotone a parità di concentrazione. L'assorbimento inoltre sarà più probabile quanto maggiore sarà il *raggio di azione* sul quale la molecola riesce ad interagire a livello energetico.

Tutti questi concetti vengono riassunti con il parametro di *coefficiente di estinzione del gas* $\sigma_{a,q}$ della specie chimica q e che risulta in genere una funzione della lunghezza d'onda λ e della temperatura del gas T :

$$\sigma_{a,q}(\lambda, T) = N_q \cdot b_{s,q}(\lambda, T) \quad \text{Eq (.31)}$$

con

$$\sigma_{a,q}(\lambda, T) \quad \text{Coefficiente di estinzione di assorbimento della specie chimica } q \left[\text{cm}^{-1} \right]$$

N_q Concentrazione della specie chimica q $\left[\text{molecole} / \text{cm}^3 \right]$

$b_{a,q}$ Cross section effettiva di assorbimento della specie chimica q $\left[\text{cm}^2 \right]$

La cross section è una misura della sezione effettiva di interazione elettromagnetica tra due corpi; assumendo rilevante il solo assorbimento e trascurando lo scattering la riduzione dell'intensità di radiazione alla lunghezza d'onda λ a causa di una specie chimica q uniformemente concentrata in un tratto dx sarà:

$$\frac{dI(\lambda)}{dx} = -\sigma_{a,q}(\lambda, T) \cdot I(\lambda) = -N_q \cdot b_{a,q}(\lambda, T) \cdot I(\lambda) \quad \text{Eq (.32)}$$

ottenendo per integrazione:

$$I(\lambda)|_x = I(\lambda)|_{x_0} \cdot \exp\left[-\sigma_{a,q}(\lambda, T)(x - x_0)\right] \quad \text{Eq (.33)}$$

Una tabella con differenti valori di cross section, in funzione della temperatura può essere trovata in [13] per molteplici specie chimiche.

Il fenomeno di scattering, tecnicamente definito *Rayleigh scattering*, avviene principalmente per effetto dell'azoto e dell'anidride carbonica ed è la causa del colore azzurro assunto dal cielo, oltre che dell'alterazione della percezione del colore di oggetti (scuri e chiari) posti a grande distanza dall'osservatore.

Il fenomeno di scattering avviene allorquando si verifica la condizione:

$$\frac{2\pi r}{\lambda} \ll 1 \quad \text{Eq (.34)}$$

con r raggio della molecola del gas della specie chimica. Anche in questo caso si definisce un *coefficiente di estinzione* relativo allo scattering per cui:

$$\sigma_{s,q}(\lambda, T) = N_q \cdot b_{s,q}(\lambda, T) \quad \text{Eq (.35)}$$

$\sigma_{s,q}(\lambda, T)$ Coefficiente di estinzione di scattering della specie chimica q $\left[\text{cm}^{-1} \right]$

N_q Concentrazione della specie chimica q $\left[\text{molecole} / \text{cm}^3 \right]$

$b_{s,q}$ Cross section effettiva di scattering della specie chimica q $\left[\text{cm}^2 \right]$

Noti i parametri è possibile valutare in modo analogo alla (.32) la perdita di intensità di radiazione a causa dello scattering. Per maggiori approfondimenti in merito al calcolo della cross section di scattering si faccia riferimento a [25].

Grazie alla (.35) e alla (.31) è possibile definire *il coefficiente di estinzione spettrale dell'atmosfera* come:

$$\sigma(\lambda) = \sum_{q=1}^n \left[\sigma_{a,q}(\lambda) + \sigma_{s,q}(\lambda) \right] \quad \text{Eq (.36)}$$

con q pedice che identifica le differenti specie chimiche, comprese gli aerosol e le particelle delle nuvole. Il coefficiente presente in (.36) tiene conto perciò automaticamente delle differenti concentrazioni delle specie chimiche nello spazio, nonché dei differenti valori di temperatura assunti dal gas; rimane pur sempre un parametro *locale*, per quanto comprensivo dei singoli contributi delle specie chimiche.

Tale deficienza viene superata con il concetto di *profondità ottica incrementale spettrale* (.37):

$$d\tau(\lambda, z) = -\sigma(\lambda) \cdot dz \quad \text{Eq (.37)}$$

che viene definita con il segno negativo in quanto generalmente il coefficiente di estinzione diminuisce con la quota. Se si vuole conoscere perciò la profondità ottica ad una certa quota per una determinata lunghezza d'onda si otterrà:

$$\tau(\lambda) \Big|_z = -\int_z^\infty \sigma(\lambda) \cdot dz' = \int_\infty^{S_b} \sigma(\lambda) \cdot \mu_s \cdot dS_b' \quad \text{Eq (.38)}$$

con

μ_s Coseno dell'angolo di zenith

$b_{a,q}$ Cammino ottico del raggio solare dal suolo alla quota z [m].

Il parametro di *cammino ottico* quantifica in modo complessivo lo scattering atmosferico, nonché l'assorbimento relativo alla lunghezza d'onda.

Ciò premesso è possibile scrivere l'equazione per il trasferimento di energia sotto forma di radiazione nell'atmosfera terrestre, meglio noto come *RTM (Radiative Transfer Equation)*, tenendo conto dei diversi contributi: scattering della radiazione lungo e fuori dal raggio, assorbimento lungo il raggio e processi di scattering della radiazione diffusa (*scattering multiplo*) e della radiazione diretta (*scattering singolo*); a questi si somma l'emissione di infrarosso all'interno del raggio (da parte dell'atmosfera):

$$dI(\lambda) = -dI_{s,o}(\lambda) - dI_{a,o}(\lambda) + dI_{s,i}(\lambda) + dI_{s,i}(\lambda) + dI_{e,i}(\lambda) \quad \text{Eq (.39)}$$

$dI_{s,o}(\lambda)$ Contributo di scattering che fuoriesce dal beam [W / m²]

$dI_{a,o}(\lambda)$ Contributo di assorbimento del beam [W / m²]

$dI_{s,i}(\lambda)$ Contributo di scattering singolo che incrementa il beam [W / m²]

$dI_{s,i}(\lambda)$ Contributo di scattering multiplo che incrementa il beam [W / m²]

$dI_{e,i}(\lambda)$ Contributo emissivo nell'infrarosso [W / m²]

Le espressioni analitiche dei singoli termini, la cui esposizione esula questa trattazione, possono essere trovate in [25]. Una volta valutati i singoli contributi questi possono essere raggruppati in tre grandi categorie, portando alla forma definitiva della *RTM*:

$$\mu \frac{dI(\lambda, \mu, \chi)}{d\tau(\lambda)} = I(\lambda, \mu, \chi) - J_{diff}(\lambda, \mu, \chi) - J_{dir}(\lambda, \mu, \chi) - J_{emis}(\lambda, \mu, \chi) \quad Eq (.40)$$

dove:

μ	Coseno dell'angolo zenitale
τ	Profondità ottica spettrale
$I(\lambda, \mu, \chi)$	Intensità di radiazione in funzione della lunghezza d'onda, dell'inclinazione zenitale e dell'angolo solido ricoperto
$J_{diff}(\lambda, \mu, \chi)$	Perdita totale di intensità di radiazione per diffusione
$J_{dir}(\lambda, \mu, \chi)$	Perdita totale di intensità di radiazione per assorbimento
$J_{emis}(\lambda, \mu, \chi)$	Variazione di intensità di radiazione per emissione

Tale equazione viene risolta numericamente nella totalità dei casi e per via analitica solo con ipotesi semplificative.

1.7 - La radiazione totale su superficie inclinata: l'energia captata

Ricordando l'espressione (.2) è possibile valutare la radiazione totale che raggiunge la superficie S tramite la (.16), (.29) e (.30), ottenendo:

$$R_{tot}^S = R_{out} \cdot A_s \cdot \left[k_b \cdot \cos(\theta) + k \cdot \frac{1 + \cos(\alpha)}{2} + k_t \cdot \rho \cdot \frac{1 - \cos(\alpha)}{2} \right] \quad Eq (.41)$$

che attraverso la (.19) e la (.20) può essere trasformata nella forma più completa

$$R_{tot}^S = R_{out} \cdot A_s \cdot k_t \cdot \left[(1 - k_d) \cdot \cos(\theta) + k_d \cdot \frac{1 + \cos(\alpha)}{2} + \rho \cdot \frac{1 - \cos(\alpha)}{2} \right] \quad Eq (.42)$$

Scelti i parametri geografici e geometrici (latitudine, longitudine, inclinazione dal suolo, angolo di azimuth e albedo) è possibile valutare, per ogni istante della giornata nel corso dell'anno, la radiazione che incide sulla superficie, a meno di conoscere la coppia di valori k_d k_t , ovvero le uniche variabili che non sono determinabili analiticamente; è stato però messo in evidenza che esistono in letteratura molteplici correlazioni che legano una variabile all'altra, riducendo, di fatto, i gradi di libertà della correlazione ad uno solo. Ciò non toglie che almeno un parametro debba essere misurato sperimentalmente e spesso si fa dunque ricorso a *misure di radiazione globale* su piano orizzontale attraverso sensori inseriti nel luogo di interesse, da cui si ricava il *clearness index* in base all'ora, alla posizione sul globo e al giorno dell'anno.

L'energia captata dalla superficie S in un determinato intervallo di tempo non è altro che l'integrale della (.42) con estremi di integrazione gli istanti di interesse (ζ variabile temporale di comodo):

$$E|_{t_i}^{t_f} = \int_{t_i}^{t_f} \{R_{tot}^S \cdot d\zeta\} = A_s \int_{t_i}^{t_f} \{R_{out}(\zeta) \cdot k_t(\lambda, \phi, \zeta) \cdot F(\lambda, \phi, \alpha, \psi, \psi_s, \rho, \zeta) d\zeta\} \quad [J]$$

$$F = \left[(1 - k_d) \cdot \cos(\theta) + k_d \cdot \frac{1 + \cos(\alpha)}{2} + \rho \cdot \frac{1 - \cos(\alpha)}{2} \right] \quad Eq (.43)$$

Fissate la latitudine e la longitudine, tutte le altre variabili possono generalmente essere funzione del parametro temporale ζ . L'integrale inoltre può essere diviso nella somma dei tre singoli contributi, ovvero di radiazione diretta, diffusa e riflessa; se si effettuasse un'analisi in frequenza dei differenti segnali temporali si potrebbero evidenziare due componenti di frequenza ben riconoscibili: quella annuale, il cui contributo compare in modo predominante nel termine $R_{out}(\zeta)$ (ed in misura minore nell'equazione del tempo) e quella giornaliera, ben riconoscibile nel termine $\cos(\theta)$. A queste due si aggiungono delle "componenti di disturbo" associate alle variabilità dei parametri k_d e k_t , che possono subire oscillazioni sia all'interno del giorno sia nel corso di più giorni: comunque sia generalmente il contributo di tali termini avviene a frequenze di molto più alte di quella annuale. E' possibile perciò dividere idealmente i contributi ad alta frequenza (giornalieri) da quelli a bassa frequenza (annuali) e considerare i secondi costanti al variare dei primi. Grazie a questo approccio, ritenendo opportuno scegliere un filtro temporale pari a 24 ore, si possono ricavare delle formule per l'energia accumulabile giornalmente. Per prima cosa è possibile valutare l'energia diretta idealmente disponibile al suolo (piano orizzontale) nell'arco delle 24 ore (UTC) come:

$$H_0(n)|_0^{24} = \int_0^{24} \left[\overline{R_{out}} \cdot e(\zeta) \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} - \beta\right) d\zeta \right] \approx \overline{R_{out}} \cdot e(n) \cdot \int_{-\omega_s}^{\omega_s} \left[\sin(\beta) \cdot d\left(\frac{24}{2\pi}\omega\right) \right] =$$

$$= \overline{R_{out}} \cdot e(n) \cdot \frac{24}{2\pi} \int_{-\omega_r}^{\omega_r} [\cos(\phi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) + \sin(\phi) \cdot \sin(\delta)] \cdot d\omega = \quad Eq (.44)$$

$$= \overline{R_{out}} \cdot e(n) \cdot \frac{24}{\pi} \cdot [\cos(\phi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_r) + \omega_r \cdot \sin(\phi) \cdot \sin(\delta)] \quad [Wh/m^2]$$

essendo la funzione di declinazione e di radiazione extraatmosferica a frequenza molto più bassa degli altri contributi. Trascurando l'effetto dell'atmosfera, l'energia incidente nell'arco delle 24 ore su una superficie genericamente inclinata si può ottenere in maniera analoga alla (.44), utilizzando però l'angolo θ ; abbinando la (.15) alle espressioni in (.12) e rivolgendo la superficie a sud ($\psi_p = 0$) si ottiene:

$$\cos(\theta) = \sin(\delta) \cdot \sin(\lambda - \alpha) + \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot \cos(\lambda - \alpha) \quad Eq (.45)$$

per cui si ha:

$$H_\alpha(n)|_0^{24} = \overline{R_{out}} \cdot e(n) \cdot \frac{24}{\pi} \cdot [\cos(\lambda - \alpha) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_r) + \omega_r \cdot \sin(\lambda - \alpha) \cdot \sin(\delta)] \quad [Wh/m^2] \quad Eq (.46)$$

dove:

$$\omega_r = \min \left[\omega_r; \cos^{-1}(-\tan(\lambda - \alpha) \cdot \tan(\delta)) \right] \quad Eq (.47)$$

In questo modo è possibile ricavare per ogni giorno l'energia disponibile su una superficie con standard di spettro AM0 al variare dell'inclinazione della stessa.

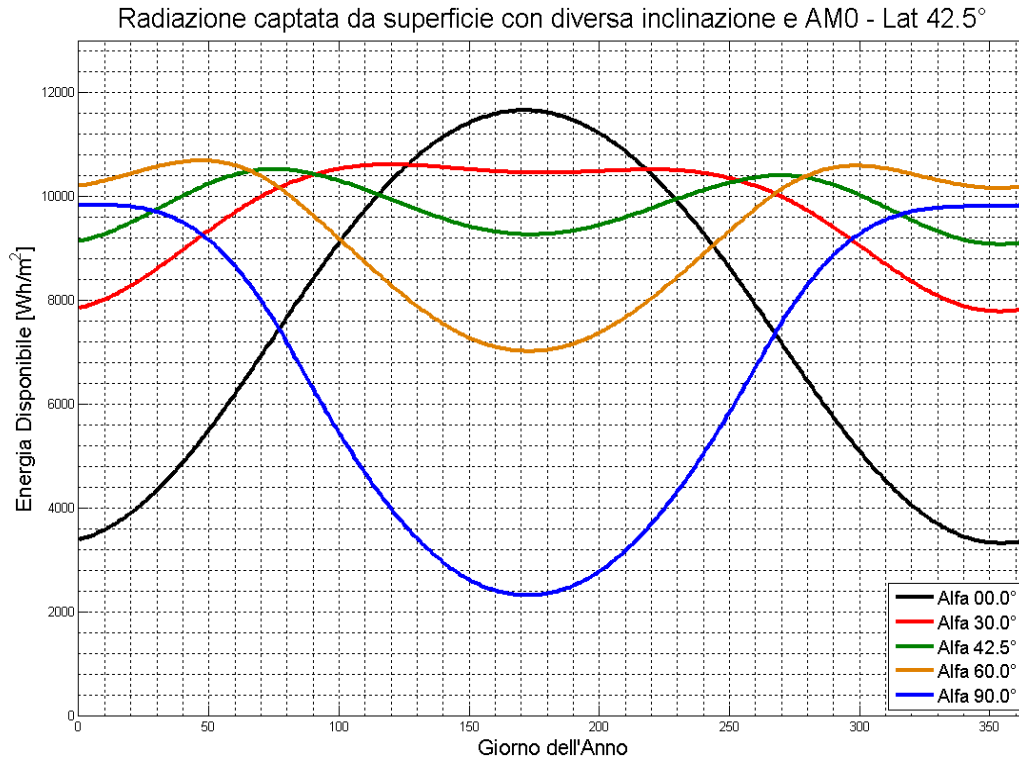


Figura 1.20 : Radiazione captata da una superficie con differenti inclinazioni ed AM0 alla latitudine di 42.5°
Nord

Se invece si volesse considerare il contributo di dispersione energetica dovuto alla presenza dell'atmosfera si dovrebbe far ricorso alla (.43), che richiede però la conoscenza, istante per istante, dei valori del *diffuse coefficient* e del *clearness index*. Un'ipotesi semplificativa del tutto lecita consiste nel considerare *costanti* all'interno dei periodi di un giorno i parametri sopraelavanti (prendendo di conseguenza i loro valori medi giornalieri); sotto quest'ipotesi integrando la (.43) nell'arco delle 24 ore le funzioni k_t ed F presenti nella medesima equazione risultano costanti, e dunque il problema può essere risolto con lo stesso stratagemma impiegato nella (.44). Tale metodo deve essere applicato per ogni giorno dell'anno al fine di poter valutare la radiazione annua captata dalla superficie.

1.8 - Un approccio alternativo: il codice di mesoscala MM5

Date le premesse, per calcolare la radiazione su un territorio vasto come quello abruzzese in assenza di dati sperimentali di copertura nuvolosa, è stato necessario condurre una simulazione meteorologica.

Tra i vari modelli di mesoscala del tipo *dynamical-nestig method* presenti in campo scientifico, la scelta è stata rivolta al *PSU/NCAR Mesoscale Model Fifth Generation (MM5)*, nato dalla collaborazione tra la Penn State University e l'ente americano National Center for Atmospheric Research.

La sua versione attuale è la 3.7.4, e trae origine dal modello originale di Anthes e Warner [2] che trova applicazione in [1]; originariamente il modello era solo di tipo idrostatico mentre oggi si presenta come un codice completo in grado di risolvere le equazioni della conservazione della quantità di moto nelle tre direzioni, della conservazione dell'energia ed adotta una equazione di tendenza sulla pressione di perturbazione (modello prognostico sulla pressione).

Il modello utilizza inoltre un sistema di coordinate di tipo σ -pressure, basato sulla pressione di riferimento di tipo idrostatica [25] e utilizza schemi numerici alle differenze finite. La griglia utilizzata è di tipo regolare su un sistema di proiezione geografico e dunque adotta dei *map factor* (fattori di correzione di mappa) e termini inerziali relativi alla curvatura della terra. Il complesso modello numerico affida la soluzione del comportamento atmosferico a 5 gruppi di schemi fondamentali, interdipendenti e comunicanti tra loro che sono:

1. *Schemi di Radiazione Solare*: rappresenta il motore energetico planetario. La radiazione che giunge al suolo è funzione dell'istante di tempo, della posizione sulla terra e del grado di copertura nuvolosa presente all'istante simulato
2. *Schemi di Nubi*: esistono degli schemi fisici preposti che simulano la presenza delle nubi in atmosfera, a seconda della risoluzione del dominio di simulazione
3. *Schemi di Microfisica*: gestiscono tutti i processi di passaggio di fase, che sono importanti nel bilancio energetico complessivo
4. *Schemi di Superficie*: permettono di valutare l'andamento della temperatura superficiale nel tempo
5. *Schemi di PBL*: sono quelli preposti a stimare l'evoluzione del Planetary Boundary Layer e le tendenze dei parametri in esso contenuti

Le informazioni che giungono da tali schemi diventano poi fondamentali per risolvere le equazioni utilizzate nel bilancio complessivo, che sono:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -(\mathbf{V} \cdot \nabla)u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \quad Eq (.48)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -(\mathbf{V} \cdot \nabla)v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \sin \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \quad Eq (.49)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{p'}{p} = -(\mathbf{V} \cdot \nabla)w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{gR_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad Eq (.50)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -(\mathbf{V} \cdot \nabla)T + \frac{1}{\rho c_p} \left[\frac{\partial p'}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla)p' - \rho_0 g w \right] + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad Eq (.51)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p (\nabla \cdot \mathbf{V}) = -(\mathbf{V} \cdot \nabla) p' + \left(\frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad Eq (.52)$$

dove per il termine avvevettivo generico è:

$$(\mathbf{V} \cdot \nabla) A \equiv mu \frac{\partial A}{\partial x} + mv \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad Eq (.53)$$

essendo per il cambio di coordinate:

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad Eq (.54)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{m\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad Eq (.55)$$

e la coordinata verticale è:

$$\sigma = \frac{(p_0(z) - p_{top})}{(p_{bottom} - p_{top})} \quad Eq (.56)$$

con

u, v, w	Componenti di velocità nel piano cartesiano
σ	Coordinata verticale adimensionale, che varia da 0 a 1 nel dominio
p^*	Differenza di pressione al suolo tra il <i>bottom</i> ed il <i>top</i> del dominio
$\rho, p, T, \rho_0, p_0, T_0$	Densità, pressione e temperatura. Il pedice zero identifica lo stato non perturbato.
λ, α	Latitudine e differenza di longitudine dalla long. centrale $\alpha = \phi - \phi_c$
m, f, g, r_{earth}^{-1}	Fattore di mappa, fattore di Coriolis, accelerazione gravitazionale e curvatura della terra
e	Componente della forza di Coriolis $e = 2\Omega \cos \lambda$
c_p, c_v, R_d	Calore spec. per l'aria secca a pressione e volume costanti; costante della miscela aria secca
γ	Rapporto tra il calore specifico a pressione costate e quello a volume costante
D	Termini diffusivi "forzanti" o "slow"
D_θ	Contributo diabatico all'equazione prognostica della pressione (trascurato)

Per maggiori informazioni riguardo il modello si faccia riferimento a [18]. L'ultimo termine della (.52) non viene inserito nell'equazione, evitando di effettuare il processi di *diabatic forcing*, ovvero l'interazione tra processi non-adiabatici e variazione di pressione nel tempo. La turbolenza viene simulata attraverso un processo diffusivo aggiuntivo, dove il termine diffusivo del generico scalare a è del tipo:

$$D(a) = K_h \cdot (\Delta s)^2 \cdot \left(\frac{\partial^4 a}{\partial x^4} + \frac{\partial^4 a}{\partial y^4} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \cdot \frac{\partial a}{\partial z} \right) + (PBL \text{ tendencies}) \quad Eq (.57)$$

essendo:

K_h, K_v coefficienti di diffusività orizzontale e verticale

Δs Risoluzione orizzontale del modello

dove la grandezza a è mediata orizzontalmente al quarto ordine (2° ai bordi); per il coefficiente diffusivo orizzontale si adotta l'approccio di Smagorinsky utilizzato in [45] secondo cui il coefficiente diffusivo è funzione della deformazione dovuta a *shear* e a tensione

$$K_h = K_{h0} + \frac{1}{2} \cdot k^2 \cdot (\Delta s)^2 \cdot \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad Eq (.58)$$

essendo:

K_h Costante di Von Karman (circa 0.4)

Δt Intervallo di tempo simulato

K_{h0} Valore inferiore pari a $3 \cdot 10^{-3} (\Delta s)^2 \Delta t^{-1}$

Per stabilità numerica si pone sempre comunque $K_h \leq 64^{-1} (\Delta s)^2 \Delta t^{-1}$.

Per quanto riguarda il coefficiente diffusivo verticale, il modello impone che al di sopra del mixed layer (la parte più alta del PBL, oltre la quale c'è la free atmosphere) esso sia:

$$\begin{aligned} K_v &= K_{v0} + l^2 \cdot S^{1/2} \cdot \frac{Ri_c - Ri}{Ri_c} & Ri < Ri_c \\ K_v &= K_{v0} & Ri \geq Ri_c \end{aligned} \quad Eq (.59)$$

Il comportamento del coefficiente diffusivo all'interno del PBL è funzione del modello di PBL adottato. Per applicazioni eoliche è necessario utilizzare codici definiti "high resolution PBL", in quanto è necessario avere informazioni anche a quote molto vicine al suolo. Il codice MM5 prevede allo stato attuale solo due modelli di *high resolution PBL*, il *Blackadar High resolution model* ed il modello *MRF* di Hong e Pan. Il primo, antecedente al modello MRF, fornisce delle equazioni prognostiche per le variabili θ , q , u e v all'interno del PBL attraverso parametri di scala superficiali. A queste va aggiunta un'equazione prognostica per la tendenza della temperatura del suolo, basata su uno *slab model* ed ottenibile attraverso un bilancio energetico complessivo. Per maggiori informazioni si faccia riferimento a [7], [8] e [55].

Il modello MRF invece trae origine da Hong e Pan [23] che continuano il lavoro di studio della parametrizzazione del PBL tramite una *nonlocal-K approach* di Blackadar, ma basandosi sulle considerazioni di Troen and Mahrt [51]; essi calcolano i coefficienti diffusivi attraverso un profilo prefissato che è funzione dell'altezza dello strato limite e parametri di scala derivati dalla teoria della similarità. In tale modello le equazioni di diffusione turbolenta per le equazioni delle variabili C , θ , q , u e v in forma prognostica sono del tipo:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) \right] \quad Eq (.60)$$

dove il termine γ_c , definito *controgradiente*, rappresenta una correzione al gradiente locale che incorpora il contributo dei vortici di larga scala al flusso totale. Tale correzione è applicata ai termini di temperatura e di umidità. Il coefficiente di diffusività K invece è ricavabile da una funzione di forma, del tipo:

$$K_{zm} = k w_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad Eq (.61)$$

essendo:

K_{zm}	Coefficiente di diffusività
k	Costante di Von Karman (circa 0.4)
w_s	Velocità di scala del mixed layer
z	Altezza dal suolo
h	Altezza del PBL
p	Esponente pari a 2

I parametri necessari vengono calcolati nel seguente modo:

$$h = Ri_b \cdot \left[\frac{u^2(h) + v^2(h)}{g} \cdot \frac{\theta_{v-lowestlayer}}{\theta_v(h) - \theta_s} \right] \quad Eq (.62)$$

che si ottiene in modo ricorsivo imponendo il numero critico di Richardson pari a 0.5:

$$w_s = \frac{u_*}{\phi_m} \quad Eq (.63)$$

con u_* velocità di attrito superficiale e ϕ_m profilo di velocità valutato al top del surface layer. Il profilo di velocità è funzione del grado di stabilità e della lunghezza di scala di Monin-Obukhov L .

Dato che il modello meteorologico MM5 è di tipo non idrostatico elastico deve esserci un schema numerico tale da filtrare le onde acustiche come soluzione del problema fisico; le equazioni vengono valutate su un *timestep* inferiore a quello imposto al modello, in modo particolare viene adottato un approccio semi implicito [21] e [28] in cui le equazioni considerate sono:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \cdot \frac{\partial p^*}{\partial x} \cdot \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] = S_u \quad Eq (.64)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \cdot \frac{\partial p^*}{\partial y} \cdot \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] = S_v \quad Eq (.65)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{p'}{p} = S_w \quad \text{Eq (.66)}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + m^2 \gamma p \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{\sigma}{mp^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{\sigma}{mp^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] - \frac{\rho_0 g \gamma p}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} - \rho_0 g w = S_p, \quad \text{Eq (.67)}$$

dove il termine S congloba tutti i contributi avvevativi, diffusivi e di galleggiamento che sono mantenuti costanti nel substep di calcolo; la tecnica numerica adottata è nota come *second order leapfrog scheme* che ha il vantaggio di richiedere un solo passaggio di calcolo per ogni timestep. Lo schema di calcolo è così articolato per il generico timestep n (Δt)

- I termini definiti “slow” (S) vengono valutati al timestep n (Coriolis e accelerazione dovuta al galleggiamento)
- I termini diffusivi, la microfisica delle nubi e i vertical subgrid scale-flux vengono valutati al tempi $n-1$
- Tutti i precedenti termini sono tenuti costati nel passare dal time step n al $n+1$.

Nel passare da un generico timestep al successivo, vengono adottati differenti substep ($\Delta \tau$) temporali dove vengono applicate le equazioni in forma ridotta (.64)-(.67) che vengono così risolti:

- Si stimano $u^{\tau+1}$ e $v^{\tau+1}$ inserendo nelle equazioni p'^{τ} con un forward time step
- Si imposta la soluzione $w^{\tau+1}$ attraverso una media di $p'^{\tau+1}$ e p'^{τ}
- Si imposta la soluzione $p'^{\tau+1}$ attraverso una media di $w^{\tau+1}$ e w^{τ} , noti $u^{\tau+1}$ e $v^{\tau+1}$

Applicando uno schema alle differenze finite del secondo ordine nello spazio e combinando le equazioni (.66) e (.67) è possibile eliminare il termine $p'^{\tau+1}$, ottenendo un sistema tridiagonale di equazioni in funzione del solo termine $w^{\tau+1}$, risolvibile in modo ricorsivo. Le medie temporali di pressione e di velocità verticale non sono aritmetiche, ma sono pesate secondo un coefficiente β ottenendo le espressioni:

$$\bar{w} = \frac{1+\beta}{2} w^{\tau+1} + \frac{1-\beta}{2} w^{\tau} \quad \bar{p}' = \frac{1+\beta}{2} p'^{\tau+1} + \frac{1-\beta}{2} p'^{\tau} \quad \text{Eq (.68)}$$

In questo modo si otterrebbe in funzione di β uno schema del tipo:

- $\beta = 0.0$ Schema *Time centered* di Klemp e Wilhelmson [28], che risulta neutro per le onde acustiche
- $\beta = 1.0$ Schema di Ikawa (1988), *fully-explicit*
- $\beta \in]0;1[$ Schema di Durran e Klemp ([20])

Si può dimostrare ([17] e [49]) che per domini a mesoscala, dove comunque esiste una variazione di quota a σ costante, affinché il metodo sia stabile indipendentemente dall' *aspect ratio* del problema, ($\delta = dx/dz$) è necessario che sia rispettata dovunque la condizione:

$$\alpha \leq \beta \quad \text{Eq (.69)}$$

essendo $\alpha = (\partial z / \partial x) \Big|_{\sigma}$. Si può dichiarare che per la maggior parte delle applicazioni a mesoscala il parametro α è dell'ordine di 0.1 (100 m di dislivello ogni 1000 m lineari), così fissare β pari a 0.4 (come avviene nel modello MM5, al contrario del modello di Durran e Klemp [20], pari a 0.2) soddisfa la quasi totalità dei problemi risolvibili con un modello a mesoscala.

L'approccio considerato permette l'inibizione della propagazione di onde acustiche verticali, ma non filtra le onde acustiche che si propagano orizzontalmente. Per smorzare le onde acustiche orizzontali si adotta l'approccio della divergenza introdotto da Skamarock e Klemp [42] che dimostrano che introducendo un termine:

$$\alpha_d \frac{\partial}{\partial x_i} D \quad \text{Eq (.69)}$$

con D divergenza nell'equazione della conservazione della massa è possibile controllare la propagazione di onde acustiche orizzontali scegliendo opportuni valori di α_d . Il leapfrog scheme adottato [25] è concepito in modo tale che i termini ad alta frequenza vengano calcolati dunque su un sub-timestep $\Delta\tau$ che sia un sottomultiplo del timestep del modello Δt , e nel codice MM5 si è scelto un rapporto $\Delta\tau / \Delta t$ pari a 1/2. Visto che l'integrazione temporale coinvolge due livelli per ogni *long time step* vengono effettuati 4 sub-step.

La tecnica numerica fin qui esposta presenta però degli inconvenienti se lo stesso modello fosse confinato da un *rigid upper boundary*, in quanto le mountain wave che potrebbero essere generate da un profilo orografico rimarrebbero intrappolate. Tale inconveniente viene evitato attraverso la tecnica della *radiative condition* di Klemp e Durran [20] e [21].

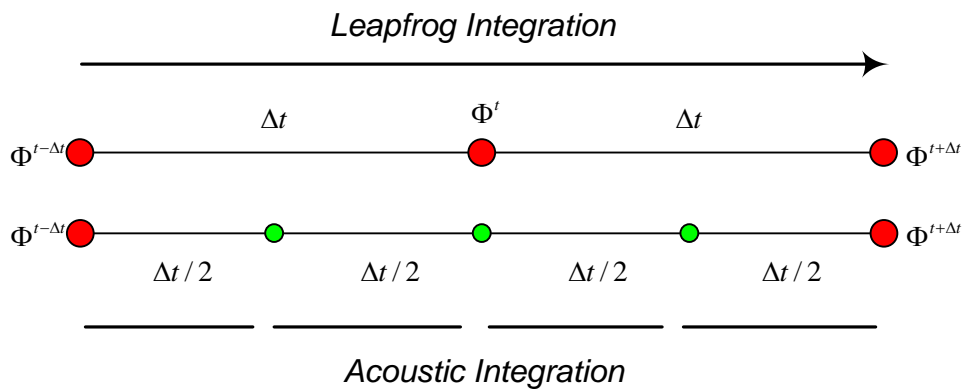


Figura 1.21 : Rappresentazione del passo di integrazione leapfrog e del passo di integrazione acustico

Lo strato limite atmosferico al suolo è molto influenzato dall'interazione con la superficie terrestre. Il bilancio di energia al suolo non è un problema facile da risolvere, in quanto bisognerebbe valutare i molteplici parametri che intervengono nello scambio energetico, ottenendo in genere più incognite delle equazioni deputate alla risoluzione del problema.

Un classico approccio alla risoluzione del bilancio consiste nel metodo conosciuto in letteratura come “*force-restore*”, sviluppato da Blackadar [7] e da Deardorff [12] e presente in [55] secondo cui

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_v E_g \quad \text{Eq (.70)}$$

Dove:

C_g	Capacità termica dello suolo per unità di area
T_g	Temperatura del suolo
R_n	Flusso netto di radiazione al suolo
H_m	Trasferimento di energia verso il sottosuolo
L_v	Calore latente di evaporazione specifico
E_g	Flusso di umidità al suolo

Tale metodo si basa principalmente sulla divisione del suolo in due strati : il *top-slab* che si può considerare di spessore pari alla scala verticale dell’onda di temperatura diurna, oltre ad un *substrate* (sottosuolo) a temperatura media fissa costante. In questo modo il flusso energetico al suolo forza la temperatura del *top-slab* a variare in dipendenza della propria effettiva profondità e della propria capacità termica, mentre un termine di rilassamento (pari circa a 1 giorno / 2π) agisce per ristabilire la temperatura verso quella del sottosuolo (posto a circa 20 cm), aparendo in termini di H_m .

La praticità lo rende molto adatto alla soluzione del problema, ma la sua rapidità di esecuzione non ripaga la inaccuratezze che introduce nella previsione delle variabili meteorologiche, dovute principalmente a due cause:

1. le costanti utilizzate nel *force-restore method* sono ottimizzate per fornire i migliori risultati in un regolare ciclo di riscaldamento di 24 ore, filtrando di fatto tutte le possibili risposte a cambiamenti di temperatura con frequenza maggiore
2. si assume che il gradiente di temperatura nello slab sia costante, ovvero il flusso di calore è uniforme lungo la stratigrafia del suolo

In realtà, quando un mezzo conduttivo come il suolo è soggetto a flussi energetici che variano nel tempo, il “segnale energetico” si propaga all’interno del mezzo tramite delle onde, con ampiezza più piccola di quella della forzante, nonché uno sfasamento. Tali onde inoltre non si propagano all’infinito, bensì si smorzano con un coefficiente legato alla caratteristiche del suolo.

Una tipico ciclo di riscaldamento diurno si propaga per esempio in un suolo medio con velocità prossime ai 3 cm/h [14], interagendo con il sottosuolo (circa 20 cm) con tempi molto più lunghi che non il primo centimetro del suolo, che reagisce con tempi molto più rapidi. Il primo centimetro di

terreno inoltre, essendo a contatto diretto con l'atmosfera, influenza direttamente l'andamento di temperatura dell'aria.

L'incongruenze del metodo *force-restore* possono essere superate tramite l'impiego di molteplici strati di spessori non necessariamente uniformi (*multi-layer soil temperature model*), che permettono di simulare perciò le differenti risposte del suolo alle sollecitazioni energetiche esterne.

Sotto le precedenti ipotesi, il flusso di energia tra i vari strati nel sottosuolo può essere ricondotto ad un modello puramente diffusivo:

$$H_i^{i+1} = -\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = -D_T \rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad Eq (.71)$$

con

H_i^{i+1}	Trasferimento di energia dallo strato i-esimo allo strato (i+1)-esimo $\left[J / (m^2 \cdot s) \right]$
D_T	Diffusività termica del suolo $\left[m^2 / s \right]$
ρ_s	Densità del suolo $\left[kg / m^3 \right]$
c_s	Calore specifico del suolo $\left[J / (kg \cdot K) \right]$

E dunque il bilancio energetico di un generico strato si riconduce al solo termine di accumulo ed al bilancio di flusso energetico ottenendo la (.72):

$$\rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial H}{\partial z} \quad Eq (.72)$$

Se si prende come riferimento un modello di suolo composto da 100 strati ognuno di 1 cm si osserva che si possono ottenere ottime risposte (prossime al modello di riferimento) anche da modelli con soli 5 strati e con spessori di 1, 2, 4, 8 e 16 cm, ovvero per uno spessore totale di 31 cm; il 32esimo centimetro si considera sottosuolo con temperatura costante.

Se si osserva l'equazione di bilancio (.70), comunque valida per il primo strato superficiale, a meno del termine H_m che va sostituito con il flusso verso il secondo strato di sottosuolo, si nota che un termine di tale equazione è costituito dal *calore latente di evaporazione*, che è direttamente legato alla flusso di vapore al suolo. Il calore latente di evaporazione può essere calcolato infatti, a meno del termine L_v , tramite il bilancio di massa dell'umidità ovvero (.73)

$$\frac{\partial q}{\partial t} = P_g - E_g - R_g \quad Eq (.73)$$

dove

q	Quantità di umidità per unità di superficie $\left[kg / m^2 \right]$
P_g	Precipitazione al suolo $\left[kg / (m^2 \cdot s) \right]$

E_g Evaporazione al suolo $\left[kg / (m^2 \cdot s) \right]$

R_g Perdita di umidità per permeabilità $\left[kg / (m^2 \cdot s) \right]$

L'importanza del termine di evaporazione sul bilancio energetico ed in genere il ruolo dell'umidità al suolo è ampiamente descritto in [52]. Il flusso di umidità è regolato sia da meccanismi diffusivi (dovuti al gradiente di umidità) che conduttivi (trasferimento di massa per permeabilità), mentre sulla superficie si possono instaurare dei meccanismi di evaporazione, che legano in modo diretto l'equazione di bilancio (.70) alla (.73). Anche in questo caso è necessario discretizzare la soluzione del problema in più strati, giungendo all'espressione successiva come riportato in [34] per gli strati successivi al primo:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_q}{\partial z} \quad Eq (.74)$$

con

D_q Diffusività del suolo $\left[m^2 / s \right]$

K_q Permeabilità del suolo $\left[(kg \cdot m) / s \right]$

La risoluzione combinata di questi due problemi passa per l'adozione di schemi definiti *LSM (Land Surface Models)* che, come i *multi-layer soil temperature model*, adottano differenti step di discretizzazione nello spazio, ma con spessori differenti (10 cm, 30 cm, 60 cm e 100 cm, raggiungendo i 2 metri di profondità); inoltre risolvono sia il problema di conduzione di calore che quello di accumulo/trasporto di umidità. La peculiarità degli schemi LSM sta nel valutare i contributi forniti sia dal tipo di vegetazione presente al suolo che dal medesimo tipo di suolo nei meccanismi di evapotraspirazione, avendo effetti sia sulla conducibilità del suolo che sul termine di flusso gravitazionale di umidità. Per maggiori informazioni sull'implementazione dello schema OSU LSM (meglio noto come Noah LSM) possono essere trovate in [9] e [10].

Il collegamento tra gli schemi di bilancio al suolo e l'atmosfera viene garantito tramite i coefficienti di scambio (*bulk coefficient*) di quantità di moto, di calore e di vapore, che determinano il flusso delle quantità correlate tra il suolo e l'atmosfera. Le parametrizzazioni che forniscono tali coefficienti sono molteplici: le più note in letteratura sono quelle di Monin-Obukhov, anche se ne esistono altre [11]. I codici di mesoscala in genere adottano degli schemi fisici per modellare sia la formazione delle nubi che la radiazione al suolo. Mentre per scale spaziali dell'ordine del chilometro le nubi possono essere risolte esplicitamente, la modellazione della radiazione solare richiede appositi schemi risolutivi anche per scale ridotte.

Una peculiarità del modello MM5 è quella di poter adottare schemi di radiazione diversi per la radiazione Short Wave e Long Wave e di poter valutare inoltre l'effetto dell'orografia sia sulla generazione delle ombre che sull'esposizione dei pendii alla radiazione.

Tra i vari schemi proposti particolare interesse riveste lo schema Dudhia-RRTM, dove si usa l'implementazione di Dudhia [15] per il calcolo della radiazione SW al suolo, mentre si sceglie l'approccio di MLawer [35] per la determinazione dei contributi LW.

Entrambi gli schemi risolvono il problema della *Radiation Transfer Equation* in forma discreta valutando i contributi delle differenti specie chimiche; molto importante dal punto di vista computazionale risulta il contributo dello schema RRTM, che utilizza un *correlated k-method* molto accurato ma anche efficiente, particolarmente adatto per i calcoli di scattering multiplo.

Mentre risulta vasta la letteratura sul metodo RRTM, la chiave di lettura tecnica dello schema SW di Dudhia può essere trovata in [4], dove si riporta l'equazione *RTE* dello schema di Dudhia:

$$S_d(z) = \mu S_0 - \int_z^{z_{top}} [dS_{cs} + dS_{ca} + dS_s + dS_a] \quad \text{Eq (.75)}$$

$S_d(z)$	Radiazione SW <i>downward</i> alla quota z $[W / m^2]$
μ	Coseno dell'angolo di zenith
dS_{cs}, dS_{ca}	Perdita di radiazione per scattering ed assorbimento da parte delle nubi
dS_s	Termine di scattering del cielo terso
dS_a	Assorbimento del vapor acqueo

Il contributo delle nubi (albedo e coefficienti di assorbimento) viene ricavato dalle funzioni tabulate di μ e $\ln(w/\mu)$, con w cammino verticale dell'acqua liquida; tali funzioni sono reperibili in [48], mentre la soluzione dell'assorbimento a causa del vapor acqueo è affidato a [30].

Il codice MM5 può tener conto dell'effetto dell'inclinazione del terreno sul calcolo della radiazione al suolo, tramite l'approccio di Skartveit e Olseth [43] e [44] secondo cui

$$S(\alpha, \psi) = S_b \frac{\cos \theta}{\sin \beta} + \rho \cdot (S_D + S_b) \cdot \sin^2 \left(\frac{\alpha}{2} \right) + S_D(\alpha, \psi) \quad \text{Eq (.76)}$$

con

$S(\alpha, \psi)$	Radiazione totale su una superficie con inclinazione α ed azimuth ψ
S_b	Radiazione diretta (<i>beam</i>) su di un piano orizzontale
$S_D(\alpha, \psi)$	Radiazione diffusa sul piano orizzontale, funzione di inclinazione e dell' azimuth
θ	Angolo di incidenza tra raggio solare ed la superficie
β	Angolo di elevazione solare
ρ	Albedo del terreno

Tale schema prevede il calcolo di radiazione diretta e diffusa, secondo le medesime indicazioni fornite da Skartveit e Olseth; se utilizzato esso prevede un ulteriore step di post processing, qualora si vogliano ottenere i risultati sul piano orizzontale .Infine è possibile attivare una flag che abilita il calcolo delle ombre indotte dall'orografia, con evidente aggravio computazionale.

1.9 - La simulazione numerica “**ABRUZZO_2008**”

Scegliendo di simulare l’anno solare trascorso, si è deciso di effettuare una simulazione numerica di alto dettaglio operando con 5 domini annidati l’uno nell’altro (tecnica di Nesting).

Lev	Nx	Ny	Half Sigma	Dx [km]	Dt [s]	Area Reale [km ²]	Rapp. Area Sim / Area Abruzzo	Perim. Reale [km]
1	25	25	29	121.5	360	8222439	761.62	11374
2	25	25	29	40.5	120	927271	85.89	3848
3	31	31	29	13.5	40	164052	15.20	1620
4	55	55	29	4.5	13.333	60896	5.64	987
5	121	115	29	1.5	4.444	32393	3.00	720

Si è deciso, per migliorare la descrizione al suolo, di utilizzare gli schemi fisici di Schultz per il contributo della pioggia e di Kain-Fritsch (v2) per la simulazione delle nubi; il modello di PBL utilizzato è il MRF di Hong e Pan con l’ausilio di un modello del suolo di tipo *Land Surface Model* (Noah LSM), mentre per la radiazione è stato scelto lo schema RRTM per la radiazione ad onda lunga che si combina allo schema *cloud radiation shortwave* (Dudhia) per la radiazione ad onda lunga. L’elaborazione dei risultati forniti dal modello a mesoscala è stata effettuata grazie allo sviluppo di apposite routines di calcolo che hanno consentito la realizzazione delle mappe seguenti.

Le Figg.1.22-1.25 riportano i 5 domini di calcolo entro i quali, con diverso grado di descrizione dell’orografia, il modello ha risolto le equazioni; il dominio più esterno, di dimensioni pari a circa 760 volte quelle della regione Abruzzo, include i paesi del Nord Europa e quelli del Mediterraneo. Le catene montuose dei Balcani e degli Urali ricade all’interno del dominio di simulazione e ciò rende maggiormente affidabili i risultati di previsione meteorologica dei domini successivi.

Il secondo dominio di calcolo racchiude quasi tutto il territorio nazionale, per una superficie pari a circa 86 volte quella della regione Abruzzo, il passo utilizzato per descrivere l’orografia locale è di 40 [km], quindi insufficiente ad indicare in modo corretto cosa accade all’interno del territorio regionale ma importante per poter trasferire nel dominio successivo, dominio-3, le interazioni con la catena montuosa appenninica e parte di quella alpina. Il Dominio-3, visibile già in Fig.1.23, si concentra sulle interazioni con l’Appennino Centrale che influisce in modo determinante sul clima abruzzese, l’area considerata è pari a circa 15 volte quella regionale e funge da base di calcolo per il dominio successivo. Il Dominio-4, con il suo passo di discretizzazione spaziale di soli 4.5 [km] rappresenta in modo ancor più dettagliato il massiccio appenninico centrale che in forma finale vede il Dominio-5 come ultimo e

decisivo spazio di calcolo sul quale, con una griglia di appena 1.5 [km] di passo, vengono ottenuti i risultati numerici.

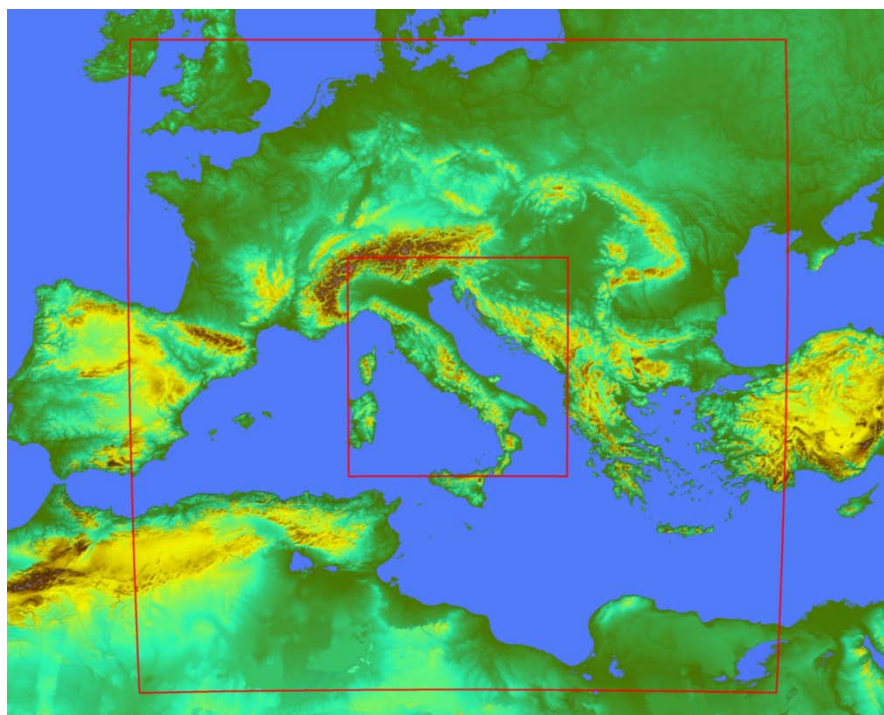


Figura 1.22 : Rappresentazione del primo e secondo dominio

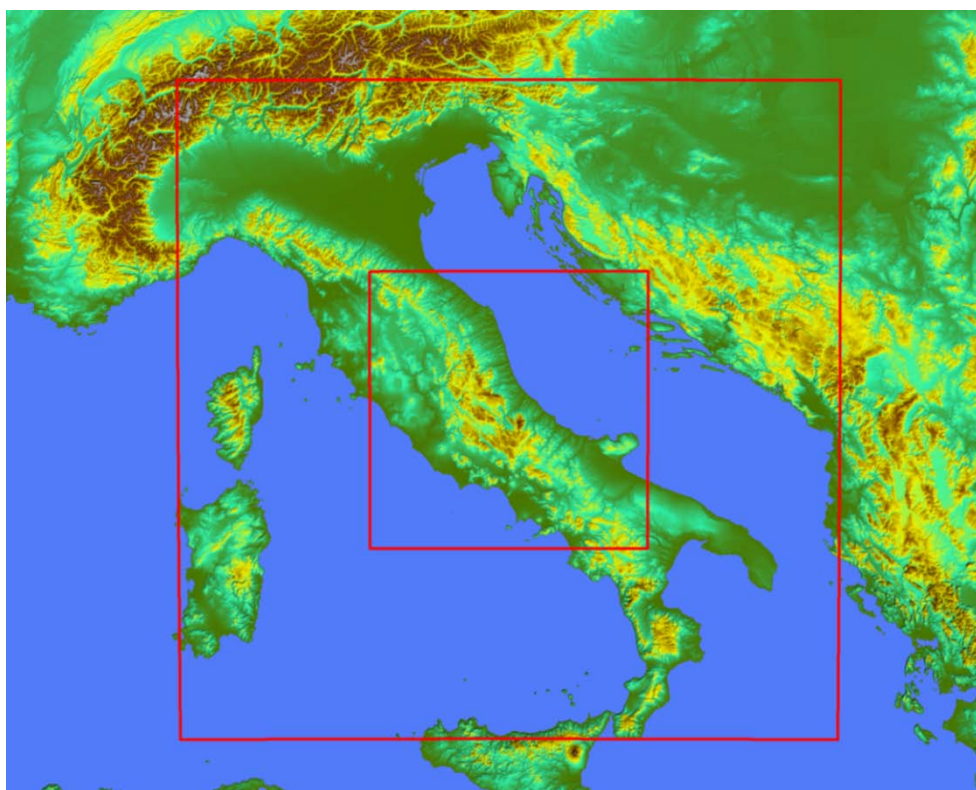


Figura 1.23 : Rappresentazione del secondo e terzo dominio

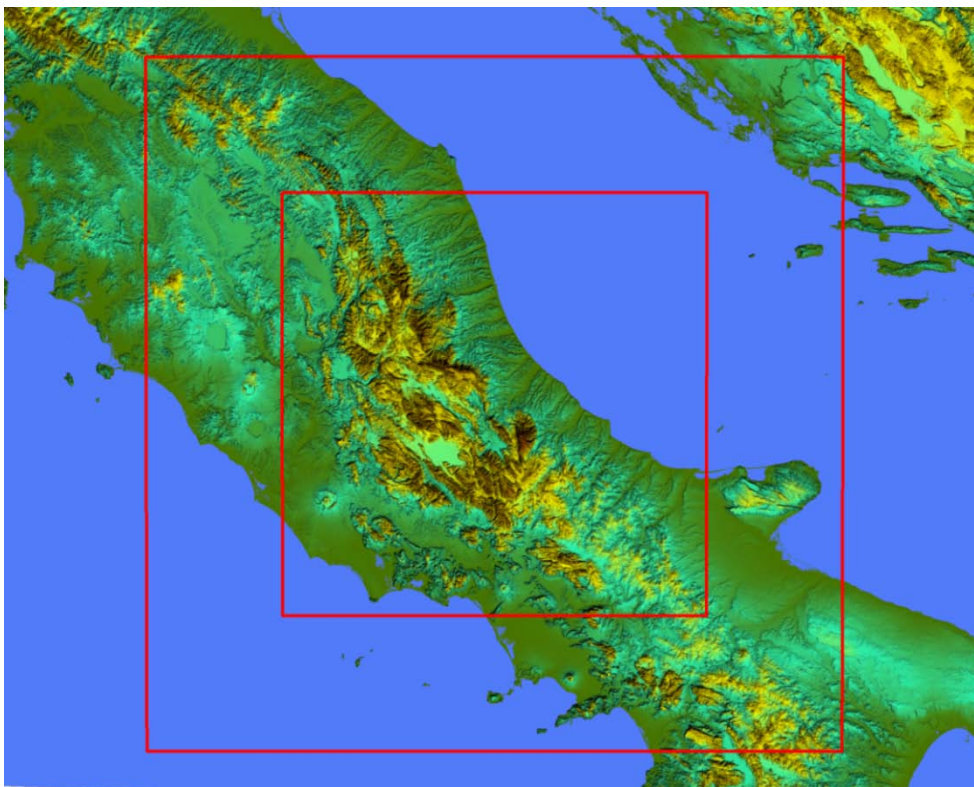


Figura 1.24 : Rappresentazione del terzo e quarto dominio

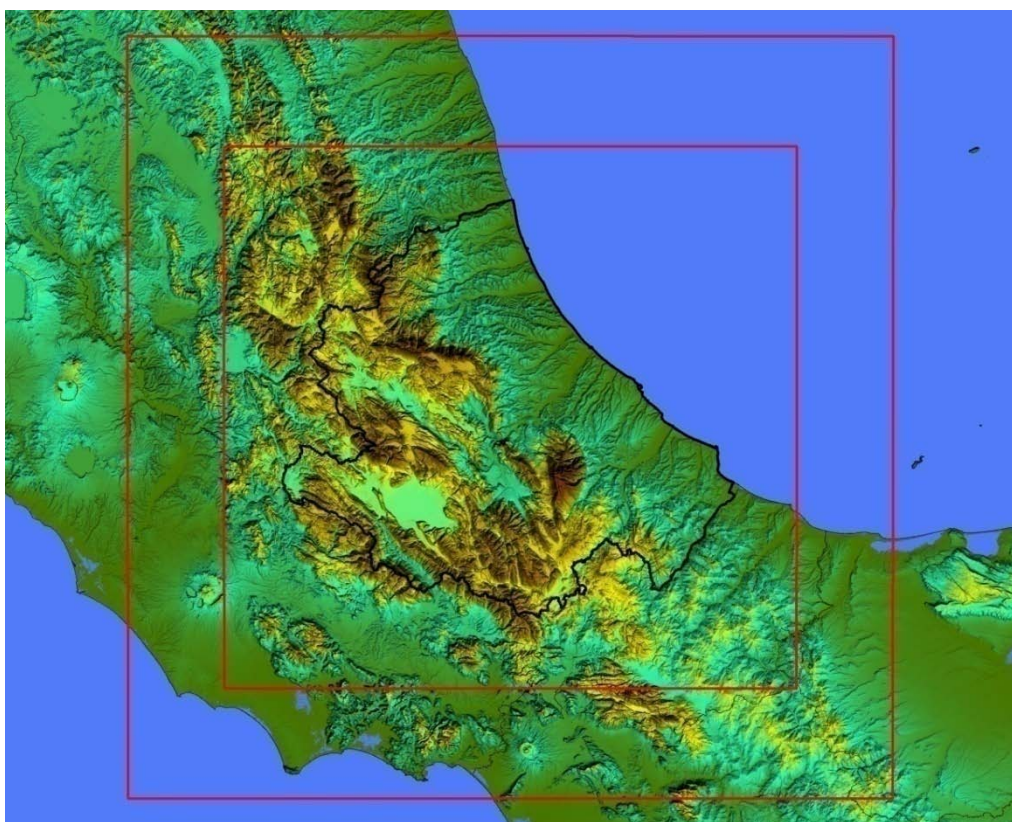


Figura 1.25 : Rappresentazione del quarto e quinto dominio; confini della regione Abruzzo

Nel Dominio-5 l'orografia della regione Abruzzo viene apprezzata secondo quanto riportato in Fig. 1.26; tutti i rilievi montuosi principali sono stati discretizzati correttamente così come gli assi fluviali principali e la stessa piana di Avezzano.

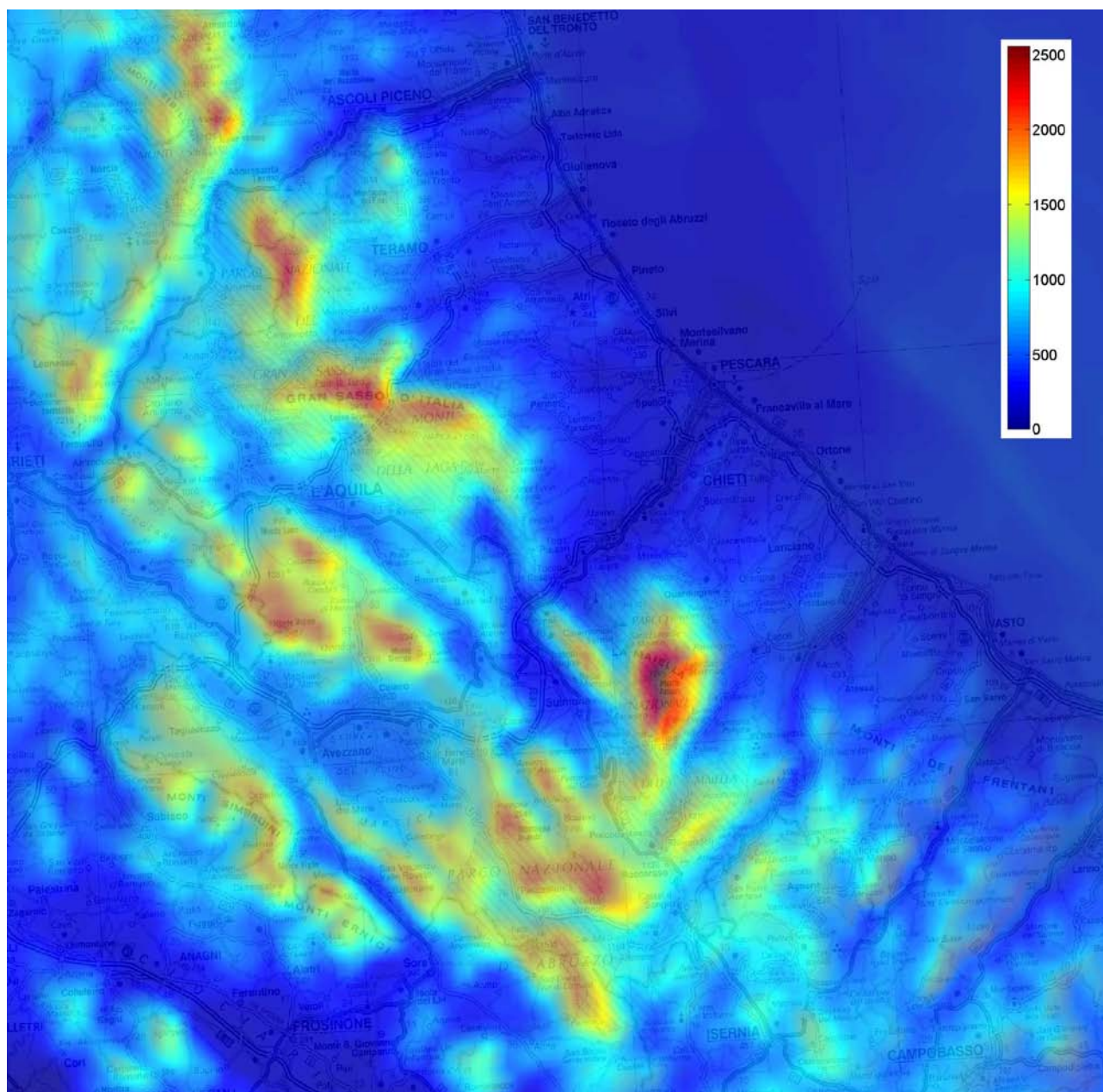


Figura 1.26 : Orografia del dominio simulato con MM5 con passo di 1.5 km (altezza slm in metri)

In Fig.1.27 è invece riportata la pendenza media delle diverse aree regionali, espressa in radianti, e necessaria al calcolo della radiazione solare sul piano orizzontale. Infatti il modello MM5, operando con celle di calcolo che ricalcano il profilo del terreno (Terrain Following), è in grado di fornire la “radiazione globale ortogonale al terreno” che, qualora questo fosse inclinato, non coincide necessariamente con la radiazione su piano orizzontale. Per terreni con pendenza inferiore a 10° la differenza fra la radiazione solare ortogonale al terreno e quella su piano orizzontale è di solo 1.5%,

per cui trascurabile. Diventa invece più importante per terreni acclivi: a 20° la radiazione su piano orizzontale è pari a circa il 94% di quella ortogonale al terreno mentre a 30° si scende fino a circa 87 %.

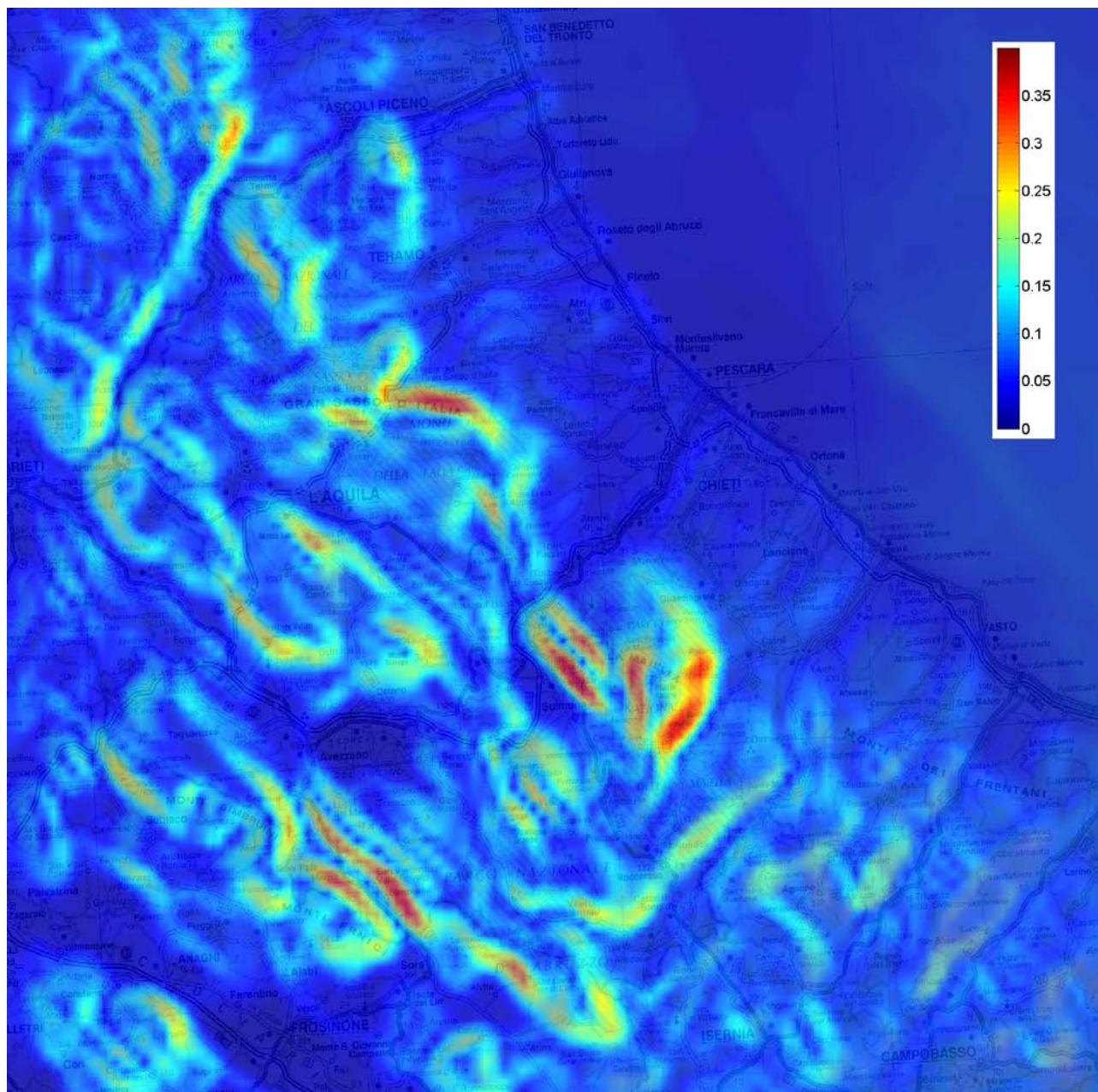


Figura 1.27 : Pendenza media orografica del dominio simulato (espresso in radianti)

Per un calcolo più dettagliato si può procedere nel modo seguente:

- noto il punto geografico ove si vuole calcolare la Radiazione totale su piano orizzontalesi individua il puto sulla mappa di Fig.1.27;
- se ne valuta la pendenza $-Z-$, dal colore della mappa;
- si calcola coseno di tale pendenza: $\cos(Z)$, ricordando che Z è riportato in radiant;
- si moltiplica il valore del coseno per quello della radiazione globale riportato in Fig.1.28.

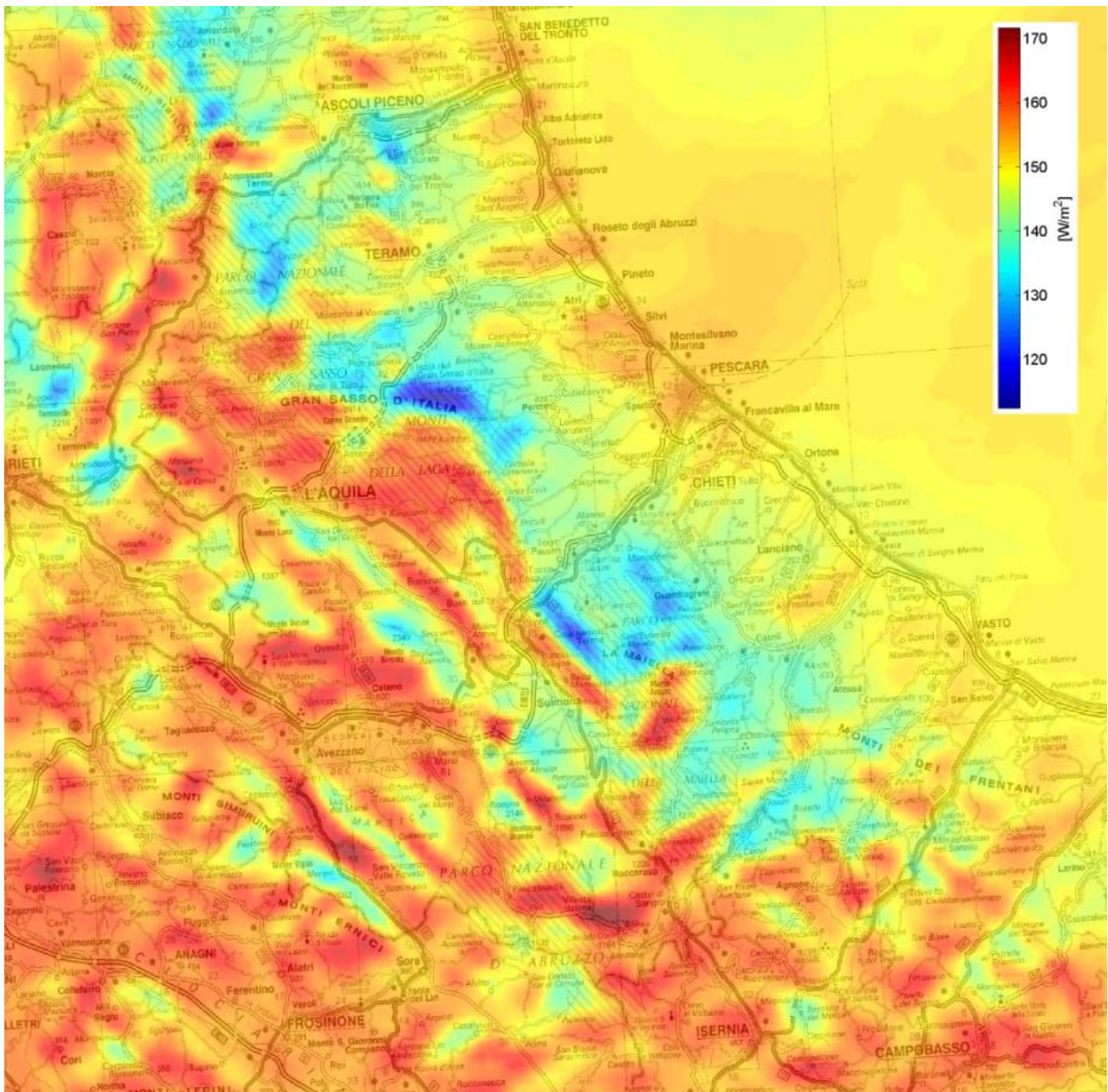


Figura 1.28 : Radiazione media annua 2008 perpendicolare al terreno

La Fig.1.28 riporta la radiazione globale media annua sulle 24 ore per l'anno 2008; tale informazione è di immediato utilizzo per il calcolo dell'energia solare incidente in una zona dell'Abruzzo nel corso dell'anno, vediamo come.

Immaginiamo di prendere un punto della mappa per cui la radiazione globale ortogonale al terreno è pari a 150 [W/m²] e che tale area presenti una pendenza media di 0.1 radianti (ossia circa 5.7°), l'energia globale annua incidente perpendicolarmente a tale zona sarà data da:

$$E_{inc.} = R_g \cdot 24(\text{ore del giorno}) \cdot 365(\text{giorni dell'anno}) \cdot \cos(0.1) = R_g \cdot 8760 \cdot 0.995 [\text{Wh} / \text{m}^2] = 8.716 \cdot R_g [\text{kWh} / \text{m}^2]$$

che con i dati dell'esempio darà luogo a : $E_{inc.} = 8.716 \times 150 = 1307 [\text{kWh} / \text{m}^2 \text{ anno}]$.

Se ipotizziamo di disporre di 8[m²] di pannelli fotovoltaici che operano con un rendimento complessivo di impianto di 0.11 si riuscirà a produrre una quantità di energia elettrica in un anno pari a: $E_{el} = E_{inc} \cdot 8 \cdot 0.11 = 1150[kWh]$.

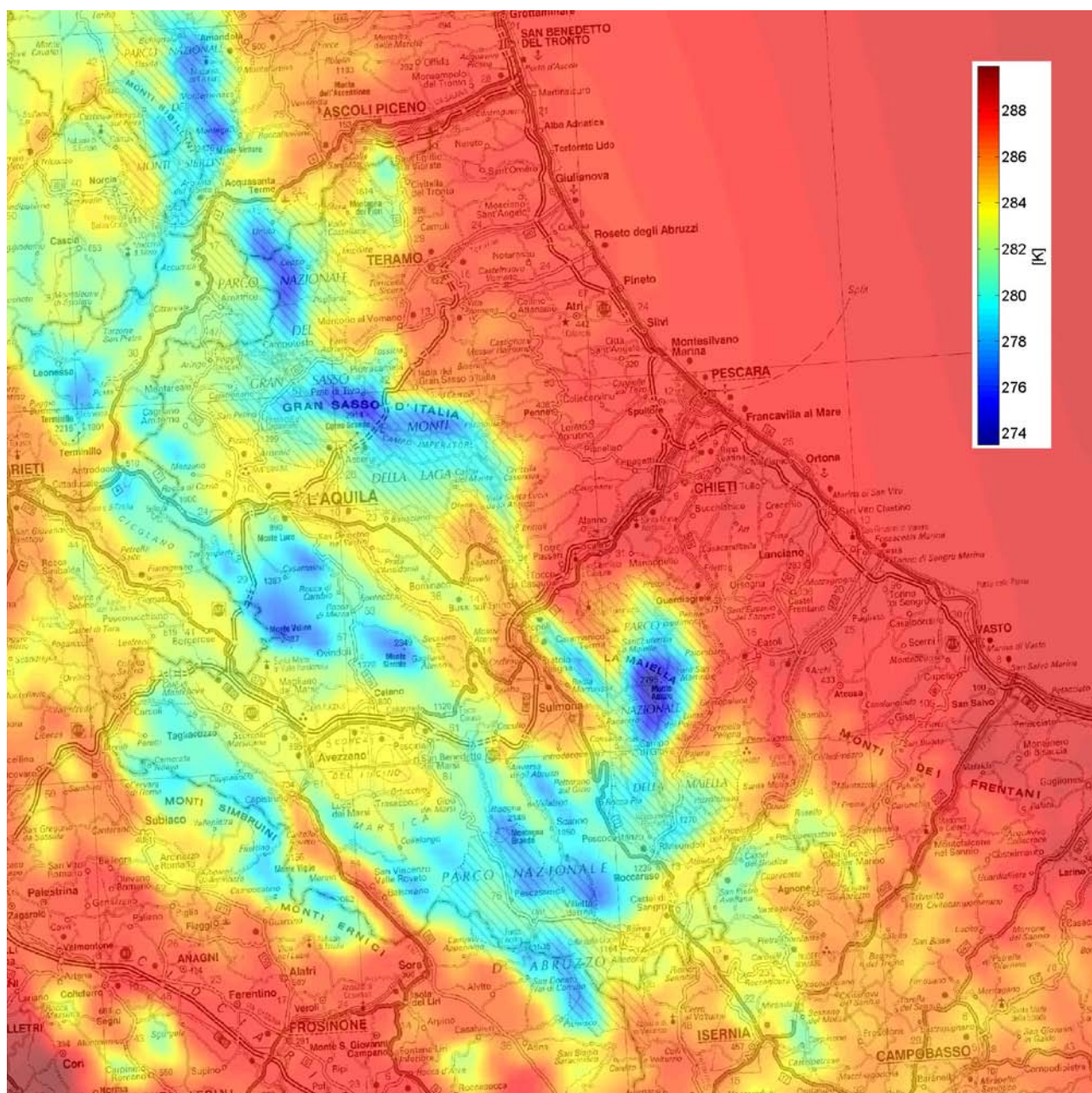


Figura 1.29 : Temperatura media annua 2008 a 150 m dal suolo

La resa di un pannello fotovoltaico è fortemente influenzato dalla temperatura dell'ambiente che lo circonda, all'aumentare della stessa infatti il voltaggio di uscita del pannello si riduce progressivamente, così come il suo rendimento. E' ipotizzabile una perdita di potenza di circa 0.3-0.5% per ogni grado centigrado in più rispetto alla temperatura standard di 25 [°C], valore di riferimento per la determinazione delle caratteristiche tecniche del pannello.

E' in tal senso che va interpretata la mappa di Fig.1.29 che permette di cogliere la temperatura media annua regionale a 150 metri dal suolo, quantificata su una scala assoluta come la scala Kelvin; per risalire alla temperatura in gradi centigradi basta sottrarre 273 al valore letto nella mappa .

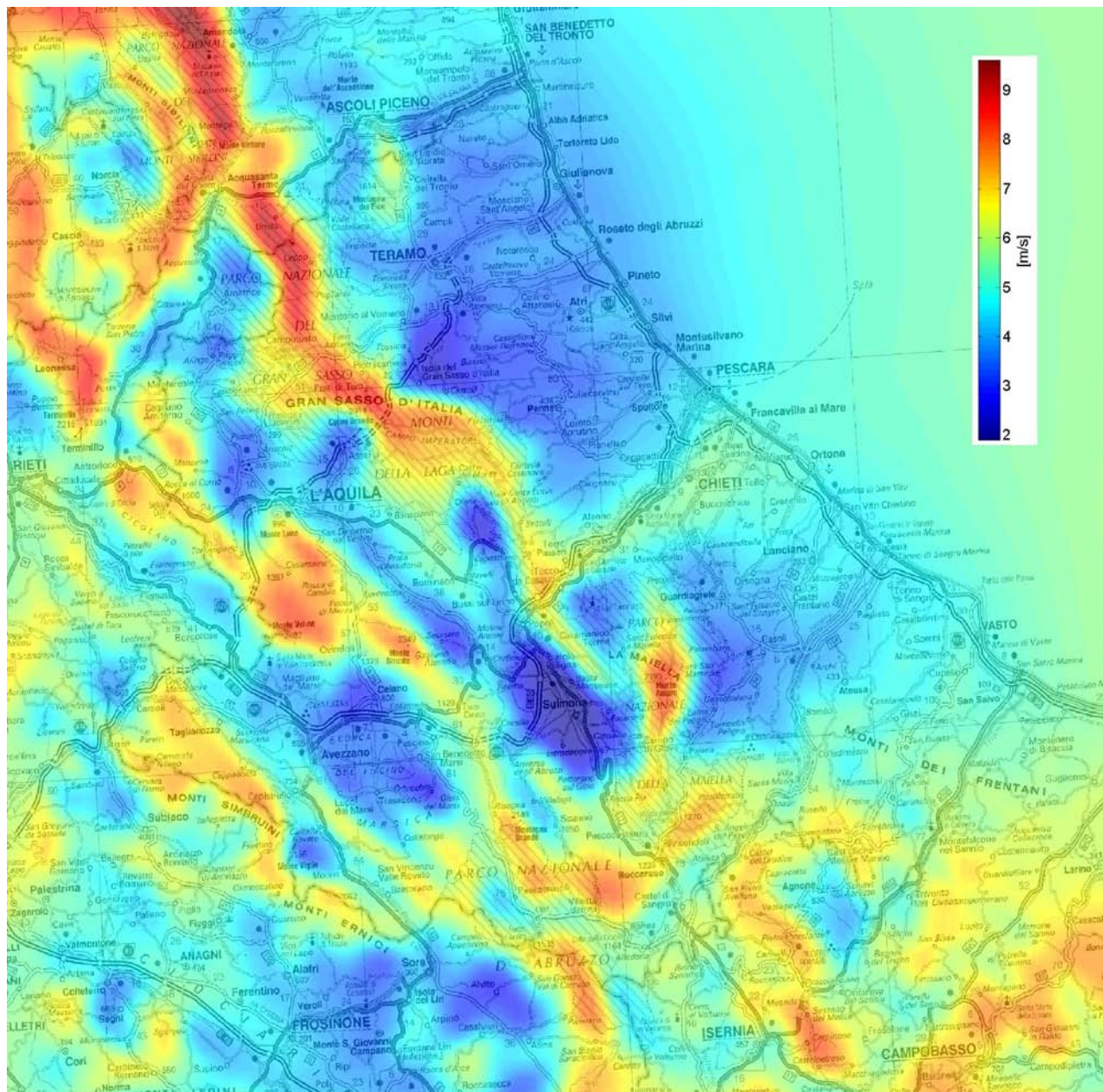


Figura 1.30 : Velocità del vento media annua 2008 a 150 m dal suolo

In Fig.1.30 è riportata invece la ventosità media in Abruzzo per l'anno 2008, a 150 metri dal suolo; tale indicazione può essere importante per evidenziare eventuali attenzioni strutturali da porre nella realizzazione dell'impianto.

Le mappe riportate sulle figure seguenti sono invece relative alla radiazione globale oraria media annua ortogonale al terreno; tale indicazione permette la ricostruzione del giorno medio annuo con conseguente valutazione della produzione oraria media giornaliera.

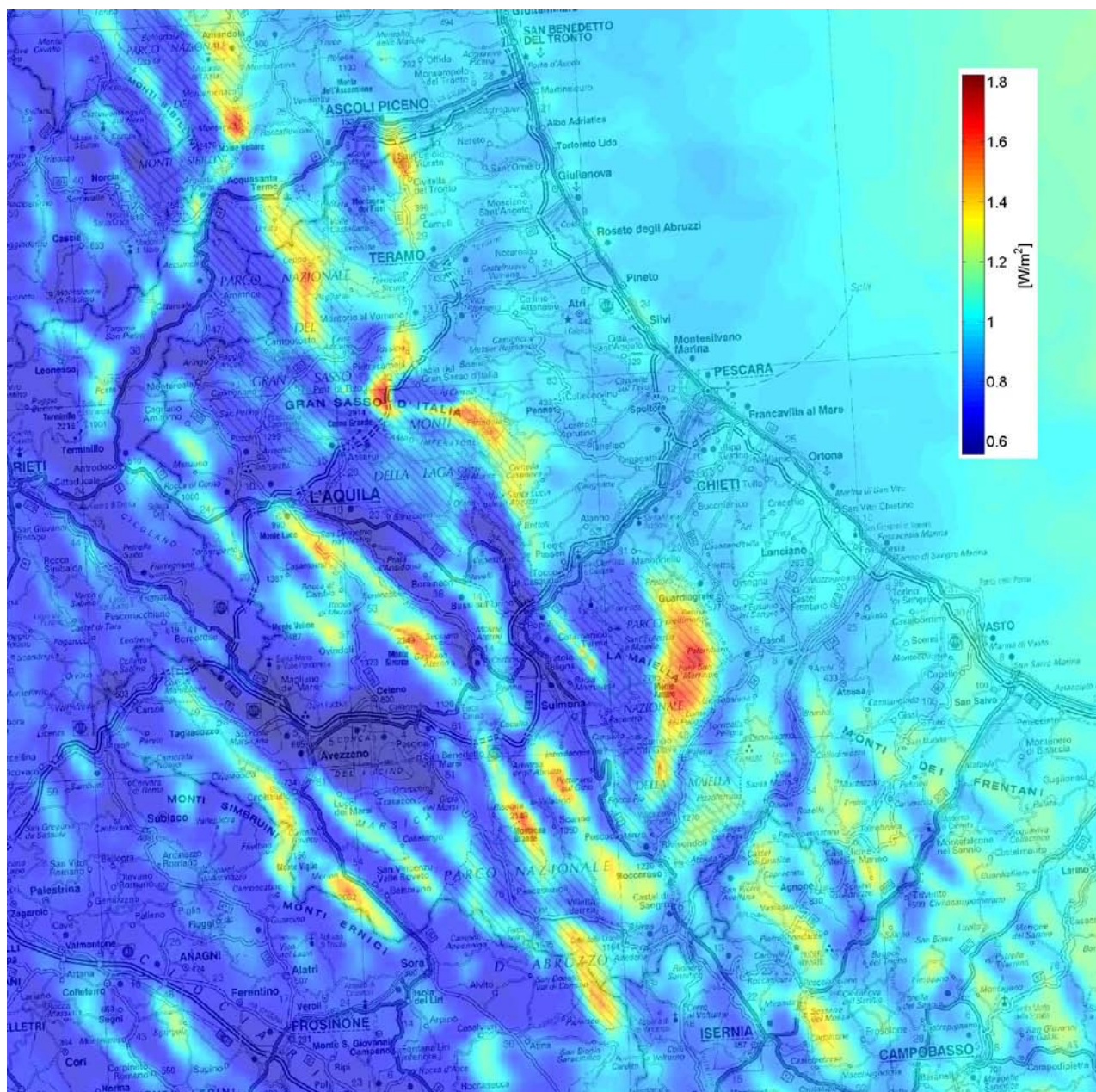


Figura 1.31 : Radiazione oraria media annua ore 4 UTC

L'ora di riferimento è quella UTC (Universal Time Coordinated), che una volta veniva chiamata ora GMT (Greenwich Mean Time); in Italia l'ora solare è pari all'ora UTC+1, mentre l'ora legale è pari all'ora UTC+2. Ad esempio l'ora di Fig.1.31, pari alle 4 UTC corrispondono alle 5 ore italiana per il periodo che va dal mese di Novembre a fine Marzo, mentre corrisponde alle 6 ore italiana (ora legale) per il periodo che va dal mese di Aprile a fine Ottobre.

Proviamo ad utilizzare le mappe orarie per avere una descrizione del giorno medio.

Si prenda una località in Abruzzo, ad esempio Chieti, e ognuna delle ore del giorno riportate di seguito si valuti la radiazione globale media annua oraria.

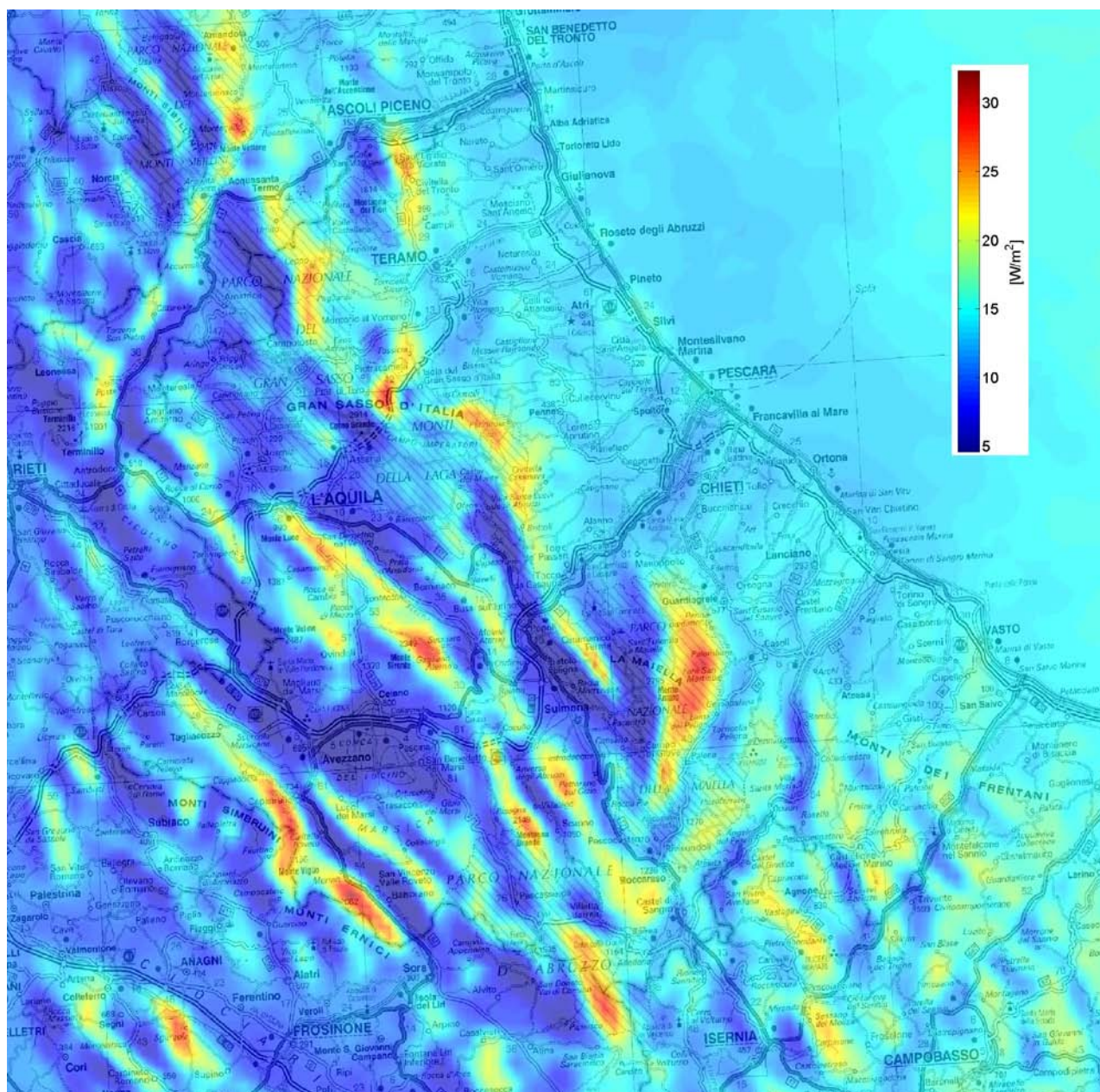


Figura 1.32 : Radiazione oraria media annua ore 5 UTC

Il risultato sarà una tabella come quella sottostante:

Ore 4 UTC: 0.9 [W/m ²]	Ore 5 UTC: 13 [W/m ²]	Ore 6 UTC: 55 [W/m ²]
Ore 7 UTC: 130 [W/m ²]	Ore 8 UTC: 240 [W/m ²]	Ore 9 UTC: 330 [W/m ²]
Ore 10 UTC: 450 [W/m ²]	Ore 11 UTC: 500 [W/m ²]	Ore 12 UTC: 500 [W/m ²]
Ore 13 UTC: 470 [W/m ²]	Ore 14 UTC: 380 [W/m ²]	Ore 15 UTC: 280 [W/m ²]
Ore 16 UTC: 170 [W/m ²]	Ore 17 UTC: 80 [W/m ²]	Ore 18 UTC: 25 [W/m ²]

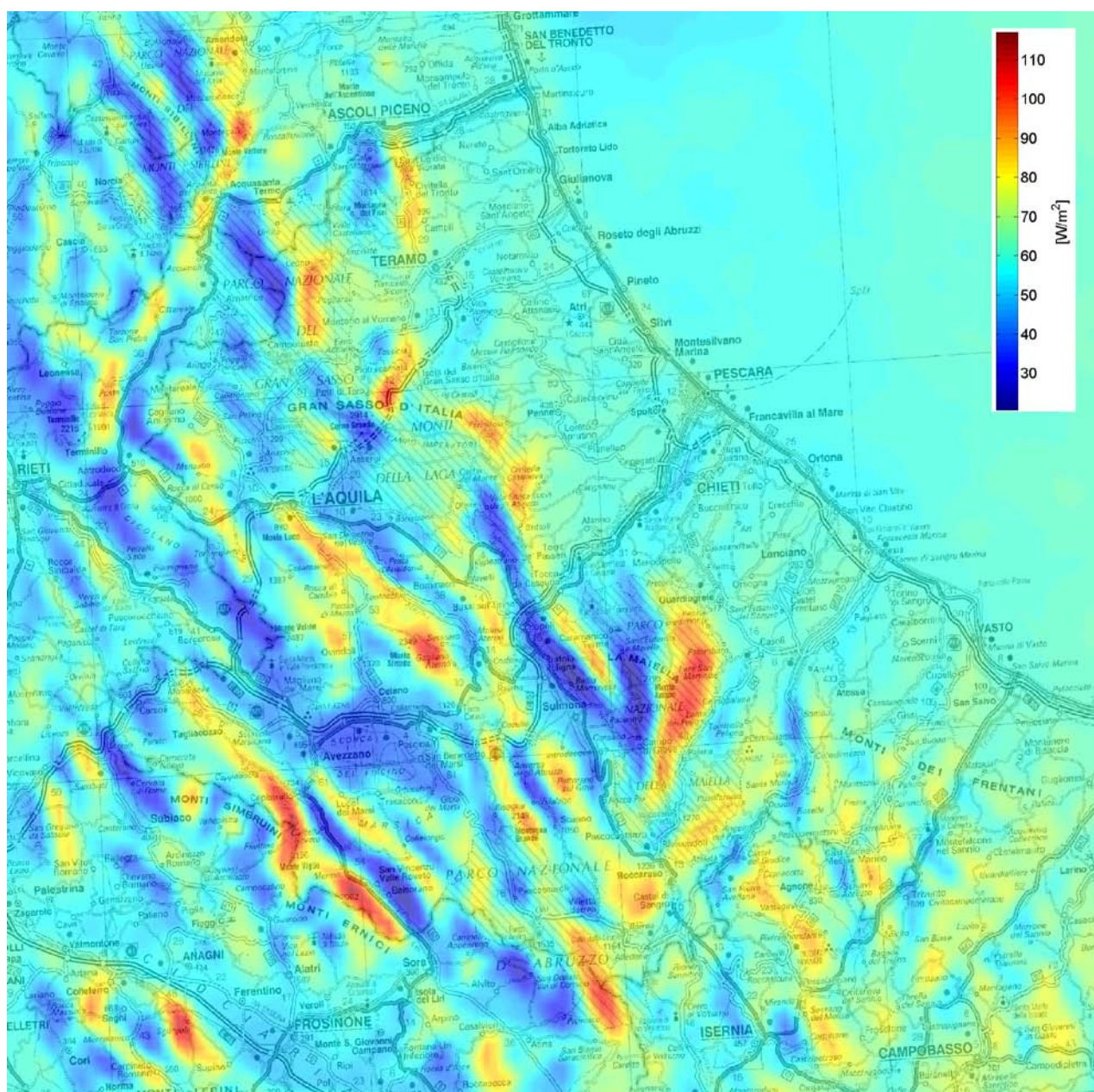
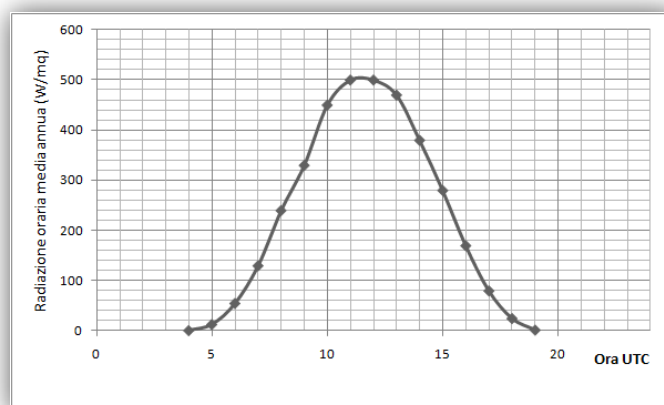


Figura 1.33 : Radiazione oraria media annua ore 6 UTC

Dai dati della tabella possiamo ottenere il grafico successivo che riporta il giorno medio annuo su Chieti nel corso del 2008.



Radiazione oraria media annua su Chieti nel corso del 2008

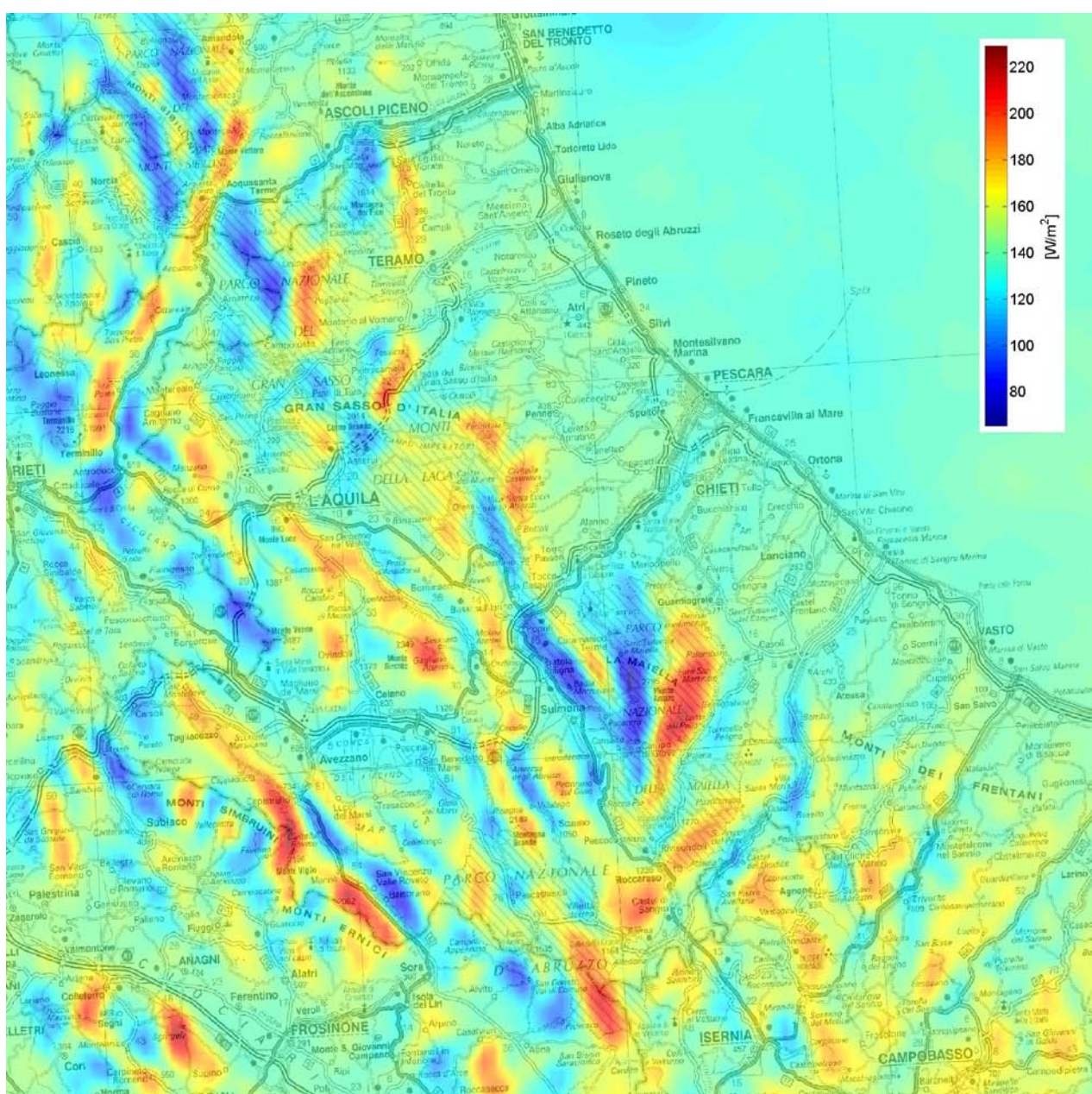


Figura 1.34 : Radiazione oraria media annua ore 7 UTC

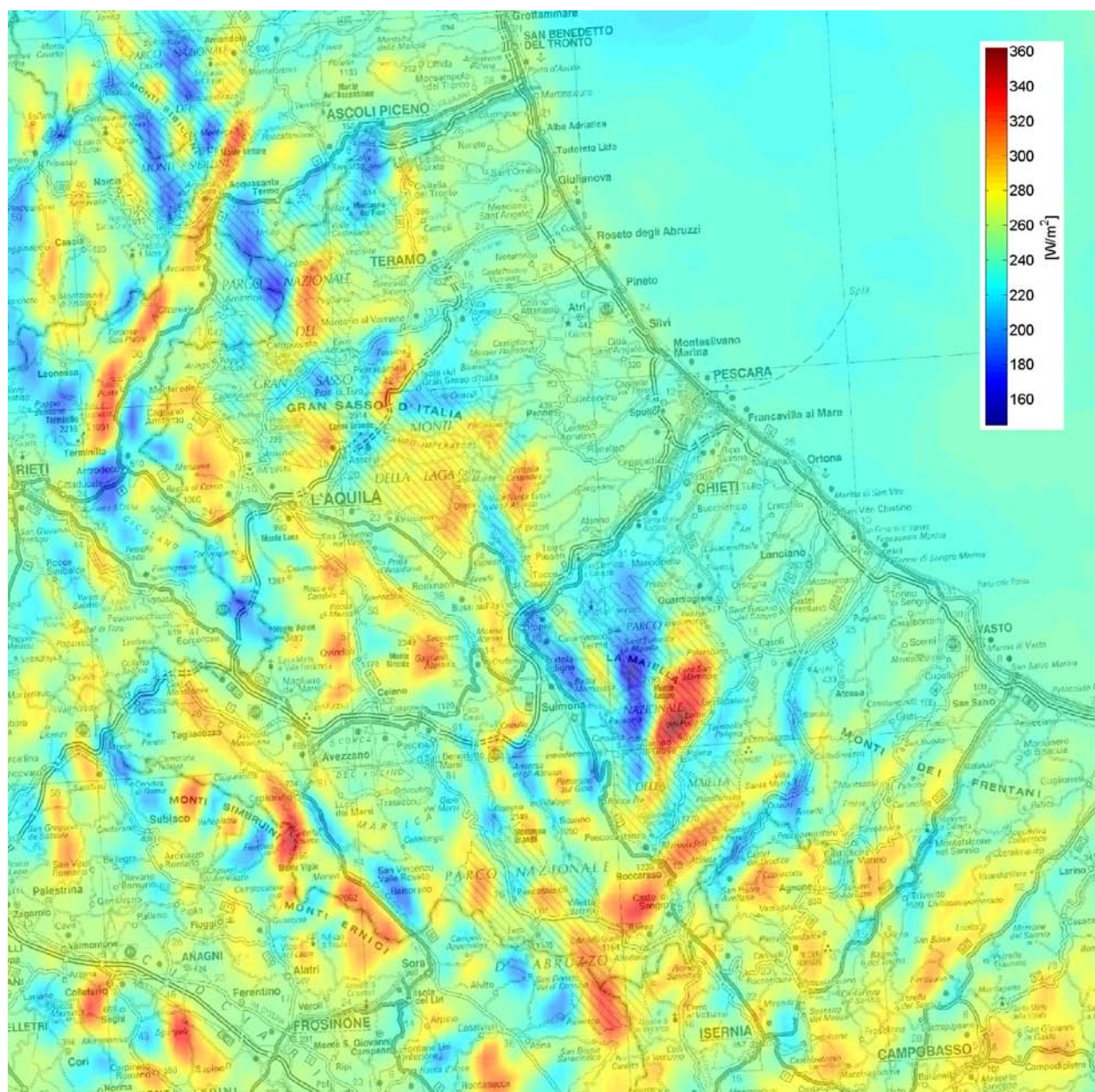


Figura 1.35 : Radiazione oraria media annua ore 8 UTC

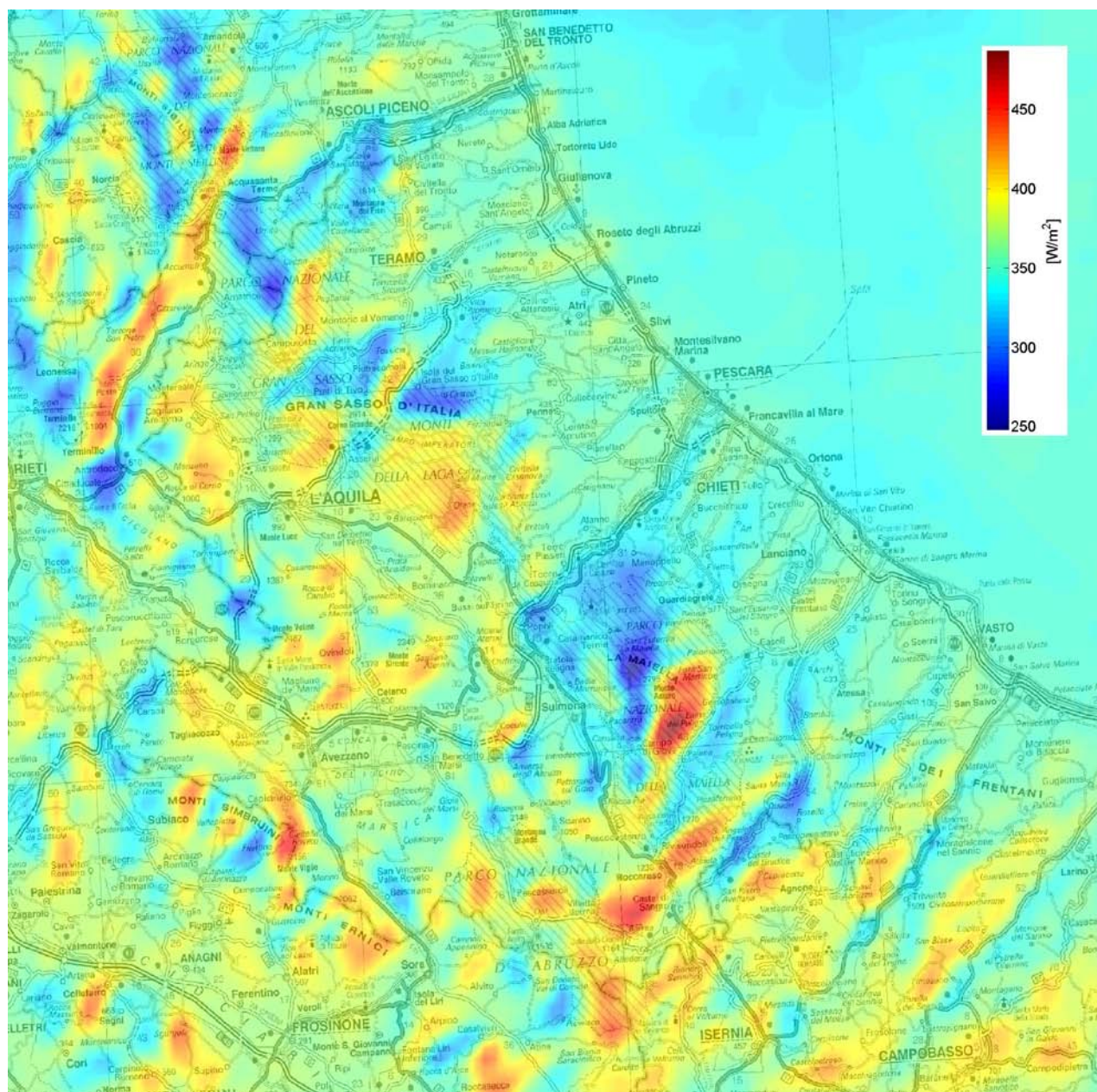


Figura 1.36 : Radiazione oraria media annua ore 9 UTC

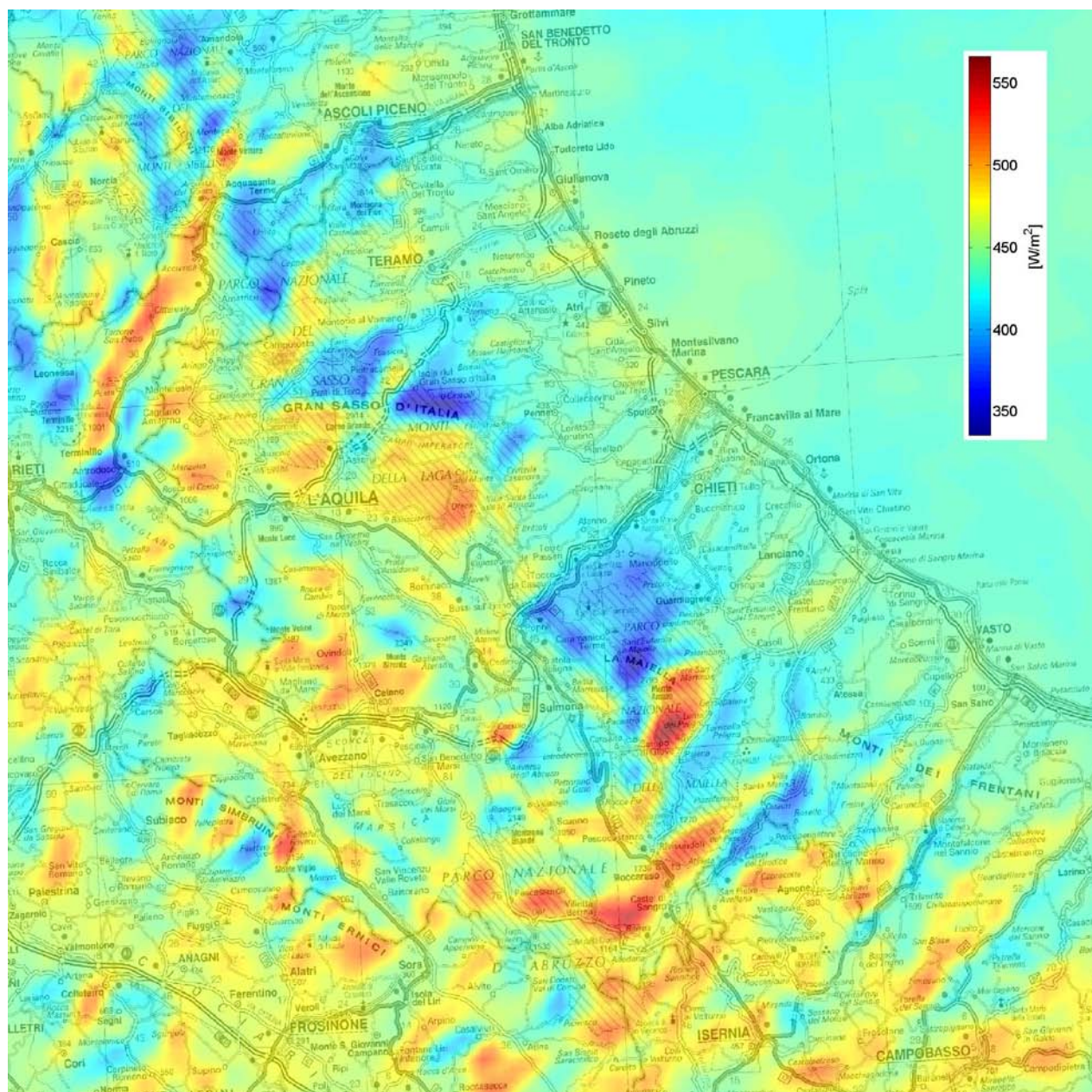


Figura 1.37 : Radiazione oraria media annua ore 10 UTC

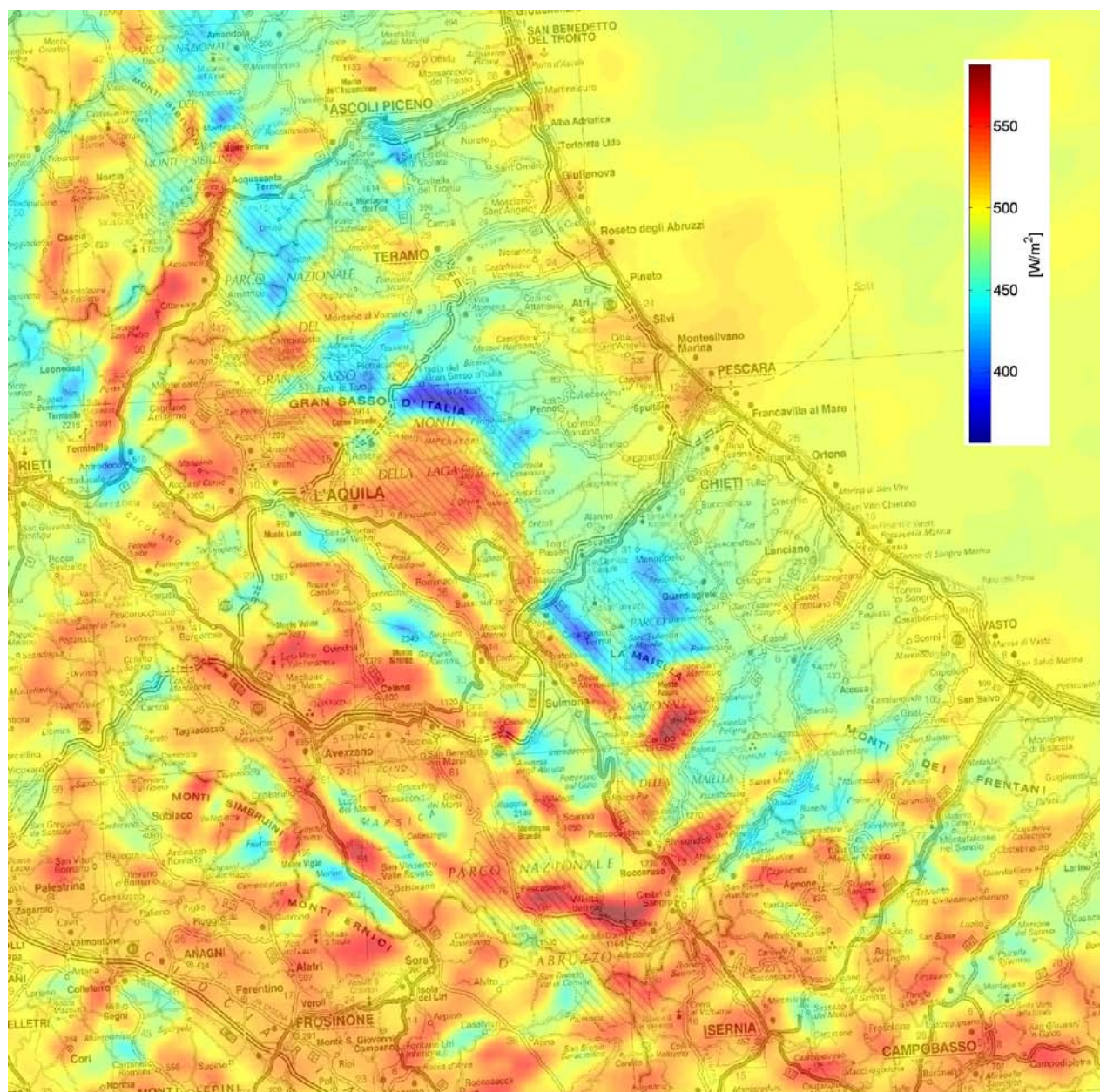


Figura 1.38 : Radiazione oraria media annua ore 11 UTC

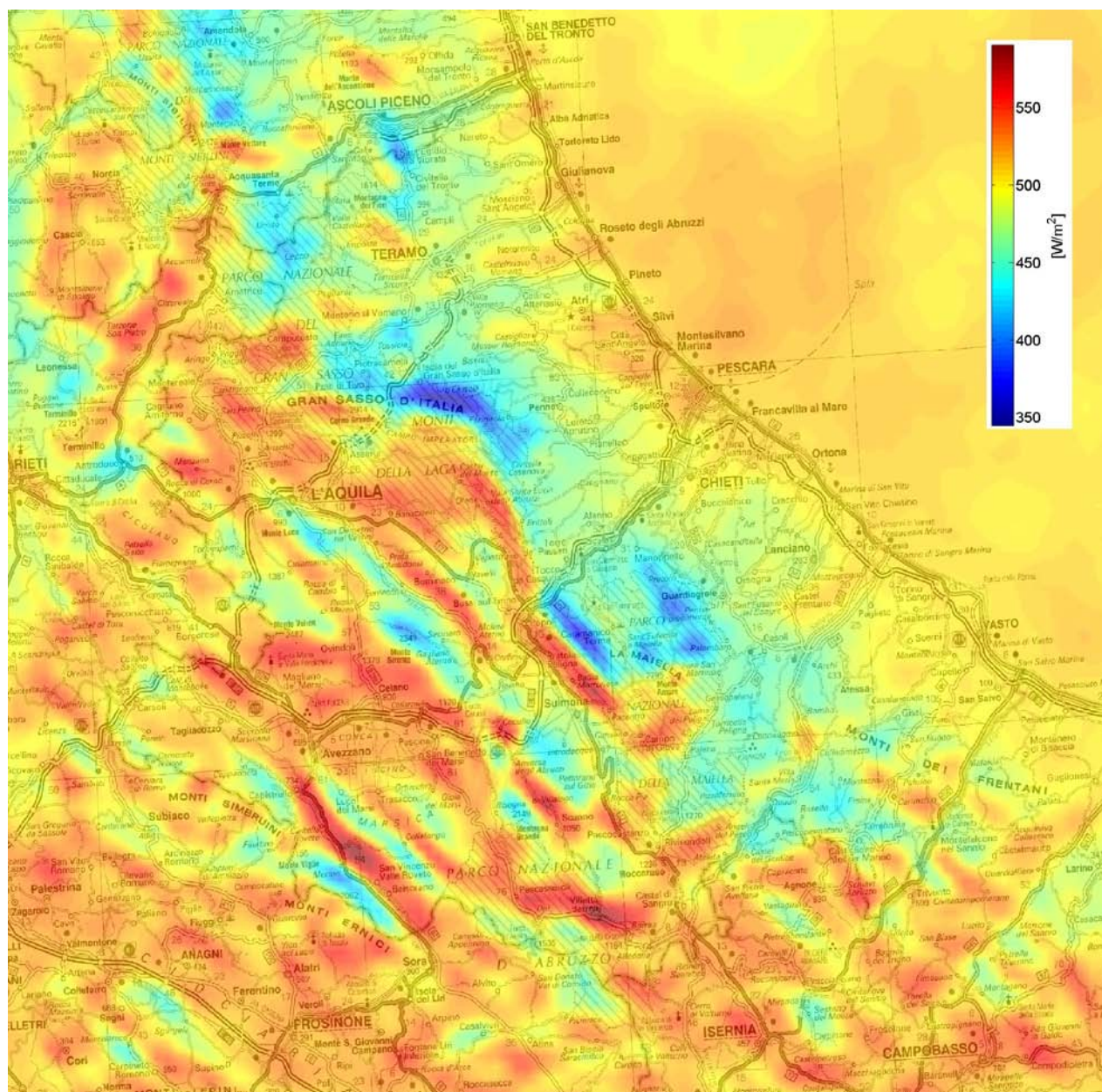


Figura 1.39 : Radiazione oraria media annua ore 12 UTC

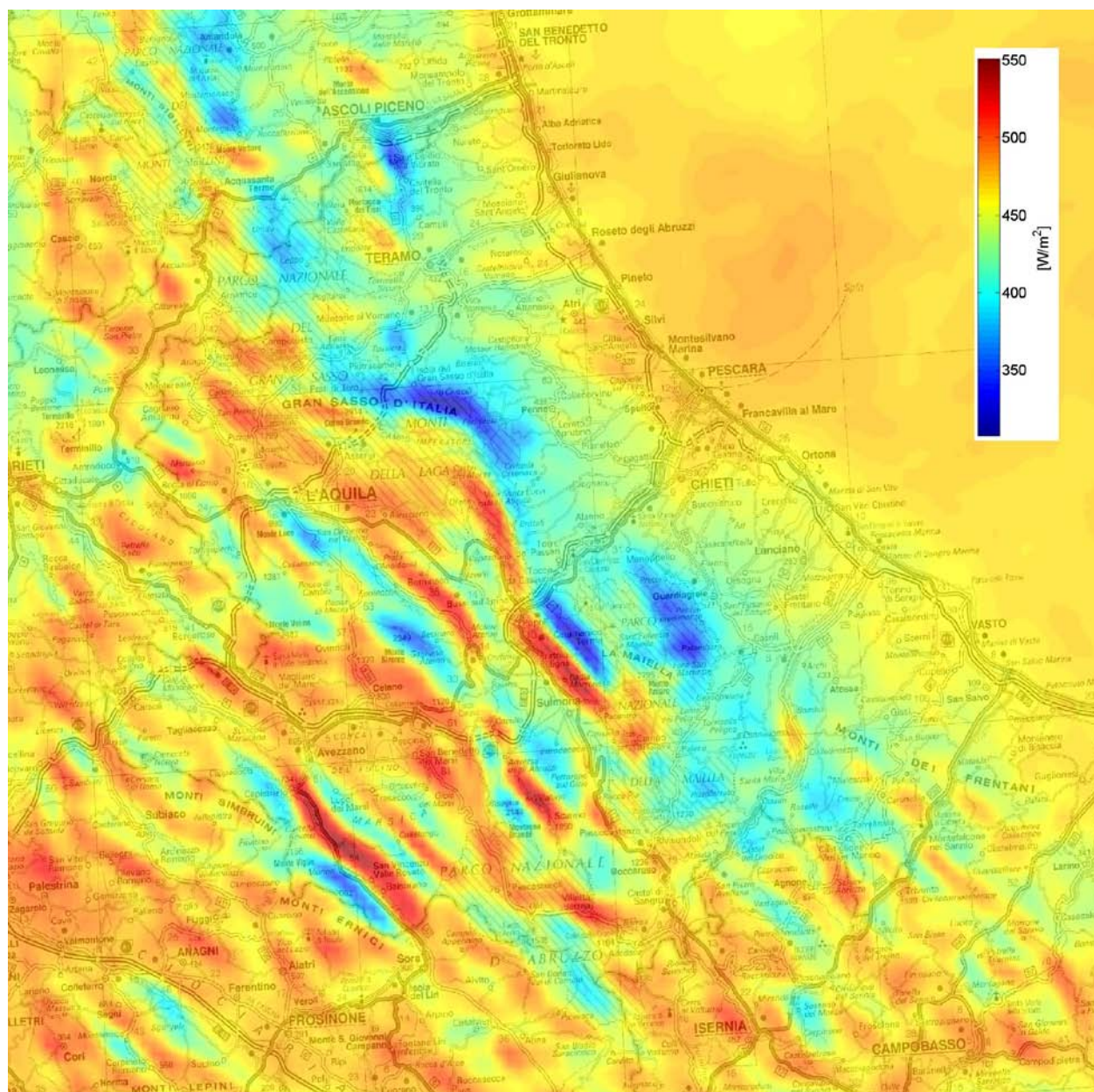


Figura 1.40 : Radiazione oraria media annua ore 13 UTC

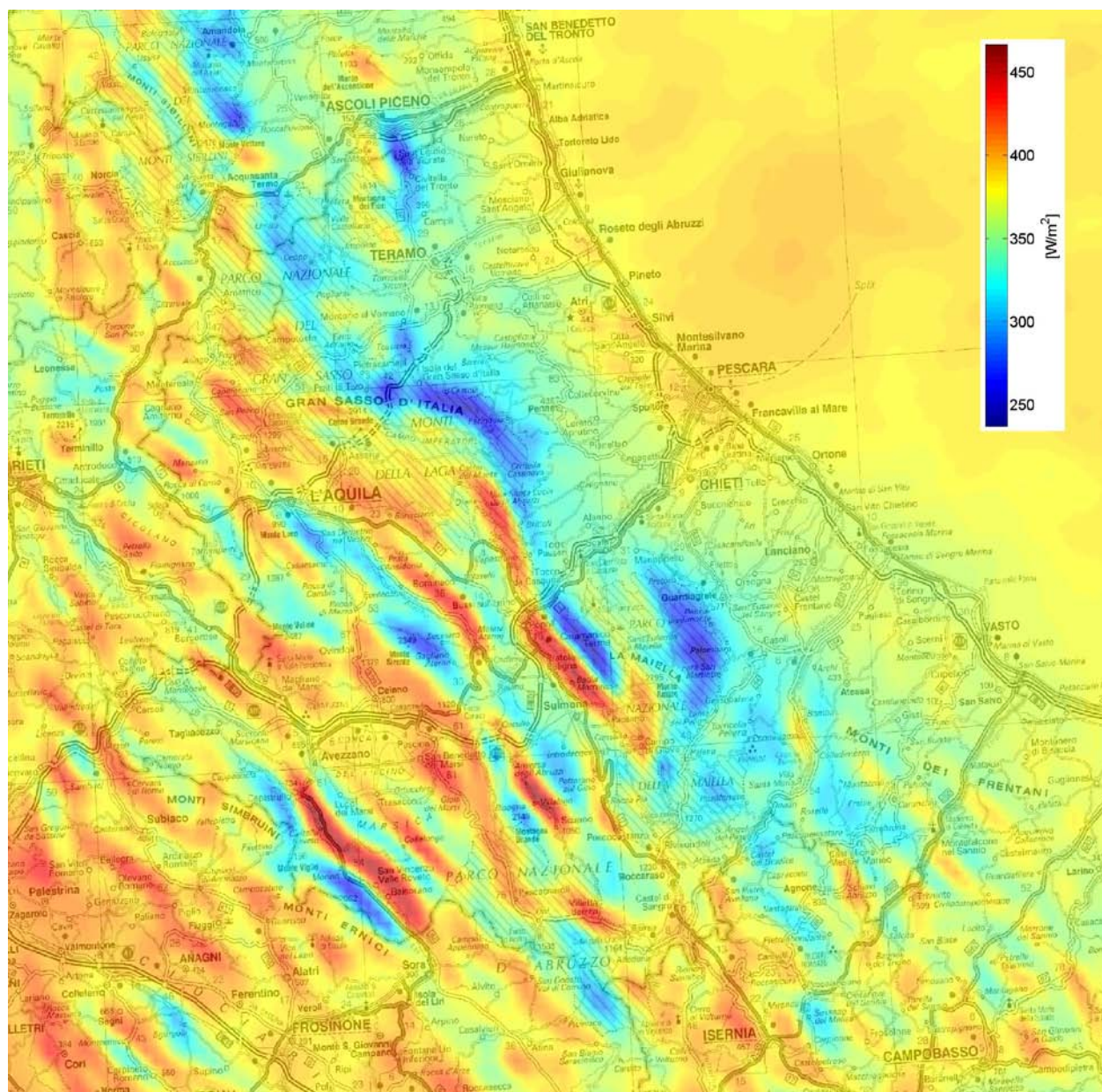


Figura 1.41 : Radiazione oraria media annua ore 14 UTC

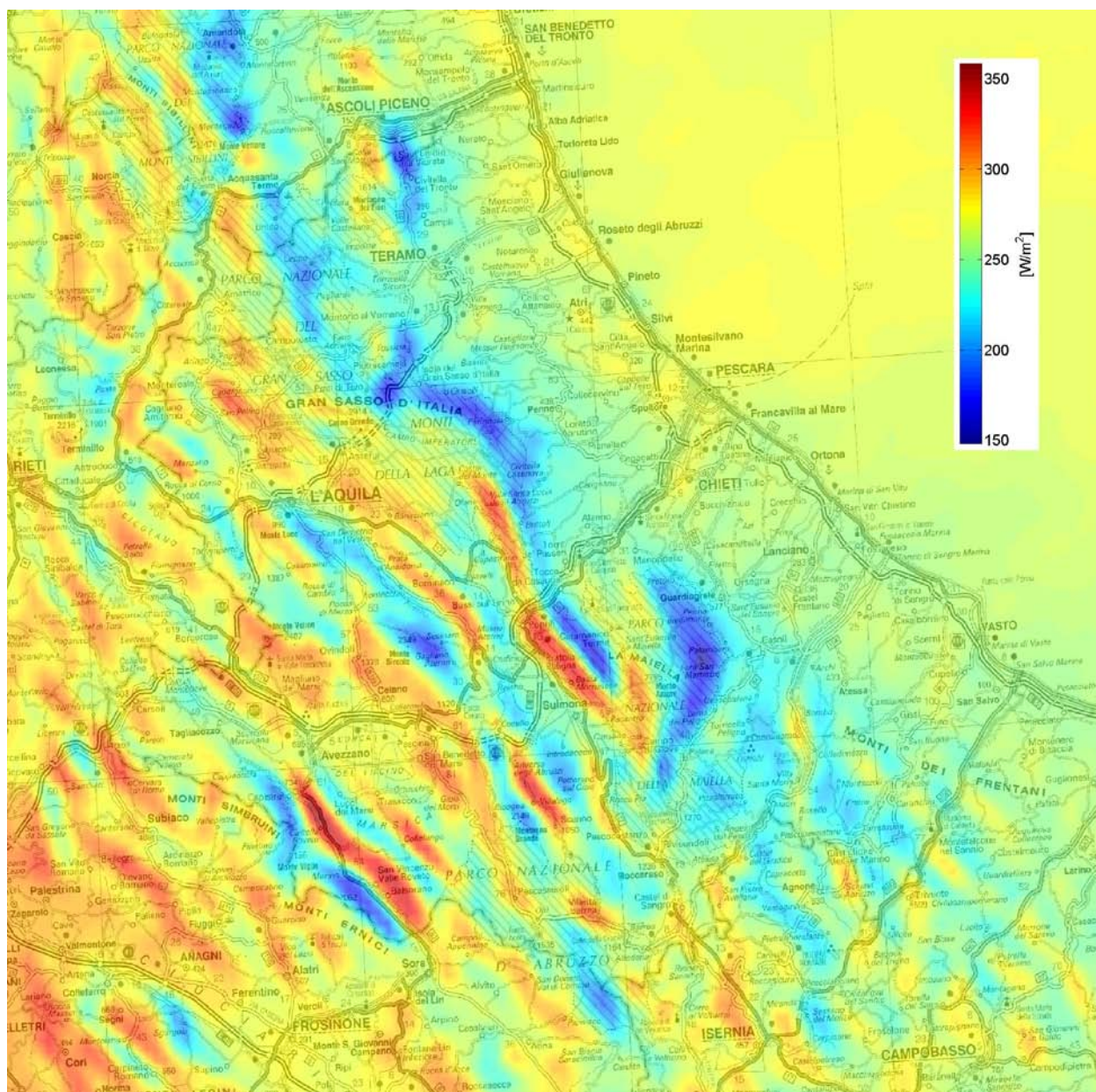


Figura 1.42 : Radiazione oraria media annua ore 15 UTC

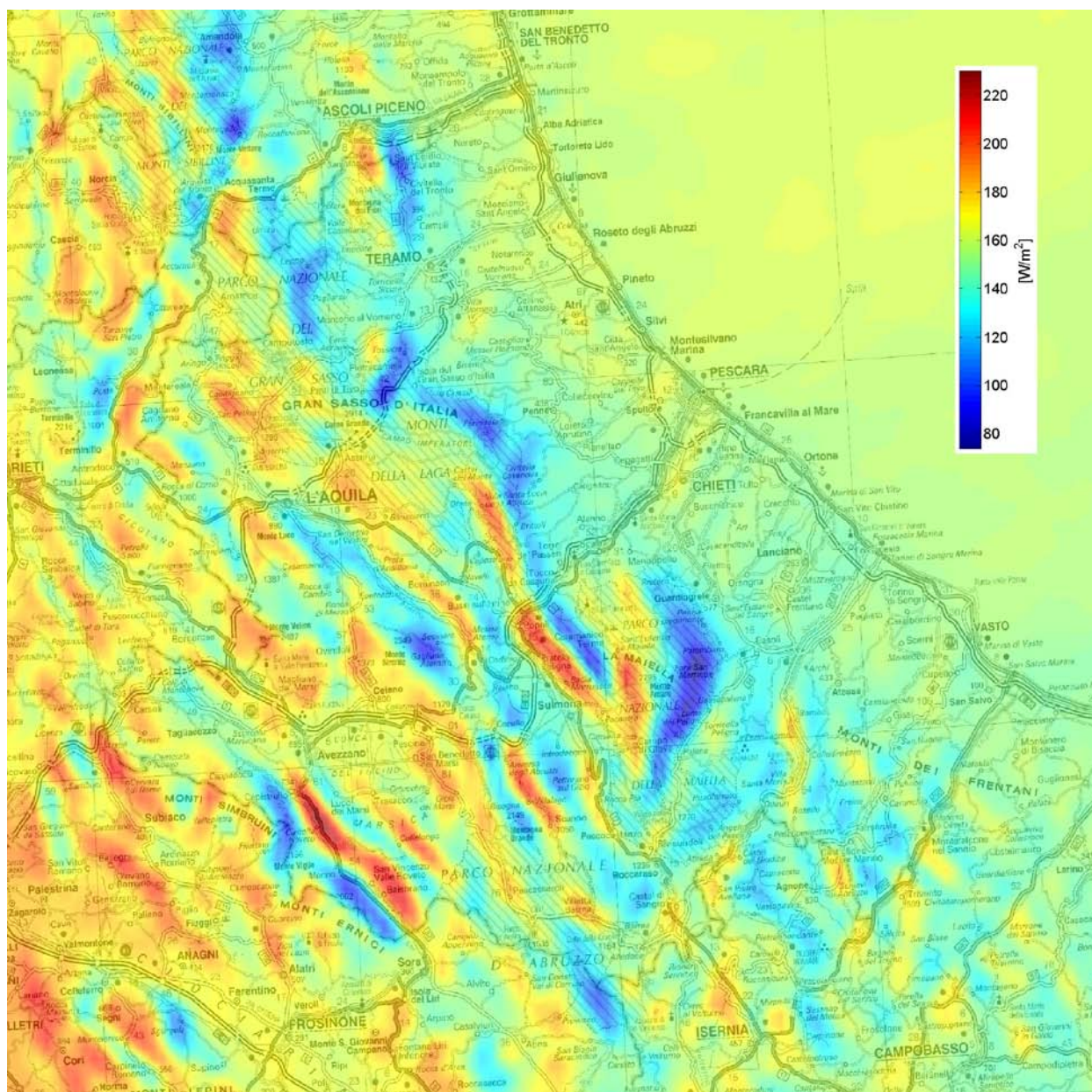


Figura 1.43 : Radiazione oraria media annua ore 16 UTC

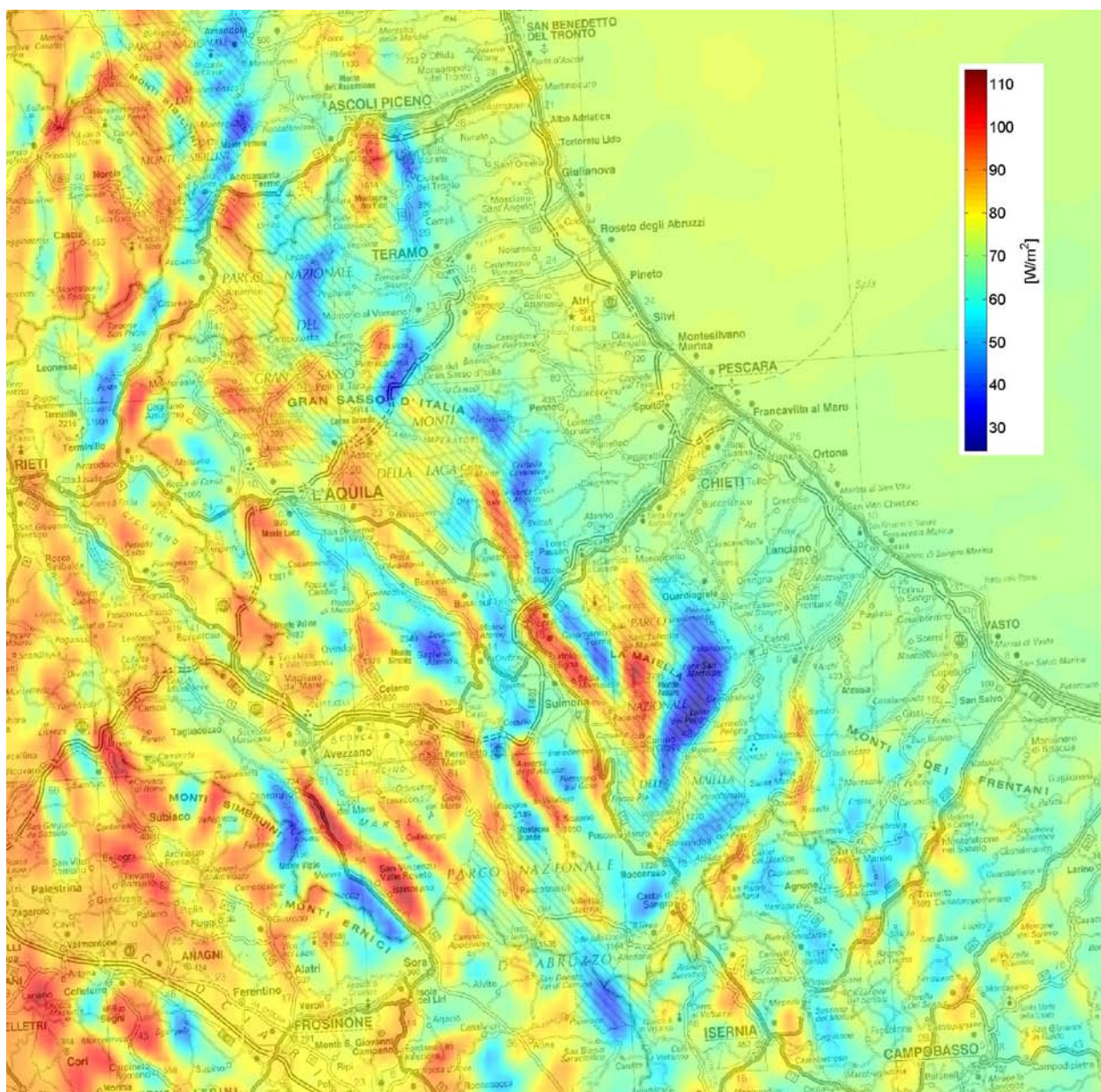


Figura 1.44 : Radiazione oraria media annua ore 17 UTC

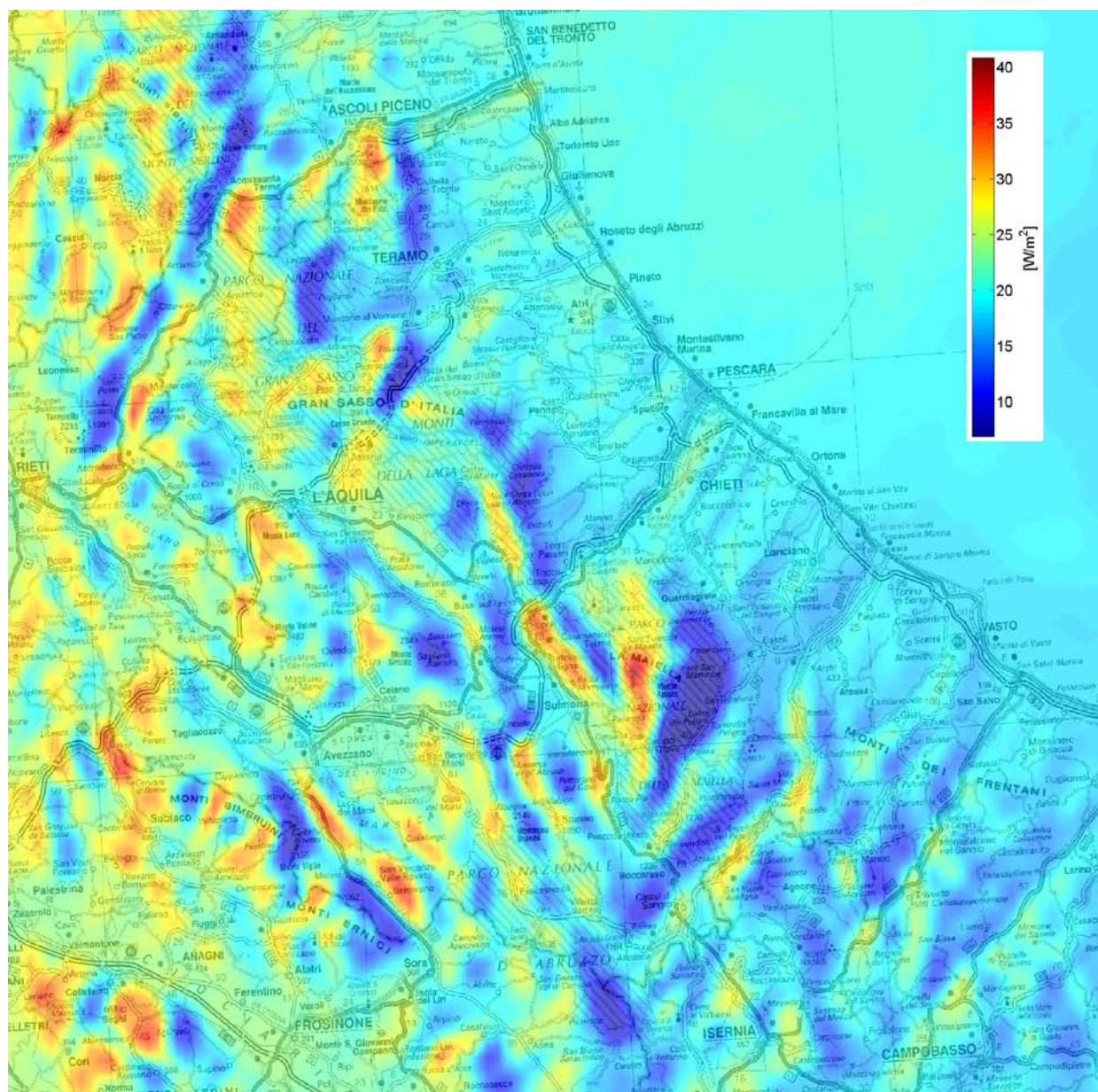


Figura 1.45 : Radiazione oraria media annua ore 18 UTC

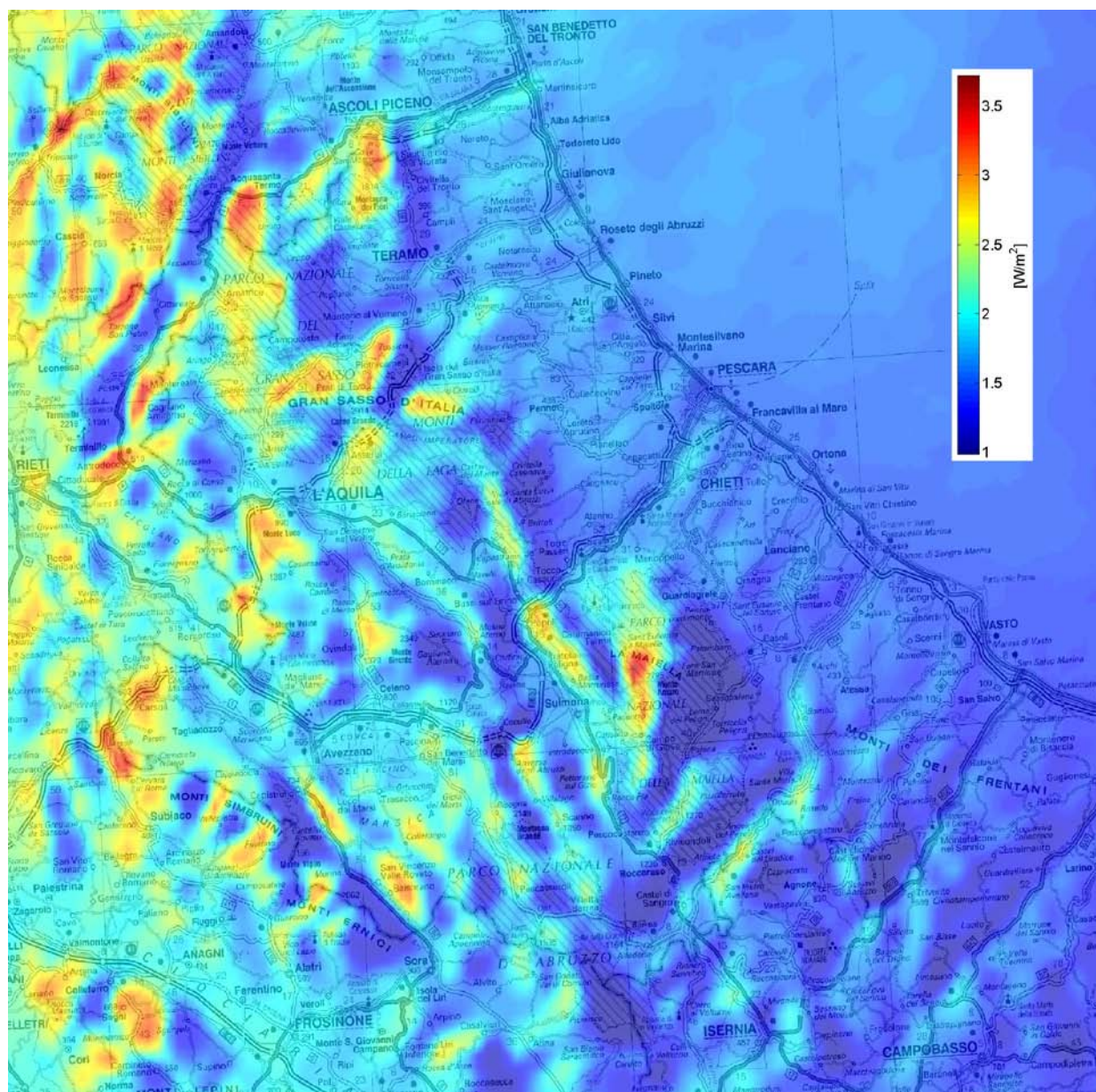


Figura 1.46 : Radiazione oraria media annua ore 19 UTC

1.10 - Riferimenti Bibliografici

- [77] Anthes R. A., Hsie E. Y., Kuo Y. H 1987: *Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4)*. NCAR/TN-282+STR, National Center for Atmospheric Research Technical Notes
- [78] Anthes R. A., Warner T. T. 1978 : *Development of Hydrodynamic Models Suitable for Air Pollution and Other Mesometeorological Studies*. Monthly Weather Review, vol 106 issue 8, 1978
- [79] Anthes R.A. 1972: *Development of Asymmetries in Three-Dimensional Numerical Model of the*

- tropical cyclone*. Monthly Weather Review, vol 100 Issue 6 461-476, 1972
- [80] Armstrong A. M., Ellingson R.G. 2000 : *Comparison of MM5 Forecast Shortwave Radiation with Data Obtained from the Atmospheric Radiation Measurement Program*. Master of Science Scholarly Paper – ARM program
- [81] ASTM Standard G159-98 "*Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiance at Air Mass 1.5: Direct Normal and Hemispherical for a 37° Tilted Surface*"
- [82] ASTM Standard G173-03 "*Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiances: Direct Normal and Hemispherical on a 37 Tilted Surface*"
- [83] Blackadar A. K. 1976 : *Modeling the nocturnal boundary layer*. Preprints of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence and Air Quality, Raleigh, NC, 19-22 October 1976, American Meteorological Society, Boston, 46-49
- [84] Blackadar A. K. *High resolution models of planetary boundary layer*. Advances in Environmental Science and Engineering, 1, No. 1 Pfafflin and Ziegler, Eds., Gordon and Breich Sci. Publ., New York
- [85] Chen F., Dudhia J. 2001 : *Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity*. Monthly Weather Review 129, pp 569-585
- [86] Chen F., Dudhia J. 2001 : *Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation*. Monthly Weather Review 129, pp 587-604
- [87] Chen F., Janjic Z., Mitchell K. 1997 : *Impact of Atmospheric surface-layer parametrizations in the new land-surface scheme of NCEP Mesoscale Eta Model*. Boundary Layer Meteorology, 85, pp 391-421
- [88] Deardorff J. W. 1978 : *Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation*. J. Geophys. Research 83, 1889-1903
- [89] DeMore W. B., Sanders S. P., Golden D. M., Hampson R. F., Kurylo M. J., Howard C., Ravinshakara A. R., Kold C. E. and Molina M.J. 1997 : *Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modeling*. Evaluation number 12, JPL Publ. 97-4. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena CA.
- [90] Dudhia J. : *A Multi-Layer soil temperature model for MM5*. National Center for Atmospheric Research, Boulder Colorado
- [91] Dudhia J. 1989 : *Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model*. Journal of Atmospheric Sciences 46, pp 3077-3107
- [92] Dudhia J. 1993 : *A Nonhydrostatic Version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of the Atlantic Cyclone and Cold Front*. Monthly Weather Review, vol

121 issue 5, 1493-1513, 1993

- [93] Dudhia J. 1995 : *"Reply" on "Comments on A nonhydrostatic Version of the Penn State – NCAR Mesoscale Model : Validation Tests and simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front"*. Monthly weather Review vol 123, issue 8, pp 2573-2575
- [94] Dudhia, Gill, Manning, Wang et al. Jan 2005 : *PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide – MM5 Modelling System Version 3*. Mesoscale and Microscale Meteorology Division National Center for Atmospheric Research
- [95] Duffie J.A., Beckman W.A. *"Solar Energy Thermal Processes"* John Wiley and Sons 1974, pp 385
- [96] Durran D.R., Klemp J.B. 1983 : *A compressible model for the simulation of moist mountain wave*. Monthly Weather Review, vol 111, 2341-2361, 1993
- [97] Grell G., Dudhia J., Stauffer D. 1994 : *A description of the fifth-generation Penn/State NCAR Mesoscale Model*. NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research Technical Notes, 1994
- [98] Groppi F., Zuccaro C. *"Impianti solari fotovoltaici a norme CEI – Guida per progettisti ed installatori"*. Editoriale Delfino 2008 pp 487
- [99] Hong S.Y., Pan H.L. 1996 : *Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model*. Monthly Weather Review, vol 124 issue 10, 2322-2339, 1996
- [100] Iqbal M. *"An Introduction to Solar Radiation"*,
- [101] Jacobson M. Z. 1999 : *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge University Press pp 656
- [102] Jacovides C.P. et al. *"Comparative study of various correlations in estimating hourly diffuse fraction of global solar radiation"* Renewable Energy v 31, pp 2492-2504, 2006
- [103] Karatasou S., Santamouris M., Geros V. *"Analysis of Experimental data on diffuse solar radiation in Athens, Greece, for Building applications."* Int. J. Sustain Energy 2003; 23 (1-2): 1-11;
- [104] Klemp, J. B., Wilhelmson R. B. 1978 : *The simulations of three-dimensional convective storm dynamics*. Journal of Atmospheric Sciences 35 1070-1096, 1978
- [105] Kurucz, R. L., *"ATLAS9 Stellar Atmosphere Programs and 2 km/s Gri,"* Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics CD-ROM No. 13, 1993
- [106] Lacis A. A., Hanses J.E., 1974 : *A parametrization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere*. Journal of Atmospheric Science 31 pp 118-133
- [107] Lam J.C., Li D.H.W. *"Correlation between Global Solar Radiation and its Direct and Diffuse Components"* Building and Environment, Vol 31 no 6 pp 527-535, 1996
- [108] Lazzarin R. *"Sistemi solari attivi – manuale di calcolo"* Franco Muzzio & C. Editore pp 477
- [109] Liu B.Y.H., Jordan R.C. *"The Interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse*

- and total solar radiation*" Solar Energy 1960;4 pp 1-19
- [110] Mahfouf J. F., Viterbo P. 2002 : *Land Surface Assimilation*. Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, 2002
- [111] Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P.D., Iacono M.J., Clough S. A. 1997 : *Radiative Transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*. Journal of Geophysical Research, 102 pp 16663-16682
- [112] Neckel, H. and D. Labs "Improved Data of Solar Spectral Irradiance from 0.33 to 1.25 μm ", Solar Physics, Vol 74, 1981
- [113] Neckel, H., and Labs, D., "The Solar Spectrum Between 3300 and 12500 nm," Solar Physics, Vol. 90, 1984, pp. 205-258.
- [114] Orgill J.F., Hollands K.G.T. "Correlation Equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface" Solar Energy 1977;Vol 19: pp 357-159
- [115] Reindl D.T., Beckman W.A., Duffie J.A. "Diffuse fraction correlations" Solar Energy 1990, Vol 45 pp 1-7
- [116] Ricci R., Sorgi A., Artipoli G., Francavilla F., Mitidieri M. et alii : *Linee guida atte a disciplinare la realizzazione e la valutazione di parchi eolici nel territorio abruzzese*, Bollettino Ufficiale Regione Abruzzo n.50 del 12/09/2007
- [117] Ruth D.W., Chant R.E. "The Relationship of diffuse radiation to total radiation" Solar Energy Vol 18, pp 153-154, 1976
- [118] Skamarock W. C. , Klemp J. B., 1992: *The Stability of Time-Split Numerical Methods for the Hydrostatic and the Nonhydrostatic Elastic Equations*, Mon. Wea. Rev.: 120, 2109–2127.
- [119] Skartveit A., Olseth J. 1986: *Modeling slope irradiance at high latitudes*, Solar Energy 36, 4, 333-344.
- [120] Skartveit A., Olseth J. 1987: *A model for the diffuse fraction of hourly global radiation*, Solar Energy 38, 4, 271-274.
- [121] Smagorinsky J. 1963 : *General Circulation experiments with the primitive equations – I the basic experiment*". Monthly Weather Review, vol 91 issue 3 98-164, 1963
- [122] Smith, E. V. P., and Gottlieb, D. M., "Solar Flux and its Variations" Space Science Reviews, Vol. 16, Nos. 5/6, November/December 1974, pp. 771-802
- [123] Sozzi R., Georgiadis T., Valentini M. 2002 : *Introduzione alla turbolenza atmosferica – Concetti Stime e Misure*. Pitagora Editrice Bologna pp 525
- [124] Stephens G.L. 1978 : *Radiation profiles in extended water clouds Part II: Parametrization schemes*. Journal of Atmospheric Sciences 35 2123.2132
- [125] Steppeler J. *Comments on A nonhydrostatic Version of the Penn State – NCAR Mesoscale Model : Validation Tests and simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front*. Monthly Weather Review vol 123, pg 2572

- [126] Tiris M., Tiris C., Ture I.E. *"Diffuse Solar Radiation Correlations : Application to Turkey and Australia"* Energy Vol. 20, No. 8, pp 745-749, 1995
- [127] Troen I., Mahrt L. 1986 : *A simple model of the atmospheric boundary layer : sensitivity so surface evaporation*. Boundary Layer Meteorology, 62, 21-96, 1986
- [128] Viterbo P. 2002 : *The role of Land Surface in the climate system*. Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, 2002
- [129] Wehrli, C. *"Extraterrestrial Solar Spectrum"*, Publication no. 615, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium + World Radiation Center (PMO/WRC) Davos Dorf, Switzerland, July 1985.
- [130] Woods, T. N., et al, *"Validation of the UARS Solar Ultraviolet Irradiances: Comparison with the ATLAS 1 and 2 Measurements"* Journal of the Geophysical Research, Vol. 101, No. D6, April 30, 1996, pp. 9541-9569.
- [131] Zhang D., Anthes R. A. 1982.: *A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer--Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data*. Journal of Applied Meteorology, vol 21 issue 11, 1594-1609