adaptaclima II

Detección de Oasis Orográficos

Estrategias de Adaptación al Cambio Climático

Ecuación de la Evapotranspiración de Penman-Monteith modificada con la variable fisiográfica de Incidencia Solar

Basado en los Escenarios Locales de Cambio Climatico de Andalucia Actualizados al 4º Informe del IPCC

JUNTA DE ANDALUCIA
CONSEJERÍA DE AGRICULTURA, PESCA Y MEDIO AMBIENTE

Agencia de Medio Ambiente y Agua
CONSEJERÍA DE AGRICULTURA, PESCA Y MEDIO AMBIENTE

Rediam

SUDOE
Interreg IV B

UE / EU – FEDER / ERDF

Rediam

JUNTA DE ANDALUCIA
CONSEJERÍA DE AGRICULTURA, PESCA Y MEDIO AMBIENTE

Detección de Oasis Orográficos

Estrategias de Adaptación al Cambio Climático basadas en los Escenarios Locales de Cambio Climático de Andalucia.

Ecuación de la Evapotranspiración de Penman-Monteith modificada con la variable fisiográfica de Incidencia Solar

J.J. Guerrero[1], M Hernandez[1], F. Cáceres[2], F. Giménez de Azcarate[1], J. M. Moreira[2].

(1) Departamento de Comunicación y Sistemas de Información, Agencia de Medio Ambiente y Agua, Johan Gutenberg, 1 (Isla de la Cartuja), 41092 Sevilla jjguerrero@agenciamedioambienteyagua.es
(2) Servicio de Información y Evaluación Ambiental, Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Avda. Manuel Siurot, 50, 41071 – Sevilla, francisco.caceres@juntadeandalucia.es
(3) Secretaría General de Medio Ambiente y Agua., Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Avda. Manuel Siurot, 50, 41071 – Sevilla josem.moreira@juntadeandalucia.es

Resumen

La estimación del régimen hídrico de un hábitat es fundamental a la hora de reconocer su capacidad para albergar una especie o comunidad vegetal. En áreas montañosas del mediterráneo donde los recursos hídricos son un limitante para el crecimiento vegetal, la modulación que realiza el relieve sobre el reparto del agua, da como resultado a un amplio abanico de hábitats que suele ser poco reconocido a nivel cartográfico. Esta modulación del reparto de la precipitación es causa de dos efectos que trabajan combinados, como es la transferencia horizontal del agua mediante el flujo superficial (escorrentía) y subsuperficial, y la variabilidad de la energía proveniente de la radiación solar a causa de la diferente exposición del suelo al Sol. Esta variabilidad del flujo de energía entrante modifica directamente la capacidad del suelo y plantas a la perdida de agua por evapotranspiración, factor cuyo conocimiento es bien controlado en cultivos agrícolas, y poco estudiado y considerado en ecosistemas forestales o áreas montañosas. El presente documento propone una modificación del modelo de evapotranspiración de ***"Penman-Monteith FAO98"***, para adaptarlo al uso en sierras y montañas mediante la *"incidencia solar"*, un factor dependiente del relieve y movimiento del Sol que permite explicar la variabilidad territorial de la radiación solar, y por tanto de la evapotranspiración de referencia. El modelo matemático aquí expuesto es así mismo trasladado a un modelo cartográfico de alta resolución, que queda integrado en la *Red de Información Ambiental de la Junta de Andalucía* (REDIAM).

1. Introducción

La fórmula ***"FAO Penman Monteith56"*** o ***"Penman-Monteith FAO98"*** es el método más preciso para calcular la *evapotranspiración de referencia* (ETo), un parámetro básico para conocer y evaluar el régimen hídrico de un cultivo o ecosistema. Se trata de una función compleja y dependiente de multitud de variables, cada una de las cuales constituye a su vez un método con suficiente entidad como para discutirlo pormenorizadamente. Se trata de un modelo matemático deducido a partir del modelo físico de conservación de energía, en el que están implicados todos los flujos de intercambio energético del interfaz suelo-atmosfera, entre ellos el cambio de estado del agua de líquido a vapor, ya sea directo por evaporación en el suelo o transpiración en las plantas. Su formulación ha pasado diversas etapas a lo largo de su historia, perfeccionando la metodología no solo para hacerla más precisa y extensible, sino también más fácil de aplicar con las variables meteorológicas de las que normalmente se dispone. Sin embargo, esta metodología está muy enfocada al cálculo de la evapotranspiración de referencia de un cultivo, generalmente asentados en lugares donde la climatología se ve poco afectada por las condiciones particulares a las que puede dar un relieve montañoso.

Efectivamente, el cálculo de la ETo se realiza bajo condiciones normalizadas de radiación solar sin interferencia del relieve, lo que significa que el flujo de radiación solar entrante se realiza sobre un plano horizontal y sin obstáculos en el horizonte que puedan proyectar sombras. Bajo estas condiciones, incluso en terrenos ondulados, el efecto del relieve tiene poca importancia sobre la ETo o queda compensada cuando los cálculos se realizan a nivel regional. Sin embargo, bajo las condiciones que imponen las áreas montañosas, lugar donde se asientan buena parte de los ecosistemas o masas forestales, la modulación de la evapotranspiración a causa del efecto combinado de la pendiente, orientación y encajonamiento de valles y barrancos, es sumamente importante. Este efecto es el que da lugar a la alta variabilidad microclimática característica de las zonas montañosas y como consecuencia, la variabilidad propia de los hábitats que acogen a unas comunidades vegetales u otras, alterando directamente la producción primaria del sitio o estación forestal. El efecto del relieve en la ETo tiene una repercusión directa sobre el régimen hídrico, compensando en los lugares umbríos y poco expuestos a la radiación, el déficits hídrico propio de las condiciones generales del clima, resurgiendo en estos, enclaves de vegetación propia de zonas más húmedas, o todo lo contrario, ya que en zonas expuestas a sol, la amplificación de la radiación solar puede dar lugar a un régimen hídrico muy severo. Se ha observado que algunas poblaciones singulares de especies forestales como el Pinsapo, han quedado desmarcadas de la distribución óptima propia de la especie, y aun así prosperan correctamente, gracias a que se encuentran en zonas donde el relieve atenúa en buena medida la radiación solar. Tampoco es muy conocido el efecto estacional que a lo largo del año puede tener la radiación solar sobre el microclima y la vegetación en un relieve montañoso. Los parámetros clásicos de pendiente y orientación son claramente insuficientes a la hora de reconocer y medir este tipo de efectos. De esta forma la inversión de la radiación solar entre zonas llanas y solanas en verano, el reconocimiento de enclaves apenas iluminados, la convergencia estival de la umbría y la solana, el efecto de encajamiento de los valles o barrancos, o la sobreexposición de las cumbres montañosas, son ejemplos pasados por alto en los estudios clásicos, tanto en lo que se refiere a su consideración como a su valoración.

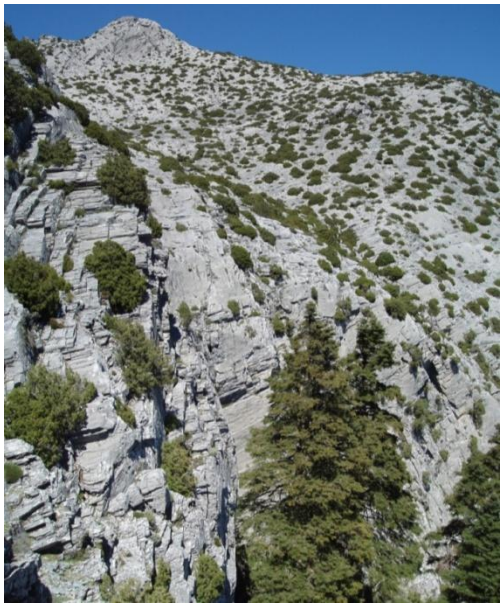


Figura 1. Pinsapar de la Cañada de los Tejos, Sierra de las Nieves (Málaga). En esta imagen se puede observar como conviven comunidades vegetales muy distintas en áreas sobreexpuestas a la radiación solar y las cañadas umbrías.

Por otro lado, la estimación de la distribución potencial de especies vegetales topa por definición con algunos de los preceptos clásicos de modelización, sobre todo a la hora de proyectar la distribución potencial bajo condiciones de cambio climático. La pendiente y orientación son factores muy importantes a la hora de explicar la distribución de una especie, ya que son capaces de modificar el régimen hídrico del sitio, al actuar sobre la

evapotranspiración. Por consiguiente son variables que inciden de forma indirecta sobre la ecofisiología de la planta, y no es correcto asociar la distribución de una planta a un rango predeterminado de una variable que entra a formar parte de un criterio mayor y más explicativo. De esta forma, bajo condiciones de cambio climático es muy probable que los parámetros ecológicos indirectos como la pendiente y orientación cambien significativamente, lo mismo que ya lo hacen, como sabemos, con la propia latitud o altitud[1].

Figura 2. Especies como el Melojo (*Quercus pyrenaica*), prefieren zonas soleadas y expuestas en latitudes del norte de la Península Ibérica, mientras que en Andalucía buscan refugios umbríos y poco expuestos al Sol.

La característica más sobresaliente del modelo ***"Penman-Monteith FAO98"*** para cálculo de la ETo es que se basa en principios de física clásica, una ventaja que además de hacerlo más consistente, robusto y con un amplio dominio de aplicación, también lo hace flexible a modificaciones particulares, si estas se realizan con una base física. Este es el caso aquí presentado, donde la propuesta de modificación del modelo de ***"Penman-Monteith FAO98"*** para su adaptación a zonas montañosas, tiene una consistencia teórica basada desde el primer momento en el propio modelo físico del que parte, y que solo requiere una parte experimental que permita la verificación del nuevo modelo. Esta modificación recae plenamente sobre una variable fisiográfica denominada *"incidencia solar"*, un factor puramente geométrico a partir del cual es reconstruido el cálculo de la radiación solar y evapotranspiración de referencia.

A continuación es presentado el modelo ***"Penman-Monteith FAO98"*** para el cálculo de la ETo, desarrollado por *Penman* y *Monteith* (1965) y actualizado por *R. G. Allen* y *L. S. Pereira* según queda registrado en la publicación nº 56 FAO (1998)[i], con la modificación propuesta en este texto para su aplicación a zonas montañosas y mejor adaptación a cualquier tipo de ecosistema o masas forestales. Posteriormente serán discutidos sus resultados con datos territoriales estimados y su implicación ecológica en una especie emblemática como es el Pinsapo (*Abies pinsapo Boiss*).

[1] "… para las plantas es completamente indiferente que, por ejemplo, las condiciones térmicas favorables estén determinadas por el macroclima o por la localización del biotopo en una ladera resguardada hacia el sur. Tampoco tiene importancia para las plantas que la humedad necesaria del suelo se consiga gracias a una distribución favorable de las precipitaciones, o una evapotranspiración reducida debida a una orientación hacia el norte o a la estructura del suelo y a la proximidad del agua freática, lo principal es que la planta no carezca de agua." (Walter, H.)

2. Modelo de Evapotranspiración de Referencia de Penman-Monteith

Las formulas más importantes que se utilizan para estimar la evapotranspiración han sido comparadas experimentalmente en campo con medidas en lisímetros, concluyendo que la ecuación de *Penman-Monteith* estima la evapotranspiración con menor error. Estos mismos estudios sugirieron algunas modificaciones del modelo, mediante la aclaración del propio concepto de evapotranspiración de referencia y las implicaciones que conlleva el uso de un cultivo de referencia.

Con el apoyo de la FAO, *Doorenbos y Pruitt (1975)* publican *"Guideline for predicting crop water requirements"*, articulo mejorado por ellos mismos en una segunda revisión en 1977[ii]. En esta publicación se explican hasta cuatro métodos para la estimación de la ETo, en aquel momento definida con el nombre de evapotranspiración potencial: formula de *Penman* modificada por los investigadores de la FAO (*Penman-FAO*, hoy en desuso); la de *Makkink* o *"Radiacion FAO"*; formula de *Blanney-Criddle*; y la ETo por tanque evaporimétrico tipo A. Es en esta publicación donde son indicadas las recomendaciones más adecuadas sobre la estimación de la ETo por *"FAO Penman Monteith56"*, actualmente revisada a ***"Penman-Monteith FAO98"***. También queda claramente definido el concepto de *evapotranspiración de referencia* como: *<<la evapotranspiración desde una superficie de un cultivo hipotético de 0.12 m de altura, 70 s/m de resistencia y 0.23 de albedo, la cual se asemeja a una superficie extensa de grama verde, de altura uniforme, en crecimiento y sin limitaciones de agua>>* (*Allen et al., 1998*).

La formula de ***Penman-Monteith FAO98*** es ampliamente recomendada como el método estándar para estimar la *evapotranspiración de referencia* con validez mundial en los diferentes tipos de clima, comprobada fehacientemente por organismos especializados, incluyendo la *Organización Meteorológica Mundial*. A excepción de la formula de *Hargreaves 1985*[2], el resto de métodos no son actualmente recomendables.

No hay que olvidar que la *evapotranspiración de referencia*, es lo que su propio nombre indica, una estimación de la evaporación y transpiración de un determinado lugar bajo unas condiciones estándar de cultivo y sin limitaciones de agua, allí donde llegan las raíces de este. Implícito al modelo, también queda como estándar las condiciones del relieve: un plano horizontal sin obstáculos en el horizonte desde que amanece hasta la puesta del Sol. Sin embargo, en el propio desarrollo del modelo, e implícitos en sus diferentes parámetros es posible modificar algunas de las condiciones del cultivo. No es así con el relieve, a no ser que sean usadas medidas de radiación solar tomadas directamente en campo. Esta misma excepción sirve como argumento para justificar la posible discusión sobre si la modificación de este modelo para incluir el factor del relieve hace que continúe o no siendo un valor de referencia de la evapotranspiración.

[2] La *fórmula de Hargreaves* (*Hargreaves y Samani, 1985*) permite evaluar la evapotranspiración de referencia necesita con los datos de temperatura y de radiación solar. La expresión general es la siguiente: $\mathrm{ETo} = 0.0135 \cdot (\mathrm{T_{med}} + 17.78) \cdot \mathrm{R_s}$, donde ETo es la evapotranspiración de referencia diaria, mm/día $\mathrm{T_{med}}$ la temperatura media en °C y $\mathrm{R_s}$ la radiación solar incidente convertida en mm/día.

Una vez aclarados estos términos, la ecuación de ***Penman-Monteith FAO98*** de la *evapotranspiración de referencia* ETo en un cultivo de 0.12 m de altura, 70 s/m de resistencia y 0.23 de albedo, se expresa de la siguiente forma:

$$ETo = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \left(\frac{900}{T+273}\right) \cdot v_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot v_2)} \quad [1]$$

donde

ETo: *evapotranspiración de referencia* en mm/día

Δ: *pendiente de la curva de tensión de vapor saturado* en KPa/ºC (2.1)

R_n: *radiación solar neta* sobre la superficie del terreno en MJ/m^2·día (2.2)

G: *flujo de calor* hacia el suelo en MJ/m^2·día (2.3)

γ: *constante psicrometría* en kPa/ºC (2.4)

T: *temperatura media* del aire en ºC

v_2: *velocidad media del viento* en m/s (2.5)

e_a: *presión de vapor actual* en KPa (2.6)

e_s: *presión de vapor saturado* en KPa (2.7)

No es objetivo de este texto entrar en su deducción, aunque si es importante aclarar el papel de algunos de sus términos. Para hacer pasar el agua de estado líquido a estado vapor es preciso aplicar una cierta cantidad de energía, que por unidad de masa se conoce con el nombre de *calor latente de vaporización del agua*, λ. Para 0ºC en agua líquida, λ es igual a 2501.3 KJ/Kg. Esto implica que el proceso de evaporación o transpiración para vegetales consume cantidades importantes de energía. Esta es la base física de la expresión de la ETo de *Penman-Monteih*, en cualquiera de sus versiones. Esta energía, ya sea en forma de radiación o calor, puede provenir de diferentes lugares del interfaz suelo-atmosfera-planta, ya sea de la radiación solar neta que llega al suelo, y/o de la pérdida o ganancia de calor en el suelo y aire, o incluso biomasa. El balance de energía final debe ser nulo. En cualquier caso este proceso está limitado por la propia capacidad del aire a retener vapor de agua (humedad relativa), o el viento a retirarla, por lo que en condiciones de saturación del aire y sin viento la evapotranspiración tiende a anularse.

A continuación son descritas cada una de estas variables, así como el procedimiento de cálculo, incluyendo en el apartado de *radiación solar neta* R_n (2.2), la descripción y deducción del parámetro de *"incidencia solar"* (punto 3), factor responsable de la variabilidad de la radiación solar directa en un terreno montañoso. Esta es la aportación real de este trabajo, sin embargo, se considera de gran relevancia la explicación del modelo entero, tanto para justificar desde el punto de vista físico su modificación, como para precisar claramente la metodología con el fin de documentar su aplicación en el denominado *"Modelo Digital de Incidencia Solar"*, *"Modelo Digital de Radiación Solar Neta"* y *"Modelo Digital de Evapotranspiración de Referencia"*, todos ellos aplicados a la región Andaluza y disponibles en la REDIAM.

2.1. Pendiente de la curva de tensión de vapor saturado Δ

La presión de una mezcla de aire seco y aire húmedo sigue la misma relación de la *ecuación de los gases perfectos*[3], siempre y cuando no se llegue a la saturación o punto de roció del aire. Por otra parte, y según la *Ley de Dalton*, la presión de esta mezcla equivale a la suma de las presiones parciales de aire seco y húmedo, siendo la presión parcial la que se ejercería si ocupase él solo el mismo volumen. Se define la tensión o presión de vapor e, como la presión parcial del vapor del agua en este volumen, y en los límites de saturación solo depende de la temperatura en la denominada *curva de presión de vapor saturante* e_s. La *pendiente de la curva de tensión de vapor saturado* Δ, es la derivada instantánea de dicha curva, y se expresada por:

$$\Delta = \frac{2503.6 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot T}{T+237.3}\right)}}{(T+237.3)^2}$$

donde

Δ: *pendiente de la curva de tensión de vapor saturado* en (KPa/ºC)

T: la temperatura media en ºC

2.2. Radiación solar neta Rn

El Sol emite energía en forma de radiación de onda corta. La radiación solar que llega a la parte superior de la atmósfera terrestre tiene una potencia promedio de 1.367 W/m^2, cantidad denominada Constante Solar. Este valor está ligado a una variación cíclica denominada Ciclo Solar, con un periodo variable de 9 a 14 años. Después de pasar por la atmósfera, donde sufre un proceso de debilitamiento por la difusión, reflexión en las nubes y de absorción por las moléculas de gases (como el ozono y el vapor de agua) y por partículas en suspensión, la radiación solar alcanza la superficie terrestre oceánica y continental que la refleja o la absorbe. La cantidad de radiación absorbida por la superficie es devuelta en dirección al espacio exterior en forma de radiación de onda larga.

Una aproximación de la cantidad de energía incidente en la Tierra y de cómo se transforma en la atmósfera y la superficie terrestre se puede establecer de la siguiente manera: de la radiación total incidente, el 30% es reflejado al espacio exterior, mientras que la mayor parte del 70% restante calienta la superficie terrestre, la atmósfera y los océanos (47%) o se absorbe en la evaporación de agua (23%). Es muy poca energía la usada y dirigida al viento y las olas o para ser absorbida por las plantas en la fotosíntesis. De este calentamiento y del proceso inverso de condensación, prácticamente toda la energía es radiada al espacio exterior en forma de radiación infrarroja.

[3] Esta ley relaciona tres variables que definen el estado de un gas: temperatura, presión y volumen. El enunciado de esta ley es el siguiente: "Los volumenes ocupados por una misma masa gaseosa son directamente proporcionales a las temperaturas absolutas correspondientes e inversamente proporcionales a las presiones soportadas"

La radiación que finalmente llega a la superficie de la tierra se denomina *radiación global*, y es la suma de la radiación solar directa, difusa y reflejada. La *radiación solar directa* (R_b) es la radiación proveniente del Sol, que no ha sufrido difusión, ni reflexión alguna. Depende de la *constante solar*, *altura del sol sobre el horizonte* y *transparencia atmosférica* en presencia de gases absorbentes, nubes y niebla. Mientras, la *radiación difusa* (R_d), es la componente de la radiación solar que al encontrar pequeñas partículas en suspensión en la atmósfera en su camino hacia la tierra e interactuar con las nubes, es difundida en todas las direcciones. Por último, la *radiación solar reflejada* (R_r) es la irradiación consecuencia del reflejo de la superficie del suelo de alrededor.

Por otra parte, la superficie del suelo pierde energía en forma de radiación de onda larga, por lo que la radiación neta final es:

$$R_n = Rn_{oc} - R_{ol}$$

donde

R_n: *radiación neta* en MJ/m^2·día

Rn_{oc}: *radiación neta de onda corta* en MJ/m^2·día (2.2.1)

R_{oc}: *radiación de onda larga* en MJ/m^2·día (2.2.2)

2.2.1. Radiación neta de onda corta Rn_{oc}

La *radiación global de onda corta* que llega a un determinado punto del terreno es por tanto la suma de:

$$R_{oc} = R_b + R_d + R_r$$

donde

R_b: *radiación directa* en MJ/m^2·día

R_d: *radiación difusa* en MJ/m^2·día

R_r: *radiación reflejada en* MJ/m^2·día

La radiación reflejada por los alrededores de un punto sobre una superficie horizontal infinita, es igual a 0. Para el caso de un lugar inclinado con los alrededores constituidos por una superficie horizontal infinita, la radiación reflejada puede calcularse con la siguiente expresión:

$$R_r = \alpha \cdot \left(\frac{1 - \cos p}{2}\right) \cdot (R_b + R_d)$$

donde

α: *albedo* del terreno de alrededor (adimensional) (*tabla 1*)

p: *pendiente* del terreno

Para el albedo exterior del terreno se recomienda un valor medio de 0.2 o usar el mismo albedo del punto.

Por otro lado, existen diversos tipos de modelos para calcular la *radiación difusa*. El más operativo es el modelo *circunsolar*, donde la dirección de la onda procede exclusivamente del disco solar y de su aureola, de la misma manera que lo hace la *radiación directa* R_b. Este criterio permite simplificar los cálculos cuando es considerado el relieve, ya que así es posible integrar la *radiación directa* y la *difusa* en un solo termino (R_s) afectado por el *coeficiente de incidencia solar* (3). De esta forma la *radiación de onda corta* puede estimarse mediante la siguiente expresión:

$$R_{oc} = (R_b + R_d) \cdot \left(\frac{2 + \alpha \cdot (1 - \cos p)}{2} \right) = R_s \cdot \left(\frac{2 + \alpha \cdot (1 - \cos p)}{2} \right)$$

donde R_s es *radiación solar entrante en el plano horizontal* en MJ/m^2·día.

Es importante recalcar que R_s es la radiación solar de onda corta medida en el plano horizontal que llega en la dirección del Sol, y cuya distribución territorial tras llegar al suelo va a verse alterada por la configuración del relieve. Una vez que llega al terreno la *radiación global de onda corta* R_{oc}, un porcentaje es reflejado de nuevo a la atmosfera en función del albedo α, y otra parte es redistribuida en función del relieve por el factor φ, quedando la *radiación neta de onda corta* Rn_{oc} en MJ/m^2·día de la siguiente manera:

$$Rn_{oc} = R_{oc} \cdot (1 - \alpha) \cdot \varphi = (1 - \alpha) \cdot \left(\frac{2 + \alpha \cdot (1 - \cos p)}{2} \right) \cdot R_s \cdot \varphi \quad [2]$$

donde φ es *coeficiente de incidencia solar* (adimensional), cuya deducción se realiza en el punto 3.

Tipo de Superficie	Albedo
Agua libre a temperatura < 30°C	0.02 - 0.06
Agua libre a temperatura > 30°C	0.06 - 0.40
Arcillas húmedas	0.02 - 0.08
Arcillas secas	0.16
Arenas claras	0.34 - 0.40
Arenas oscuras	0.33
Arenas ribereñas	0.43
Bosques de pináceas	0.10 - 0.14
Bosques frondosos	0.18
Cereales	0.10 - 0.25
Césped verde	0.26
Césped seco	0.19
Hielo	0.36 - 0.50
Lechugas	0.22
Limos	0.16 - 0.23
Nieve	0.40 - 0.90
Papas	0.19
Rocas	0.12 - 0.15
Sabanas	0.05 - 0.22
Zonas Urbanizadas	0.15 - 0.25

Tabla 1. Valores de albedo a para distintas superficies (adimensional)

El *coeficiente de incidencia solar* es adimensional, y expresa la relación entre el flujo neto de energía radiante de onda corta incidente sobre la superficie del terreno en un periodo determinado de tiempo y la misma en el plano horizontal. Para un día concreto:

$$\varphi = \frac{s_n}{sh_n \cdot \cos p} \quad [3]$$

donde

s_n: *incidencia solar* de un día n del año en un del terreno irregular, con orientación, pendiente y proyección de sombras (expresada en horas).

sh_n: *incidencia solar normalizada* de un día n del año sobre una superficie horizontal y sin obstáculos en el horizonte (expresada en horas).

p: *pendiente* del terreno

Finalmente, es posible usar varios modelos para el cálculo de la suma de la radiación directa y difusa, o *radiación solar entrante en el plano horizontal* (R_s) como la ecuación de *Hargreaves*:

$$R_s = R_b + R_d = k \cdot R_a \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \quad [4]$$

donde

R_a: *radiación solar extraterrestre* en MJ/m^2·día (*tabla 2*)

k: variable entre 0.16 en zonas costeras y 0.19 en zonas continentales sin influencia de cuerpos de agua (se suele adoptar la media 0.17)

T_{max} y T_{min}: temperaturas medias máxima y mínima del periodo en ^{o}C

O en el caso de disponer de la nubosidad o número de horas reales de sol n:

$$R_s = R_a \cdot \left(0.25 + 0.50 \cdot \frac{n}{N}\right) \quad [5]$$

donde N es el *fotoperiodo* o número de horas potenciales de sol (*tabla 3*)

2.2.2. Radiación de onda larga $\mathbf{R_{ol}}$

En el balance energético global también interviene la perdida de energía del suelo mediante la emisión de radiación de onda larga, regida por la *ley Stefan-Boltzmann*. Esta pérdida de energía es a su vez amortiguada por el efecto invernadero que provocan ciertos gases como el CO_2 y el agua no saturada contenida en el aire, o saturada en las nubes. La *figura 8* muestra los flujos verticales medios de energía en el sistema terrestre en W/m^2, mientras que la *tabla 5* muestra el balance energético en la superficie de la tierra.

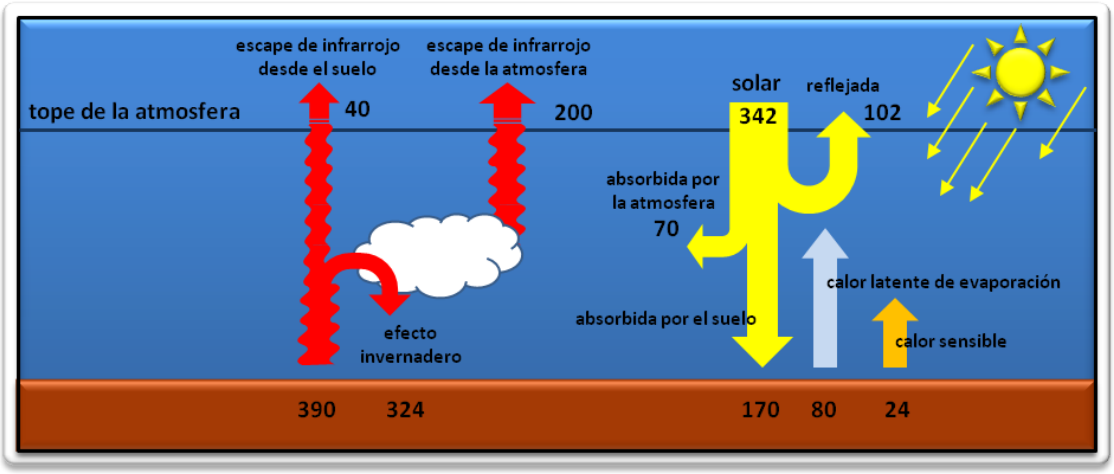


Figura 8. Esquema de la distribución de la radiación en el sistema tierra–atmósfera.

Se puede observar, que las entradas de energía en la superficie terrestre están constituidas por los 170 W/m^2 de flujo medio de radiación de onda larga que consigue llegar desde el sol, y los 324 W/m^2 de radiación de onda larga procedente de la atmosfera. En el otro lado del balance, la energía saliente está formada por 80 W/m^2 liberados por la evapotranspiración, 24 W/m^2 de flujo de calor sensible por conducción y convección, y por ultimo 390 W/m^2 de radiación de onda larga emitida desde el suelo. Finalmente el balance energético entre la energía que entra y la que sale debe de ser nulo.

Estas cuentas de energía a nivel global revelan la importancia que tiene la perdida de calor desde el suelo debidas a la radiación de onda larga.

Balance de energía en la superficie de la tierra			
Energía entrante		**Energía saliente**	
Radiación solar	170 W/m^2	Radiación terrestre	390 W/m^2
Radiación atmosférica	324 W/m^2	Evapotranspiración	80 W/m^2
		Conducción y convección	24 W/m^2
Total	494 W/m^2	Total	494 W/m^2

Tabla 5. Balance de energía en la superficie de la tierra.

Esta pérdida de energía desde el suelo por radiación de onda larga R_{ol} puede estimarse por la siguiente expresión:

$$R_{ol} = \sigma \cdot \frac{(273 + T_{max})^4 + (273 + T_{min})^4}{2 \cdot \cos p} \cdot \left(0.34 - 0.14 \cdot \sqrt{e_a}\right) \cdot \left(a_1 \cdot \frac{R_s}{R_{so}} - b_1\right)$$

donde

σ: *constante de Stefan-Boltzmann* = 4.903 10^{-9} MJ/K^4·m^2·día

T_{max} y T_{min}: *temperaturas medias máxima y mínima* del periodo en ^{o}C

e_a: *tensión de vapor actual* (KPa), cuya expresión es:

$$e_a = 3.05 \cdot 10^{-3} \cdot \left(e^{\frac{12.27 \cdot T_{max}}{T_{max}+237.3}} \cdot Hr_{min} + e^{\frac{12.27 \cdot T_{min}}{T_{min}+237.3}} \cdot Hr_{max}\right)$$

Hr_{min} y Hr_{max}: humedad relativa mínima y máxima en %

R_{so}: radiación solar en MJ/m^2·día en un día despejado a una altura h (metros), cuya expresión es la siguiente:

$$R_{so} = R_a \cdot (2 \cdot 10^{-5} \cdot h + 0.75)$$

R_a: radiación solar extraterrestre en MJ/m^2·día (*tabla 2*)

R_s: *radiación solar entrante en el plano horizontal*

p: *pendiente* del terreno

La relación R_s/R_{os} es la nubosidad relativa, y debe fluctuar entre 0.25 y 1. Mientras que los coeficientes experimentales a_1 y b_1 son función del régimen hídrico de la región climática (*tabla 5*).

Tipo de región	a_1	b_1
Regiones áridas	1.20	-0.20
Regiones húmedas	1.00	0.00
Regiones semihumedas	1.10	-0.10

Tabla 5.- Coeficientes experimentales a_1 y b_1. Jensen, 1974

Latitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agoto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
70	0.0	2.6	10.4	23.0	35.2	42.5	39.4	28.0	14.9	4.9	0.1	0.0
68	0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42.0	38.9	28.6	16.1	6.0	0.7	0.0
66	0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29.3	17.3	7.2	1.5	0.1
64	1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30.0	18.4	8.5	2.4	0.6
62	2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39.0	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3
60	3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2
58	4.3	9.6	17.7	28.4	37.0	41.3	39.4	32.0	21.7	12.1	5.5	3.1
56	5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.6	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2
54	6.5	12.0	20.0	30.0	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2
52	7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9.0	6.4
50	8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5
48	10.1	14.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7
46	11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	27.5	19.2	12.6	9.9
44	12.5	18.0	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1
42	13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4
40	15.0	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30.0	22.5	16.3	13.6
38	16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37.0	30.7	23.6	17.5	14.8
36	17.5	22.6	29.0	35.7	40.0	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1
34	18.7	23.7	29.9	36.1	40.0	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3
32	19.9	24.8	30.7	36.5	40.0	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5
30	21.1	25.8	31.4	36.8	40.0	41.2	40.6	38.0	33.4	27.6	22.2	19.8
28	22.3	26.8	32.2	37.1	40.0	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21.0
26	23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.6	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2
24	24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3
22	25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40.0	39.6	38.4	35.4	31.0	36.6	24.5
20	26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6
18	27.9	31.5	35.2	38.0	39.0	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8
16	28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9
14	29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38.0	36.7	33.9	30.6	28.9
12	30.9	33.8	36.5	38.0	38.0	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30.0
10	31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37.0	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31.0
8	32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32.0
6	33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9
4	34.6	36.4	37.6	37.4	36.0	35.0	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9
2	35.4	37.0	37.8	37.1	35.4	34.2	34.6	36.1	37.3	37.0	35.6	34.8
0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

Tabla 2. Radiación Extraterrestre en función de la latitud y mes del año en MJ/m^2·dia (hemisferio norte).

Latitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agoto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
70	0.0	6.6	11.0	15.6	21.3	24.0	24.0	17.6	12.8	8.3	2.3	0.0
68	2.1	7.3	11.1	15.3	19.7	24.0	22.3	17.0	12.7	8.7	4.1	0.0
66	3.9	7.8	11.2	14.9	18.7	22.0	20.3	16.4	12.7	9.0	5.2	1.9
64	5.0	8.2	11.2	14.7	17.9	20.3	19.2	16.0	12.6	9.3	6.0	3.7
62	5.7	8.5	11.3	14.4	17.3	19.2	18.4	15.7	12.6	9.5	6.6	4.8
60	6.4	8.8	11.4	14.2	16.8	18.4	17.7	15.3	12.5	9.7	7.1	5.6
58	6.9	9.1	11.4	14.1	16.4	17.8	17.2	15.1	12.5	9.9	7.5	6.2
56	7.3	9.3	11.5	13.9	16.0	17.3	16.8	14.8	12.4	10.1	7.9	6.7
54	7.7	9.5	11.5	13.8	15.7	16.8	16.4	14.6	12.4	10.2	8.2	7.1
52	8.0	9.7	11.5	13.6	15.4	16.5	16.0	14.4	12.4	10.3	8.5	7.5
50	8.3	9.8	11.6	13.5	15.2	16.1	15.7	14.3	12.3	10.4	8.7	7.9
48	8.6	10.0	11.6	13.4	15.0	15.8	15.5	14.1	12.3	10.6	9.0	8.2
46	8.8	10.1	11.6	13.3	14.8	15.5	15.2	14.0	12.3	10.7	9.2	8.5
44	9.1	10.3	11.6	13.2	14.6	15.3	15.0	13.8	12.3	10.7	9.4	8.7
42	9.3	10.4	11.6	13.2	14.4	15.0	14.8	13.7	12.2	10.8	9.6	9.0
40	9.5	10.5	11.7	13.1	14.2	14.8	14.6	13.5	12.2	10.9	9.7	9.2
38	9.6	10.6	11.7	13.0	14.1	14.6	14.4	13.5	12.2	11.0	9.9	9.4
36	9.8	10.7	11.7	12.9	13.9	14.4	14.2	13.4	12.2	11.1	10.1	9.6
34	10.0	10.8	11.7	12.9	13.8	14.3	14.1	13.3	12.2	11.1	10.2	9.7
32	10.1	10.9	11.8	12.8	13.6	14.1	13.9	13.2	12.2	11.2	10.3	9.9
30	10.3	11.0	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.1	11.3	10.5	10.1
28	10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.1	11.3	10.6	10.2
26	10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4
24	10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5
22	10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7
20	10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11.0	10.8
18	11.0	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13.0	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9
16	11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1
14	11.3	11.6	11.9	12.4	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.6	11.3	11.2
12	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3
10	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.0	11.7	11.5	11.4
8	11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5
6	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12.0	11.8	11.7	11.7
4	11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8
2	11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.0	11.9	11.9	11.9
0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

Tabla 3. Fotoperiodo o promedio mensual de las máximas horas diarias de luz posibles para cada mes y latitud (hemisferio norte).

2.3. Flujo de calor hacia el suelo G

El flujo de energía que toma la superficie del suelo en el proceso de calentamiento o enfriamiento, puede calcularse con la siguiente expresión:

$$G_{mes(i)} = 0.07 \cdot \left(T_{mes(i+1)} - T_{mes(i-1)}\right) \sim 0.14 \cdot \left(T_{mes(i)} - T_{mes(i-1)}\right)$$

donde

$G_{mes(i)}$: *flujo de calor entrante al suelo* en MJ/m^2·día para el mes actual i

$T_{mes(i+1)}$: *temperatura media del mes posterior* en ^{o}C

$T_{mes(i-1)}$: temperatura media del mes anterior en ^{o}C

$T_{mes(i)}$: temperatura media del mes actual en ^{o}C

2.4. Constante psicrométriaca γ

La *constante psicrométriaca* es función de la presión atmosférica y del calor latente de vaporización del agua según la siguiente expresión:

$$\gamma = 0.001628 \cdot \frac{P}{\lambda}$$

donde

γ: *constante psicrométrica* en kPa/ºC

P: *presión atmosférica* en kPa y que puede calcularse en función de la altura respecto del nivel del mar h en metros:

$$P = 101.3 \cdot \left(\frac{293 - 0.0065 \cdot h}{293}\right)^{5.26}$$

λ: *calor latente de vaporización del agua* en MJ/Kg o cantidad de energía necesaria para cambiar el agua de estado liquido a vapor Este es dependiente de la temperatura en ^{o}C, según la siguiente expresión:

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T$$

2.5. Velocidad media del viento v_2

La *velocidad media del viento* a 2 metros del suelo puede estimarse en función del viento medido a cualquier altura con la siguiente expresión:

$$v_2 = \frac{4.87 \cdot v_z}{\log_e(67.8 \cdot z - 5.42)}$$

donde

v_2: *velocidad del viento* a 2 metros del suelo en m/s

v_z: *velocidad del viento* a z metros del suelo en m/s

2.6. Presión de vapor actual e_a

La *tensión de vapor actual* e_a en KPa se puede aproximar a la siguiente expresión:

$$e_a = 3.05 \cdot 10^{-3} \cdot \left(e^{\frac{12.27 \cdot T_{max}}{T_{max}+237.3}} \cdot Hr_{min} + e^{\frac{12.27 \cdot T_{min}}{T_{min}+237.3}} \cdot Hr_{max} \right)$$

donde

e_a: tensión de vapor actual (KPa)

T_{max} y T_{min}: temperatura máxima y mínima en ^{o}C

Hr_{min} y Hr_{max}: humedad relativa mínima y máxima en %

2.7. Presión de vapor saturado e_s

La *tensión de vapor saturado medio* e_s en KPa puede calcularse mediante la siguiente expresión:

$$e_s = \frac{e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})}{2} = 0.305 \cdot \left(e^{\frac{17.27 \cdot T_{max}}{T_{max}+237.3}} + e^{\frac{17.27 \cdot T_{min}}{T_{min}+237.3}} \right)$$

donde

e_a: tensión de vapor actual (KPa)

T_{max} y T_{min}: temperatura máxima y mínima en ^{o}C

2.8. Fuentes de Información

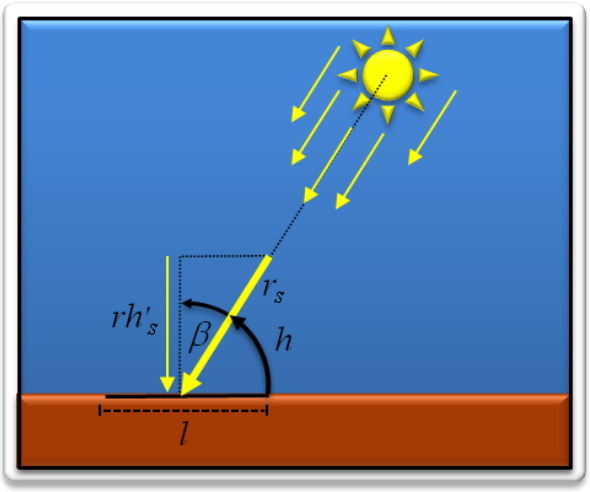
Cada una de las variables usadas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia según la metodología expuesta en este documento, proceden directa o indirectamente de la *Red de Información Ambiental de Andalucía* (REDIAM). La mayor parte de las variables son de carácter climático, recurriendo al *Subsistema de Climatología Ambiental* de la REDIAM. Para el relieve ha sido usado el *Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de Andalucía* de 10x10 metros generado a partir de vuelo fotogramétrico blanco y negro a escala 1:20.000 de 2001-02. Este es la única variable usada para el cálculo del coeficiente de incidencia solar, como se expone en el siguiente punto. Para el caso del albedo, ha sido usado el mapa de usos y coberturas vegetales del suelo de Andalucía a escala 1:25.000 del 2007, mediante la reclasificación del mismo según la *tabla 1*.

Cada una de estas variables constituyen un modelo raster con diferente resolución, según escala y precisión del dato. Sin embargo, la gran potencia de la incidencia solar, es su capacidad de modular la evapotranspiración de referencia con un alto grado de sensibilidad espacial. Es por este motivo, que los cálculos finales de evapotranspiración se realizan a la resolución del modelo digital de elevaciones.

3. Modelo de Incidencia Solar

La radiación instantánea proveniente del Sol que consigue llegar a la superficie horizontal de la Tierra, sin obstáculos que proyecten sombras, en la dirección de los rayos solares, se denomina *radiación directa instantánea normalizada* (rh'_s) (*figura 3*) y se puede calcular a partir de la siguiente expresión:

$$rh'_s = r_s \cdot \sin h = r_s \cdot \cos \beta \quad [6]$$



donde

r_s : *radiación directa instantánea* que llega a la superficie horizontal l

rh'_s : *radiación directa instantánea normalizada* o *componente vertical de la radiación directa instantánea* que llega a la superficie horizontal l

h : *altura del Sol* sobre el horizonte y β su ángulo complementario $\pi/2 - h$

Figura 3. Representación gráfica del modelo de incidencia solar instantánea para un terreno llano y sin obstáculos. rh'_s es igual a r_s solo cuando el Sol alcanza el Cenit ($h = \pi/2$).

Si queremos conocer la radiación solar entrante a lo largo de un día completo de N horas sobre un plano horizontal sin obstáculos en el horizonte (Rh'_s), tendríamos que integrar la expresión [6] de la siguiente manera:

$$Rh'_s = \int_0^N rh'_s \, dt = \int_0^N r_s \cdot \cos \beta \; dt \quad [7]$$

La *radiación directa normalizada* Rh'_s a lo largo de un día completo puede asumirse equivalente a la suma de la radiación directa y difusa R_s, descrita en la ecuación [2] ($Rh'_s = R_s$). Si consideramos que r_s es constante a lo largo de todo el día[4], la expresión [7] puede simplificarse a:

$$R_s = r_s \int_0^N \cos \beta \; dt$$

Según esta última expresión se define la *incidencia solar normalizada* sh_n en un día concreto del año n, de N horas de fotoperiodo como:

$$sh_n = \int_0^N \cos \beta \; dt$$

En estas circunstancias β depende exclusivamente de la *altura solar* al ser su ángulo complementario ($\beta = \pi/2 - h$) (*figura 3*). Por otra parte, la *altura solar*

[4] Esta simplificación consideraría que los rayos solares atraviesan en cualquier instante del día una longitud constante de atmosfera con capacidad de atenuarlos mediante difusión o reflexión, y equivalente a su valor medio diario.

depende de la posición del Sol según la expresión derivada del modelo geocéntrico del movimiento relativo del sol respecto de la tierra (*figura 4*) siguiente:

$$h = \sin^{-1}(\sin L \cdot \sin d + \cos L \cdot \cos d \cdot \cos \theta)$$

donde

L: *latitud* del lugar

d: *declinación solar* determinada por la expresión:

$d = 0.409 \cdot \sin\big(0.017 \cdot (4.957 + n)\big)$, donde n es el número del día del año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

θ: ángulo horario determinado por la expresión:

$\theta = 0.262 \cdot (t - 0.209)$

t: tiempo

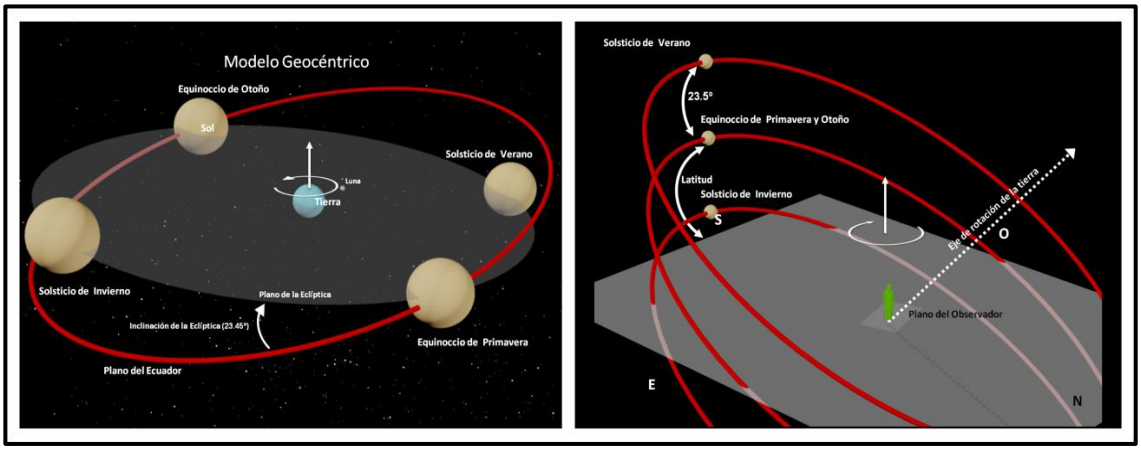


Figura 4. Esquema del modelo geocéntrico desarrollado para el cálculo de la trayectoria relativa del Sol alrededor de la tierra.

Por tanto:

$$sh_n = \int_0^N \sin h = \int_0^N \sin L \cdot \sin d + \cos L \cdot \cos d \cdot \cos\big(0.26 \cdot (t - 0.2)\big)\ dt$$

Integral inmediata cuyo resultado es:

$$sh_n = \sin L \cdot \sin d \cdot N + 3.81 \cdot \cos L \cdot \cos d \cdot (\sin(0.05 - 0.26 \cdot N) + 0.05)$$

La *tabla 4* recoge los valores medios mensuales en horas de la *incidencia solar normalizada* para un mes completo m (sh_m), en la latitud media de la región andaluza.

Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agoto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
82	115	155	211	255	259	263	231	192	138	103	77

Tabla 4. Incidencia Solar mensual sobre el plano horizontal sh_m en horas.

Un resultado concreto de esta expresión y que constituye una referencia numérica interesante para la *incidencia solar normalizada*, es el valor que adopta en una superficie horizontal localizada en el ecuador y sin obstáculos en el horizonte, donde la trayectoria solar transcurre en un plano perpendicular al terreno y el día está constituido por 12 horas (*figura 5*). En estas condiciones tenemos que:

$$sh_n = \int_0^N \cos\beta \; dt = \int_0^{12} cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \left(1 - \frac{t}{12}\right)\right) dt = \frac{24}{\pi}$$

En este escenario la incidencia solar normalizada diaria sh_n equivale a $24/\pi = 7.63$ horas, y para un mes completo (m) de 30 días equivalentes, $sh_m = 229.18$ horas.

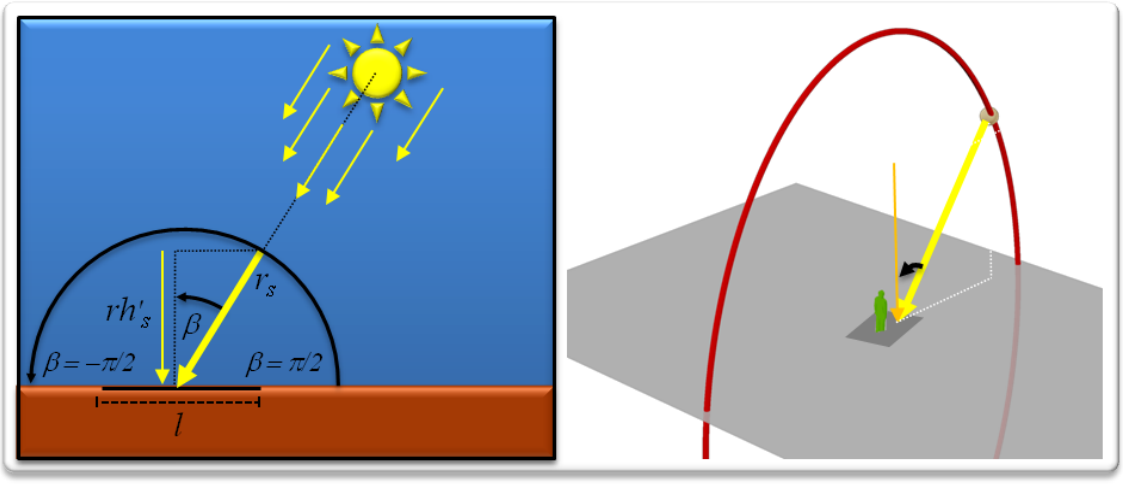


Figura 5. Representación gráfica del modelo de *incidencia solar instantánea* para un terreno llano y sin obstáculos, donde la trayectoria solar transcurre en un plano perpendicular al terreno.

Hasta este momento hemos visto los cálculos de la *incidencia solar normalizada*, denominada así por calcularse en un plano horizontal sin obstáculos en el horizonte, que son las condiciones estándar sobre las que se mide o calcula la *radiación solar entrante en el plano horizontal* R_s [2]. Sin embargo, el efecto del terreno sobre en el reparto de la radiación del sol es muy importante, al modificar con la pendiente, orientación y proyección de sombras, el flujo efectivo de energía que llega al suelo. De esta forma, si consideramos el efecto del relieve sobre el flujo de radiación solar (*figura 6*), la expresión general de la *incidencia solar* (s_n) para un día n con N horas de fotoperiodo sería la siguiente:

$$s_n = \int_0^N \cos\beta \; dt = \int_0^N \cos h \cdot \sin p \cdot \cos(a - z) + \sin h \cdot \cos p \; dt \; [8]$$

donde

z: azimut del Sol determinado por la siguiente expresión:

$$\mathrm{z} = \cos^{-1}\left(\left(\cos L \cdot \sin d - \sin L \cdot \cos d \cdot \cos\left(0.26 \cdot (t - 0.2)\right)\right)/\cos h\right)$$

h: altura del Sol determinada por la siguiente expresión:

$$h = \sin^{-1}\left(\sin L \cdot \sin d + \cos L \cdot \cos d \cdot \cos\left(0.26 \cdot (t - 0.2)\right)\right)$$

p: pendiente del terreno

a: orientación del terreno

La integración de la expresión [8] para el cálculo de la *incidencia solar* (s_n) debe resolverse numéricamente en cada pixel del *modelo digital de elevaciones* (*figura 7*). Con este objetivo ha sido desarrollada una aplicación específica bajo la plataforma de ArcGIS, y que permite calcular la *incidencia solar* sobre un modelo digital de elevaciones determinado y en el intervalo de fechas deseado[5].

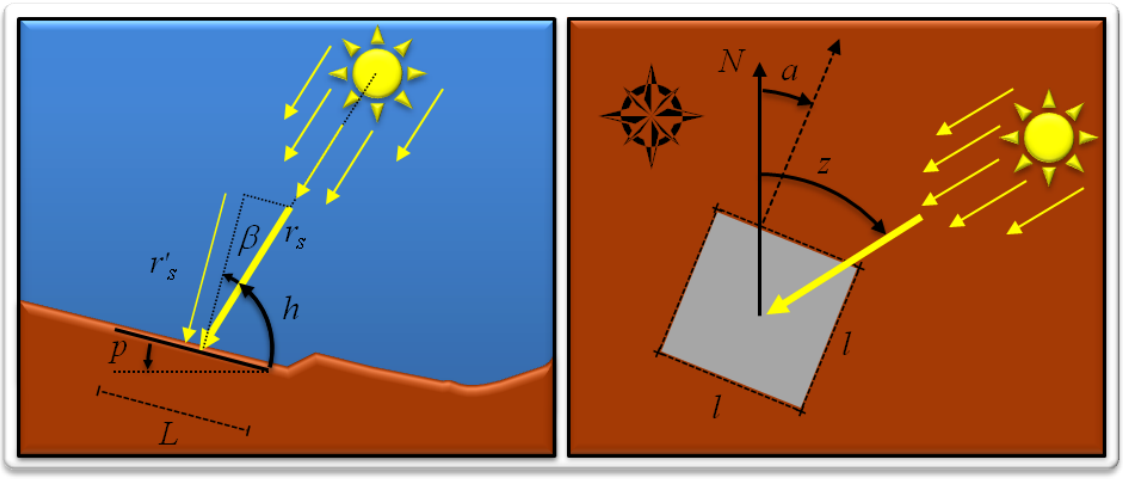


Figura 6. Representación gráfica del modelo de *incidencia solar instantánea* para cualquier tipo de terreno.

Según el modelo representado en la *figura 6*, la radiación directa R'_s recibida por unidad de superficie y día, en un terreno irregular con pendiente, orientación y proyección de sobras es:

$$R'_s = r_s \cdot \cos p \cdot \int_0^N \cos\beta \; dt = r_s \cdot \cos p \cdot s_n$$

Donde $\cos p$ expresa la relación entre la superficie real ($\mathrm{L} \cdot l = l^2/\cos p$) y la superficie agraria o proyectada (l^2). Como en cualquier punto de un terreno irregular siempre se cumple que el cociente entre la radiación directa R'_s y *radiación directa normalizada* R_s es:

$$\frac{R'_s}{R_s} = \frac{s_n}{sh_n \cdot \cos p}$$

Entonces es posible conocer la radiación directa sobre un terreno irregular si conocemos la *radiación solar entrante en el plano horizontal* R_s y el coeficiente de incidencia solar φ:

$$R'_s = R_s \cdot \frac{s_n}{sh_n \cdot \cos p} = R_s \cdot \varphi$$

Quedando así demostrada la ecuación [2] de la *radiación neta de onda corta* Rn_{oc} en un relieve cualquiera con *incidencia solar* s_n, de albedo α y pendiente p, esta ultima implícita a su vez en la resolución numérica de s_n:

[5] Esta aplicación permite determinar la distribución territorial de la *incidencia solar* para un periodo determinado de tiempo, especificando momento del año y modelo digital de elevaciones. Su resolución mensual y anual en el *Modelo Digital de Elevaciones de Andalucía* a 10 metros de resolución, se encuentra integrada y disponible en la REDIAM.

$$Rn_{oc} = (1-\alpha)\cdot\left(\frac{2+\alpha\cdot(1-\cos p)}{2}\right)\cdot R_s\cdot\frac{s_n}{sh_n\cdot\cos p}$$

Si asumimos la expresión de *Hargreaves* para el cálculo de la *radiación solar entrante en el plano horizontal* R_s (ecuación [4]) **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**entonces tenemos que la *radiación neta de onda corta* Rn_{oc} vendrá dada por la siguiente expresión:

$$Rn_{oc} = k\cdot R_a\cdot\sqrt{T_{max}-T_{min}}\cdot\left(\frac{2+\alpha\cdot(1-\cos p)}{2}\right)\cdot(1-\alpha)\cdot\frac{s_n}{sh_n\cdot\cos p}$$

Mientras que en función de la insolación n y fotoperiodo N, según la expresión [5] tendriamos que:

$$Rn_{oc} = R_a\cdot\left(0.25+0.50\cdot\frac{n}{N}\right)\cdot\left(\frac{2+\alpha\cdot(1-\cos p)}{2}\right)\cdot(1-\alpha)\cdot\frac{s_n}{sh_n\cdot\cos p}$$

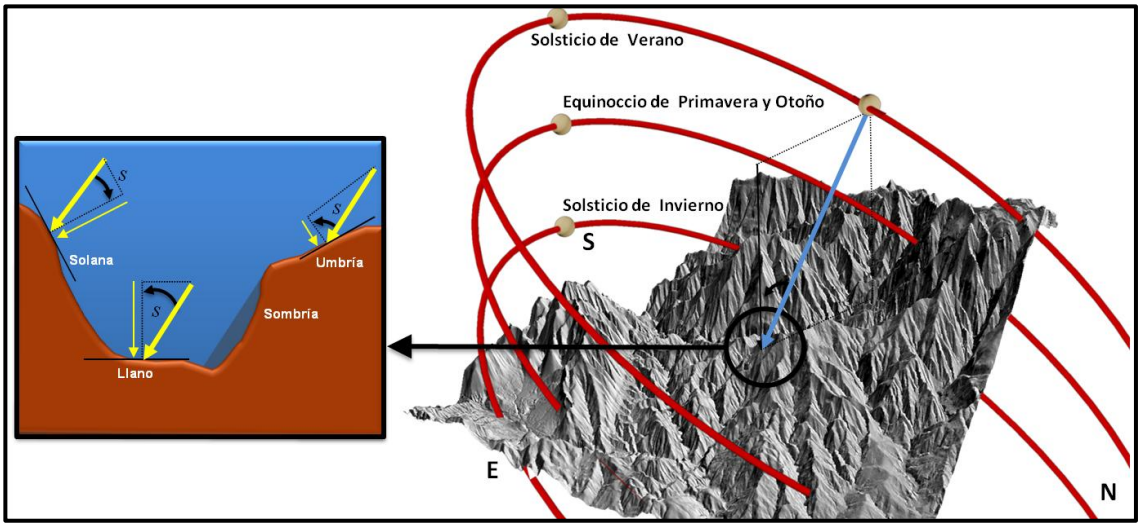


Figura 7. Representación gráfica del modelo de *incidencia solar* considerando el relieve.

3.1. Aplicación del Modelo de Incidencia Solar en Andalucía

El *modelo de incidencia solar* ha sido aplicado a la totalidad de la comunidad andaluza usando para ello el *Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de Andalucía* de 10x10 metros generado a partir de vuelo fotogramétrico blanco y negro a escala 1:20.000 de 2001-02. Dicha aplicación se ha realizado para cada mes del año, obteniendo los correspondientes modelos rasters, donde cada pixel de 10 metros de resolución almacena la *incidencia solar* mensual en número de horas. La *figura 8* es una representación del *Modelo Digital de Incidencia Solar Anual de Andalucía*.

Una sencilla visual a los resultados obtenidos permite observar el alto grado de correlación existente entre la distribución de la vegetación y la *incidencia solar anual* (*figura 9*). Variables que combinan orientación y pendiente, como ocurre con el *índice de exposición de Gandullo*, permiten aproximarse a este tipo relación entre la vegetación y fisiografía. Sin embargo, no tienen en cuenta todos los factores que interviene en este hecho y tampoco aportan un valor numérico con sentido físico, que permita estimar correctamente la radiación solar, la evapotranspiración y el propio balance hídrico de un terreno montañoso.

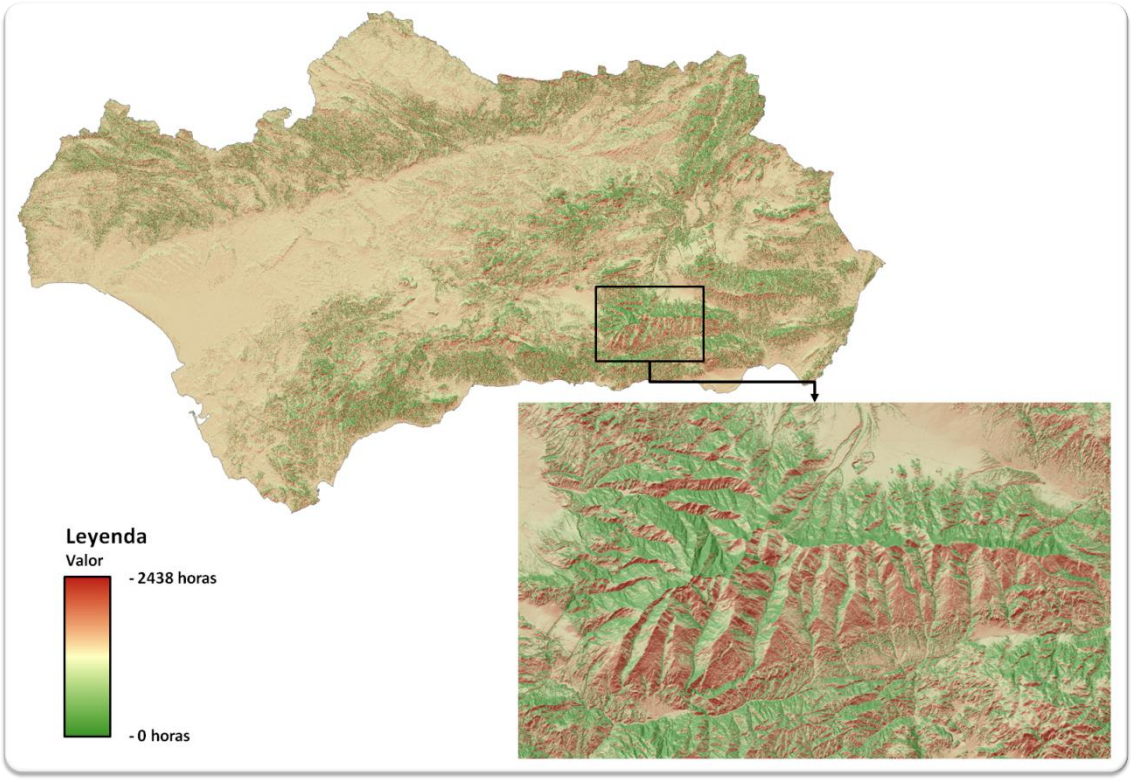


Figura 8. Modelo Digital de Incidencia Solar Anual de Andalucía.

Por otra parte, la gráfica de la *figura 10*, muestra la evolución mensual de la *incidencia solar* en diferentes puntos del territorio, clasificados por su orientación, pendiente o emplazamiento especial en el terreno. Como cabria esperar, los valores medios de la *incidencia solar* son mayores en solana en comparación con un llano. Sin embargo, es interesante observar cómo en los meses de verano esta situación se invierte, pasando las zonas llanas a arrojar los mayores valores de este parámetro. Igualmente en la estación estival existe una convergencia entre umbrías y solanas, momento en el que la diferencia entre una y otra prácticamente desaparece. Estos datos muestran la estabilidad que caracteriza a la solana a la hora de recibir la iluminación solar, compensando con la inclinación la baja altura solar y pérdida de horas de Sol características de los meses de invierno, mientras que en verano esta misma inclinación la protege de los rayos solares casi verticales. La *incidencia solar* es capaz de discriminar nuevos valores hasta ahora transparentes a los conceptos convencionales de orientación. De esta forma aparecen las umbrías extremas o sombrías, donde prácticamente no llegan los rayos solares, o las vaguadas encajadas, que tienen un comportamiento extremo ante este factor, ya que en invierno se

comportan como sombrías, y en verano como llanos. Posiblemente, este último hecho explique algunas de las características de las comunidades vegetales que se asientan en este tipo de lugares. Mientras que en cumbres de montañas, los valores de la *incidencia solar* son llamativamente extremos, al tener estos un comportamiento mixto entre llanos y solanas, sin que ningún objeto en el horizonte les proyecte sombra.

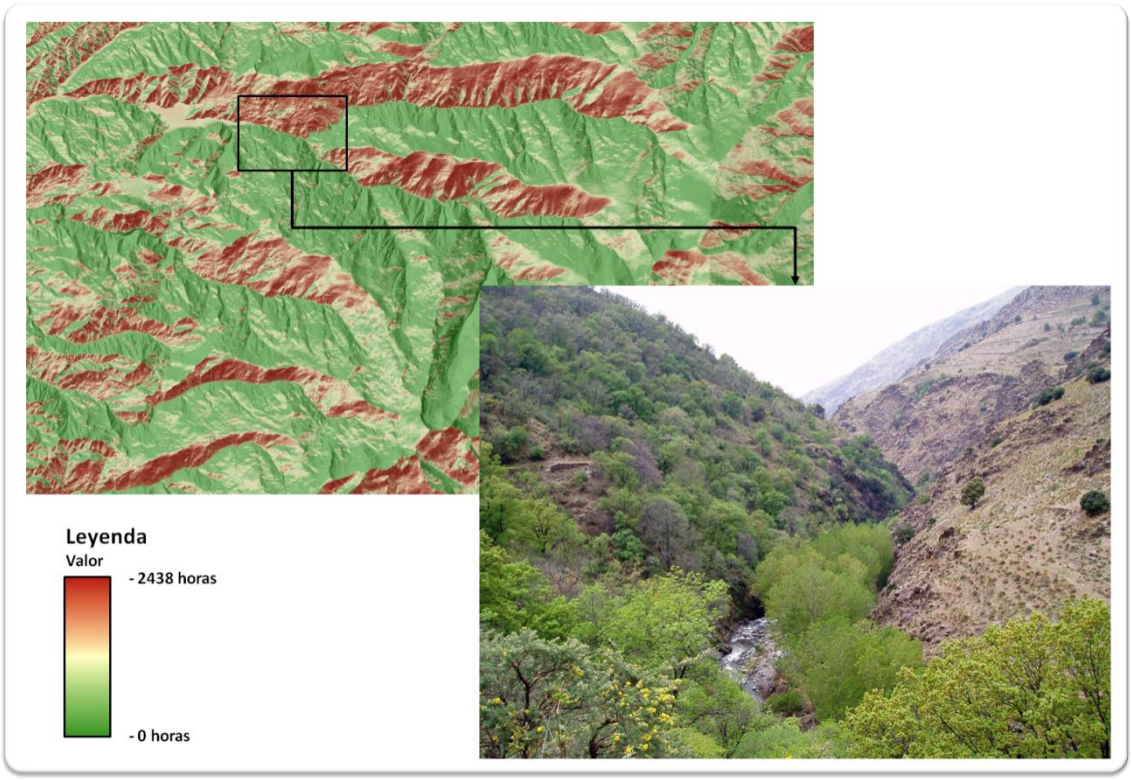


Figura 9. Correlación entre el *Modelo Digital de Incidencia Solar Anual de Andalucía* y la distribución de la vegetación.

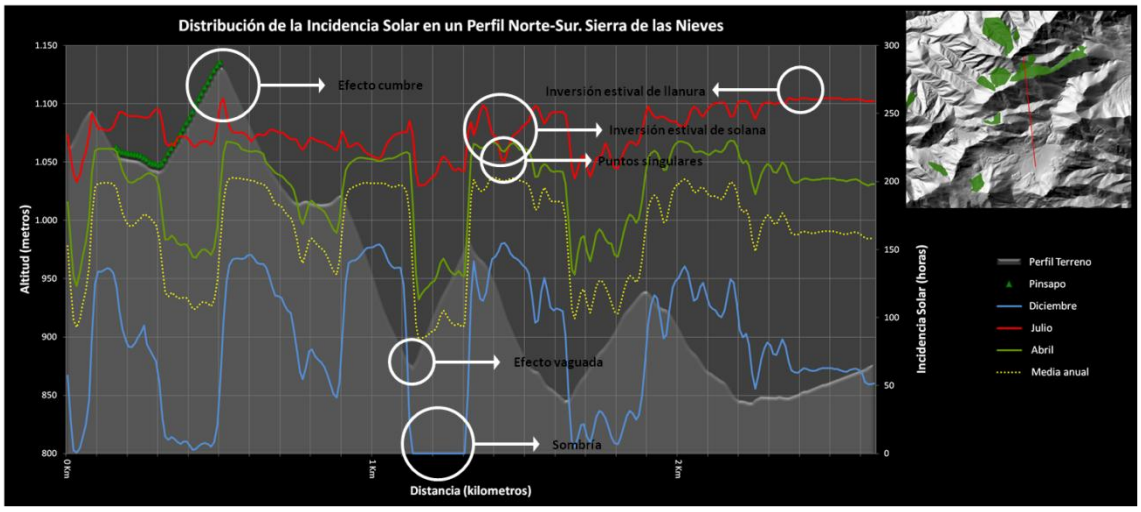


Figura 10. Perfil longitudinal de una sección de terreno en Sierra de las Nieves y valores de la incidencia solar anual y estacional.

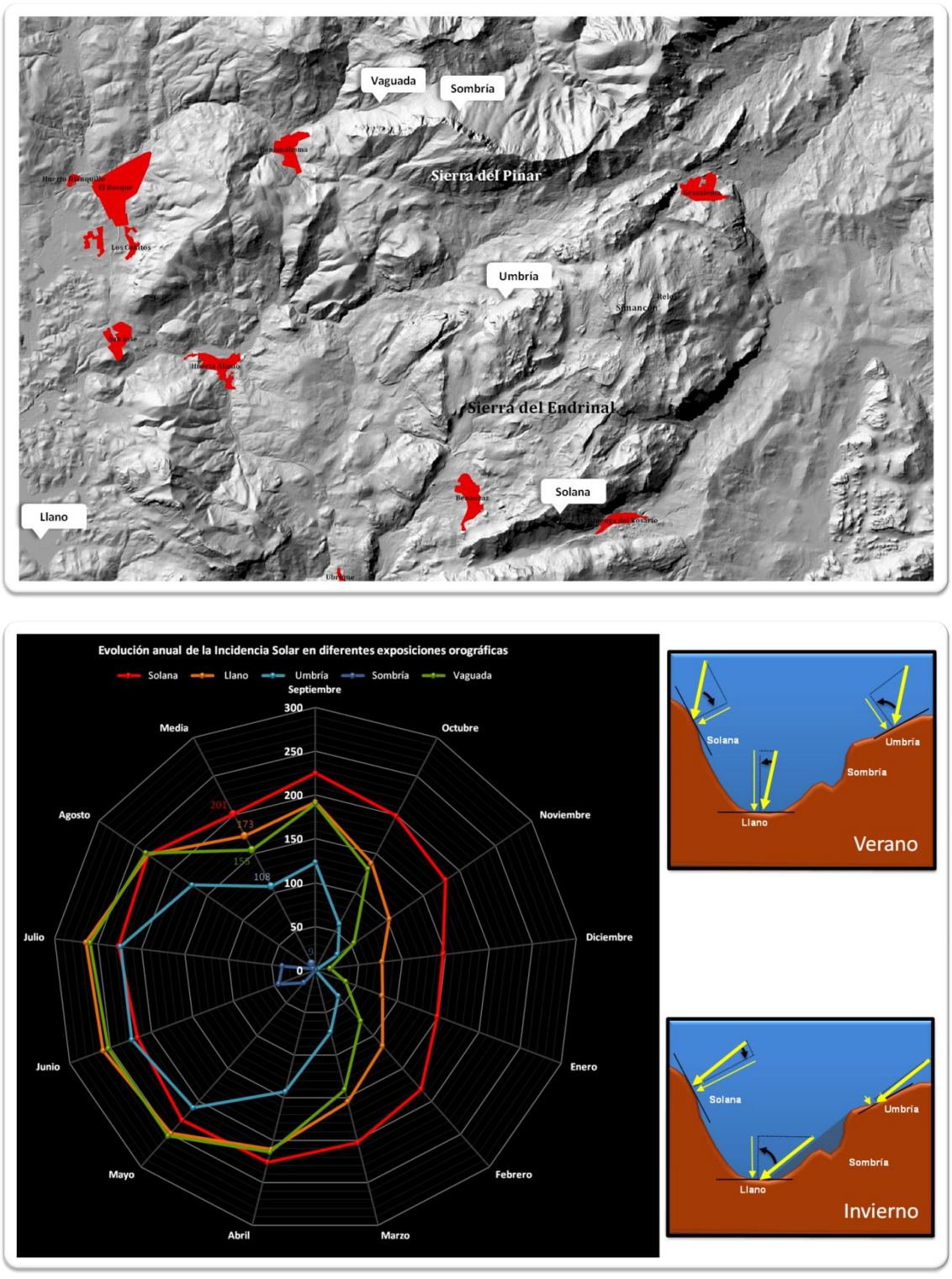


Figura 10 y 11. Correspondencia entre la incidencia solar y el emplazamiento o exposición del terreno.

4. Conclusiones

Las estrategias de adaptación al cambio climático de especies vulnerables son diversas, sin embargo, todas ellas se basan en los modelos de deslocalización del hábitat, buscando lugares que compensen el aumento de temperatura o disminución de precipitación. En líneas generales, las estrategia hasta este momento barajada más importante es la búsqueda de latitudes y altitudes más frescas y húmedas. En este documento se propone una tercera estrategia, que consiste en el reconocimiento de aéreas que por las condiciones orográficas, compensen el déficits hídrico con una menor radiación solar. Este efecto tiene más consecuencias, ya que estas zonas al poseer más agua disponible en la estación seca y calurosa, permite usar parte de los recursos hídricos en evacuar el exceso de calor del suelo mediante evaporación y no mediante calor sensible, lo que provoca como consecuencia que sean lugares con temperatura más baja que sus alrededores. Así mismo, el uso como estrategia de conservación la búsqueda de zonas de latitud más septentrionales o mayor altitud, tiene muchos inconvenientes, el más importante que la deslocalización suele ser muy distante, y lejos de los habitas originales. En zonas de montaña el agravio es mayor, dado que suelen tener unas condiciones edáficas muy limitantes. No ocurre igual con la búsqueda de zonas resguardadas de la radiación, que pueden estar muy cerca del hábitat original.

[i] Allen, R. G.; Pereira, Luis S.; Raes, D. y Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO. Rome. Documento en línea. http://www.fao.org/docrep/

[ii] *Doorenbos y Pruitt (1975)* publican *"Guideline for predicting crop water requirements"*, articulo mejorado por ellos mismos en una segunda revisión en 1977

Rediam, Junta de Andalucia. Escenarios Locales de Cambio Climático de Andalucia. Actualización al 4º Informe del IPCC

Rediam, Junta de Andalucia. Modelo Digital de Incidencia Solar