



La radiación solar y la temperatura en bioclimatología

por

Fernando González Bernáldez

La radiación solar es la única fuente primaria de energía para los ecosistemas naturales, y conviene concederle una importancia fundamental no sólo al estudiar las relaciones energéticas de éstos, sino también al tratar de definir las condiciones ecológicas de un "habitat" determinado.

Sin embargo, a pesar de que se ha hecho un uso amplísimo de la *temperatura* para caracterizar las condiciones "climáticas" de las distintas estaciones (1) desde el punto de vista biológico, o relacionar con ella numerosos procesos, como el crecimiento, el desarrollo, la actividad, etc., muy raramente se utilizan los datos de la radiación para estos fines.

Evidentemente, el análisis concreto de procesos inmediatamente basados en reacciones fotoquímicas (fotosíntesis, momentos del desarrollo controlados foto-periódicamente, etc.) y en todas las consecuencias derivadas más o menos directamente de la fotosíntesis (productividad primaria) no es fácil que nadie piense en cubrir la falta de datos de radiación con los de temperatura. Pero aun al considerar procesos en los que entra en juego energía que no ha de ser forzosamente energía radiante (radiativa) y en condiciones naturales, no siempre es justificable el uso exclusivo de la temperatura.

Sobre todo en el estudio de los ciclos vegetativos de las plantas terrestres y en la estima de la evapotranspiración potencial se han empleado en la práctica, con cierta exclusividad los datos de la *temperatura media del aire*. Las relaciones encontradas empíricamente han cristalizado en conceptos y fórmulas de evapotranspiración de THORNTHWAITE y BLANEY CRIDDLE.

Los datos de temperatura del aire pueden conseguirse fácilmente y se publican para un número de estaciones elevado. En la mayoría de los casos es posible disponer de medidas, calculadas para un período largo de tiempo, de estaciones cuyo macroclima cubre la localidad que interesa. En comparación, los datos de radiación, cuya medida se efectúa raramente, son muy escasos o inexistentes la mayoría de las veces.

Dado que la temperatura del aire está controlada por los "inputs" de radiación (única fuente de energía), es posible —*en principio*— servirse de la temperatura para estimar efectos de la radiación a través de la correlación que puede esperarse entre ambas.

(1) Estas observaciones deben considerarse fundamentalmente aplicables a organismos y comunidades terrestres.

Tomemos como punto de partida el ejemplo de la *evapotranspiración potencial* de una superficie vegetal. Por definición, para que se cumplan los requisitos de la *evapotranspiración potencial*, la cubierta de vegetación debe ser cerrada y raramente una falta de agua. Es decir, que la *evapotranspiración* estará limitada por factores meteorológicos fundamentalmente.

Es posible escribir la siguiente ecuación del *balance de energía* en la superficie que describe la repartición de la energía disponible en la superficie (radiación neta) en distintos factores (v. PELTON y colabs., 1960).

Fig. 30

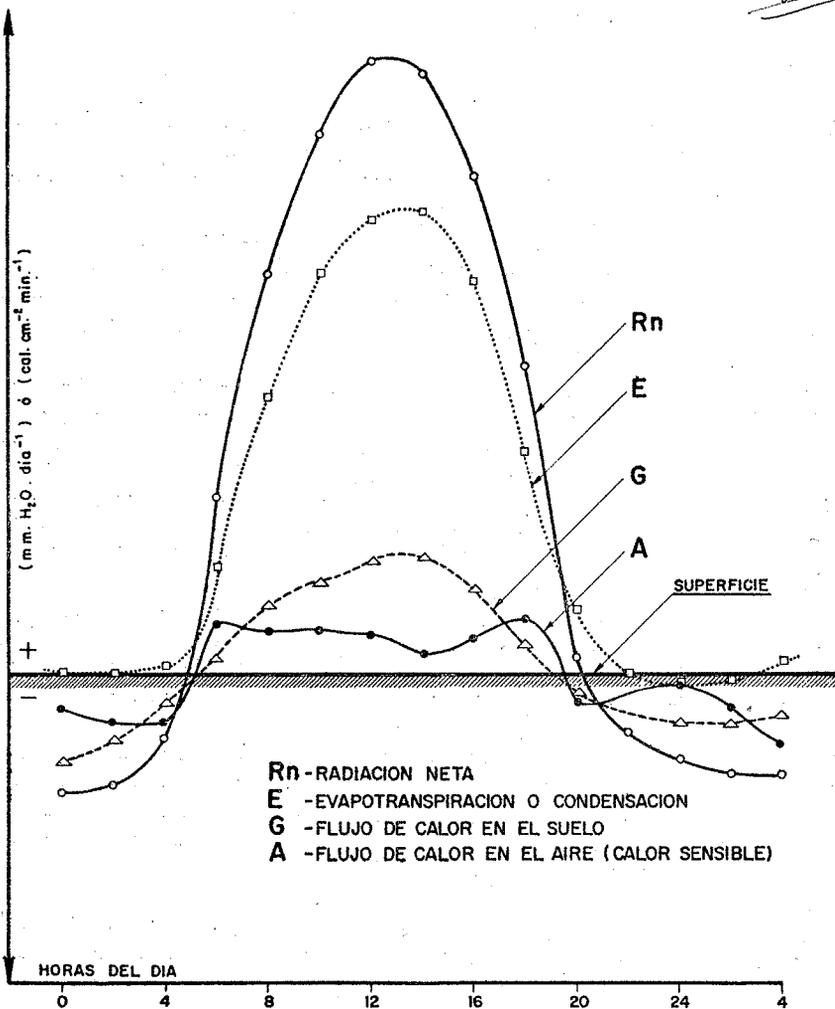


Fig. 1.—Repartición de la energía disponible en la superficie, R_n (radiación neta), entre evapotranspiración, E (calor latente); flujo de calor en el suelo, G ; y flujo de calor en el aire, A (calor sensible). Condiciones típicas de un día de cielo despejado y suelo húmedo.

$$R_n = G + A + E \quad [1]$$

En la R_n representa la radiación neta (diferencia entre la global incidente y la suma de la reflejada y el flujo neto de radiación emitido por la superficie).

G.—El flujo de calor en el suelo.

E.—El flujo de calor latente, *evaporación*.

A.—El flujo de calor sensible en el aire.

Todos estos términos pueden expresarse en las mismas unidades tomando el equivalente de evaporación de la radiación y de los flujos de calor en el aire y en el suelo (p. ej.: en mm. H_2O . día⁻¹) (2). El balance de energía para condiciones algo idealizadas se representa en la figura 1.

Si se supone que la superficie considerada es lo suficientemente grande para evitar el efecto "oasis", es decir, la influencia en evapotranspiración de masas de aire procedentes de otros lugares (advección) el balance de energía [1] se cumplirá incluso para períodos de tiempo muy pequeños (inferiores a media hora).

Al considerar tiempos relativamente grandes, G, que experimenta cambios cíclicos de sentido, y en el caso de una cubierta vegetal suficiente tiene poca importancia relativa respecto de A y de E. En este caso la mayor parte de la energía se emplea en la evaporación y en calentar el aire.

En el caso de que las condiciones de la evapotranspiración potencial se cumplan, la razón $A/E = \beta$ (la llamada razón de BOWEN) es pequeña, y la evapotranspiración está controlada fundamentalmente por la radiación neta R_n disponible en la superficie.

$$E = R_n / (1 + \beta) \quad [2]$$

Las determinaciones experimentales (p. ej., TANNER, 1960) muestran que de acuerdo con [2], en condiciones de evapotranspiración potencial, E tiene valores muy parecidos a los de R_n , excediendo ligeramente de ésta cuando existe un flujo de calor del aire a la vegetación y siendo ligeramente más pequeña cuando el flujo de calor es de la vegetación al aire.

En todo caso E está en fase con R_n , y por lo tanto con R_i (radiación incidente) que controla R_n .

Los distintos métodos que han sido propuestos para la estimación de la evapotranspiración potencial a partir de la *temperatura media*, aunque fundamentalmente empíricos, tienen su base en la relación existente entre R_i y la temperatura del aire. Esta consideración es igualmente aplicable a todos aquellos factores ecológicos cuya estima se hace normalmente a base de la temperatura media, pero en los que R_i o R_n pueden desempeñar un papel más o menos claro o conocido.

En general, *siempre es posible encontrar una correlación entre estos factores y la temperatura* (gobernada por la radiación). Sin embargo, así como R_i está en fase (incluso para períodos cortos de tiempo) con aquellos fenómenos en que el efecto de almacenamiento de energía (v. más adelante) es pequeño: evapotrans-

(2) En la ecuación [1] no se han considerado las cantidades de energía utilizadas en la fotosíntesis, las almacenadas en la masa de vegetación existente sobre la superficie y en el aire retenido por ella, así como la procedente de procesos metabólicos. Existen datos que permiten considerar estos términos como muy pequeños, frente a R_n y E, en condiciones normales.

piración, temperatura de superficies de escasa capacidad térmica, etc., la temperatura del aire muestra un *desfase* (inercia térmica) respecto a ellos. La causa está, fundamentalmente, en el almacenamiento de calor en el suelo o en grandes superficies de aguas próximas. De ahí la importante influencia de estas reservas para el control de la temperatura del aire.

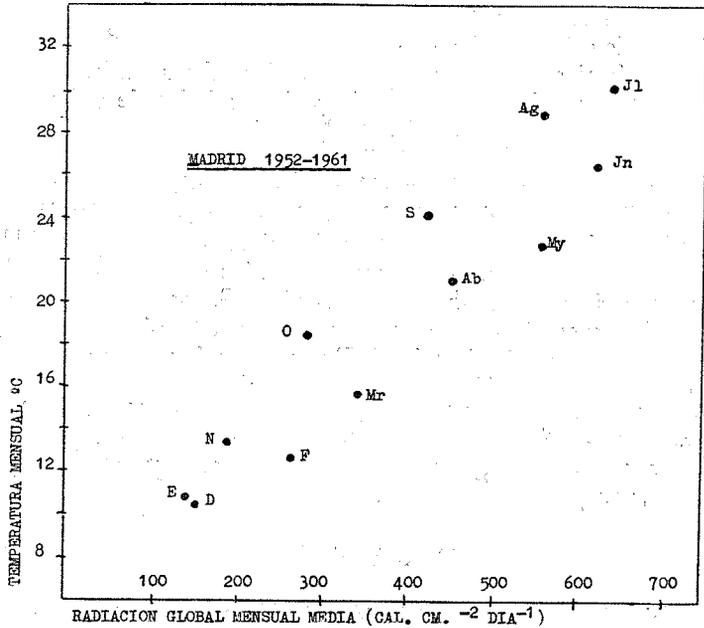


Fig. 2.—Efecto del desfase entre la radiación y la temperatura del aire al considerar sus medias mensuales. Cada punto del diagrama representa un mes.

La magnitud de este desfase es semejante al existente entre la temperatura del aire y la radiación. Si para una estación determinada se toma en abscisas la radiación solar por meses y en ordenadas las temperaturas medias mensuales se obtienen diagramas de tipo de los representados en las figuras 2 y 3. El desfase es menor para los meses en que tanto la radiación solar como la temperatura están en su máximo, y mayor para los períodos de primavera y el otoño.

Al intentar estimar a partir de la temperatura fenómenos en que la radiación desempeña algún papel, se corre el riesgo de subestimar el papel de la radiación en los meses de primavera y exagerarlo en los de otoño. Se pueden encontrar, por ejemplo, períodos de abril y octubre con la misma temperatura media pero con radiación muy distinta. El efecto se encuentra frecuentemente en las comprobaciones experimentales de fórmulas de evaporación basadas en la temperatura media del aire, como la de THORNTHWAITTE. De todo lo dicho se deduce que las estimaciones promediadas durante un año serán mejores todavía, ya que los distintos desfases se compensan.

Diversos autores que han buscado de modo empírico correlaciones entre la temperatura y procesos globales tan diversos como el crecimiento vegetal y la

evapotranspiración (GESLIN, 1944, 1952; TURC, 1955, 1961) se han visto obligados a adoptar *expresiones mixtas* en las que emplean términos de temperatura y de radiación.

Así, por ejemplo, GESLIN en sus estudios sobre el ciclo de los cereales, introduce el concepto de *factor de acción*, K,

$$K = T \sqrt{R_1}$$

que puede reemplazar con ventaja a la clásica constante térmica o suma de temperaturas por la suma de los factores físicos elementales de acción. La substitución de la suma de temperaturas por sumas de unidades energéticas había sido ya intentada por HOUDAILLE al fijar las necesidades de los cultivos.

Una expresión de tipo parecido había sido adoptada por TURC para su fórmula de evapotranspiración, en la que intervenía el factor heliotérmico, l

$$l = 1/16 (T + 2) R_1$$

Este autor ha reforzado recientemente (TURC, 1961) el papel desempeñado en la fórmula por R_1 , precisamente para corregir el efecto anteriormente citado, de la influencia de la inercia térmica (la fórmula daba valores algo bajos en primavera y demasiado altos en otoño).

En los procesos en que el almacenamiento de calor tiene mayor importancia, por ejemplo, la evapotranspiración a partir de un suelo descubierto, la inclusión de la radiación parece ser menos útil, de acuerdo con lo que cabe esperar tenida cuenta de la influencia de la escasa *capacidad térmica* de una cubierta de vegetación respecto a la del suelo. Esta influencia se observa, por ejemplo, cuando se trata de comparar la evapotranspiración de una cubierta vegetal con la evaporación de un estanque o lago. La evaporación de este último continúa siendo sensible de la noche a pesar de que la radiación de onda corta ha desaparecido. Aparte del efecto del cierre estomático, interviene aquí la capacidad de almacenamiento de calor, que es mucho mayor. De ahí el interés de evaluar separadamente los períodos del día y de la noche al utilizar fórmulas como la de PENMAN.

En general, para procesos que no están limitados por reacciones fotoquímicas la importancia de la radiación será tanto menor cuanto mayor sea la capacidad de almacenamiento de energía, y mejor se podrán relacionar dichos fenómenos con la temperatura del aire. En medios aislados térmicamente de la superficie (profundidad, baja conductividad calorífica) el desfase de sus temperaturas con la radiación y la temperatura del aire puede ser enorme.

En nuestras latitudes el ciclo típico de la radiación incidente y de la temperatura del aire son la expresión del ritmo estacional con todas sus consecuencias biológicas. Su marcha aproximadamente paralela hace que a veces en la práctica tiendan a confundirse sus efectos.

Un caso típico en el que puede verse una discrepancia entre temperatura y radiación es el del *clima de montaña*: La intensidad de la radiación incidente aumenta considerablemente con la altura sobre el nivel del mar; debido, por una parte, al menor espesor de la capa de aire que debe atravesar y, de otra parte, a que el contenido de polvo es menor que en los niveles inferiores. Estos valores altos de la radiación incidente coinciden con valores más bajos de la temperatura

del aire (por el efecto de la presión). El efecto se refuerza a causa de que el enfriamiento puede ser muy grande por la noche debido a que la radiación de onda larga neta emitida por la superficie es más elevada por las citadas circunstancias del menor espesor y mayor pureza de la atmósfera. Por lo tanto, nos encontra-

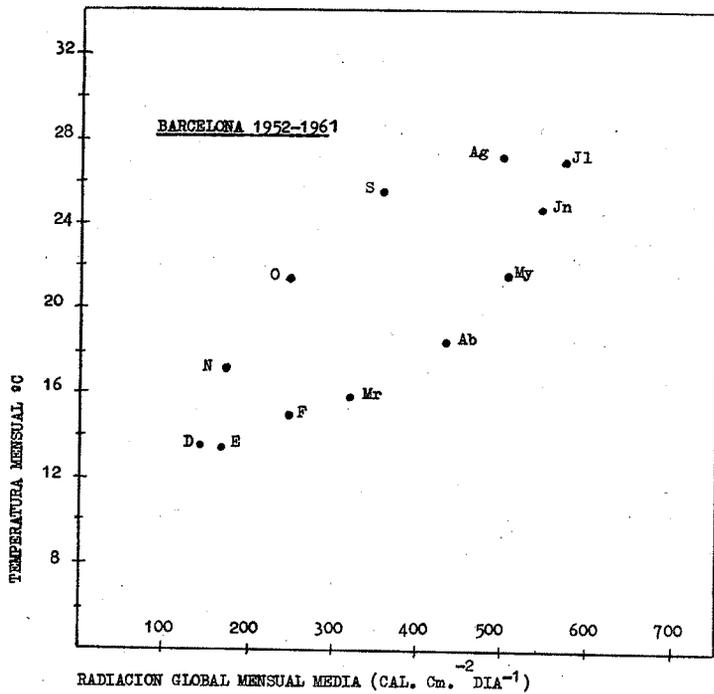


Fig. 3.—Efecto del desfase entre la radiación y la temperatura del aire al considerar sus medias mensuales. Cada punto del diagrama representa un mes.

mos aquí con organismos que viven sometidos a fuertes impactos de radiación y a temperaturas relativamente bajas.

Es deseable el que se intensifique la producción de datos de radiación incidente a fin de llenar el vacío de información existente que obliga a veces al uso de factores menos adecuados. La medida de R_1 por una red principal y una densidad más elevada de estaciones que aprecien los datos necesarios para su estimación aproximada contribuiría a facilitar la resolución de muchos problemas bioclimatológicos.

Medida y estimación de la radiación para fines bioclimatológicos.

Es sabido que la radiación solar llega a la atmósfera terrestre con una intensidad casi constante de $2 \text{ cal. cm.}^{-2} \text{ min}^{-1}$, sobre una superficie perpendicular a su dirección. Su longitud de onda está comprendida entre $0,2$ y $4,5 \mu$. En su paso a través de la atmósfera ocurren una serie de pérdidas; una parte es refle-

jada por la superficie de las nubes, otra es absorbida por distintos componentes de la atmósfera (CO_2 , H_2O); y otra porción sufre el fenómeno del "scattering", que la convierten en difusa, haciendo que un cierto porcentaje sea perdido para la superficie terrestre.

La radiación de onda corta (3) que de esta manera llega a la superficie se compone de una parte directa y otra difusa, y forma en gran parte lo que suele llamarse *radiación global* o radiación incidente, R_i .

Al llegar a la superficie, una parte de este flujo de radiación es reflejado. Este fenómeno depende cuantitativamente del ángulo de incidencia y de características de la superficie conocidas con el nombre de "albedo" (porcentaje de radiación reflejada).

Al mismo tiempo ocurre un intercambio de flujos de radiación de *onda larga* entre la superficie y la atmósfera. La mayoría de las superficies naturales son buenos emisores en longitud de onda larga, comportándose prácticamente como cuerpos negros.

La intensidad total es proporcional a la 4.^a potencia de la temperatura absoluta de la superficie

$$R_{\lambda > 2\mu}^{\uparrow} \approx \sigma T_{\text{abs.}}^4 = 8,26 \cdot 10^{-11} T_{\text{abs.}}^4, \\ \text{cal. cm.}^{-2} \text{ min.}^{-1}$$

De la misma manera, la atmósfera puede emitir en onda larga, debido fundamentalmente al H_2O (en forma líquida y gaseosa) y al CO_2 que contiene. El flujo de onda larga *resultante* está dirigido, en la gran mayoría de los casos, hacia la atmósfera, a causa, principalmente, de la disminución de " $T_{\text{abs.}}$ " con la altura. Este flujo de onda larga existe continuamente, pero se hace sentir principalmente de noche, cuando ha cesado el flujo de onda corta de origen solar, que, por su mucha mayor intensidad, tiende a borrar sus efectos. De ahí el nombre impropio de "radiación nocturna".

La cantidad realmente importante para la superficie, por representar la energía neta disponible en ésta, viene dada por el balance de estos distintos flujos y se conoce con el nombre de *radiación neta*, R_n , y que representa la diferencia entre el flujo neto de radiación de onda corta y el flujo neto de radiación de onda larga

$$R_n = (R_{\lambda < 2\mu}^{\downarrow} - R_{\lambda < 2\mu}^{\uparrow}) - (R_{\lambda < 2\mu}^{\uparrow} - R_{\lambda > 2\mu}^{\downarrow}) \quad [4]$$

Siendo aquí $R_{\lambda < 2\mu}$ coincidente con R_i , para nuestros efectos prácticos

La medida de " R_n " y su registro es relativamente fácil por medio de los distintos tipos de solarímetros.

R_n puede medirse directamente por medio de los radiómetros netos de que se puede disponer actualmente (ALBRECHT, 1954; SUOMI y colabs., 1954; FUNK, 1959), o puede estimarse a partir de los distintos componentes del balance.

(3) Puede adoptarse el criterio práctico de llamar de "onda corta" a la radiación que es transmitida por el vidrio utilizado en los solarímetros comerciales (0,3-2 μ) y de onda larga a la superior a 2 μ . La separación de las dos clases de radiación hace referencia a su origen solar o no solar, como es apreciable por la conocida ley de WIEN, que relaciona la longitud de onda, en la que la intensidad de emisión es máxima con la temperatura del cuerpo emisor.

Es de señalar que R_n es un parámetro esencialmente *micrometeorológico* por depender en gran medida de las superficies interesadas. R_i puede considerarse como formando parte del macroclima y válida para zonas relativamente amplias, siendo susceptible de cartografía a pequeña escala.

Es difícil evaluar, de manera general, el interés que puede tener el proceder a la estimación de los distintos componentes del balance de radiación en la ausencia de medidas directas. Sin embargo, para el estudio de la radiación como factor ecológico global, muchas veces será necesario proceder a esta estimación, dada su importancia y lo escaso de sus medidas.

Para la estima de la radiación neta, R_n , pueden utilizarse expresiones del tipo de la siguiente:

$$R_n = R_i (1-r) - R_b \quad [5]$$

En que "r" es el coeficiente de reflexión de la superficie para la onda corta y R_b el flujo neto de radiación de onda larga. En el caso de que no se disponga de medidas directas de R_i , puede intentarse su estimación a partir de la duración de la insolación, "h" (4)

$$R_i = R_a (a + b n/H) \quad [6]$$

Siendo " R_a " la intensidad de la radiación máxima teóricamente posible para esa latitud y época del año, es decir, prescindiendo del efecto de la atmósfera. Los valores de " R_a " están tabulados en BRUNT (1939) o en las "Smithsonian Met. Tables". "H" es la duración astronómica del día. Los términos "a" y "b" son constantes empíricas que —en principio— deben encontrarse para cada región. En el *cuadro I* se muestran distintos valores para estas constantes:

CUADRO I.

Constantes "a" y "b" de la ecuación [6].

Localidad	Constantes		Investigador
	a	b	
Virginia	0,22	0,54	KIMBALL (1944)
Camberra	0,25	0,54	PRESCOTT (1940)
Inglaterra (S. E.) ...	0,18	0,55	PENMAN (1948)
—	0,20	0,48	PENMAN (1954)
Varias europeas	0,18	0,62	TURC (1961)

En dicha estima no se tiene en cuenta el polvo de la atmósfera, el vapor de agua ni el tipo de nubes. Sin embargo, este procedimiento da buenos resultados para espacios de tiempo suficientemente largos.

Más arriesgada y susceptible de desviaciones considerables es la estimación

(4) Medida por el heliógrafo (por ejemplo, CAMPBELL).

de R_n a partir de los restantes componentes de [5]. Para el coeficiente de reflexión pueden tomarse los valores del *cuadro II*, que debe considerarse, sin embargo, como una aproximación grosera. Es preferible realizar algunas determinaciones experimentales si se quiere alguna precisión.

[7]

CUADRO II.

Valores del coeficiente de reflexión "r" para R_i (0,5 — 3,0 μ) y ángulo del sol de 20° — 90°.

Suelo seco sin vegetación	0,30 - 0,50
Suelo húmedo sin vegetación	0,20 - 0,25
Cultivos	0,15 - 0,25
Agua clara profunda	0,05 - 0,20
Bosques densos	0,05 - 0,18
Mar	0,08 - 0,10

En cuanto a la estimación de R_b puede procederse en dos etapas.

$$R_b \approx R_{\lambda > 2\mu}^{\uparrow} - R_{\lambda < 2\mu}^{\downarrow}$$

El primer término de la derecha de [7] representa la radiación terrestre de onda larga y puede deducirse de la ecuación de Stefan-Boltzmann [3]. La medida de la verdadera temperatura de la superficie es difícil y, además, no se cuenta entre los factores determinados por las estaciones meteorológicas. A veces se ha tomado como una aproximación la temperatura del aire cerca de la superficie.

En el segundo término de la derecha de [7] intervienen numerosos factores (vapor de agua, temperatura, CO_2 , nubosidad). Se han hecho repetidos intentos para estimarlo a partir de expresiones que utilizan parámetros macroclimáticos (GEIGER, 1950), como la temperatura del aire y la presión de vapor

$$R_{\lambda > 2\mu}^{\downarrow} = 0,594 \cdot \sigma \cdot T^4 + 0,042 \cdot \sigma \cdot T^4 \sqrt{e} \quad [8]$$

Siendo "e" la presión del vapor en milibares.

Una fórmula empírica, debida a BRUNT, para la determinación del flujo neto de radiación de onda larga

$$R_b = \sigma T^4 (0,56 - 0,09 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 h/H) \quad [9]$$

ha sido utilizado por PENMAN (1956).

Observaciones acerca de la medida y estima de R_i .

Dado su carácter macrometeorológico y de su interés en bioclimatología, las medidas directas de R_i o del factor "h" (duración de la insolación) utilizado en su estimación deben ser fomentados todo lo posible.

La medida directa se puede realizar con aparatos relativamente simples y económicos, como el de Moll-Gorcinski, con suficiente aproximación para las necesidades bioclimatológicas.

En España hacen falta datos de medidas directas de R_1 . Para Portugal (continente) el *Anuario Climatológico* publica datos para nueve estaciones.

La radiación global ha sido cartografiada a escala mundial por BLACK (1956) y por BUDYKO (1955). La escala es, sin embargo, insuficiente para muchos fines, a pesar de que TURC (1961) ha obtenido buenos resultados en sus determinaciones de la evapotranspiración y comparaciones con medidas directas de R_1 .

Hemos utilizado los datos de "h", publicados para España y Portugal y algunas estaciones del sur de Francia durante el período 1952-1961, para preparar los mapas adjuntos de R_1 para la Península Ibérica. En total se han podido retener los datos de 21 estaciones portuguesas, ocho francesas y 48 españolas, si bien algunos meses han debido ser estimados.

Para la estimación se ha utilizado la ecuación [6] utilizando las constantes que da TURC (1961) que parecían ajustarse bien a los pocos valores directos de R_1 de que se disponía. Los valores de " R_a " y de " H " se han interpolado para las distintas latitudes. Los mapas adjuntos deben interpretarse en el sentido de que representan las condiciones generales del nivel medio del terreno, sin considerar las cadenas montañosas altas. No se han introducido correcciones para la altura de las estaciones debido a que una gran parte de las diferencias con la altura se deben al mayor contenido de polvo en las capas bajas de la atmósfera junto al nivel general del suelo, y dicho efecto continúa presentándose en las mesetas.

La densidad de las estaciones que miden "h" en España y Francia con continuidad parece insuficiente. Sería muy interesante que se procediese además a la medida y publicación de datos de radiación global por una red, que no haría falta fuese demasiado densa, que podría ser completada con estimaciones a base de los valores de "h" dados por otras estaciones.

Agradecemos a las Srtas. TERESA CRESPO, ELENA DURÁN y AURORA RUIZ la ejecución de los cálculos y su colaboración en la confección de los mapas.

RESUMEN.

Se examina la importancia relativa de las medidas de radiación y temperatura en su aplicación a estudios de microclimatología. Se dan mapas mensuales de radiación global (cal. cm^{-2} día $^{-1}$) para la Península Ibérica.

SUMMARY.

Solar radiation and temperature in bioclimatology.

The author discusses the relative importance of radiation and air temperature in bioclimatological studies. Small scale charts of (monthly) estimated global radiation for the Iberian Peninsula are given (cal. cm^{-2} day $^{-1}$).

Instituto de Edafología y Biología Vegetal.
C. S. I. C. Serrano, 113. Madrid-6.

MAPAS DE RADIACIÓN GLOBAL INCIDENTE (cal. cm.⁻² día⁻¹): PENÍNSULA IBÉRICA
(1952-1961).

*Estaciones cuyas medias de "h", ecuación [6], han sido utilizadas
para la estimación:*

PORTUGAL.

Alcácer do Sal.
Alcobaca.
Azenhas do Mar.
Bragança.
Cabo Carvoeiro.
Caramulo.
Coimbra.
Crista Alta.
Elvas.
Évora.
Faro.

Guimarães.
Lisboa.
Melgaço.
Pedras Salgadas.
Penhas Douradas.
Porto/Serra do Pilar.
Régua.
Salvaterra do Mayor.
Tavira.
Viseu.

ESPAÑA.

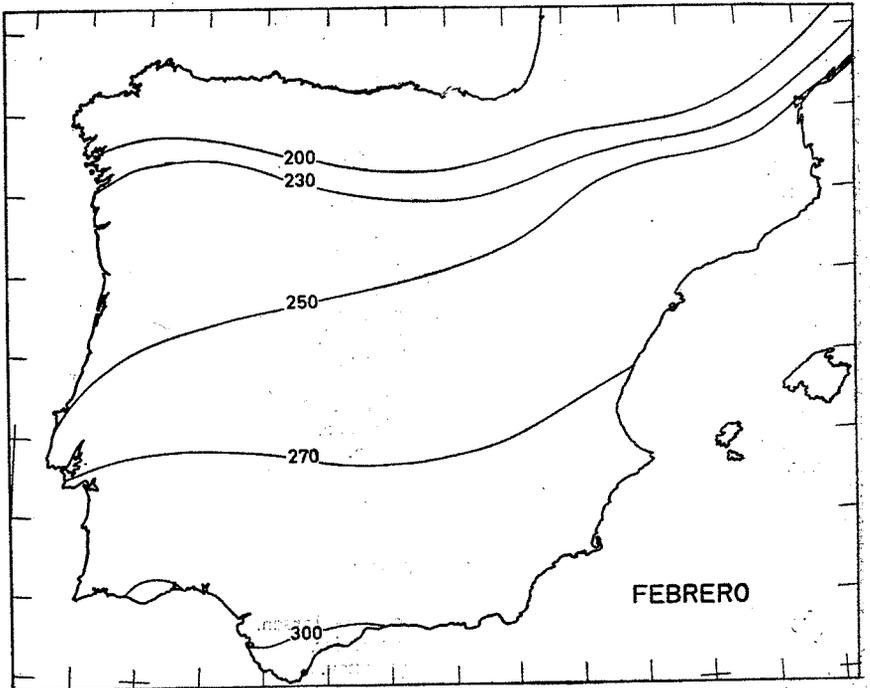
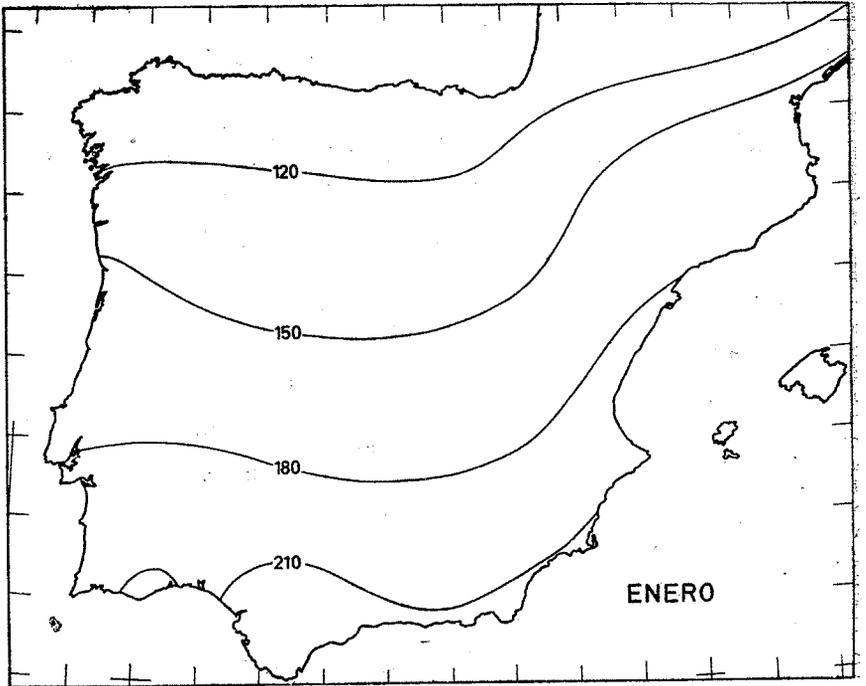
Alcantarilla.
Alicante.
Almería.
Badajoz.
Barajas.
Barcelona.
Burgos.
Calamocha.
Castellón.
Ciudad Real.
La Coruña.
Logroño.
Los Llanos.
Madrid.
Málaga.
Manises.
Matacán.
Molina.
Monflorite.
Palencia.
Ponferrada.
San Fernando.
San Javier.
Sanjurjo.

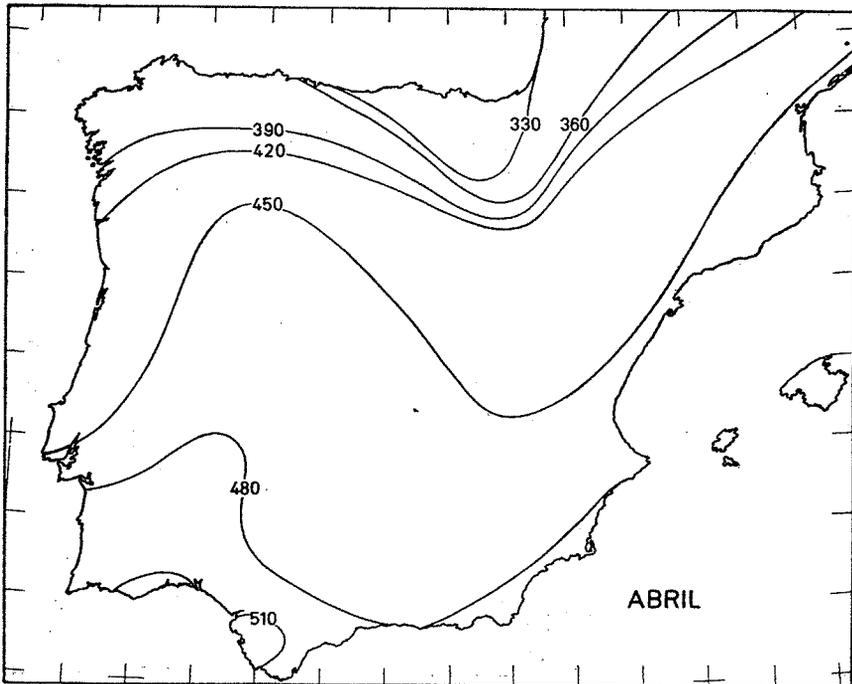
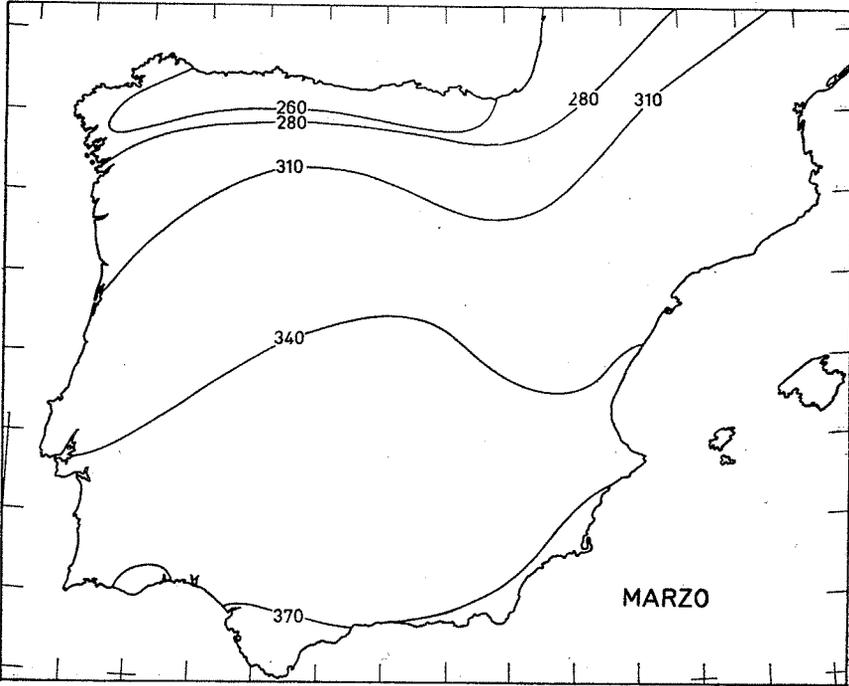
Cuatro Vientos.
Cuenca.
El Rompedizo.
Finisterre.
Getafe.
Gijón.
Granada.
Guadalajara.
Huelva.
Igueldo.
Santiago.
Soria.
Tablada.
Toledo.
Tortosa.
Valencia.
Valladolid.
Veruela.
Vigo.
Villafría.
Villanueva de la Jara.
Zamora.
Ceuta.

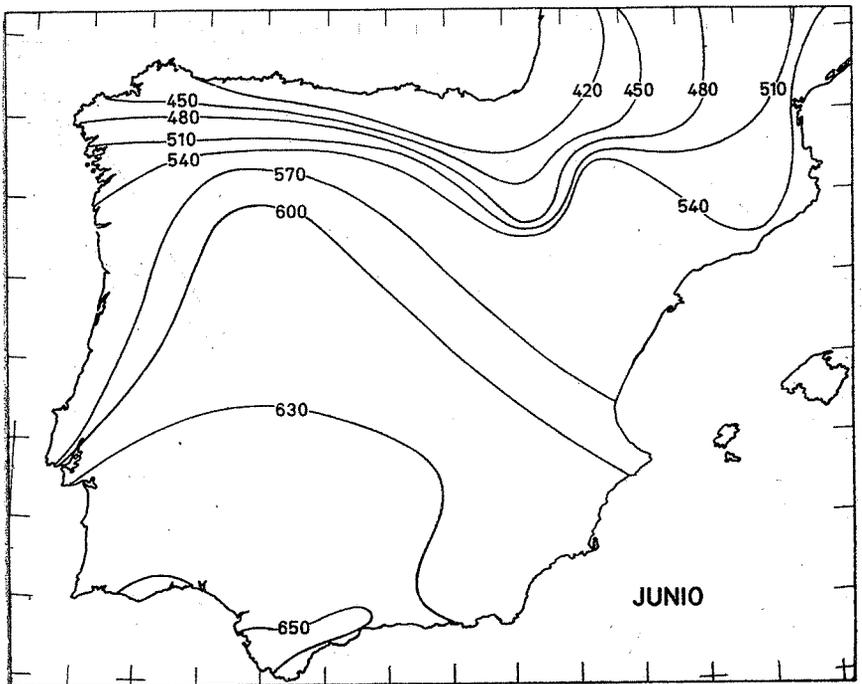
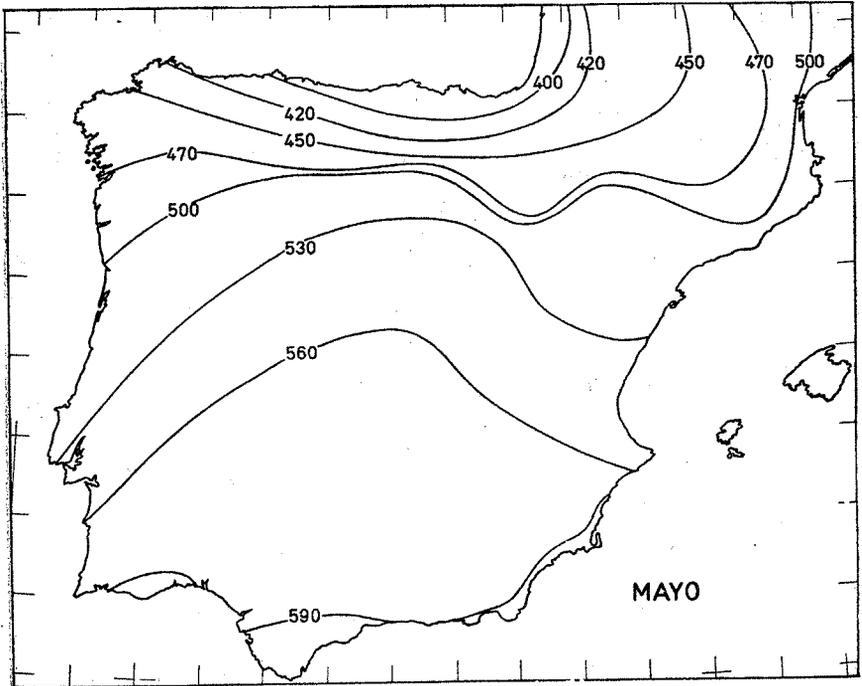
SUR DE FRANCIA.

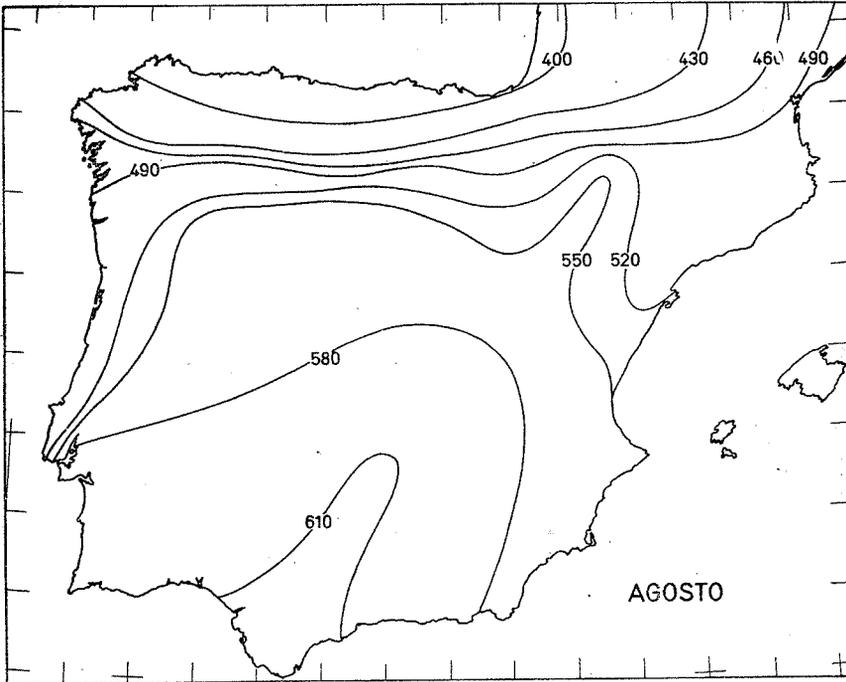
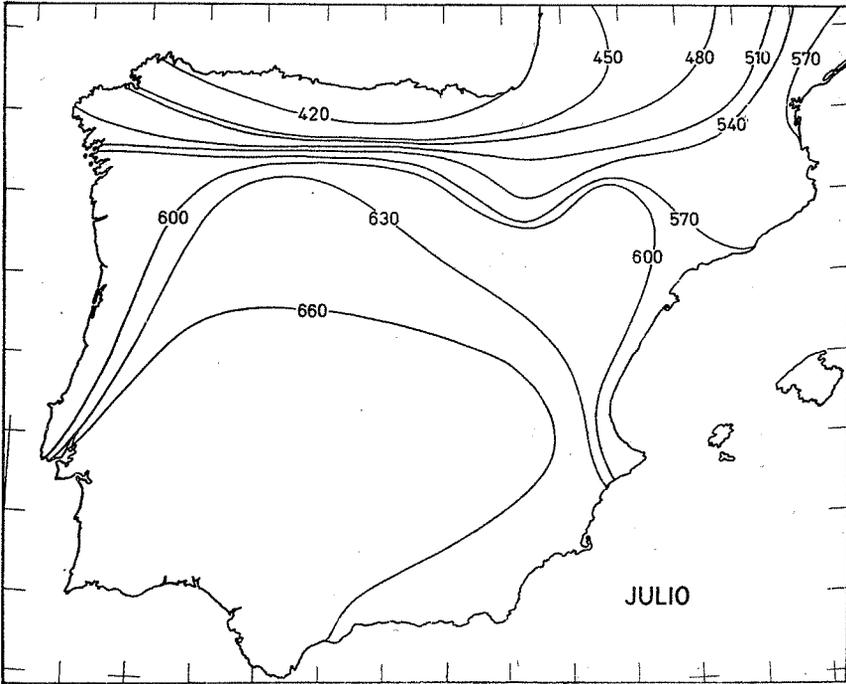
Bordeaux.
Gourdon.
Millau.
Montélimar.

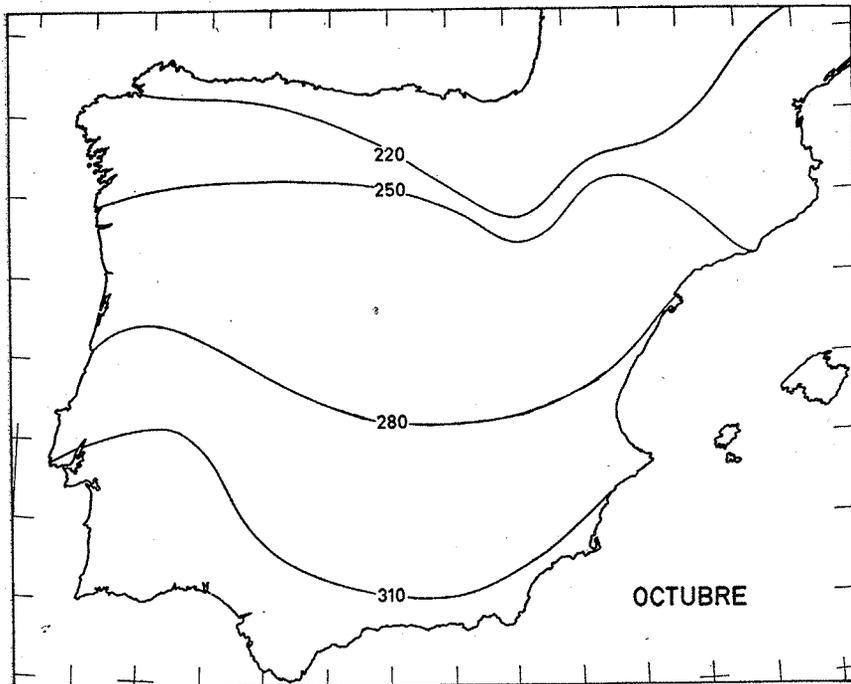
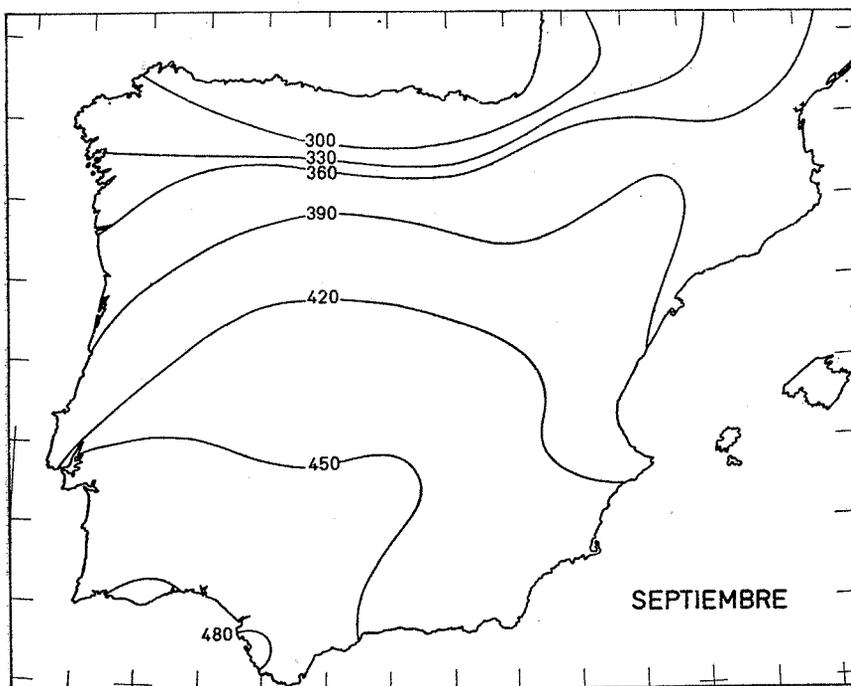
Mont-de-Marsan.
Montpellier.
Perpignan.
Toulouse.

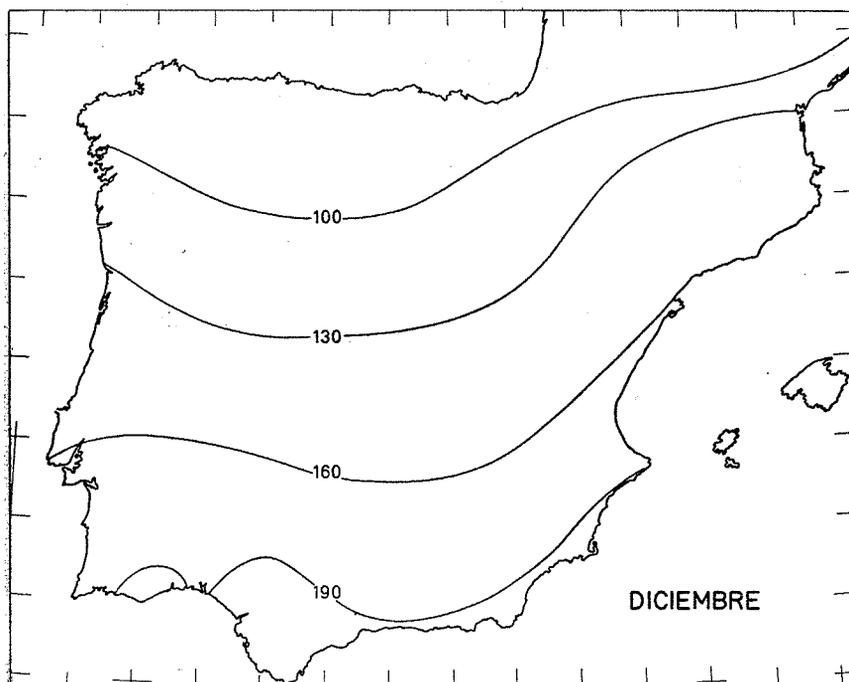
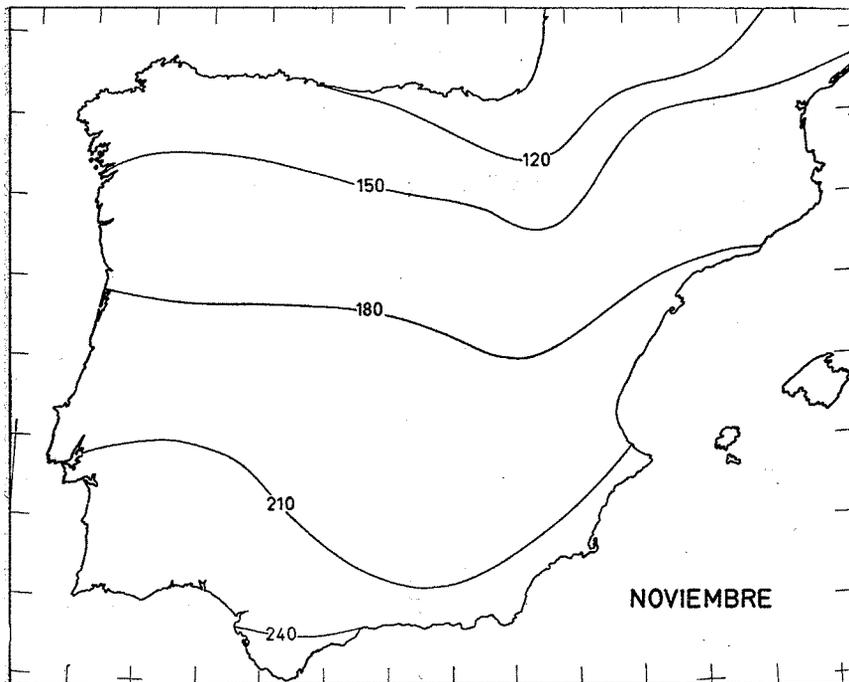












BIBLIOGRAFÍA.

ALBRECHT.

1954. Establishment of the radiation network. *Geofisica Pura e Applicata*, 29, 122.

BLACK, J. N.

1956. The distribution of solar radiation over the earth's surface. *Arch. Meteor., Geogr.-u. Biok. Serie B* 2.

BRUNT, D.

1939. *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge University Press.

BUDYKO, M. I.

1955. *Atlas teplovogo balansa*. Leningrado.

FUNK, J. P.

1959. Improved polythene-shielded net radiometer. *J. Sci. Inst.*, 36, 267-270.

GESLIN, H.

1944. *Etude des lois de croissance d'une plante en fonction des facteurs du climat*. Thèse. Paris.1952. Contribution à l'étude du complexe heliothermique. *Ann. Agron.*, A 1952, 321-326.

— PELTON, W. L.; KING, K. M., and TANNER, C. B.

1960. An evaluation of the Thornthwaite and mean temperature method for determining potential evapotranspiration. *Agron. J.*, 52, 387-395.

PENMAN, H. L.

1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A 193, 120-145.

SOUMI, V. E.; FRANSILLA, M., and ISLITZER, N. F.

1954. An improved net radiation instrument. *J. Met.*, 11, 276-282.

— TANNER, C. B.

1960. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24, 1-9.

— TURC, L.

1953. Le bilan d'eau des sols. *Ann. Agron.*, 1954, 491-595; 1955, 5-131.

— TUERC, L.

1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, 12, 13-49.