

Referencia de Procli

Jesús Lago Macía

28 de diciembre de 2013

1. Índices bioclimáticos clásicos

1.1. Factor de pluviosidad de Lang [2]

Tiene como expresión:

$$I_L = \frac{P}{T} \quad (1)$$

donde P es la precipitación media anual en mm y T es la temperatura media anual en °C.

Su valor permite distinguir las zonas climáticas siguientes:

$0 \leq I_L < 20$	Desierto
$20 \leq I_L < 40$	Zona árida
$40 \leq I_L < 60$	Zona húmeda de estepa y sabana
$60 \leq I_L < 100$	Zona húmeda de bosques ralos
$100 \leq I_L < 160$	Zona húmeda de bosques densos
$I_L \geq 160$	Zona hiperhúmeda de prados y tundras

1.2. Índice de aridez de Martonne [2]

$$I_M = \frac{P}{T + 10} \quad (2)$$

siendo P la precipitación media anual en mm y T la temperatura media anual en °C.

Su valor permite distinguir las zonas climáticas siguientes:

$0 \leq I_M < 5$	Desierto. Árido extremo
$5 \leq I_M < 15$	Semidesierto. Árido
$15 \leq I_M < 20$	Países secos mediterráneos. Semiárido
$20 \leq I_M < 30$	Subhúmedo
$30 \leq I_M < 60$	Húmedo
$I_M \geq 60$	Perhúmedo

1.3. Índice termopluviométrico de Dantín–Revenga [1]

$$I_{DR} = \frac{100 T}{P} \quad (3)$$

donde T es la temperatura media anual en °C y P es la precipitación media anual en mm.

Su valor permite distinguir las zonas climáticas siguientes:

$0 < I_{DR} \leq 2$	Zona húmeda
$2 < I_{DR} \leq 3$	Zona semiárida
$3 < I_{DR} \leq 6$	Zona árida
$I_{DR} > 6$	Zona subdesértica

1.4. Índice de Vernet [2]

$$I_V = \pm 100 \frac{H - h}{P} \frac{M_v}{P_v} \quad (4)$$

siendo H la precipitación de la estación más lluviosa, h la precipitación de la estación más seca, P la precipitación anual, P_v la precipitación estival (jun+jul+ago) en mm y M_v la temperatura media de las máximas estivales en °C.

Cuando la etapa estival representa el primero o segundo de los mínimos pluviométricos al índice se le asigna signo negativo y positivo en caso contrario.

$I_V > 2$	Continental
$0 < I_V \leq 2$	Oceánico–continental
$-1 < I_V \leq 0$	Oceánico
$-2 < I_V \leq -1$	Pseudooceánico
$-3 < I_V \leq -2$	Oceánico–mediterráneo
$-4 < I_V \leq -3$	Submediterráneo
$I_V \leq -4$	Mediterráneo

2. Climodiagramas de Walter–Lieth [2]

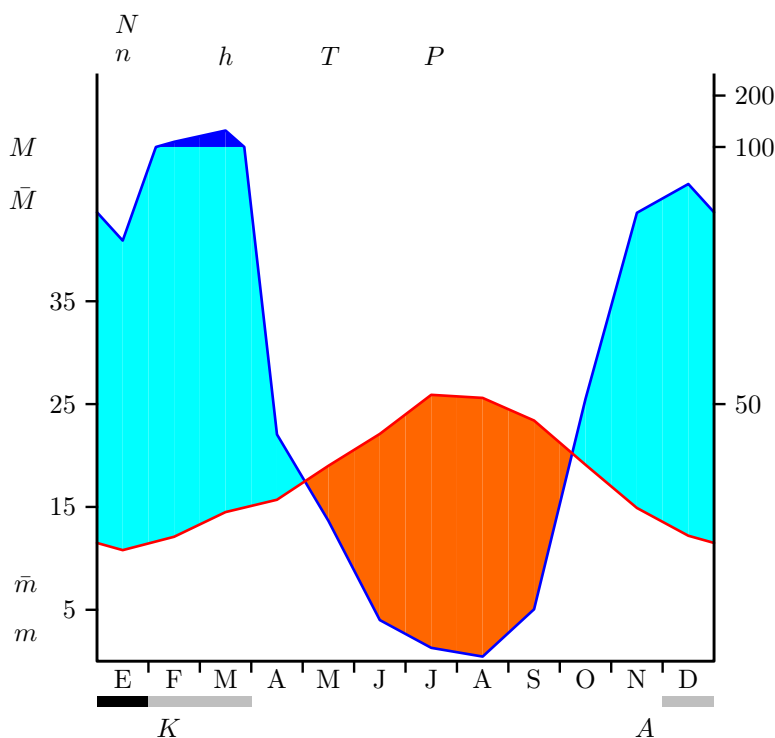
Los climodiagramas de Walter–Lieth se basan en el criterio de Gaussen. Dicho criterio establece que un mes será seco cuando la precipitación, expresada en mm, sea inferior al doble del valor de la temperatura expresada en °C.

Para construir el climodiagrama de una estación se lleva al eje de abscisas el tiempo medido en meses y al de ordenadas tanto las precipitaciones mensuales como las temperaturas medias, empleando para las segundas una escala doble que para las primeras. Además, cuando las precipitaciones superan los 100 mm la escala con la que se las representa se reduce en la proporción 1/10 y el área húmeda que sobrepasa la línea de los 100 mm se rellena con un color oscuro.

En la figura que acompaña al texto se muestra uno de estos climodiagramas y se indica la distribución y posición de los datos complementarios:

- N Nombre de la estación
- n Número de años observados
- h Altitud sobre el nivel del mar en m
- T Temperatura media anual en °C
- P Precipitación anual en mm

- M Temperatura máxima absoluta en °C
- \bar{M} Temperatura media de las máximas del mes más cálido en °C
- \bar{m} Temperatura media de las mínimas del mes más frío en °C
- m Temperatura mínima absoluta en °C
- K Razón área seca/área húmeda
- A Tiempo expresado en meses en el que la línea de precipitaciones se halla por debajo de la de temperaturas



Las barras que aparecen entre las letras que identifican los meses y los parámetros K y A representan los intervalos de helada. Los intervalos de helada segura van en negro (temperatura media de las mínimas <0 °C) y los intervalos de helada probable en gris (temperatura mínima absoluta <0 °C $<$ temperatura media de las mínimas).

3. Clasificación climática de Thornthwaite [3]

El concepto de evapotranspiración potencial, ETP , fue introducido por Thornthwaite en 1948. La ETP se define como la máxima cantidad de vapor de agua transferida a la atmósfera, por evaporación y transpiración, en un suelo totalmente cubierto de vegetación y sin déficit de humedad.

Para el cálculo de la ETP mensual este autor propuso la siguiente fórmula:

$$ETP_i = 16f_i \left(\frac{10T_i}{I} \right)^\alpha \quad (5)$$

donde f_j es el factor de proporcionalidad de las horas de luz mensuales respecto de un mes teórico con 30×12 horas de luz e I es el índice de calor anual que se calcula en función de la temperatura media mensual T en °C

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,514} \quad (6)$$

A partir de I se calcula el coeficiente α

$$\alpha = 0,000000675I^3 - 0,0000771I^2 + 0,01792I + 0,49239 \quad (7)$$

Para aquellos meses en los que la temperatura media supera los 26,5 °C, en lugar de la expresión anterior, debe utilizarse:

$$ETP_i = f_i(-76,5928 + 8,00356T_i) \quad (8)$$

Para definir el clima, Thornthwaite se basa en un balance hídrico. Dicho balance, que resulta de comparar las precipitaciones con las ETP mensuales, se apoya en las siguientes hipótesis:

1. Si en un mes $P > ETP$ existirá un superávit de agua que vendrá dado por $P - ETP$. La evapotranspiración real ETR coincidirá con la ETP . El sobrante de agua, bien quedará retenido en el suelo, si éste no ha completado su capacidad de retención, o bien drenará a capas más profundas.
2. Si en un mes $P = ETP$ como en el caso anterior $ETR = ETP$, pero no habrá drenaje ni variación en la reserva de agua en el suelo.
3. Si en un mes $P < ETP$ habrá un déficit de humedad igual a $ETP - P$. En este caso $ETR < ETP$ y la evapotranspiración real vendrá dada por la suma de la precipitación más una reducción de la reserva de humedad en el suelo. Bajo estas condiciones la reserva de agua en el suelo variará según la siguiente ley exponencial:

$$R_i = R_{i-1} \cdot e^{d_i/R_h} \quad (9)$$

siendo R_i la reserva de agua en el suelo en el mes i , R_{i-1} la reserva de agua en el mes anterior, d_i el déficit de humedad para el mes i y R_h la reserva de agua en el suelo del último mes del período húmedo que precede a este período seco.

Con el objeto de proporcionar una comprensión rápida y global de estos resultados numéricos, se ha incluido en la salida producida por procliJ una representación gráfica de este balance hídrico.

A partir del balance hídrico, y con el objeto de caracterizar el clima, Thornthwaite deriva una serie de índices:

3.1. Índice de humedad

Thornthwaite expresa la humedad o aridez de un clima mediante el índice de exceso de agua, I_h , y el índice de aridez, I_a , que vienen dados por:

$$I_h = 100 \frac{\sum s_i}{\sum ETP_i} \quad (10)$$

$$I_a = 100 \frac{\sum d_i}{\sum ETP_i} \quad (11)$$

siendo s_i el superávit de humedad, d_i el déficit y ETP_i la evapotranspiración potencial del mes i .

El índice que tiene en cuenta a la vez estos dos efectos contrapuestos se denomina *índice de humedad*:

$$I_m = I_h - I_a = \frac{100 \sum s_i - 100 \sum d_i}{\sum ETP_i} \quad (12)$$

El valor de este índice se utiliza para distinguir los siguientes tipos climáticos:

$I_m > 100$	Pérhumedo	A
$80 < I_m \leq 100$	Húmedo	B_4
$60 < I_m \leq 80$	"	B_3
$40 < I_m \leq 60$	"	B_2
$20 < I_m \leq 40$	"	B_1
$0 < I_m \leq 20$	Subhúmedo	C_2
$-33,3 < I_m \leq 0$	Seco subhúmedo	C_1
$-66,0 < I_m \leq -33,3$	Semiárido	D
$-100 < I_m \leq -66,0$	Árido	E

3.2. Variación estacional de la humedad efectiva

Los índices de exceso de agua y aridez permiten caracterizar la variación estacional de la humedad de un clima y así establecer nuevas subdivisiones para climas húmedos (A , B y C_2):

$0 < I_a \leq 16,7$	Poca o ninguna falta de agua	r
$16,7 < I_a \leq 33,3$	Falta moderada de agua en verano	s
$16,7 < I_a \leq 33,3$	Falta moderada de agua en invierno	w
$I_a > 33,3$	Falta intensa de agua en verano	s_2
$I_a > 33,3$	Falta intensa de agua en invierno	w_2

y climas secos (C_1 , D y E):

$0 < I_h \leq 10$	Pequeño o ningún exceso de agua	d
$10 < I_h \leq 20$	Exceso moderado de agua en invierno	s
$10 < I_h \leq 20$	Exceso moderado de agua en verano	w
$I_h > 20$	Gran exceso de agua en invierno	s_2
$I_h > 20$	Gran exceso de agua en verano	w_2

3.3. Índice de eficacia térmica

La eficacia térmica del clima viene dada por el valor de la ETP anual en mm y permite diferenciar los siguientes tipos climáticos.

$ETP \leq 142$	Glacial	E'
$142 < ETP \leq 285$	Tundra	D'
$285 < ETP \leq 427$	Primer microtérnico	C'_1
$427 < ETP \leq 570$	Segundo microtérnico	C'_2
$570 < ETP \leq 712$	Primer mesotérnico	B'_1
$712 < ETP \leq 855$	Segundo mesotérnico	B'_2
$855 < ETP \leq 997$	Tercer mesotérnico	B'_3
$997 < ETP \leq 1140$	Cuarto mesotérnico	B'_4
$ETP > 1440$	Megatérnico	A'

3.4. Concentración de la eficacia térmica en verano

$$C_{ETP} = 100 \times \frac{ETP_v}{ETP} \quad (13)$$

siendo ETP_v la eficacia térmica del período estival (jun+jul+ago) y ETP la eficacia térmica anual.

Atendiendo a este índice se distinguen los tipos climáticos siguientes:

$ETP \leq 48,0$	Baja concentración	a'
$48,0 < ETP \leq 51,9$	Moderada concentración	b'_4
$51,9 < ETP \leq 56,3$	"	b'_3
$56,3 < ETP \leq 61,6$	"	b'_2
$61,6 < ETP \leq 68,0$	"	b'_1
$68,0 < ETP \leq 76,3$	Alta concentración	c'_2
$76,3 < ETP \leq 88,0$	"	c'_1
$ETP > 88,0$	Muy alta concentración	d'

4. Desertificación

4.1. Índice de Bagnouls–Gausson CORINE [1]

$$BGI = \sum (2T_i - P_i)K_i$$

siendo P_i la precipitación media mensual en mm, T_i la temperatura media mensual en °C y K_i la fracción del mes en que la línea $2T$ se mantiene por encima de la línea P en el diagrama ombrotérmico.

4.2. Índice de Fournier modificado CORINE [1]

$$FI = \sum \frac{P_i^2}{\bar{P}}$$

siendo P_i la precipitación media mensual en mm y \bar{P} la precipitación media anual en mm.

5. Pisos bioclimáticos de Rivas Martínez [6]

Las tres condiciones siguientes determinan la sequía estiva

$$\frac{ETP_{jl}}{P_{jl}} > 4 \quad \frac{ETP_{jl+ag}}{P_{jl+ag}} > 3,5 \quad \frac{ETP_{jn+jl+ag}}{P_{jn+jl+ag}} > 2,5$$

A partir de estas condiciones se definen dos conjuntos de climas:

- Clima eurosiberiano (sin sequía estival)
- Clima mediterráneo (con sequía estival)

A su vez, dentro de cada conjunto de estos climas se establecen una serie de pisos bioclimáticos sobre la base del índice de termicidad (It)

$$It = (T + m + M)$$

siendo T la temperatura media mensual, m la media de las mínimas del mes más frío y M la media de las máximas del mes más frío (todas ellas en °C).

- Clima eurosiberiano
 - Colino: $It > 180$
 - Montano: $180 \geq It > 50$
 - Subalpino: $50 \geq It > -50$
 - Alpino: $It \leq -50$
- Clima mediterráneo
 - Termomediterráneo: $It > 350$
 - Mesomediterráneo: $350 \geq It > 210$
 - Supramediterráneo: $210 \geq It > 60$
 - Oromediterráneo: $60 \geq It > -30$
 - Crioromediterráneo: $It \leq -30$

Además, se definen seis grados de humedad de acuerdo a la precipitación anual en mm:

- Hiperhúmedo: $P > 1600$
- Húmedo: $1600 \geq P < 1000$
- Subhúmedo: $1000 \geq P < 600$
- Seco: $600 \geq P < 350$
- Semiárido: $350 \geq P < 200$
- Árido: $P \leq 200$

6. Diagramas bioclimáticos de Montero de Burgos y González Rebollar [5]

Estos diagramas, bajo los cuales subyace un balance hídrico para calcular las disponibilidades de agua, se basan en las siguientes hipótesis:

1. Cuando la temperatura es inferior a $7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, la actividad vegetativa de las plantas es nula o inapreciable. Por ello, la actividad vegetativa puede estimarse por el área —intensidad bioclimática— comprendida entre la línea de las temperaturas medias mensuales y la recta $T = 7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.
2. Si la humedad disponible D supera a la ETP , y no hay limitación por temperatura, la actividad vegetativa será máxima. En estas circunstancias, la intensidad bioclimática real (IBR) coincidirá con la potencial (IBP).
3. Cuando la D es inferior a la ETP , pero supera o iguala a la evapotranspiración residual $e = ETP/5$ hay una actividad vegetativa amortiguada. En este caso, por tanto, la IBR será menor que la IBP .
4. Si la $D < e$ hay una paralización total de la actividad vegetativa por falta de humedad. Se habla en este caso de intensidad bioclimática seca (IBS) y el área correspondiente se dibuja por debajo de la recta $T = 7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.
5. Tras el período de sequía ($D < e$), la vegetación arbórea presentará una actividad vegetativa limitada hasta que no se compensen los déficit de humedad. Se habla en este período de intensidad bioclimática condicionada (IBC) y, en estas condiciones, la IBR quedará dividida en una intensidad bioclimática condicionada y otra libre IBL .

Por simple analogía, los conceptos de IBL , IBC , IBS se aplican también al período en que la actividad vegetativa está detenida por falta de temperatura. Para diferenciar unas de otras se habla de intensidades bioclimáticas cálidas e intensidades bioclimáticas frías.

En la salida de procliJ aparecen 6 diagramas bioclimáticos. El primero corresponde a las condiciones de capacidad de retención de agua en el suelo (cr_0) y coeficiente de escorrentía (w_0) propias de la estación. Los cuatro siguientes, a las hipótesis $cr = 0$, $cr = 100\text{ mm}$, $w = 0$ y $w = 30\text{ }%$. El último, a la capacidad de retención típica (CRT) que es aquella a partir de la cual, al aumentar la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, la respuesta de los índices bioclimáticos es nula, esto es, el diagrama bioclimático permanece invariable (referido como es lógico a $w = 0$). Finalmente, en todos los diagramas bioclimáticos mostrados, los valores de la ETP mensual son calculados mediante la fórmula de Thornthwaite.

6.1. Índices derivados de los diagramas bioclimáticos

A partir de las hipótesis expresadas en la tabla siguiente

Hipótesis	cr (mm)	w (%)	IBL
Real	cr_0	w_0	IBL_0
Máxima	160	0	$IBL_{máx}$
Mínima	0	30	$IBL_{mín}$
Típica	CRT	0	$IBL_{típ}$
Corregida	cr_0	0	IBL_{cor}

se calculan los siguientes coeficientes que expresan relaciones entre intensidades bioclimáticas cálidas:

Recorrido teórico de la estación

$$R_t = \frac{IBL_{máx} - IBL_{mín}}{IBL_{mín}} \quad (14)$$

indica la mejora máxima en IBL que puede tener una estación.

Recorrido real de la estación

$$R_r = \frac{IBL_{máx} - IBL_0}{IBL_0} \quad (15)$$

indica el grado de intervención necesario sobre la estación para llevarla desde la situación actual hasta el óptimo.

Capacidad de respuesta a la restauración forestal

$$C_{hf} = \frac{IBL_{cor} - IBL_0}{IBL_0} \quad (16)$$

indica la mejora que es posible realizar sobre la productividad forestal potencial al corregir la escorrentía superficial, es decir, la capacidad de respuesta de la estación a la restauración hidrológico-forestal.

Coefficiente de aprovechamiento climático actual

$$COAP = \frac{IBL_0}{IBL_{máx}} \quad (17)$$

indica el grado de alejamiento en términos de productividad forestal de una estación respecto al óptimo.

Coefficiente de aprovechamiento climático típico

$$COAP_{típ} = \frac{IBL_{típ}}{IBP} \quad (18)$$

indica el máximo aprovechamiento bioclimático de la estación respecto al potencial que ofrece la estación.

Bibliografía

- [1] Comisión de las Comunidades Europeas (1993). *CORINE Land Cover. Guide technique*. Bruselas.
- [2] GANDULLO GUTIÉRREZ, J. M. (1994). *Climatología y ciencias del suelo*. Fundación Conde del Valle de Salazar. Madrid.
- [3] ELIAS CASTILLO, F. y CASTELLVI SENTIS, F. (1996). *Agrometeorología*. MAPA/Mundi-Prensa. Madrid.
- [4] FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (1995). *Manual de climatología aplicada*. Síntesis. Madrid.
- [5] MONTERO DE BURGOS, J. L. y GONZÁLEZ REBOLLAR, J. L. (1983). *Diagramas bioclimáticos*. ICONA. Madrid.
- [6] RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1984). *Pisos bioclimáticos de España*. Lazaroa 5: 33-43. Madrid.