

ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA EVAPOTRANSPIRACION HORARIA
(POTENCIAL Y REAL) EN ZONAS HUMEDA Y SEMIARIDA

R.M. Quintela (*), O.E. Scarpati (**), R. Rodríguez (*)

(*) Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CONICET)

(**) Comisión de Investigaciones Científicas (Pcia. de Buenos Aires)

(*) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA)

RESUMEN

Tomando como epicentro de la zona semiárida central la estación INTA Manfredi y de la zona húmeda pampeana el Observatorio Agrometeorológico Principal INTA_Castelar, se calculó la evapotranspiración horaria real y potencial, utilizando modelos de Penman, Jaworski y Morton. Para tal fin, se utilizó la información provista por el Centro de Investigaciones Hidrológicas de la Región Semiárida (CIHRSA) y por el INTA. Se eligieron días de características meteorológicas similares, así como de humedad del suelo conocida por medio de un balance hídrico de Thornthwaite modificado. En el caso de la estación Manfredi se contó con datos de un estudio de balance de energía que se realizó en dicha estación. Asimismo, fue analizada la influencia de las variantes que introduce Monteith en el modelo de Penman. Se obtuvieron resultados que mostraron las coincidencias y las diferencias que se detectan utilizando modelos complejos en relación a los más simples.

ABSTRACT

Actual and potential horal evapotranspiration using Penman, Jaworski and Morton models were calculated. It was taking like epicenter of central semiarid region the INTA Manfredi station, and from pampean subhumid region the Main Agrometeorological Observatory Castelar (INTA). Information was supplied by Hidrology Research Center of Semiarid Region (CIHRSA) and by National Institute of Agricultural Technology (INTA). Days of similar meteorological characteristics were chosen, just as known soil moisture by means of Thornthwaite's modiflicated balance. In Manfredi station, it took into account data of an energy balance study realized there. Likewise, the Influences introduced by Monteith in Penman's model were analysed. The obtained results showed the coincidences and differences detected using complex models in relation to the more simple ones.

INTRODUCCION

En este trabajo se analiza la marcha horaria de la evapotranspiración potencial y real en dos zonas climáticas bien diferenciadas (pampeana húmeda y semiárida central de la Argentina), se eligieron 3 días con características biocli-

máticas distintas, en dos estaciones experimentales del INTA: Castelar (34°36' LS; 58°40' LW, h = 22 m) y Manfredí (31°49' LS; 36°46' LW, h = 292 m). En el cuadro N°1 se muestran los días seleccionados y la sensación bioclimática en los mismos, en función de los parámetros meteorológicos medios. Como criterio de comparación se adoptó el IBC (Índice Bioclimático CIBIOM) desarrollado y probado para el verano en la ciudad de Buenos Aires (Quintela et al, 1987) y extendido para zona semiárida (Forte Lay et al, 1988). Su expresión es: $IBC = 1,4t_m + 0,3\varphi_m - \Delta t - x$, donde t_m = temperatura media diaria (°C); φ_m = humedad relativa media diaria (%); Δt = amplitud térmica diaria (°C) y x = nubosidad, según una escala numérica (0 = despejado; 1 = nublado; 2 = cubierto). La escala de sensación térmica empírica del IBC es: >53, sofocante; 50-53, muy caluroso, 45-49 caluroso; 40-44 bienestar cálido y <40 fresco. Sería más adecuado introducir la humedad absoluta o el punto de rocío (TPR (°C)), en lugar de la humedad relativa, pero este parámetro no se difunde habitualmente en boletines y otros medios de comunicación.

También figuran en dicho cuadro la temperatura máxima del día ($t_{máx}$) y U_6 , velocidad del viento a una altura $h = 6$ m. Este último parámetro se adoptó porque se dispuso de valores a dicha altura en las dos estaciones.

Para la estimación de la evapotranspiración, se han aplicado modelos de distinto grado de complejidad (Thorntwaite, Penman, Morton) comparando los resultados obtenidos con el del Jaworski, que se ha considerado como el más confiable, porque tiene en cuenta las leyes de conservación de la masa y energía, las características de la superficie evaporante y del contenido de agua en el suelo (Rodríguez et al, 1987).

Cabe señalar que el estudio a nivel horario de la evapotranspiración tiene importancia en las investigaciones sobre transferencia de masa y energía, especialmente en el comportamiento de los distintos elementos del balance energético e hídrico en diversos períodos del día y en relación al balance de radiación.

2. MATERIALES Y METODOLOGIA

La existencia de datos horarios y de documentación (Da Porta et al, 1985; Sola, 1986), provenientes de los estudios sobre balance de energía realizados en la estación INTA Manfredí por el Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida (CIHRSA) sobre un cultivo de soja, facilitó la utilización de dicha información.

Por otra parte, el Observatorio Agrometeorológico Principal INTA Castelar suministró datos horarios de todos los parámetros requeridos, incluyendo datos de humedad del suelo, sobre campo natural.

Cabe señalar que los datos de ambas estaciones no son totalmente compatibles

por la diferencia de alturas de las observaciones: 2 m en Manfredi y 1,50 m en Castelar. Se estima, además, que otros factores como puede ser cobertura del suelo, introducen diferencias importantes, las que se ponen de relieve al discutir los resultados.

Los datos diarios de radiación neta fueron suministrados por el Observatorio Central de Buenos Aires del Servicio Meteorológico Nacional, por no disponerse de ellos en Castelar.

La metodología utilizada comprende: a) Comparación de la evapotranspiración potencial (ETP) y real (ETR), en los días seleccionados. b) Influencia del tipo de cobertura de suelo en el balance hídrico. c) Determinación (aproximada) del porcentaje de distribución de la radiación neta en ETR, calor sensible y en flujo de calor en el suelo, valor éste último que adquiere creciente importancia, conforme disminuye el intervalo entre observaciones y d) Validación de la utilización del modelo de Penman en zona semiárida, teniendo en cuenta las diferentes opiniones de distintos autores (Grassi y Teves, 1966; Monteith, 1981; Quintela, 1982).

La información fue procesada en una computadora Hewlett-Packard 1000 del CIBIOM.

Es conveniente señalar que el modelo muy simple de Thornthwaite (1948) es objetado por algunos autores, porque genera valores muy bajos de la evapotranspiración potencial y real. Mientras que el de Penman (1948) se continúa estudiando en modelos que tratan de mejorar la fórmula primitiva (INRA, Frère, Doorembos y Pruitt), y en los últimos decenios, las modificaciones se han orientado a introducir la resistencia a la difusión en la canopia y el efecto del transporte turbulento (Monteith, 1966, 1981; Van Bavel, 1966) especialmente para calcular ETR.

El modelo propuesto por Jaworski está formado por tres componentes: a) resistencia a la difusión en la canopia del cultivo r_s , como función de la humedad del suelo en la capa superior de la zona de aereación; ésta se encuentra representada por dos reservorios ficticios (superior e inferior), b) transformación de la ETP, mediante r_s en evapotranspiración real ETR y c) cálculo de la humedad del suelo al final del intervalo de tiempo, por medio de la ecuación de balance de agua.

Las ecuaciones fundamentales son:

ETP calculada por el modelo de Jaworski

$$r_s = b (z_g + 0,5 P)^c - 1 \text{ (s, cm}^{-1} \text{)}$$

donde P = precipitación; z_g = almacenaje de agua en el reservorio superior al principio del intervalo de tiempo considerado y b y c coeficientes a determinar, partiendo de ensayos experimentales y optimizados por medio de un proceso iterativo (Rodriguez et al, 1987) Para ampliar la información sobre el modelo de

Jaworski nos remitimos al trabajo mencionado en el párrafo anterior.

La ETR se expresa por

$$ETR = ETP \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + r_s \cdot U_a \frac{K^2}{\left(\ln \frac{z_a}{z_0}\right)^2}}$$

donde Δ = pendiente de la curva de tensión de saturación; γ = constante psicrométrica; U_a = velocidad del viento al nivel z_a ; K = coeficiente de Von Karman; z_0 = coeficiente de rugosidad.

En el modelo de Jaworski, el sistema radicular extrae agua del reservorio superior (z_g) hasta vaciarlo y, luego retira agua del segundo reservorio (z_d) o capa inferior. Estas capas se determinan en base al tipo de suelo y a las características hidrológicas (capacidad de campo y coeficiente de marchitez permanente) de cada uno.

Castelar	z_g (0 - 40 cm)	MAX = 160 mm MIN = 40 mm
	z_d (40-120 cm)	MAX = 320 mm MIN = 180 mm
Manfredi	z_g (0 - 50 cm)	MAX = 153 mm MIN = 70 mm
	z_d (50-150 cm)	MAX = 273 mm MIN = 121 mm

Los z_g y z_d iniciales se obtuvieron de observaciones realizadas en las fechas elegidas o de estimaciones derivadas de las observaciones más cercanas, temporalmente, a aquellas. En Manfredi se contó con la observación de humedad del suelo realizada por el CIHRSA. Esto permitió ajustar el modelo al correrlo entre las 8 h del 8-2-85 y las 8 h del 26-2-85. De allí se dedujo la adopción de los mismos valores de b , c y z_0 que los utilizados en Castelar.

3. RESULTADOS

3.1 La figura 1 muestra los resultados obtenidos al analizar la distribución de la radiación neta, en relación a los otros términos del balance de energía. Se observa que la ETR disipa el calor, en verano, en un porcentaje muy alto (del 55 al 92,3%, según los días). Se designa cada caso con un número y la inicial del nombre de la estación.

Cabe señalar que los porcentajes obtenidos para Manfredi son más representativos porque se ha partido de mediciones en dos niveles. Llama la atención las diferencias observadas en el calor sensible; el caso 1 M corresponde a un suelo arado y los otros dos a un cultivo de soja, con cobertura hasta el 80%. En el caso 1 M no parece justificarse un término X de ajuste, tan grande (6,2%)

En los casos 2 C y 3 M puede deberse a inseguridad por falta de datos de altura.

3.2 La figura 2 se refiere a la marcha horaria durante los días elegidos.

Se evidencia la similitud de los casos homólogos, en el trazado de los polígonos y en la magnitud de máximo y mínimo horario.

El caso 2 muestra valores muy altos especialmente el 2 C que está en relación con los valores de radiación neta y muy altas temperaturas. El caso 3 ilustra de que modo la humedad muy alta está relacionado con ETP y ETR bajas. El caso 1 C muestra un brusco descenso a las 14 horas, que está vinculado a una fuerte variación de la heliofanía a esa hora; también se observa en 1 M a las 16 horas, por la misma causa.

3.3 La figura 3 se refiere a valores promedios horarios (del 4 al 18 de diciembre de 1984 obtenidos sobre suelo arado) de temperaturas del termómetro seco; radiación neta; temperatura del termómetro húmedo y las desviaciones correspondientes. Se observa en ella una anomalía: σ Rad. neta, que acompaña a Rad. neta, disminuye bruscamente de 12 a 14 horas, es decir se reduce la dispersión lo que hace presumir que se produjo una saturación del radiómetro utilizado, al llegar a un cierto valor de energía.

3.4 El cuadro N°2 resume, para los días seleccionados, la relación entre los términos advectivo (TA) y radiativo (TR) de la fórmula de Penman. Se advierte una fuerte incidencia de la radiación (entre el 57 y el 84%) y la influencia de la velocidad media del viento en los valores de TA. En días con velocidades más altas puede llegarse al caso en que la fórmula de Penman sobrestime la evapotranspiración potencial (Quintela, 1982).

3.5 Los resultados del cálculo de ETP y ETR por distintos modelos se detallan en el cuadro N°3. Se observan algunos resultados destacables, por ejemplo el caso 1, para igual IBC y temperatura de punto de rocío (TPR) mayor en Manfredi (1 M: 14,8°C y 1 C: 10,2°C). Los resultados difieren sensiblemente: En 1 M la ETP (Jaworski y Penman) varía entre 6,0 y 5,4 mm/día y en 1 C entre 3,7 y 3,8 mm/día.

En el caso 2 para un IBC casi igual y TPR: 18,6°C en 2 M y 16,1°C en 2 C, los resultados se invierten, en 2 M: 7,0 y 6,4 mm/día y en 2 C: 8,1 y 8,2 mm/día.

El caso 3 da valores razonablemente concordantes. El IBC en este caso está fuertemente influido en ambas estaciones por la alta humedad y la TPR (20,4°C) es la misma.

Thornthwaite tiene un comportamiento irregular; en los casos 1 y 2 da valores más bajos, en 3 M igual a Jaworski y a Penman y en 3 C supera a ambos.

Los valores de ETR calculados por balance de energía (BE) en Manfredi son sensiblemente más altos que los obtenidos por Jaworski y Thornthwaite. El modelo de Morton (Quintela et al, 1987) da resultados muy dudosos para ETR, lo que confirma los comentarios de dicho investigador (Morton, 1986), en lo que respecta a períodos muy cortos.

La figura 4 permite deducir:

- a) Los tres casos elegidos, en relación a un IBC creciente (40,50 y 53) tiene su correlato en la temperatura de punto de rocío ($^{\circ}\text{C}$) (TPR = 10/15; 15/18 y 23/25).
- b) La ETP y la ETR son fenómenos complejos que responden a distintas variables no linealmente: inciden prioritariamente la $t_{\text{máx}}$ y la t_{med} ; en el caso 2: la temperatura muy alta y TPR media producen un aumento muy grande en ETP y no en la ETR.

3.6 La figura 5 permite observar la marcha del almacenaje de agua en el suelo en la capa superior (z_g) en Manfredi entre dos observaciones: 18-2-85 y 25-2-85, en sus valores diarios según Jaworski y por el mismo autor en sus valores horarios para el día 22-2-85. Los valores diarios que se vuelcan en la figura corresponden al último valor del día (hora 24) lo que quizás aumente la diferencia con los valores observados que, seguramente se obtuvieron en horas diurnas.

3.7 La figura 6 muestra, para esos mismos días en Manfredi, el almacenaje total ($z_g + z_d$), los valores observados y a partir del primero de ellos se calculó el almacenaje de agua en el suelo obtenidos con el balance de energía. Vale lo explicado en el punto anterior para los horas consideradas. Aun así, el balance de energía arroja resultados que se ajustan más a los observados ($\Delta = 5 \text{ mm}$) que el modelo de Jaworski ($\Delta = 19 \text{ mm}$).

4. CONCLUSIONES

1. No hay concordancia entre los valores de ETP y ETR en días biometeorológicamente similares. Debe reverse la aplicación del IBC en climas semiáridos.
2. En todos los casos analizados incide prioritariamente la radiación.
3. La ETP y la ETR responden bien cualitativamente a los valores medios diarios de la temperatura de punto de rocío.
4. El modelo de Morton no es aplicable para períodos de tiempo cortos.
5. El modelo más simple (Thornthwaite) da valores más bajos de ETP que los reales y, por lo tanto, no ajusta bien con valores observados, salvo en días de baja demanda atmosférica.

6. En los casos estudiados, la ecuación de equilibrio de energía: $R_n = ETR + G + H + X$ (R_n = radiación neta, ETR = evapotranspiración real, G = flujo de calor en el suelo, H = calor sensible) cierra con un término X (miscelánea) indeterminado.
7. En caso de no contarse con balance de energía, el mejor ajuste se obtiene con el modelo de Jaworski.
8. En este estudio se observa que la diferencia entre el valor observado de almacenaje de agua en el suelo y el estimado con el modelo de Jaworski es mayor a la obtenida aplicando el modelo de Jaworski. Este resultado podría mejorarse si el z_d comenzara a aportar agua al sistema, antes que el z_g alcance su almacenaje mínimo.

BIBLIOGRAFIA

- Brutsaert, W., 1984; *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, Boston.
- Grassi, G. y Teves, E., 1966; *Evapotranspiración en la República Argentina estimada por la fórmula de Grassi - Christiansen*. INTA, IDIA, 226.
- Jaworski, J., 1985; *Estimation of actual evapotranspiration by means of a mathematical model*. WHO. Casebook in operational assessment of areal evaporation. Operational Hydrology Report N°22.
- Monteith, J.L., 1981; *Evaporation and surface temperature*. Quart J. Royal Met. Soc. 107: 1-27.
- Morton, F.J., 1983; *Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology*. J. of Hydrol. 66: 1-76 and 66: 76 - 100.
- Penman, H.L., 1948; *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proc. Roy. Sci. London. A, 193: 120 - 146.
- Priestley, C.H.B. and Taylor R.J., 1972; *On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large - scale parameters*. Mon. Weather Rev. 100 : 81-92.
- Quintela, R.M., 1977; *La evaporación en zonas áridas de la República Argentina*. S.M.N. Serie B. 17, 35 pag.
- Quintela, R.M., 1982; *Estudios de evaporación en grandes cuerpos de agua*. Memorias del primer seminario patagónico sobre meteorología y oceanografía física y sus aplicaciones al desarrollo. 1: 114-130. Pto. Madryn.

Quintela, R.M., Canziani, O. y Valtorta, S., 1986; Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración. 14ª Reunión Científica de Geodestas y Geofísicos. *Geoacta* 14 (1): 27-37.

Quintela, R.M., Forte Lay, J.A., Troha, A. y Spescha, L., 1987; Introducción al estudio bioclimático de la ciudad de Buenos Aires y Conurbano. *Geoacta*: 14 (1): 39-54.

Rodríguez, R., Scarpati, O.E. y Quintela R.M., 1987; Estimación de la evapotranspiración real por medio de un modelo matemático. *Anales 11º Congreso Interamericano de Meteorología*, (Nov. 1987) 15.4.1 - 15.4.5. Buenos Aires.

Van Bavel, T.H.M., 1966; Potential evaporation, the combination concept and its experimental verification. *Water Res. Res.* 2 (3).

CUADROS Y FIGURAS

ESTACIONES		SENSACION IBC: BIENESTAR								
(1)	Fecha	T_m	φ_m	Δt	x	IBC	$t_{m\bar{a}x}$	U_6	TPR	
CASTELAR	8-3-87	18,1	60	8,2	1	40	22,0	2,8	10,2	
MANFREDI	17-12-84	20,2	71	9,3	1	40	25,3	3,5	14,8	
		SENSACION IBC: CALUROSO Y SECO								
(2)	Fecha	T_m	m	t	x	IBC	$t_{m\bar{a}x}$	U_6	TPR	
CASTELAR	29-1-87	30,9	41	13,9	0	50,1	36,9	2,3	16,1	
MANFREDI	22-2-85	28,8	54	16,8	0	49,8	33,8	3,9	18,6	
		SENSACION IBC: SOFOCANTE Y HUMEDO								
(3)	Fecha	T_m	m	t	x	IBC	$t_{m\bar{a}x}$	U_6	TPR	
CASTELAR	21-2-87	22,9	86	9,5	1	53,1	29,7	2,3	20,4	
MANFREDI	25-2-85	24,5	78	15,3	0	52,6	32,1	3,7	20,4	
		°C	%	°C			°C	m/s	°C	

CUADRO N° 1- ELECCION DE DIAS BIOMETEOROLOGICAMENTE COMPARABLES

ESTACION	FECHA	U _{2m} (Km/h)	TA (%)	TR (%)
CASTELAR (INTA)	29-1-87	6,8	32,9	67,1
	21-2-87	5,0	15,6	84,4
	8-3-87	7,3	42,9	57,1
		U _{3m} (Km/h)		
MANFREDI (CIHRSA)	17-12-84	7,8	25,5	74,5
	22-2-85	7,6	29,7	70,3
	25-2-85	5,6	19,7	80,3

CUADRO N°2 - RELACION ENTRE LOS TERMINOS ADVECTIVO Y RADIATIVO DE LA FORMULA DE PENMAN.

MANFREDI		
CASO 1 M		
17-12-84		
	ETP	ETR
J	6,0	2,9
P	5,4	
T	3,4	2,7
M		3,4
BE		3,9

CASO 2 M		
22-2-85		
	ETP	ETR
J	7,0	3,4
P	6,4	
T	5,6	3,1
M		5,4
BE		6,6

CASO 3 M		
25-2-85		
	ETP	ETR
J	4,3	2,1
P	4,1	
T	4,2	2,0
M		3,4
BE		4,1

CASTELAR		
CASO 1 C		
8-3-87		
	ETP	ETR
J	3,7	2,4
P	3,8	
T	2,5	1,9
M		0,6

CASO 2 C		
29-1-87		
	ETP	ETR
J	8,1	4,8
P	8,2	
T	6,7	3,7
M		3,1

CASO 3 C		
21-2-87		
	ETP	ETR
J	3,4	2,0
P	3,5	
T	3,8	3,0
M		3,6

CUADRO N°3 - COMPARACION DE ETP Y ETR, CALCULADOS CON DISTINTOS MODELOS

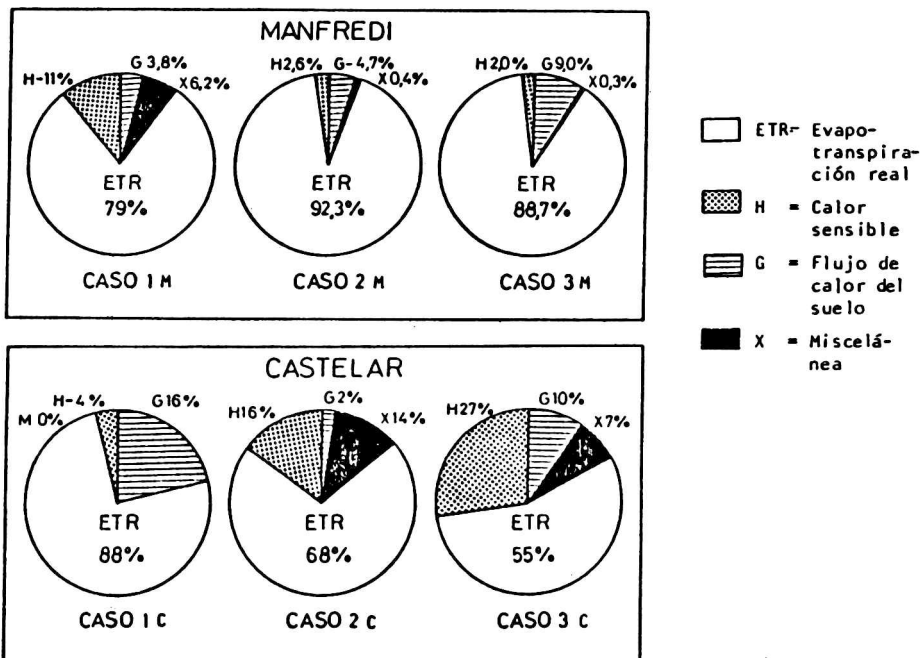


FIG 1- DISTRIBUCION DE LA RADIACION NETA

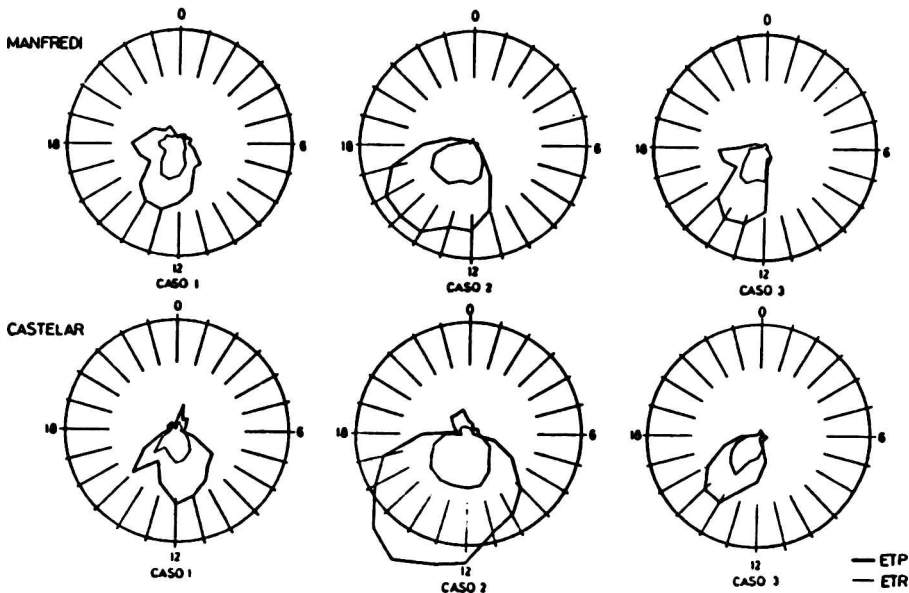


FIG 2- MARCHA HORARIA DE ETP Y ETR

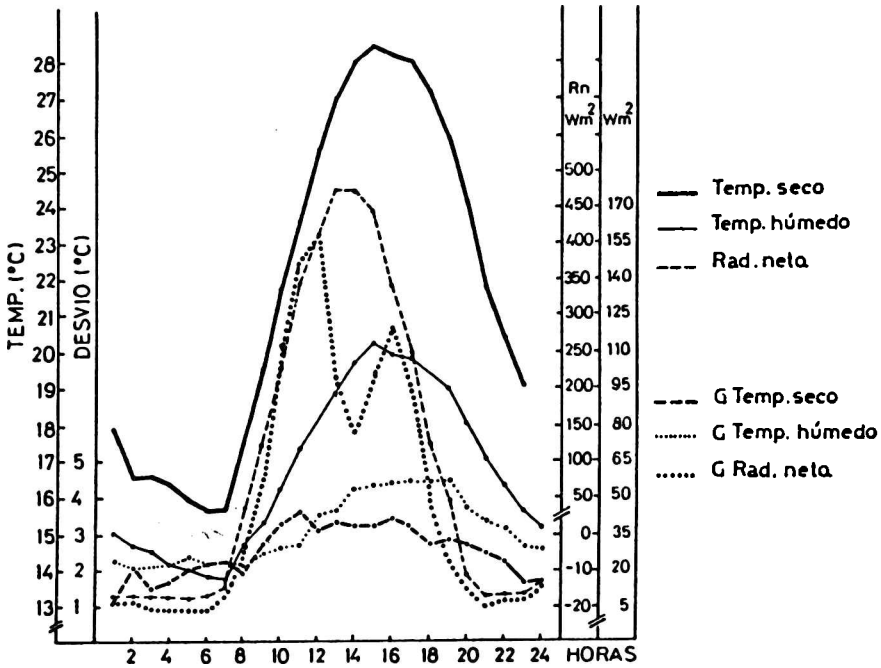


FIG 3 - MARCHA DIARIA DEL BALANCE DE ENERGIA EN MANFREDI. FUENTE: CIHRSA.

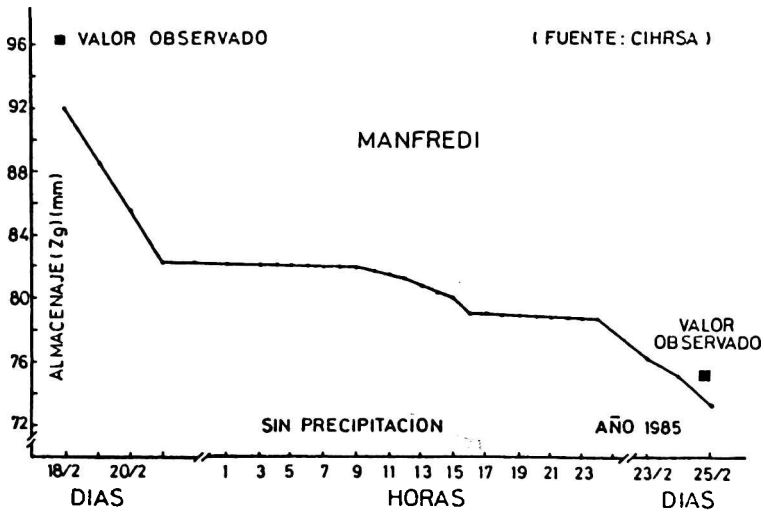


FIG 4 - ALMACENAJE DE AGUA EN EL SUELO (z_g)

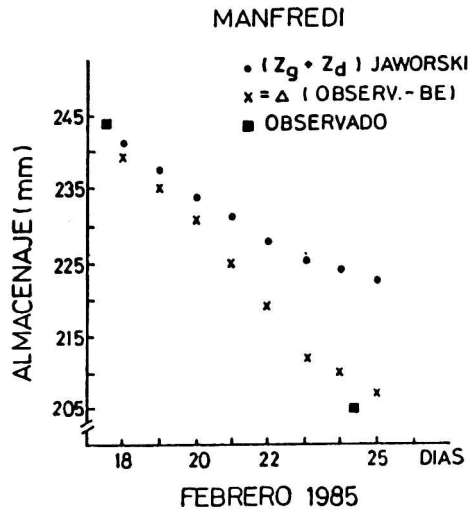


FIG 5 - ANALISIS COMPARATIVO DEL ALMACENAJE CALCULADO Y OBSERVADO

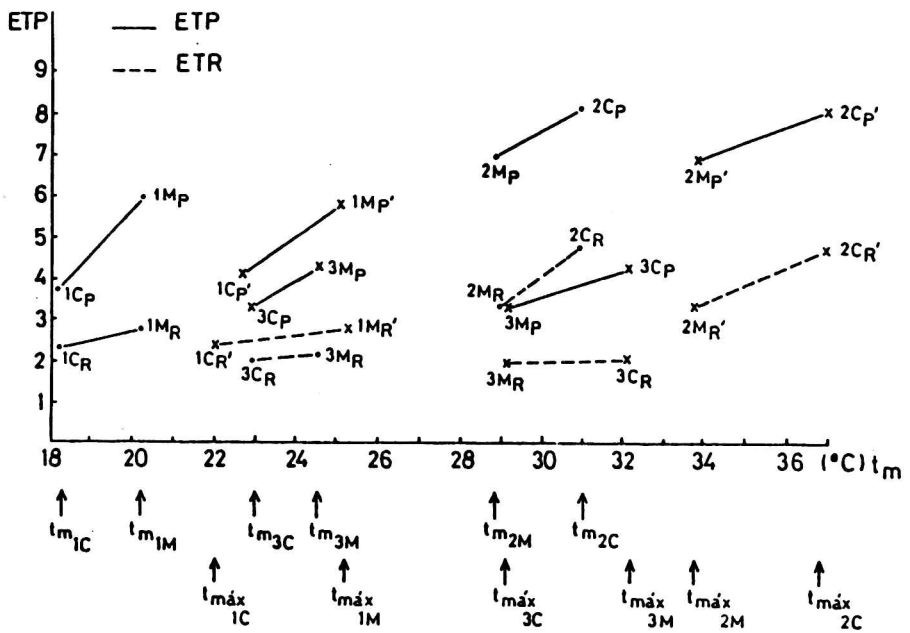


FIG 6 - RELACION ENTRE ETP Y ETR CON t_m Y $t_{máx}$