

NUEVOS ENFOQUES PARA CALCULAR LA
EVAPORACION Y LA TRANSPIRACION

Roberto M. Quintela, Osvaldo F. Canziani y Silvia Valtorta
Centro de Investigaciones Biometeorológicas
Buenos Aires (ARGENTINA)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un modelo matemático desarrollado por F. I. Morton, en Canadá, para calcular la evaporación en grandes áreas, obviando las conocidas dificultades que se encuentran en este tipo de cálculos. El modelo se basa en algunas suposiciones simplificativas con respecto a la disponibilidad de agua en el suelo, así como soslaya para ciertas condiciones del entorno, las complejas interrelaciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera.

La técnica utilizada permite la aplicación de un modelo simple para calcular la evapotranspiración real como función de la temperatura del aire y la humedad, tal como se miden en un abrigo meteorológico. Se presenta, también, un ensayo de aplicación de este modelo a diferentes regiones climáticas de la Argentina.

ABSTRACT

This paper present a mathematical model developed by F. I. Morton, in Canada, to calculate the evaporation on large areas obviating the known difficulties found in this type of computations. The model is based on some simplifying assumptions regarding the soil water availability as well as on the bypassing, under certain environmental conditions, of the complex interrelations between the ground, the vegetation cover and the atmosphere.

The technique used enables the application of a simple model to compute the real evapotranspiration as a function of the air temperature and humidity as measured in a normal meteorological shelter. An essay of the application of this model to various different climatic regions of Argentina is also presented.

1. INTRODUCCION

La evaporación y la transpiración son grandes consumidores del agua y de la energía disponibles en el suelo y en la vegetación y asumen fundamental importancia en muchos procesos en que la transferencia vertical del agua (evaporación e infiltración) adquieren predominio sobre la transferencia horizontal (escurrimiento superficial y subterráneo). Tal es el caso de la característica hídrica dominante en la provincia de Buenos Aires (falta de desagüe y de red hidrográfica) y en otras zonas de la Argentina, que se han visto assoladas en los últimos años por inundaciones muy importantes.

Estas consideraciones, unidas al interés teórico de los procesos físicos involucrados en el fenómeno de la transferencia, han suscitado la dedicación de numerosos investigadores que, tanto en el exterior como en nuestro país, se han dedicado a estudiar el tema.

El problema de la determinación de la evapotranspiración real, a partir de la potencial o por medio de medidores directos (lisímetros o atmómetros de distinto tipo) siempre ha sido controvertible y, en general, se depende, en su estimación, de suposiciones cuestionables sobre la disponibilidad de agua en el suelo y, normalmente, no hay conocimiento medido de las complejas interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Tales son los complicados procesos de transporte turbulento de masa y energía en las capas bajas. El problema se complica cuando se quiere extender los procesos a áreas grandes, partiendo de determinaciones a nivel puntual.

F. I. Morton (1965, 1971, 1975, 1976, 1983, 1985) se ha ocupado de esta temática, en algunos casos con otros colaboradores, adoptando un punto de vista original y fuertemente discutido por algunos colegas. Los autores de esta comunicación decidieron estudiar las ideas de Morton, incluyendo un contacto epistolar -no siempre coincidente en los resultados obtenidos- con el investigador mencionado y, por último después de un largo análisis, presentar esta comunicación, incluyendo los resultados obtenidos, y las conclusiones a que se ha llegado.

Por razones de espacio obvias, se presentan aquí sólo algunos aspectos fundamentales del método.

2. FORMULACION DEL MODELO.

La formulación básica parte de la muy conocida ecuación de Penman (1948), combinada con la teoría de Priestly y Taylor (1972), sobre difusión unidimensional.

Morton (1966) sostiene que la suposición generalizada de que la E_p opera como un factor causal en la estimación de la evaporación areal E_A , es errónea. Afirma que esta idea no es muy consistente, por los efectos de los cambios que

origina la disponibilidad de agua sobre la temperatura y la humedad del aire. La suposición básica de Morton, en cambio, es que la E_p es un valor potencial que varía en respuesta a cambios en la evaporación real (areal). Esto conduce a plantear una relación complementaria, tal que:

$$\delta E_p + \delta E_A = 0 \quad (1)$$

El primer término puede expresarse por la fórmula de Penman:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R-G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} h(q_s - q) \quad (2)$$

donde: $R-G = LE + H$

es decir: Radiación neta incidente menos flujo de calor en el suelo = calor latente más calor sensible, intercambiados entre el suelo y el aire.

$\Delta = \frac{q_s}{T}$ pendiente de la curva q_s, t

$\gamma = \frac{c_p}{L} = \frac{\text{calor específico del aire a } p = \text{cte}}{\text{calor de vaporización}}$

$q = \text{humedad específica (} q_s \text{ de saturación)}$

$h = \text{coeficiente de transmisión}$

De la (1) si $q = 0 \rightarrow E_{A(q=0)} = 0; E_{p(q=0)} = E_{p'}$

$$\therefore E_p - E_{p'} + E_A - E_{A(0)} = 0$$

$$\boxed{E_p + E_A = E_{p'}} \quad (3)$$

Si $q = \text{máx} \rightarrow E_{p''} = E_{p(q \text{ máx})} = E_{A(q \text{ máx})}$

$$E_p - E_{p''} + E_A - E_{p''} = 0$$

$$\boxed{E_p + E_A = 2E_{p''}} \quad (4)$$

De (3) y (4) se deduce:

$$E_p + E_A = E_{p'} = 2 E_{p''} \quad (5)$$

Para comprobar la validez de esta relación complementaria, que establece que la evaporación potencial en un área completamente húmeda ($E_{p''}$) es igual a la mi-

tad de la evaporación potencial en un área contigua completamente árida (E_p), se necesita una gran área permanentemente irrigada junto a un desierto completamente árido. Davenport y Hudson (1967) efectuaron investigaciones de este tipo en el Sudán, en campos de algodón irrigados, encontrando valores algo mayores de 0.5, que es el que resulta de la teoría expuesta (fig. 1). El U. S. Weather Bureau efectuó estudios similares en Death Valley (California), determinándose una ecuación de regresión $E_{p''} = 0.36 + 0.518 E_p$, que se acerca a $E_{p''} = 0.50 E_p$,

La figura 2 ilustra sobre el mecanismo que rige la relación complementaria entre E_p y E_A . A medida que aumenta la disponibilidad de agua en el suelo, E_p disminuye y E_A aumenta, hasta alcanzar una situación de equilibrio, para la cual $E_{TW} = p''$, que es la evapotranspiración areal con suelo saturado y sin limitaciones en la disponibilidad de agua. En cambio, en sus trabajos más recientes, Morton (1982, 1985) denomina evapotranspiración potencial la que corresponde a la temperatura de equilibrio, para la cual la ecuación de balance de energía y la ecuación de la transferencia de vapor para una superficie saturada dan el mismo valor.

La figura 3 muestra gráficamente en un área dada que E_A es el valor areal que corresponde al valor puntual E_p . Las fig. 4 y 5 ilustran sobre experiencias que parecen reforzar la tesis de Morton.

Bouchet (1963) había establecido que la suma de E_p y E_A es igual a la radiación global absorbida. Luego, Priestley y Taylor (1972), mediante la teoría de la difusión unidimensional, calcularon que la evaporación desde un área saturada y sin advección ($E_{p''}$) es igual a ψR_A , donde ψ es un factor calculable:

$$\psi = q - q_s(T') - \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=T'} (T - \bar{T}) \quad (6)$$

siendo $\left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=\bar{T}}$ la pendiente de la curva de vapor saturado a la temperatura media \bar{T} .

Priestley (1959), en la suposición de que el rango de variación entre dos estados es pequeño y por lo tanto que puede linearizarse la curva q_s, T , dedujo que $\psi_0 = 0$, en todos los casos. La solución será, entonces, para todos los t y z :

$$\frac{LE}{H} = \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=\bar{T}} = \frac{\Delta}{\gamma} \quad (7)$$

La función ψ está vinculada con la relación de Bowen por la ecuación:

$$\beta = \frac{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} = \frac{H}{LE} \quad (8)$$

El valor α puede ser útil, también, para analizar datos desde superficies no saturadas.

Las condiciones limitantes de las ecuaciones (2) o (7) son:

a) es improbable que H sea negativo (inversión):

$$LE \leq R - G \quad \alpha < \frac{\Delta + \gamma}{\gamma}$$

b) es improbable que el déficit de saturación sea negativo (condensación)

$$LE > \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R - G) \quad \alpha > 1$$

$$c) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \begin{cases} 0.56 & \text{--- a } t_s = 10^\circ\text{C} \\ 0.82 & \text{--- a } t_s = 35^\circ\text{C} \end{cases}$$

Combinando expresiones, se deduce:

$$E_p + E_A = 2\psi(R_A + M)$$

donde R_A = radiación global y M es un término empírico que tiene en cuenta la energía advectiva (M resulta despreciable para grandes áreas).

El valor de $\psi = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ ha sido obtenido experimentalmente, en varios estudios, en especial los ya citados de Davenport y Hudson (1967).

Por último se llega a

$$E_A = (2\psi - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma})R_A + 2\psi M - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(q_s - q) \quad (9)$$

3. RESULTADOS OBTENIDOS

La aplicación del modelo CRAE de Morton por los autores de esta comunicación, produjo una serie de resultados que se detallan a continuación:

- 3.1. Los primeros resultados, aplicados a cuatro estaciones de distintas regiones climáticas, siguiendo el modelo de Morton (1975), no fueron satisfactorias, especialmente en lo que respecta a la evapotranspiración potencial, que dió valores superiores a los obtenidos por otros métodos.
- 3.2. La correspondencia mantenida con Morton y la recepción de publicaciones más recientes sobre el tema - en las que se modifica el concepto de evapotranspiración potencial - permitieron recalcular todo el proceso, llegándose finalmente a los valores que se muestran en las figs. 6 y 7.

Las estaciones en las que se aplicó el método fueron: Observatorio Central Buenos Aires ($\varphi = 34^{\circ} 35' S$; $\lambda = 53^{\circ} 29' W$); Bordenave ($\varphi = 37^{\circ} 51' S$; $\lambda = 63^{\circ} 01' W$); Cerro Azul ($\varphi = 27^{\circ} 39' S$; $\lambda = 55^{\circ} 26' W$); San Juan Aero ($\varphi = 31^{\circ} 34' S$; $\lambda = 68^{\circ} 25' W$); Mendoza Aero ($\varphi = 32^{\circ} 50' S$; $\lambda = 68^{\circ} 47' W$), Córdoba Aero ($\varphi = 31^{\circ} 19' S$; $\lambda = 64^{\circ} 13' W$) y Paraná Aero ($\varphi = 31^{\circ} 47' S$; $\lambda = 60^{\circ} 29' W$).

Se utilizaron valores medios correspondientes al período 1961-70 (Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional).

Los resultados obtenidos para E_A en las estaciones situadas en zonas húmedas y subhúmedas son aceptables, no así los correspondientes a zonas áridas. La aseveración de Morton de que los altos valores estimados para San Juan y Mendoza "parecen reflejar los efectos de la irrigación" no parece ser convincente, porque la estación no está en zona regada y el agua evapotranspirada de esa zona no parece que afecte los valores del abrigo, del cual se obtuvieron los datos básicos. La evaporación en los embalses, relativamente cercanos, tampoco puede incidir tan marcadamente (Rodríguez de Lucero, 1974).

Cabe señalar que los valores calculados por Morton para Paraná, Córdoba, San Juan y Mendoza, derivados del Monthly Climatic Data for the World, difieren de los obtenidos en este trabajo.

Evidentemente, la calibración segura del modelo con valores obtenidos de otras fuentes, sólo puede considerarse como segura si se poseen datos de balance de agua en una cuenca experimental o el método del balance de energía.

Por ello, se efectuó una comparación para el período 15 de febrero al 14 de marzo de 1982, del cual se tenían valores obtenidos por balance de energía, efectuados por el Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida (CIHRSA) en la cuenca del río La Suela (Niemann y Da Porta, 1982). Como puede verse en la fig. 8, para dicho período, calculado con valores diarios hay una sorprendente analogía (92 mm para Córdoba Aero y 85 mm, para La Suela). Por supuesto que las condiciones del suelo en ambas estaciones son bastante distintas, hay sólo similitud geográfica.

Por último, se aplicó el índice de aridez y el índice de estado del suelo, de acuerdo con el criterio de Morton, resultando valores compatibles con la realidad física, aunque la escala es semi-empírica.

$$\frac{(E_p - E_A)}{(E_p + E_A)} \quad \text{Índice de Aridez}$$

0 → húmedas

- a) Cerro Azul $10^{-5} (227-153) (227+153) = 10^{-5} (74 \times 380) = 0.27120$
 b) Buenos Aires $10^{-5} (228-108) (228+108) = 10^{-5} (120 \times 336) = 0.28320$
 c) Bordenave $10^{-5} (244-88) (244+88) = 10^{-5} (156 \times 332) = 0.51792$

d) San Juan $10^{-5} (285-75) (285+75) = 10^{-5} (210 \times 360) = 0.75600$
 1 → áridas

$$\frac{E_p - E_A}{2} \cdot \text{Humedad del suelo}$$

a) Cerro Azul	37	muy húmedo
b) Buenos Aires	60	húmedo
c) Bordenave	78	semiseco
d) San Juan	105	seco

4. CONCLUSIONES

- 4.1.- Cabe destacar el acierto de la concepción de Morton y Bouchet sobre la naturaleza complementaria de E_p y E_A (Solomon, Christiansen, etc.)
- 4.2.- La forma en que introduce la teoría de Prestley en la fórmula de Penman, para adaptarla a su concepto de evapotranspiración potencial es cuestionable (Solomon, Gillespie y King).
- 4.3.- Los sucesivos trabajos de Morton (desde 1966 hasta 1985) han aportado nuevas ideas que mejoran los resultados obtenidos.
- 4.4.- Los autores de este trabajo han tratado de modificar el modelo, introduciendo parámetros de ajuste en la evapotranspiración potencial (clásica) pero los resultados muestran que solo tienen validez puntual y no areal, (dudosamente regional).
- 4.5.- Los valores de E_A obtenidos con el modelo son aceptables para la zona húmeda y no para la zona árida. Sólo se ha podido chequear un valor de comparación con balances efectuados con métodos rigurosos y el resultado ha sido positivo. Se ha calibrado la E_A para Córdoba con la obtenida en el CIHRSA en Carlos Paz por el método de balance de energía.
- 4.6.- En algunos de sus trabajos, Morton afirma que el modelo se puede aplicar utilizando la evapotranspiración potencial (clásica). Hemos comprobado que los resultados se alejan de los obtenidos por otros métodos.
- 4.7.- Las críticas efectuadas por Gillespie y King (1967) han sido rebatidas por Morton en los mismos Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., en base a calibraciones del modelo efectuadas contra balances de agua en cuentas experimentales, con argumentos convincentes.
- 4.8.- En conclusión, los autores han presentado este trabajo por entender que, a pesar de su carácter controvertible, las ideas de Morton y de Bouchet merecen ser estudiadas y abren un nuevo enfoque para el cálculo de la evapotranspiración real.

- 4.9.- Se proyecta calibrar el modelo CRAE (Ref. 11) en distintos períodos y coberturas del suelo, en relación al método de balance de energía.

BIBLIOGRAFIA

1. Bouchet R. J. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. Proc. General Assembly Berkeley. Int. Ass. Sci. Hydrol. 62; p. 134-142.
2. Christiansen J. E. (1966). Discussion of "Potential evaporation and river basin evaporation". J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civ. 92(HY5): 225-230.
3. Gillespie T. J. and King K. M. (1966) - Idem a 2.
4. Morton F. I. (1965). Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 91(HY6): p. 67-97.
5. Morton F. I. (1971). Catchment evaporation and potential evaporation - further development of a climatologic relationship. J. Hydrol. 12: 81-99.
6. Morton F. I. (1975). Estimating evaporation and transpiration from climatological observations. J. Appl. Meteorol. 14(4): 488-497.
7. Morton F. I. (1976). Climatological estimates of evapotranspiration. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 102 (HY3): 275-291.
8. Morton F. I. (1983). Operational estimates of lake evaporation. J. Of Hydrol. 66: 77-100.
9. Morton F. I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. 66: 1-76.
10. Morton F. I. Ricard F. and Fogarasi S. (1985). Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation - Program WREVAP - National Hydrology Institute, 70 p. Ottawa.
11. Morton F. I. (1985). The complementary relationship areal evapotranspiration model: how it works. Proc. National Conference in Advances in Evapotranspiration, Am. Soc. Agric. Eng., Chicago, p. 377-384.
12. Perman H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. of the Roy. Soc., Serie A., Vol. 193: p. 120-145, London.
13. Priestley C. H. B. (1959). Turbulent transfer in the lower atmosphere. The University of Chicago Press., 130 p.
14. Priestley C. H. B. and Taylor R. J. (1972). On the assesment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weath. Rev. 100: 81-92.
15. Quintela R. M. (1962). Estudios experimentales sobre evaporación. SMN. Publ. C. N° 1, Buenos Aires.
16. Solomón S. (1966). Idem a 2.

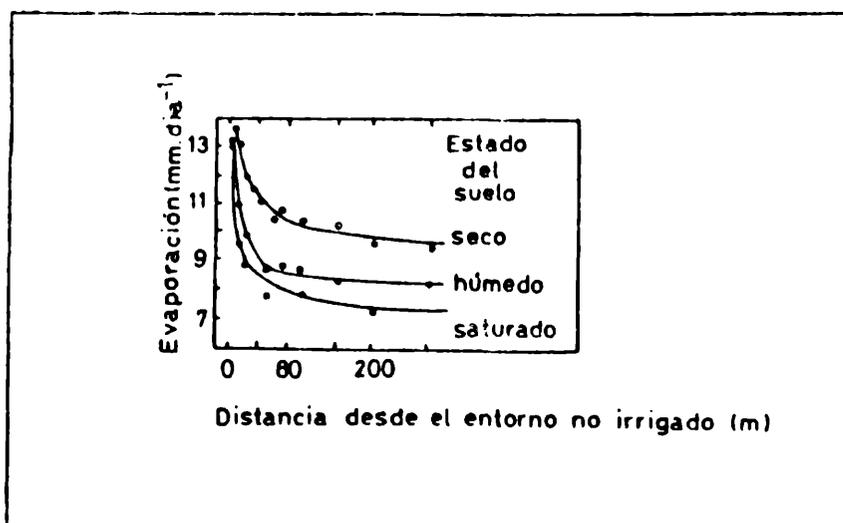


Fig.1

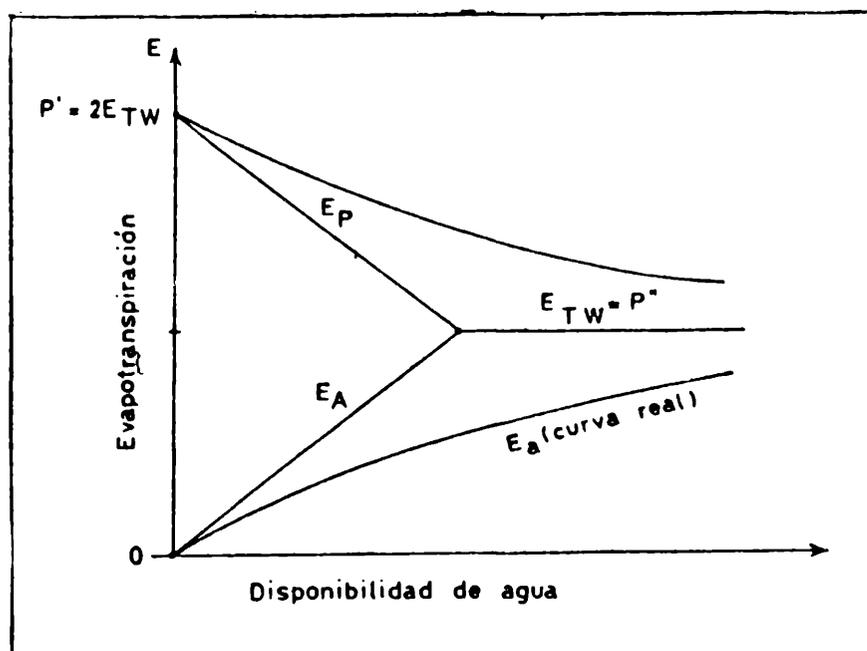


Fig.2

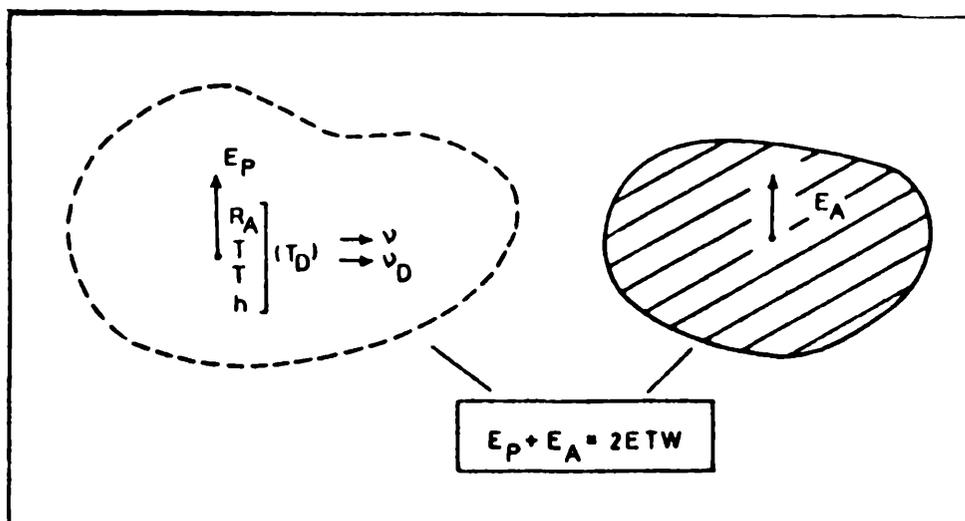


Fig.3

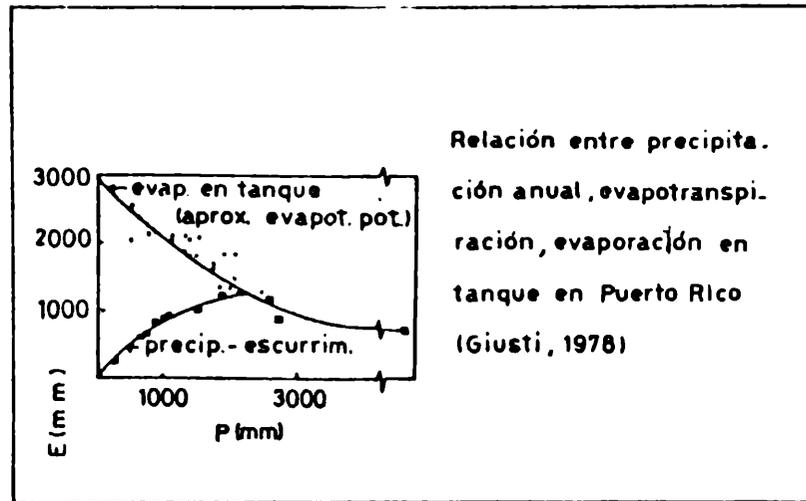


Fig.4

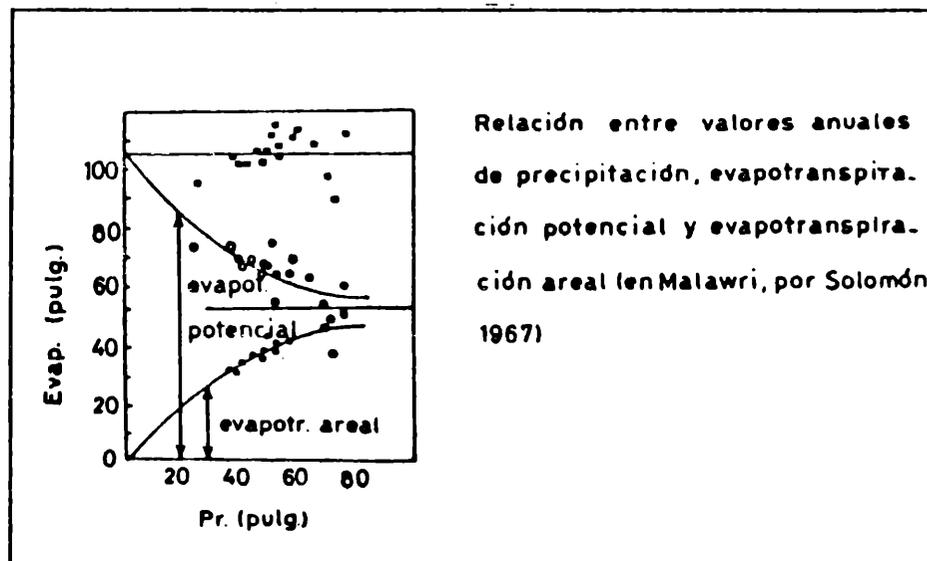


Fig.5

S.M.N.: OBSERVATORIO CENTRAL Buenos Aires φ -34°30' Período: 1961-70

MES	v_D	v	Δ	B	G	ψ	μ	M	E	R_A	E_p 14/día	E_A 14/día	E_p mm/mes	E_A mm/mes
DIC	16.95	27.93	1.69	117	558.17	0.90	0.18	0	647.82	366.25	445.78	213.47	234.23	112.16
ENE	18.31	30.57	1.93	119	576.82	0.92	0.19	0	723.34	379.99	471.53	227.65	247.75	119.61
FEB	18.42	24.44	1.77	120	532.28	0.91	0.18	0	653.13	342.19	427.19	195.60	202.73	92.83
MAR	17.17	25.34	1.55	114	400.15	0.88	0.18	0	482.03	237.50	311.09	106.91	163.45	56.17

Fig.6

	Bordenave		Cerro Azul		San Juan		Mendoza		Cordoba		Paraná	
	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A
Diciemb	251	103	240	155	303	80	241	63	213	97	227	123
Enero	274	97	233	156	302	84	259	74	211	126	231	140
Febrero	161	215	491	126	252	64	206	78	169	100	182	104
Marzo	108	171	160	91	222	52	274	43	143	73	155	85

Fig.7

Cordoba Aereo	CIHRSA (Cuenca del rio La Suela)
92	15/3 - 14/3/82
	85

Fig.8

