

LAS CARACTERISTICAS RADIATIVAS Y LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL EN EL ALTIPLANO BOLIVIANO

Jean Joinville VACHER (1)

Edgar IMAÑA (2)

Elisa CANQUI (3)

I. INTRODUCCION

En el altiplano boliviano, la producción de los cultivos se ve limitado por frecuentes sequías. La escasez y la irregularidad de las precipitaciones son factores determinantes del déficit hídrico. Sin embargo el estudio de la sequía no puede circunscribirse al análisis de las precipitaciones, sino también a un conocimiento preciso de las necesidades en agua de los cultivos, sea la evapotranspiración potencial (ETP).

Frente a la ausencia de medición directa de la ETP en el altiplano, o de estimaciones verificadas a casi 4000 m.s.n.m., la ORSTOM en colaboración con el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), inició un estudio preciso de las características radiativas en el altiplano y de la evapotranspiración potencial con fórmulas y con mediciones directas por lisimetría. Ha sido demostrado teóricamente y experimentalmente (Prestley y Taylor, 1972; Perrier, 1975; Lhomme y Montheny, 1982) que la evapotranspiración era, ante todo un fenómeno energético, en el cual el resultado del balance radiativo, la radiación neta, tiene un papel determinante. Este factor principal no fue nunca medido en el altiplano, pero siempre estimado con fórmulas nunca verificadas, cuando Frere et al. (1978) habían señalado la influencia significativa de la altura sobre las características radiativas y el balance radiativo.

En este estudio se presentarán los resultados correspondiendo por una parte a un análisis de las características radiativas medidas durante 4 años en el altiplano, análisis de primera importancia para estimar la ETP y para determinar la energía radiativa disponible para la fotosíntesis y por otra parte a una determina-

ción durante un año de la ETP por lisimetría; determinación que permite además evaluar la precisión de las fórmulas empíricas frecuentemente utilizadas.

II. MATERIALES Y METODOS

El balance radiativo se determinó con la fórmula siguiente:

$$R_n = (1-a) R_g - R_t + R_a$$

donde:

R_n = Radiación neta resultado del balance radiativo

R_g = Radiación solar global

a = Albedo

R_t = Radiación terrestre

R_a = Radiación atmosférica

$(1-a)R_g$ = Balance radiativo de onda corta

$R_t - R_a$ = Balance radiativo de onda larga

Desde 1987 se instalaron dos estaciones meteorológicas automáticas en el altiplano boliviano, una en Viacha y una en Patacamaya. Viacha ubicada a 40 km al Sur de La Paz, tiene un promedio anual de precipitaciones de 660 mm y presenta riesgos elevados de helada, esta estación es representativa de las condiciones agroclimáticas del Altiplano Norte. Patacamaya ubicada a 100 km al Sur de La Paz, tiene un promedio anual de precipitaciones de 420 mm y presenta riesgos muy intensos de helada, es representativa de las condiciones agroclimáticas del Altiplano Central.

En estas dos zonas se realizaron durante 4 años mediciones de radiación solar global con un piranómetro CIMEL y mediciones de radiación neta con un piradiómetro SCHENK. Se estimó la radiación terrestre a partir de la medición de la temperatura de superficie y utilizando la fórmula de Stefan - Boltzmann:

$$R_t = \sigma \epsilon T_s^4$$

(1) Doctor Agroclimatología, investigador ORSTOM CP 9214 La Paz-Bolivia.

(2) Ing. SENAMHI CP 10993 La Paz-Bolivia

(3) Ing. Agr. UTO Oruro

donde:

σ = Constante de Stefan Boltzmann

ϵ = Emisividad de la superficie

T_s = Temperatura de superficie en °Kelvin

Con las estaciones meteorológicas automáticas se midieron también, la temperatura, la humedad del aire, el viento y las precipitaciones.

En 1990 se instaló en Patacamaya dos lisímetros de drenaje de 4 m² de superficie distante de 12 m, con una cámara de drenaje donde se recepcionó el agua excedente de los lisímetros.

Como cultivo de referencia y según las normas internacionales de medición de la ETP se utilizó un Ray grass inglés (*Lolium perenne*), presentando al inicio de las mediciones (1ro. de enero 1991) una cobertura de 100 %. Para limitar el efecto de la advección sobre la ETP, los lisímetros se encontraban en una zona de Ray grass regada de 1000 m². El riego dentro de los lisímetros se realizó a diario. En el anillo de protección el riego se concentró cada 3 días. Las mediciones de drenaje se efectuaron diariamente.

Recordaremos que el método del lisímetro a drenaje se basa sobre el balance hídrico al nivel de un volumen de suelo:

$$ETP = P + R - Dr \pm \Delta S$$

donde:

P = Precipitación medida en la parcela

R = Riego medido en la parcela

Dr = Drenaje medido en la cámara de drenaje

ΔS = Variación de agua en el suelo

En un experimento de lisimetría de drenaje, se provoca un drenaje constante para poder considerar $\Delta S = 0$. En nuestro experimento para verificar esta hipótesis se realizaron mediciones semanales de la humedad del suelo con una sonda de neutrones.

III. RESULTADOS Y DISCUSION

3.1. Características Radiativas en el Altiplano

3.1.1. La Radiación Solar Global

La radiación solar global en el altiplano boliviano presenta valores muy elevados. Los

promedios anuales para Viacha y Patacamaya son de 2125 J cm⁻² d⁻¹ y 2248 J cm⁻² d⁻¹ sea 247 W m⁻² y 261 W m⁻² por un día de 24 horas y 494 W m⁻² y 522 W m⁻² por un tiempo diurno de 12 horas (cuadro 1). Estos valores son ligeramente superiores a los estimado por Frere *et al.* (1978) en el estudio agroclimático de la zona andina. La radiación solar global alta en el altiplano se explica por la altura de la zona estudiada (casi 4000 m) y el clima seco durante una gran parte del año. El menor espesor de la atmósfera, la presión atmosférica baja (alrededor de 650 mb), y la reducida presión parcial de vapor de agua (< 6 mbar) disminuyen la absorción de la radiación solar por la atmósfera. Los cocientes elevados de la radiación solar frente a la radiación solar al tope de la atmósfera (R_g/R_{go}) corroboran la alta transparencia del aire en el altiplano.

Podemos observar en el cuadro 1 una clara variación estacional con un mínimo en junio y un máximo en noviembre, lo que corresponde a la variación de la radiación solar que entra en la atmósfera. Recordaremos que el sol tiene su máximo de inclinación el 21 de junio y pasa 2 veces a la vertical del altiplano el 24 de noviembre y el 17 de febrero, pero esta última fecha corresponde a la temporada de lluvia con un cielo nublado.

La amplitud de la variación estacional es reducida (23 % para Viacha y 28 % para Patacamaya), debido a la coincidencia de la época lluviosa con el verano, y de la época seca con el invierno. Se observa valores máximos de R_g/R_{go} en junio, julio y agosto, meses con promedios de humedad relativa del aire inferiores a 50 %. Hay que subrayar que a pesar de tener un cielo altamente despejado durante los meses de junio y julio la radiación solar esta en promedio inferior a los meses de la época lluviosa en enero y febrero. Los valores de R_g más alto para Patacamaya corresponden a su ubicación en una zona más árida, con menor nebulosidad y menor humedad atmosférica.

Se registraron valores máximos diarios de 3400 J cm⁻² d⁻¹ y de 3150 J cm⁻² d⁻¹ para Patacamaya y Viacha respectivamente, sean 790 W m⁻² y 732 W m⁻² por día de 12 horas de sol; con máximos al mediodía superiores a 1300 W m⁻² llegando casi a los valores de la radiación solar al tope de la atmósfera (1370 W m⁻²).

La radiación solar global elevada durante toda la temporada agrícola favorecerá la foto-

síntesis de los cultivos. Sin embargo, el aumento importante de la proporción de U.V. con la altura (Gates y Janke, 1966; in Barry, 1992), puede provocar algunos stress (Levitt, 1980).

3.1.2. La Radiación Neta

Los valores promedios anuales para Viacha y Patacamaya son de $875 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y de $898 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$, sea 102 W m^{-2} y 104 W m^{-2} (cuadro 1). La R_n representa respectivamente para estas dos estaciones 41 % y 40 % de la R_g . Estos valores son ligeramente superiores a los estimados por Frère et al. (1978) para la zona andina y Voloshina 1966 (in Barry, 1992) para el Cáucaso.

Sin embargo la R_n medida en el altiplano corresponde a las extrapolaciones que determinaron Frère et al. (1978) sobre una disminución de la R_n con la altura de $85 \text{ J x cm}^{-2} \text{ x día}^{-1}$ por cada 1000 m.

Como para la R_g se puede observar una variación estacional con una mínima en junio-julio, pero la máxima corresponde a los meses de enero y febrero.

En el análisis del balance radiativo de onda larga se verá que las máximas de R_n coinciden con una humedad relativa alta durante la época de lluvia.

La influencia de este factor sobre la radiación neta no permite en el altiplano tener buena correlación entre la R_g y la R_n y así la imposibilidad de utilizar la R_g para tener una buena estimación de la R_n en el altiplano.

Las mínimas obtenidas para Patacamaya son bastante inferiores a las obtenidas para Viacha, como veremos posteriormente, esta diferencia se debe a una atmósfera mucho más seca para Patacamaya durante el invierno.

Los valores máximos absolutos diarios son de $1630 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ para Viacha y $1851 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ para Patacamaya sean 188 W m^{-2} y 215 W m^{-2} respectivamente. Estos valores altos durante la temporada agrícola anuncian una ETP bastante elevada para esta temporada a pesar de la disminución debido a la altura.

3.1.3. El Balance Radiativo de Onda Larga

El balance radiativo de onda larga se define por la diferencia entre la radiación de onda larga emitida por la cobertura vegetal o radia-

ción terrestre (R_t) menos la radiación de onda larga emitida por la atmósfera hacia la tierra, o radiación atmosférica (R_a).

La radiación terrestre fue estimada a partir de las mediciones de temperatura de superficie con un termómetro en la superficie y ligeramente cubierto por el pasto corto sobre el cual se instaló el piradiómetro. La radiación atmosférica es deducida del balance radiativo tomando un albedo de 0.20. Los valores de R_t y R_a se encuentran en el cuadro 2.

Los promedios de R_t y R_a son para Viacha y Patacamaya de $3350 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y 2528 J cm^{-2} (387 W m^{-2} y 292 W m^{-2}), $3434 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $2560 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (397 W m^{-2} y 296 W m^{-2}) con un balance radiativo de onda larga de $822 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (95 W m^{-2}) y $873 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (101 W m^{-2}). Estos datos subrayan la importancia del déficit del balance radiativo de onda larga, déficit que corresponde a los valores reducidos de la radiación atmosférica.

En el altiplano, los valores bajos para la radiación atmosférica corresponden por una parte al efecto de la altura y por otra parte a un clima árido 8 meses por año lo que determina una humedad muy baja del aire. Además, datos de radiosondeo indican una reducción de 40 % de la presión de vapor de agua entre 4000 y 5000 m y de 60 % entre 4000 y 6000 m.

Frère et al. (1978), señalan una reducción significativa de la Radiación atmosférica y un aumento de 20 % del cociente $(R_t - R_a)/R_g$ entre 0 y 4000 m en los andes.

Sauber in Dirmhirn (1985 in Barry 1992) observaron para los Alpes Austríacos una disminución de 25 a 30 % de Radiación atmosférica entre 1000 y 3000 m. Sin embargo si en los Alpes se puede observar una reducción importante de la radiación terrestre con la altura y así un casi constante balance radiativo de onda larga, en el altiplano, la temperatura máxima de superficie es todo el año, superior a 15°C y produce así una R_t del orden de 400 W m^{-2} .

Las variaciones mensuales de R_t y R_a muestran una clara evolución estacional; para la R_t la mínima se produce en junio y la máxima en diciembre siguiendo así las variaciones de la radiación solar global. La variación intermensual es reducida, inferior a 20 %.

La radiación atmosférica muestra mínima en los meses de junio, julio, agosto y máxima

en enero, febrero; lo que corresponde precisamente a las variaciones de humedad del aire. La amplitud de la variación intermensual es de 20 a 25 %.

El balance radiativo de onda larga tiene un promedio de $850 \text{ J cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$, sea alrededor de 100 W m^{-2} . Este valor bastante alto explica los valores relativamente reducidos de R_n y la disminución importante de la temperatura durante la noche. Las variaciones intermensuales no muestran una evolución estacional muy nítida, la máxima corresponde a los meses de septiembre, octubre, noviembre, con una radiación solar global bastante elevada, y una atmósfera relativamente seca; y la mínima el mes de enero con una radiación atmosférica elevada.

3.2. LA ETP EN EL ALTIPLANO BOLIVIANO

3.2.1. Determinación de la ETP por lisimetría

Las mediciones de la ETP fueron determinadas por lisimetría a drenaje por ser un método muy fiable y preciso, y tener así una referencia exacta.

El cuadro 3 representa la evolución de la ETP medida por lisimetría en Patacamaya el año 1991. Estos resultados integran las correcciones efectuadas con las variaciones de humedad en el suelo medidos por la Sonda de Neutrones, estas variaciones que fueron solamente para todo el experimento de 3 mm con un máximo mensual de 2 mm. Estos resultados confirman la hipótesis de una casi constante humedad del suelo con un drenaje continuo.

El valor anual total de la ETP fue por el año estudiado de 1538.3 mm sea un promedio de 4.21 mm/día. El total de los meses correspondiendo a la temporada agrícola (noviembre a marzo) fue de 767.3 mm sea 5 mm/día.

Tomando como hipótesis una cierta estabilidad interanual de la ETP y utilizando los promedios de 20 años de precipitación el déficit hídrico para la temporada agrícola es de 450 mm sea un déficit hídrico ($I-P/ETP$) de 42 %. Estos resultados subrayan el problema de la sequía para la zona del Altiplano Central.

La evolución mensual de la ETP muestra un máximo en diciembre de 5.7 mm/día y un mínimo en julio de 2 a 3 mm. Se obtuvieron un máximo diario de 6.5 mm en diciembre y un mínimo

diario de 1.6 mm en julio, un máximo decadal con un promedio de 5.6 mm/día y un mínimo decadal con un promedio de 2.2 mm/día, la década permite reducir las variaciones de humedad en el suelo que pueden ocurrir de un día al otro.

Hay que analizar con cierta prudencia los valores mínimos de la ETP determinada por lisimetría en el altiplano. A pesar que el Ray grass mostró una excelente resistencia a las temperaturas bajas invernales, no se puede excluir la posibilidad de un descanso fisiológico del cultivo durante la temporada más fría. La comparación de estos datos con los valores de la ETP estimada por el método de Penman nos permitirán evaluar este efecto fisiológico.

Para determinar la influencia de los factores meteorológicos sobre la ETP se realizó un análisis de correlación y regresión simple con la temperatura media (T_m), la temperatura máxima (T_x), la humedad relativa, la radiación neta R_n y el viento por períodos de 10 días.

Se puede observar los valores de los coeficientes de regresión y de las ecuaciones de regresión en los cuadros 4 y 5.

La R_n aparece como el factor principal de la ETP, verificando así su papel primordial en la evapotranspiración como fuente energética.

3.2.2. Estimación de la ETP por la fórmula de Penman

Frente a la ausencia de referencia exacta sobre la estimación de ETP por fórmulas empíricas y utilizando los resultados sobre el balance radiativo, hemos analizado la calidad de la fórmula de Penman para el altiplano comparándola con la ETP de lisimetría. Por su fuerte base teórica y su mínimo ajuste empírico, la fórmula de Penman fue reconocida universalmente por su precisión (Doorembos y Pruitt, 1975; Stewart, 1983; Montheith, 1985).

La estimación de la ETP según Penman se basa sobre la fórmula siguiente:

$$ETP = R_n * \Delta / (\Delta + \sigma) + E_a * \sigma / (\Delta + \sigma)$$

donde:

Δ = Pendiente media de la curva de presión saturante de vapor de agua

σ = Constante psicrométrica corregida por la presión atmosférica

R_n = Radiación neta

E_a = Término convectivo

El término convectivo se estima según la fórmula de tipo Dalton propuesta por Penman:

$$E_a = 0.26 (e_s - e) (1 + 0.54 U)$$

donde:

- e_s = Presión saturante de vapor de agua
- e = Presión de vapor de agua a 2 m
- U = Velocidad del viento a 2 m

Esta estimación del término convectivo corresponde a la altura de la vegetación de menos de 1 cm y con una velocidad de viento alrededor de 4 m/s, y no corresponde entonces a muchos cultivos (Rambal, 1984). Sin embargo Thom y Oliver (1977) han observado que esta aparente inadecuación era comparada por la existencia de una resistencia fisiológica de los cultivos a la transpiración así mismo estén con un aporte máximo de agua. No obstante el uso de un pasto corto así como un viento promedio de 3.5 m/s en el altiplano deben reducir estos errores.

Los datos obtenidos muestran una gran semejanza entre los valores de ETP obtenidos por Penman y los valores de ETP obtenidos por lisimetría, como se observa en el cuadro 3 y el gráfico 3, con promedios anuales de 4.1 mm/día para la fórmula de Penman y de 4.2 mm/día por lisimetría. Sin embargo, se puede observar una subestimación de la ETP por Penman de alrededor de 0.4 mm/día durante la temporada agrícola, y una sobrestimación de 0.2 mm/día a 0.6 mm/día durante los meses de invierno. Esta última diferencia puede corresponder como lo hemos señalado al paro fisiológico del pasto durante los meses más fríos.

Estos datos son de acuerdo a las observaciones de Seguin (1975), sobre una sobrestimación invernal y una subestimación veraneal de la fórmula de Penman. Este autor subraya los errores que pueden existir sobre el albedo, sobre el uso de promedios diarios y sobre la rugosidad de la vegetación utilizada. Las diferencias son durante la época agrícola inferiores a 10 % con una correlación de 0.82, verificando así que la ETP por Penman da una buena estimación de la ETP en el altiplano.

3.2.3. Comparaciones de la ETP por lisimetría con la ETP estimada por diferentes fórmulas empíricas y con el Tanque evaporímetro tipo A

Con los datos de la ETP por lisimetría se analizó la validez de diferentes fórmulas empíricas

muy utilizadas. Las fórmulas analizadas fueron las siguientes:

Blaney-Criddle:

$$ETP = 0.457 (T_m + 8.13) p$$

donde:

- T_m = Temperatura media diaria
- p = Porcentaje de horas diurnas

Hargreaves:

$$ETP = 0.34 R_{go} (0.40 + 0.024 T_m) (1.35 \sqrt{1 - H_r 0.01}) (1 + 0.4 EI/1000)$$

donde:

- R_{go} = Radiación global que entra en la atmósfera
- T_m = Temperatura media diaria
- H_r = Humedad relativa del aire
- EI = Altitud expresada en metros

Turc:

$$ETP = k T_m / (T_m + 15) (R_g + 50) (1 + (50 - H_r/70))$$

donde:

- k = Coeficiente
- T_m = Temperatura media diaria
- R_g = Radiación global
- H_r = Humedad relativa

Cristiansen:

$$ETP = 0.31 C RS$$

donde:

- C = Coeficiente empírico en función de la T_m , H_r y U (velocidad del viento)
- RS = Radiación solar al tope de la atmósfera

Thorntwaite:

$$ETP = 16 (10 T_m / I)^a$$

donde:

- T_m = Temperatura media mensual
- I = Función de T_m

Los resultados obtenidos aparecen en el cuadro 6. Las fórmulas empíricas de Hargreaves, Blaney-Criddle y Thorntwaite, presentan una subestimación de 24 %, 17 % y 66 % de la ETP por lisimetría. Por otra parte se subraya la pésima estimación de la ETP por la fórmula de

Thorntwaite, ya que la temperatura media en el altiplano, con amplitud térmica diaria superior a 15 °C no puede representar las condiciones diurnas que determinan la ETP.

Las fórmulas de Turc y Christiansen, y el tanque evaporímetro presentan una sobreestimación de la ETP de 15 %, 34 % y 19 %.

El cálculo de los coeficientes de correlación entre estas fórmulas y la ETP por lisimetría nos indican los valores siguientes:

- Lisímetro - Blaney-Criddle	:	0.76
- Lisímetro - Hargreaves	:	0.65
- Lisímetro - Christiansen	:	0.53
- Lisímetro - Turc	:	0.80
- Lisímetro - Thorntwaite	:	0.22
- Lisímetro - Tanque clase A	:	0.62

Los resultados obtenidos subrayan la calidad de la ETP estimada por la fórmula de Turc, sin embargo la sobrestimación durante la época agrícola en particular durante los meses lluviosos de enero y febrero pueden ser de 30 %. El uso de la R_g y de H_r dan la calidad de esta fórmula, pero las diferencias provienen de la mala correlación entre R_g y R_n .

La evaporación del tanque frecuentemente utilizado para la determinación de la ETP presenta una sobreestimación de 25 % durante la temporada agrícola, y de más de 50 % durante la época seca invernal. El coeficiente de corrección de 0.75 durante la época de lluvia y de 0.60 que se debe aplicar a los valores de Tanque corresponden a las recomendaciones dadas por la FAO, considerando el espacio en el cual están instalados los tanques de evaporación.

IV. CONCLUSIONES

El análisis de las condiciones radiativas en el altiplano han permitido determinar los valores altos de la radiación solar global durante todo el año, en particular al inicio de la temporada agrícola la fuerte radiación global se explica por la altura de la zona de estudio (casi 4000 m), y su clima seco.

Los datos obtenidos sobre el balance radiativo, las primeras mediciones para el altiplano,

subrayan los valores bastante reducidos de la radiación atmosférica ($< 300 \text{ W m}^{-2}$), debido a la altura y la baja humedad del aire con una radiación terrestre que se queda todo el año alrededor de 400 W m^{-2} . La importancia del déficit del balance radiativo de onda larga (promedio de 100 W m^{-2}), explican una radiación neta con un promedio anual de 100 W m^{-2} y un cociente R_n/R_g de 0.40, sin embargo los valores bastante más altos de la R_n durante la temporada agrícola determinarían una ETP relativamente alta en relación con la muy elevada radiación solar global.

Los valores de ETP obtenidos por lisimetría nos indican un promedio anual de 4.1 mm/día para el año estudiado con máximos en diciembre superiores a 5 mm/día al inicio del crecimiento del cultivo, y alrededor de 5 mm/día durante las fases de desarrollo y de producción de los cultivos.

La coincidencia del verano con la época de lluvia que disminuye la evapotranspiración con una humedad alta y nubosidad elevada así como la influencia de una temperatura media siempre inferior a 13 °C explican que los valores de la ETP sean generalmente inferiores a 5 mm/día durante la mayor parte del crecimiento del cultivo.

La comparación de la ETP por lisimetría con la ETP estimada con la fórmula de Penman confirman la calidad y la precisión de esta última. Hay que señalar sin embargo una subestimación invernal y una sobreestimación durante la temporada agrícola.

Los resultados obtenidos con otras fórmulas empíricas frecuentemente utilizadas subrayan la importancia del error cometido en la estimación de la ETP en particular con la fórmula de Thorntwaite. Solamente la fórmula de Turc que utiliza la R_g y la H_r se acerca de la ETP por lisimetría; es mejor tener pocos datos de referencia de la ETP estimada por la fórmula de Penman que tener muchas estimaciones pero muy erróneas.

El análisis de los datos de un lisímetro instalado desde dos años en la estación del Belén en el Altiplano Norte así como el estudio de 4 años de estimación de la ETP por la fórmula de Penman con mediciones de R_n nos permitirán precisar estas primeras conclusiones.

V. BIBLIOGRAFIA

- BARRY R.**, 1992. Mountain Weather and Climate. Routledge. London. 402 p.
- DOORENBOS J. y PRUITT W.**, 1975. Las Necesidades en Agua de los Cultivos. FAO. Roma. 198 p.
- FRERE M., RIJKS J. y REA J.**, 1978. Estudio Agroclimatológico de la Zona Andina. Nota Técnica 161. OMM-FAO. 297 p.
- LEVITT J.**, 1980. Responses of Plants to Environmental Stresses. Academic Press. 607 p.
- LHOMME J. y MONTHEY B.**, 1982. Présentation d'une formule pratique d'estimation de l'évaporation potentielle, conforme aux nouvelles recommandations internationales. Arch. Met. Geoph., 30:253-260.
- MONTEITH J.L.**, 1985. Evaporation from land surfaces: Progress in analysis and prediction since 1948. In: Advances in Evapotranspiration. Amer. Soc. Agric. Engi. Michigan: 4-11.

- PERRIER A.**, 1975. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. Ann. Agron., 26:1-18.
- PRIESTLEY G. y TAYLOR R.**, 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Mon. Weather Rev., 100:81-92.
- RAMBAL S.**, 1984. L'évapotranspiration. Rapport interne. CEPE. 37 p.
- SEGUIN B.**, 1975. Etude comparée des méthodes d'estimation d'ETP en climat méditerranéen du Sud de la France. Ann. Agron., 26:671-691.
- STEWART J.**, 1983. A discussion of the relationships between the principal forms of the combination equation for estimating crop evaporation. Agric. Meteorol., 30:111-127.
- THOM A. y OLIVER H.**, 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. Q.J.R. Meteorol. Soc., 103:345-357.

Cuadro N° 1 Promedios mensuales de Rg, Rn y del coeficiente (Rg/Rgo) en J cm⁻² día⁻¹ para Viacha y Patacamaya (1988 - 1991)

MESES	VIACHA				PATACAMAYA			
	Rg	Rg/Rgo	Rn	Rn/Rg	Rg	Rg/Rgo	Rn	Rn/Rg
Enero	2079	0.53	1094	0.53	2340	0.59	1192	0.51
Febrero	2321	0.59	1093	0.47	2458	0.63	1199	0.49
Marzo	1961	0.54	850	0.43	2077	0.61	1013	0.51
Abril	1956	0.62	815	0.42	2056	0.65	885	0.43
Mayo	1961	0.72	811	0.41	1939	0.70	692	0.36
Junio	1846	0.73	709	0.38	1837	0.74	592	0.32
Julio	1938	0.74	703	0.36	1951	0.74	574	0.29
Agosto	2138	0.73	712	0.33	2169	0.74	714	0.33
Septiembre	2297	0.67	890	0.39	2394	0.70	824	0.34
Octubre	2366	0.63	918	0.39	2550	0.67	972	0.38
Noviembre	2389	0.64	881	0.37	2573	0.64	1030	0.40
Diciembre	2247	0.56	937	0.43	2498	0.60	1071	0.43
PROMEDIO	2125	0.63	875	0.41	2248	0.67	898	0.40

Cuadro N° 2 Promedios mensuales de la Radiación terrestre (Rt), de la Radiación atmosférica (Ra), 1988 - 1991 para Viacha y Patacamaya en J x cm⁻² x día⁻¹

MESES	VIACHA			PATACAMAYA		
	Rt	Ra	Rt-Ra	Rt	Ra	Rt-Ra
Enero	3485.82	2956.92	528.90	3517.80	2829.00	688.80
Febrero	3493.20	2784.72	708.48	3616.20	2804.40	811.80
Marzo	3485.82	2806.86	678.96	3517.80	2804.40	713.40
Abril	3392.34	2720.76	671.58	3444.00	2681.40	762.60
Mayo	3276.72	2450.16	826.56	3247.20	2656.80	590.40
Junio	2979.00	2236.00	555.96	3148.80	2263.20	885.60
Julio	3178.32	2221.38	956.94	3198.00	2214.00	984.00
Agosto	3254.58	2236.14	1018.44	3173.40	2127.90	1045.50
Septiembre	3412.02	2329.62	1082.40	3444.00	2361.60	1082.40
Octubre	3579.30	2565.78	1013.52	3591.60	2558.40	1033.20
Noviembre	3685.08	2619.90	1065.18	3665.40	2632.20	1033.20
Diciembre	3633.42	2873.28	760.14	3640.80	2794.56	846.24
PROMEDIO	3350.52	2528.88	821.64	3434.16	2560.86	873.30

Cuadro N° 3 Valores de ETP obtenidos por Lisimetría y por la fórmula de Penman para Patacamaya (1991)

MESES	ETP (Lis.)	ETP (Pen.)	ETP (Lis.) mm/día	ETP (Pen.) mm/día	ETP (Pen.)/ ETP (Lis.)
Enero	124.90	114.40	4.12	3.70	0.92
Febrero	134.50	122.00	4.80	4.40	0.91
Marzo	163.80	147.90	5.20	4.80	0.90
Abril	140.60	128.90	4.80	4.40	0.92
Mayo	115.00	117.60	3.80	3.90	1.02
Junio	71.00	91.20	2.40	3.00	1.28
Julio	70.70	84.00	2.30	2.70	1.19
Agosto	99.90	106.80	3.20	3.40	1.07
Septiembre	114.00	124.00	3.80	4.10	1.09
Octubre	160.00	149.00	5.20	4.90	0.93
Noviembre	163.80	150.00	5.50	5.00	0.92
Diciembre	180.30	163.50	5.70	5.30	0.91
TOTAL	1538.50	1499.30			
PROMEDIO			4.24	4.13	1.01

Cuadro N° 4 Correlaciones simples entre la ETP lisímetro y 6 variables climáticas

COMPARACIONES	Coef. de Correlación (r)
1. ETP Lisímetro - Temperatura Media (Tm)	0.69 **
2. ETP Lisímetro - Temperatura Máxima (Tx)	0.58 *
3. ETP Lisímetro - Humedad Relativa (Hr)	0.10 NS
4. ETP Lisímetro - Radiación Neta (Rn)	0.74 **
5. ETP Lisímetro - Radiación Global (Rg)	0.34 *
6. ETP Lisímetro - Viento (U ₂)	0.03 NS

Cuadro N° 5 Ecuaciones de regresión entre la ETP Lisímetro y 6 variables climáticas

Ecuación de regresión	Coef. de determinación
$y = 0.82 + 0.391 \times Tm$	0.48
$y = -6.50 + 0.613 \times Tx$	0.34
$y = 2.83 + 0.024 \times Hr$	0.01
$y = -0.28 + 0.005 \times Rn$	0.55
$y = 0.30 + 0.002 \times Rg$	0.12
$y = 3.25 + 0.004 \times U$	0.00

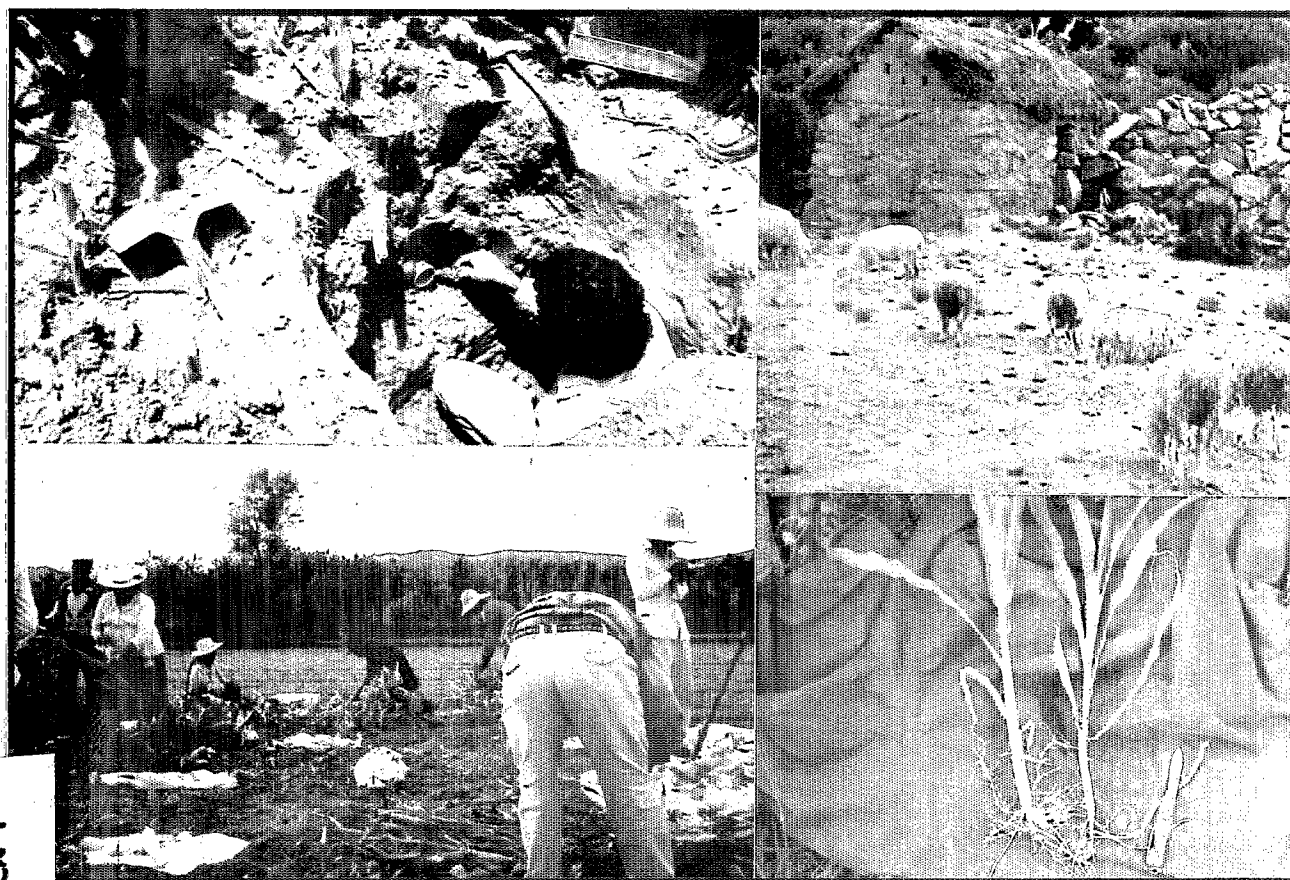
Cuadro N° 6 ETP mensuales según Lisimetría, Blaney-Criddle, Hargreaves, Christiansen, Turc. Thorntwaite y el Tanque evaporímetro para Patacamaya (1991)

MESES	LIS.	BL. - C	HAR.	CHRIS.	TURC	THON.	Tan. A
Enero	124.9	120.2	89.2	208.6	174.4	65.5	161.4
Febrero	134.5	108.2	96.4	203.4	174.0	59.3	166.0
Marzo	163.8	113.9	81.7	208.1	159.9	60.5	166.3
Abril	140.6	111.6	81.0	184.9	144.6	51.0	146.0
Mayo	115.0	115.6	78.0	125.1	07.2	35.4	141.0
Junio	71.0	78.0	63.6	96.4	85.4	25.2	124.0
Julio	70.7	83.0	80.5	98.4	89.6	27.2	122.1
Agosto	99.9	90.3	81.6	133.1	114.4	34.0	149.0
Septiembre	114.0	93.1	90.0	152.6	132.8	39.4	160.0
Octubre	160.1	110.2	124.6	221.4	180.2	58.3	205.4
Noviembre	163.8	111.5	115.0	207.5	186.5	59.8	187.0
Diciembre	180.0	119.4	125.8	219.8	158.5	62.7	197.0
TOTAL	1538.3	1255.0	1107.4	2059.3	1734.5	578.3	1925.8

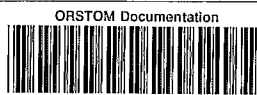
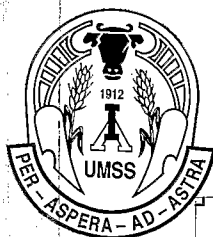
REVISTA DE AGRICULTURA

ORSTOM

Convenio Sistemas de
Cultivo en la región de Cochabamba



Facultad de Ciencias Agrícolas
Pecuarias, Forestales y Veterinarias
"Martín Cárdenas"
Cochabamba - Bolivia



B 41822 - 41828 ex1