

EVAP0-24/ REH 37  
C.2



M

O

P

EVAPORACION DESDE SALARES: METODOLOGIA PARA  
EVALUAR LOS RECURSOS HIDRICOS RENOVABLES.  
APLICACION EN LAS REGIONES I Y II.

Trabajo publicado en la Revista de la Socie-  
dad Chilena de Ingeniería Hidráulica  
(Vol. I, Año I, N° 2).



Publicación Interna SDEH 86/4

**DGA**  
DEPARTAMENTO  
DE HIDROLOGIA  
SUB-DEPTO. ESTUDIOS  
HIDROLOGICOS

EVAPORACION DESDE SALARES : METODOLOGIA PARA EVALUAR LOS  
RECURSOS HIDRICOS RENOVABLES. APLICACION EN LAS REGIONES

I Y II

Trabajo publicado en la Revista de la Sociedad Chilena  
de Ingenierfa Hidráulica (Vol. I, Año I, N° 2).



Publicación Interna SDEH 86/4

EVAPORACION DESDE SALARES : METODOLOGIA PARA EVALUAR LOS  
RECURSOS HIDRICOS RENOVABLES. APLICACION EN LAS REGIONES

I Y II

Trabajo publicado en la Revista de la Sociedad Chilena  
de Ingeniería Hidráulica (Vol. I, Año I, N° 2).



Publicación Interna SDEH 86/4

Salares y/o lagunas se presentan en las zonas bajas de las cuencas endorreicas altiplánicas, donde el nivel freático se encuentra cercano a la superficie. En estas depresiones tiene lugar el proceso por el cual la escorrentía, generada en su cuenca afluyente, retorna a la atmósfera. Esta evaporación representa entonces la condición de equilibrio del sistema, cuya tasa es igual al caudal promedio de recarga del agua subterránea.

Disminuir la tasa de evaporación desde los salares, deprimiendo el nivel freático a través de la intercepción del flujo de escorrentía antes de llegar a la zona de alta evaporación, podría constituirse entonces en las nuevas fuentes de recursos hídricos para el Norte Grande.

En el presente artículo se presentan los resultados alcanzados a la fecha, en los estudios de Evaporación desde Salares y de Balance Hídrico, los cuales permiten efectuar una cuantificación preliminar de la potencialidad de los recursos hídricos existentes en las principales cuencas cerradas de la zona en estudio. Las localizaciones de los salares analizados y la información morfométrica de ellos, se muestran en la Fig. 1 y en la Tabla 1 respectivamente.

## 2. SIMBOLOGIA

$a, E_0$	: parámetros
$C_l$	: calor específico del agua líquida
$C_p$	: calor específico del vapor de agua a presión constante
$D_T$	: difusividad termal de la humedad total
$D_\theta$	: difusividad isoterma de la humedad total
$E, E_w, E(Z)$	: tasa de evaporación, desde agua libre y desde el nivel freático a una profundidad $Z$ , respectivamente.
ETR	: evapotranspiración real de la cuenca en un período de tiempo determinado
$H$	: calor sensible transmitido hacia la atmósfera
$K$	: permeabilidad vertical no saturada
$L, L_0$	: calor latente de vaporización, a temperatura $T_0$
$L_{PD}$	: coeficiente que relaciona el potencial osmótico con el flujo de humedad que genera
$P, P_s$	: precipitación media sobre la cuenca y el salar, respectivamente
$q$	: flujo total de humedad en el suelo
$Q$	: flujo de calor en el suelo
$R_a, R_e, R_s$	: escorrentía total media afluyente, efluente y afluyente al salar, respectivamente
$R_N$	: balance de radiación total
$\Delta S$	: variación de almacenamiento en la cuenca, en un período de tiempo determinado.
$T, T_0$	: temperaturas
$Z, Z_0$	: longitud vertical, desde una referencia arbitraria.
$\lambda$	: conductividad térmica del medio permeable no saturado
$\theta$	: humedad total en el suelo
$\psi_{\text{agua}}$	: potencial total de humedad

$\Psi_g, \Psi_m, \Psi_p, \Psi_s$  : potenciales gravitacional, matricial, originado por presiones externas y osmótico, respectivamente  
 $\eta$  : error de cierre en la ecuación del balance hídrico.

### 3. DESCRIPCION DEL PROCESO

La evaporación del agua subterránea a través del suelo, desde un nivel freático poco profundo, puede darse en una de las dos formas siguientes:

- i) cuando el suelo está suficientemente húmedo, la evaporación será proporcional al poder evaporante de la atmósfera. Es decir, cuando el nivel freático está cercano a la superficie, la evaporación desde el suelo estará gobernada por las condiciones meteorológicas externas.
- ii) si la velocidad a la cual el perfil de suelo puede transmitir humedad a la superficie es menor que el potencial evaporativo atmosférico, será ésta la condición limitante y la evaporación quedará de terminada sólo por la capacidad de conducción de humedad del medio permeable no saturado, independientemente de las condiciones externas. Este caso es representativo de superficies freáticas suficientemente profundas, presentando una capa superficial del suelo bastante seca.

La condición límite entre ambos casos se logra cuando la humedad en la superficie se encuentra aproximadamente entre 14 a 15 bar de succión; es decir, en la cercanía del punto de marchitez permanente.

#### 3.1 Evaporación desde suelos húmedos

El cambio de estado, de líquido a vapor, desde un suelo con abastecimiento suficiente de agua, de tal forma que ésta logra saturar el suelo o bien establecer un nivel de humedad mayor que el punto de marchitez permanente, dependerá principalmente de las características de la fuente de calor y de la capacidad de la atmósfera de aceptar más vapor de agua. Ambos factores constituyen las condiciones meteorológicas circundantes al medio poroso.

La capacidad de la atmósfera de aceptar más vapor de agua esta representada por la existencia de un gradiente higrométrico; es decir, que no esté saturada. Este gradiente se establece como la diferencia entre la tensión saturante y la tensión real del vapor de agua.

La interrelación de los procesos, entre los cuales se desarrolla el de la evaporación, se establece a través del balance de energía. En forma simplificada, el balance superficial puede ser expresado por la

siguiente ecuación:

$$R_N - Q - H - LE = 0$$

De este modo, la ecuación del balance de energía está indicando la existencia de una fuente de calor, representado por el balance de los flujos radiativos. El calor cedido es utilizado primero en calentar el medio (suelo-agua-aire), lo que constituye los flujos de calor sensible. Si el suministro de calor continúa, se logrará el cambio de estado de líquido a vapor, incorporándose este último a la atmósfera si las condiciones del gradiente higrométrico lo permiten. En caso contrario, se depositará en la superficie, dando lugar a la condensación del vapor de agua.

La velocidad con que se desarrollará el proceso de evaporación, es decir la tasa de evaporación, dependerá entonces de la intensidad de los otros procesos. En el caso de superficies con agua libre, se hacen más importantes los flujos radiativos y los flujos turbulentos. La importancia relativa de ambos flujos está asociada a las condiciones climáticas de cada zona.

Naturalmente que el balance de energía no se puede plantear fácilmente en base a las mediciones convencionales que constituyen las estadísticas típicas de las estaciones meteorológicas que conforman redes de medición. Por lo que, para el cálculo o estimaciones de la evaporación en las condiciones de humedad planteadas en este punto, se recurre a mediciones indirectas o fórmulas empíricas, o bien a metodologías que aseguren resultados más confiables. No obstante lo anterior, la aplicación de uno u otro procedimiento está sujeto a los objetivos del estudio y a su escala espacial y temporal.

Las mediciones indirectas se realizan fundamentalmente en base al evaporímetro tipo A del W.B. Para llevar la evaporación medida en el tanque a la producida realmente desde una superficie natural húmeda, es necesario aplicar coeficientes de reducción que han sido determinados experimentalmente bajo ciertas condiciones locales, como geográficos, climáticos y características físico-química de las aguas.

Las fórmulas empíricas son expresiones matemáticas, que entre las variables independientes presentan uno o más de los factores meteorológicos que inciden en la evaporación y los cuales son medidos en forma estandar en una estación meteorológica, tales como: radiación solar global, temperaturas, humedad y viento. Estas fórmulas, al igual que los coeficientes de reducción mencionados anteriormente, han sido determinados para condiciones locales de alguna región en el mundo. Por lo general, el resultado que entregan estas fórmulas corresponden a la evaporación potencial.

Las metodologías que conllevan a resultados más confiables las constituyen los balances de masa y los balances de energía. Ambos

son aplicaciones de la ecuación de continuidad. El uso de estas aplicaciones está limitado por la disponibilidad de antecedentes meteorológicos de mayor detalle y también de otros, como por ejemplo: caudales afluentes y efluentes, variaciones de almacenamiento, etc.

### 3.2 Evaporación desde suelos suficientemente secos

El flujo de humedad en un suelo no saturado es función del potencial total de agua y de los gradientes térmicos existentes, induciendo el movimiento en fase líquida y/o gaseosa.

Bajo condiciones isotermales, el potencial de humedad ( $\Psi_{\text{agua}}$ ) puede estar integrado por los siguientes componentes:

$$\Psi_{\text{agua}} = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_g + \Psi_s$$

donde las energías potenciales son originadas por los solutos ( $\Psi_s$ ), presiones externas ( $\Psi_p$ ), por la matriz de suelo ( $\Psi_m$ ) y por la fuerza gravitacional ( $\Psi_g$ ). En casi todos los casos prácticos el término  $\Psi_p$  es pequeño y puede por ende ser despreciado.

Descripciones del movimiento de humedad bajo condiciones no isotermales han sido efectuadas por Philip y de Vries (1957), quienes desarrollaron las ecuaciones de flujo desde un punto de vista macroscópico mecanicista, y por Taylor y Carey (1964), quienes utilizaron la teoría de los procesos termodinámicos irreversibles. Sin embargo ambos enfoques son esencialmente idénticos, relacionando por coeficientes fenomenológicos los flujos de calor y humedad con los gradientes térmicos y del potencial de humedad.

Según Philip y de Vries (1957), incluyendo las observaciones efectuadas por de Vries (1958), el flujo de humedad (líquida más gaseosa) es representado por la ecuación siguiente:

$$q = -D_{\theta} \frac{d\theta}{dz} - K \hat{z} + L_{pD} \frac{d\Psi_s}{dz} - D_T \frac{dT}{dz}$$

donde el primer término del lado derecho representa el movimiento de humedad debido a la succión matricial. El segundo término es la contribución de la gravedad. El tercero se origina en el gradiente de presión osmótica y el cuarto representa el efecto del gradiente de temperatura.

De acuerdo a de Vries (1958), el flujo de calor ( $Q$ ) puede ser expresado por medio de la siguiente expresión:

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz} + L_o q_v + C_p (T - T_o) q_v + C_l (T - T_o) q_l$$

El primer término del lado derecho representa la contribución de la conducción pura de calor, sin movimiento de humedad. El segundo término representa la transferencia de calor latente por el movimiento de la humedad gaseosa. El tercer y cuarto términos representan la transferencia del calor sensible, en el vapor y líquido, respectivamente.

Los flujos de humedad y calor descritos por las ecuaciones anteriores, son dependientes además de las condiciones de borde impuestas por la atmósfera, en la superficie del suelo, y por el agua subterránea, en la profundidad a la cual alcanza el nivel saturado.

El proceso dinámico de la evaporación puede ser visualizado más claramente a partir de las mediciones efectuadas por la Dirección General de Aguas en el Salar de Bellavista-Pampa del Tamarugal. En la Fig. 2 se presentan los datos registrados en un perfil de suelo con el nivel estático del agua subterránea a 2 metros.

Lo primero que interesa destacar son las altas presiones negativas que se manifiestan en una gran parte del perfil, presentándose gradientes que inducen el movimiento de humedad en forma ascendente. Desde el nivel freático del agua subterránea hasta aproximadamente 50 cm. bajo la superficie del suelo, este flujo se observa prácticamente en régimen permanente. Sin embargo, en esos primeros 50 cm se aprecian flujos variables a lo largo del día, tanto en magnitud como en dirección, debido a que es la zona de influencia del ciclo atmosférico diario.

Los flujos radiativos atmosféricos diarios, que afectan principalmente los aproximadamente 20 primeros centímetros superficiales del suelo, determinan a que la humedad - que asciende desde el agua subterránea - escape hacia la atmósfera en determinadas horas preferenciales, almacenándose una parte de ella en las capas superiores del suelo en las horas restantes. De acuerdo a la Fig. 2 (c), la humedad gaseosa escapa desde el suelo hacia la atmósfera entre las 20 y las 7 A.M. horas, apreciándose en ese período las mayores humedades del día en el aire que está en contacto con el suelo (ver Fig. 2 (b) ).

En las horas posteriores se forma en el suelo una capa que impide el escape del vapor, comenzando aproximadamente a las 7 A.M. horas (salida del sol) como una película muy delgada, superficial, cuyo espesor aumenta progresivamente a medida que los flujos radiativos atmosféricos van penetrando en el suelo. Aproximadamente a las 11 horas ese espesor alcanza los 20 cm.

Mientras que en la zona superior del suelo se va formando esa capa impermeabilizante al vapor, en la zona inferior el flujo ascendente continúa, aumentando la humedad en las capas superficiales del suelo. En la Fig. 2 (d) se aprecia que ese aumento de humedad conduce a que el escape de humedad hacia la atmósfera, entre aproximadamente las 0 y las 16 horas, dependa directamente del poder evaporante de la atmósfera. Entonces, entre las 0 y las 7 A.M. horas escapa hacia la atmósfera el flujo de humedad gaseosa que asciende por el suelo y además la humedad almacenada en las capas superiores, con una tasa igual a la capacidad de la atmósfera

de aceptar más vapor de agua. El hecho que se continúe almacenando humedad en este lapso de tiempo (ver Fig. 2 (d)) está relacionado con una tasa de flujo gaseoso ascendente por el perfil de suelo mayor que la velocidad a la cual la atmósfera puede difundir esa humedad. Esta condición se mantiene hasta aproximadamente las 13 horas, momento a partir del cual el viento se manifiesta en forma significativa, aumentando considerablemente la tasa de evaporación de la humedad almacenada, secando progresivamente el suelo superficial y retornando a la condición crítica de evaporación en función de las propiedades hidráulicas y térmicas del medio poroso.

Desde aproximadamente las 16 hasta las 20 horas se produce solo un pequeño flujo de vapor desde las capas más superficiales del suelo hacia la atmósfera, y el secamiento del suelo superficial se debe principalmente a un movimiento descendente del vapor, en dirección a la zona de menores temperaturas.

En la medida que el gradiente térmico en el suelo se invierte, siendo de mayor temperatura las capas superficiales que las profundas, una fracción de la humedad gaseosa retorna hacia las capas inferiores del suelo, donde se condensa. Entonces, esa humedad líquida comienza nuevamente a desplazarse hacia la zona de evaporación. Tal circulación de humedad está acompañada por un movimiento de sales hacia las capas superficiales del suelo, produciendo desalinización en la zona de condensación y originando posiblemente de esta forma la acelerada formación de la conocida costra salina característica de los salares.

#### 4. METODOLOGIAS APLICADAS

Para estimar la evaporación desde los principales salares de la I y II Región, han sido aplicadas diversas metodologías, las que pueden ser clasificadas en los siguientes dos grupos:

- i) estimación del caudal efluente desde el salar, vía evaporación desde el mismo.
- ii) estimación del caudal total afluente al salar.

Si se acepta que el sistema hidrológico de la cuenca endorreica está en equilibrio, ambas estimaciones entregarán idénticos resultados, retornando a la atmósfera - vía evaporación - la totalidad del caudal que ingresa al salar. Esta hipótesis conlleva implícitamente un período de tiempo de análisis, el cual debe considerar el número de años necesarios para alcanzar el régimen de equilibrio deseado.

#### 4.1 Estimación de la evaporación desde salares

Utilizando diversas metodologías y en diferentes salares de la zona, han sido efectuadas variadas mediciones puntuales:

- Utilizando tanques evaporimétricos tipo A, realizados principalmente por la Dirección General de Aguas.
- Utilizando tanques lisimétricos: Toro (1967) en la Pampa del Tamarugal y Mardones (1985) en el Salar de Atacama.
- Midiendo los gradientes que generan el movimiento de humedad y estimando los coeficientes fenomenológicos: Grilli (1985; 1986 en desarrollo) en la Pampa del Tamarugal.
- Utilizando la teoría del fraccionamiento isotópico en el proceso de evaporación: Grilli y Aravena (1985) y Grilli et al (1986, en desarrollo), en la Pampa del Tamarugal.

Con base en esas mediciones puntuales, en el espacio y en el tiempo, es posible plantear expresiones del siguiente tipo:

$$E = E(Z) = E_0 e^{-a(Z-Z_0)} \quad \text{para } E(Z) \leq E_W$$
$$E = E_W \quad \text{cuando } E(Z) \geq E_W$$

donde  $E(Z)$  representa la evaporación desde el suelo cuando el nivel saturado se encuentra a una profundidad  $Z$ , cuyo valor máximo está limitado por el poder evaporante de la atmósfera ( $E_W$ ) y se alcanza cuando el agua subterránea se encuentra suficientemente superficial. En la medida que  $Z$  aumenta (positivo hacia abajo), se observa un descenso exponencial de la tasa de evaporación con la profundidad del nivel saturado.

Las expresiones anteriores son válidas a nivel medio anual, período de tiempo en el cual pueden desprejarse las fluctuaciones de los flujos de calor en todo el perfil de suelo, quedando la tasa de evaporación determinada por la profundidad del nivel saturado y por las propiedades de conducción de humedad del medio poroso no saturado, o bien por el poder evaporante de la atmósfera.

#### 4.2 Balance Hídrico

En términos generales, el balance hídrico, como principio de conservación de masa, puede expresarse mediante la siguiente expresión:

$$P + R_a - R_e - ETR + \Delta S + \eta = 0$$

Para aplicar esta expresión debe definirse previamente las respectivas escalas espacio-temporales, de tal modo que cada término presente el valor medio referido a un determinado período de tiempo y para una zona geográfica escogida. Para un largo período de tiempo y para zonas suficientemente extensas, la variación del almacenamiento en el sistema ( $\Delta S$ ) puede despreciarse, ya que ha alcanzado el equilibrio.

Como los sistemas hidrográficos de los salares analizados corresponden a cuencas endorreicas, para efectos de cálculo la cuenca total puede subdividirse en dos subcuencas:

- Zona del salar propiamente tal, donde la evaporación (E) será aproximadamente igual a la escorrentía total afluyente (Ras) más la precipitación sobre el mismo (Ps). Entonces,

$$Ras + Ps - E + \eta = 0$$

- Subcuenca total drenante al salar. La escorrentía total afluyente al salar provendrá de esta subcuenca y puede ser calculada por medio de la ecuación de balance siguiente:

$$P - ETR - Re + \eta = 0$$

donde  $Ras = Re$

## 5. RESULTADOS

Los resultados obtenidos corresponden a valores medios anuales. El período de análisis seleccionado corresponde al comprendido entre los años hidrológicos (Noviembre-Octubre) 1961/62 a 1980/81, limitado básicamente por las estadísticas existentes. La cartografía utilizada corresponde a la escala 1: 250.000 del IGM y, en algunos casos, se recurrió además a fotografías aéreas verticales del USAF

La evaporación desde superficies de agua libre ha sido estimada por Grilli, Vidal y Garín (1986 a, 1986 b) utilizando los registros de evaporación desde tanques tipo A (ver figuras 3 y 4) y un coeficiente de embalse medio anual igual a 0,65. De acuerdo a las experiencias efectuadas por Ide (1978) en el Salar de Atacama, las sales disueltas presentes en el agua actúan reduciendo la tasa de evaporación. Entonces Grilli, Vidal y Garín (1986 a) proponen un segundo coeficiente de reducción, el

cual es función de la conductividad eléctrica de la solución.

Las mediciones puntuales de evaporación desde los salares de Atacama, Bellavista y Pintados, se presentan en las figuras 5 y 6, graficadas en función de la profundidad del nivel saturado, incluyendo además los ajustes logrados. Utilizando los trazados de líneas de igual profundidad de la superficie del agua subterránea y las diferenciaciones de suelos indicados por Grilli, Vidal y Garín (1986 a, 1986 b), se obtienen las tasas de evaporación medias anuales indicadas en la Tabla 2, expresadas como caudal continuo.

El cálculo de la evaporación desde salares, utilizando el balance hídrico a nivel medio anual, es efectuado en base a los perfiles pluviométricos, térmicos y a la hipsometría, determinados por Grilli, Vidal y Garín (1986 a, 1986 b). La evapotranspiración natural en las superficies drenantes a los salares es determinada por medio de la fórmula de Turc. En los casos en que existían estaciones pluviométricas en la cuenca, la escorrentía estimada por el balance hídrico fué verificada con los registros medios anuales históricos, entregando diferencias o errores ( $\eta$ ) menores al 10% del caudal. A modo de ejemplo, la Fig. 7 presenta en forma esquematizada el cálculo de la evaporación desde el Salar de Atacama.

Finalmente, los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 2.

## 6. DISCUSION

Los resultados obtenidos en el presente estudio corresponden a una cuantificación preliminar de los potenciales recursos hídricos existentes en las cuencas endorreicas del altiplano chileno, en las regiones I y II, susceptibles de ser explotados sin alterar el equilibrio hidrológico de las cuencas analizadas. Cuantificaciones más precisas en alguna cuenca puntual, requiere necesariamente de estudios más detallados.

Si definimos al recurso hídrico total disponible en la zona como la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración desde superficies naturales más los consumos artificiales actuales, el caudal total evaporado desde los salares y lagunas analizados representan un 27% en la I Región y un 91% en la II Región. En cambio, el caudal total que escurre superficial y subterráneamente fuera del territorio nacional, corresponde a un 64% y 2% en las regiones I y II respectivamente. Estos antecedentes ponen de manifiesto que el desarrollo futuro de estas regiones debe necesariamente considerar la utilización de los recursos de agua contenidos en las cuencas endorreicas altiplánicas.

En la I Región, su aplicación más inmediata podría corresponder a la utilización de los recursos renovables existentes en la cuenca del Salar del Huasco y, presumiblemente también, en la del Salar de Coposa, como fuentes para el abastecimiento del agua potable de la ciudad de Iquique.

El río Loa se ha constituido históricamente en la principal fuente de agua de la II Región, encontrándose en la actualidad prácticamente sin recursos para suplir las futuras demandas. Sólo las cuencas de los salares analizados proporcionan aproximadamente 34 m<sup>3</sup>/s continuos de caudal medio anual renovable, el cual permitiría suplir sobradamente los 9 m<sup>3</sup>/s estimados en el Proyecto CHI-69/535 (1977) como demanda esperada en el año 2000.

Con base en los antecedentes expuesto, destaca la gran importancia que tienen, para el Norte Grande, los recursos hídricos existentes en las cuencas endorreicas del altiplano. El caudal renovable de estas cuencas pueden ser evaluados directamente y con costos asociados muy inferiores a los requeridos por las metodologías convencionales, midiendo el caudal efluente desde el punto terminal de la cuenca; es decir, midiendo la evaporación desde los salares. En la actualidad, y aunque se encuentra en estado de investigación, puede afirmarse que estas mediciones pueden ser efectuadas en forma bastante confiable, empleando diversas metodologías, de forma tal que sus resultados se validen mutuamente.

## 7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Boletín Minero (1986). Reservas de agua subterránea. ¿Solución para la Minería?. p. 2-9
2. De Vries, D.A. (1958). Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Am. Geophys Union, 39: 909-916
3. Grilli, A. (1985). Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares. Anales del VII Congreso de Ingeniería Hidráulica : 495-514
4. Grilli, A. y R. Aravena (1985). Estimación por métodos indirectos de la evaporación a través del suelo de salares. Pub. E.H. N° 85/3, Dirección General de Aguas, 150 p.
5. Grilli, A., F. Vidal y C. Garfn (1986 a). Balance Hidrológico Nacional, II Región. Pub. E.H. N° 86/1, Dirección General de Aguas, 167 p.
6. Grilli, A., F. Vidal y C. Garfn (1986 b). Balance Hidrológico Nacional, I Región. Pub. E.H. N° 86/2, Dirección General de Aguas.
7. Mardones, L. (1985). Características Geológicas e Hidrogeológicas del Salar de Atacama. Gulf Co.
8. Philip, J.R. y D.S. de Vries (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geophys Union, 38: 222-232.
9. Taylor, S.A. y J.W. Carey (1964). Linear equations for the simultaneous flow of matter and energy in a continuous soil system. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28: 167-172
10. Toro, J.M. (1967). Evaporación de distintos tipos de suelos de la Pampa del Tamarugal (inédito). CORFO, 3 p.

TABLA N° 1. Información Morfométrica Salares Analizados

SALAR	(1) Area de la Cuenca Afluen te (km2)	Area del Sa lar (Km2)	Altitud del Salar (m.s.n.m.)
I REGION			
S. de Bellavista		108 (2)	1000
S. de Coposa	1003	85	3700
S. del Huasco	1321	53	3700
S. de Pintados		172 (2)	1000
S. de Surire	363	174	4000
II REGION			
Aguada del Cabo	279	4,4	3600
Aguada de la Pacana	228	22,5	3600
Laguna de Legia	241	3,1	4500
Lagunas Miscanti y Miniques	339	19	4100
Laguna Tucuito	262	3,1	4000
S. de Aguas Calientes	1027	189	3900
S. de Ascotán y Carcote	1709	310	3700
S. de Atacama	12219	2548	2300
S. de Laco	267	30,6	3900
S. de Michincha	294	4,4	4100
S. de Punta Negra	4882	103	2700
S. de Pujsa	532	101	4200
S. de Quisquiro	669	170	3900
S. de Talar	507	156	3900
S. de Tara	2496	80	3900

OBS. (1) obtenidas en cartas 1: 250.000 del I.G.M.

(2) con profundidad del agua subterránea menor a 6 m.

TABLA N° 2. Evaporación desde los Salares Analizados

SALAR	Escorrentía Afluente al Salar (l/s)	Precipitación sobre el salar (l/s)	Evaporación desde el Salar (l/s)	
			B.H. (1)	Est. Direc- ta (2)
I REGION				
S. de Bellavista	?	0	-	200
S. de Coposa	280	360	640	-
S. del Huasco	435	225	660	-
S. de Pintados	?	0	-	90
S. de Surire	660	1180	1840	-
II REGION				
Ag. del Cabo	1360	10	1370	-
Ag. de la Pacana	1200	70	1270	-
Lag. de Legia	1100	20	1120	-
Lag. Miscanti y Meniques	1000	100	1100	830
Lag. Tucuito	1260	10	1270	-
S. de Aguas Calientes	5100	800	5900	-
S. de Ascotán y Carcote	1400	1000	2400	1900
S. de Atacama	3570	1200	4770	5000
S. de Laco	1400	130	1530	-
S. de Michincha	170	20	190	-
S. de Punta Negra	650	100	750	-
S. de Pujsa	2800	520	3320	-
S. de Quisquiro	3500	700	4200	-
S. de Talar	2500	640	3140	-
S. de Tara	2200	330	2530	-

1,19  
 1,20  
 1,26  
 1,15 } 1,45

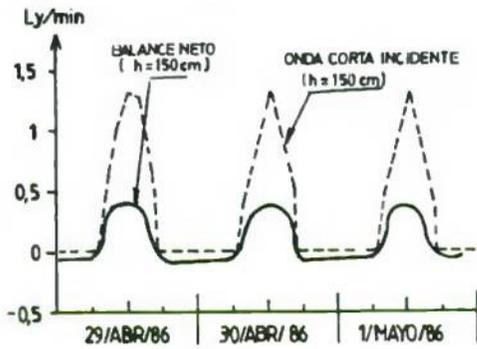
OBS.: (1) determinado efectuando el balance hídrico  
 (2) determinado utilizando relación  $E = E(Z)$



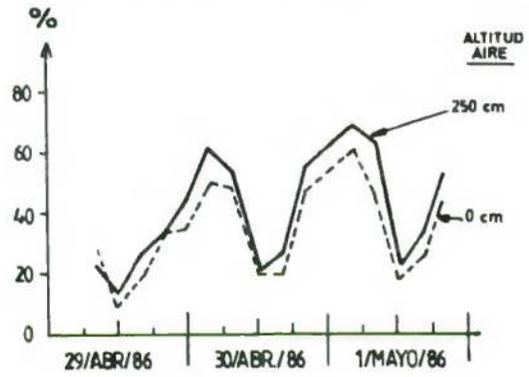
FIG. 2

MEDICIONES EN EL SALAR DE BELLAVISTA

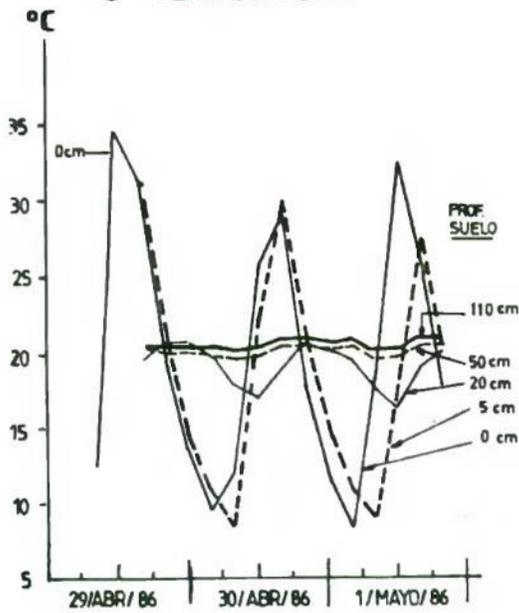
a FLUJOS RADIATIVOS



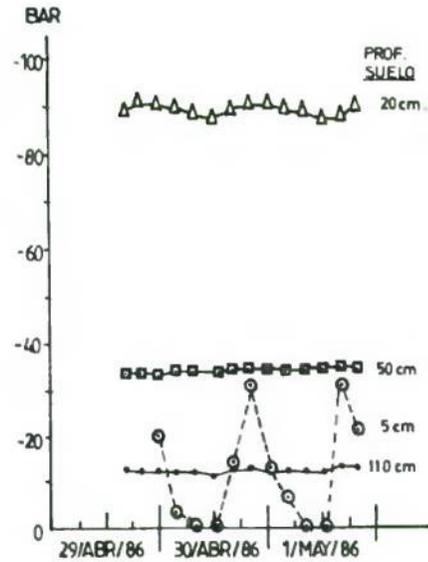
b HUMEDAD RELATIVA



c TEMPERATURA



d SUCCION TOTAL EN EL SUELO  $\gamma_m \cdot \gamma_s$



## EVAPORACION DE TANQUE TIPO A (Valores promedio anual)

FIG. 3 I REGION

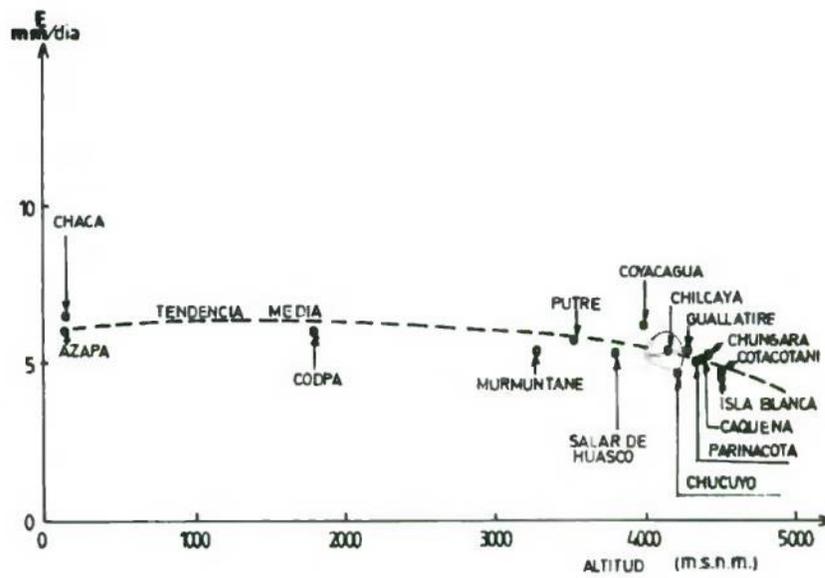
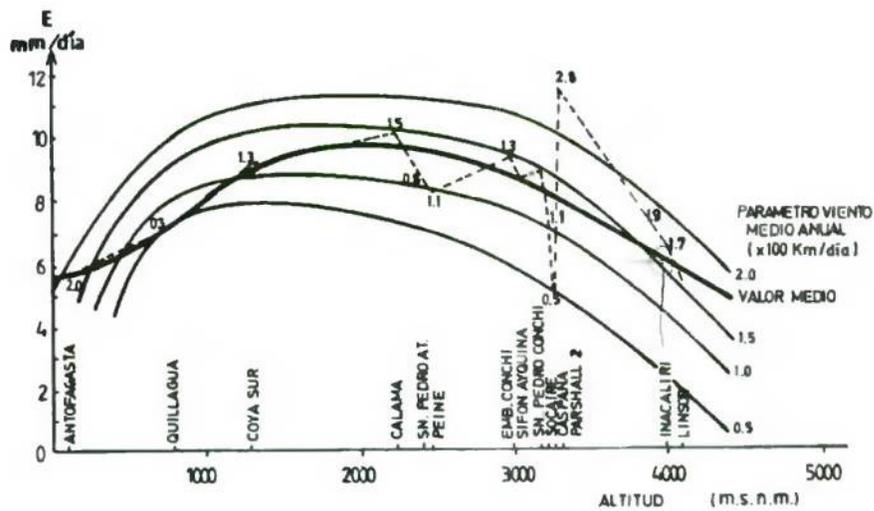


FIG. 4 II REGION



2.0.2  
1.0.1  
1.0.1  
1.0.1

EVAPORACION EN FUNCION DEL NIVEL FREATICO

FIG. 5 SALARES BELLAVISTA Y PINTADOS

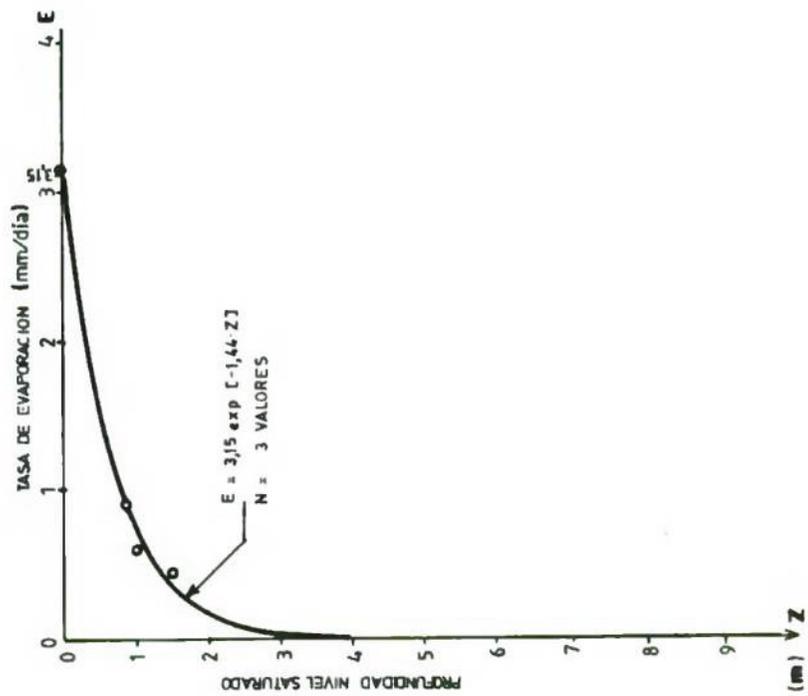


FIG. 6 SALAR DE ATACAMA

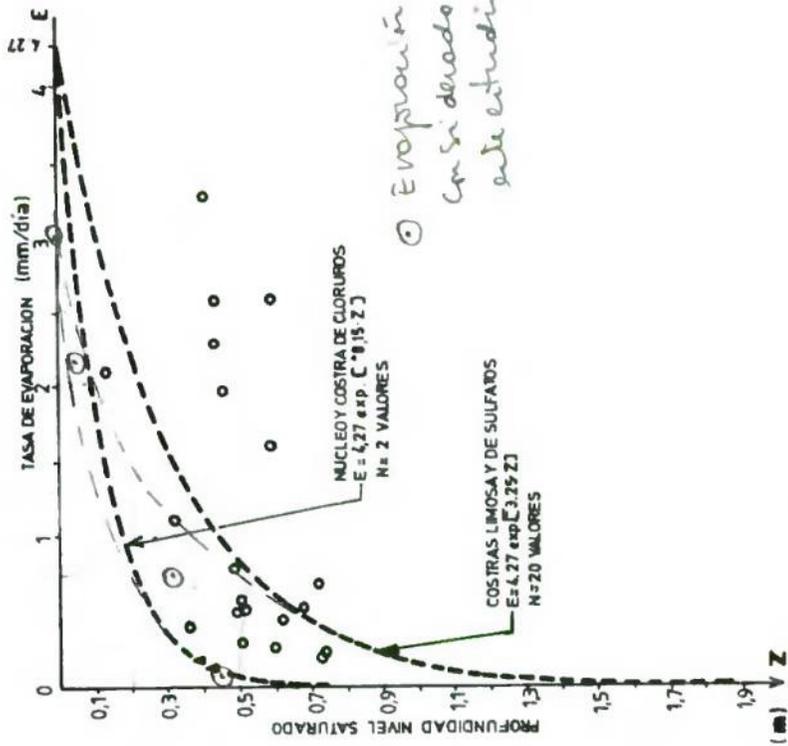


FIG. 7

