

FIG 5 CASO 2 POTENCIAL SIMULADO EN CADA ITERACION EN
X=9m t=100s

UNA APROXIMACION AL ESTUDIO DE LA EVAPORACION DESDE SALARES

Alejandro Grilli D-F. (1)

RESUMEN

Se presenta una investigación preliminar que ha tenido como objetivo principal analizar una metodología para estimar en forma indirecta -y en suelos inalterados- la evaporación del agua subterránea a través del suelo de salares, utilizando la teoría de flujo en medios permeables no saturados. Las mediciones en terreno se efectuaron en el Salar de Bellovista-Pampa del Tamarugal (Provincia de Iquique).

Se asume que la evaporación es independiente del poder evaporante de la atmósfera, siendo exclusivamente dependiente de la capacidad de conducción del perfil vertical de suelo sobre el nivel saturado. La tasa de evaporación es calculada entonces suponiendo régimen permanente y aceptando las expresiones propuestas por Philip y de Vries (1957) para describir el movimiento de humedad.

Se concluye que la metodología es adecuada para estimar valores medios diarios, siendo recomendable definir las funciones características de retención de humedad y permeabilidad no saturada de los suelos involucrados, a partir de mediciones en terreno. Como resultados preliminares se obtienen tasas de evaporación de 0,44 y 0,60 mm/día, para profundidades del nivel freático de 1,50 y 1,00 m, los cuales son consistentes con las mediciones lisimétricas de Toro (1967) realizados en la zona de Pintados (Pampa del Tamarugal).

(1) : Ingeniero Civil. Dirección General de Aguas.

1. INTRODUCCION

En la zona norte del país es frecuente encontrar cuencas sin drenaje aparente superficial o subterráneo, donde los acuíferos existentes descargan directamente a la atmósfera por medio de un proceso de evaporación del agua subterránea a través del suelo, en aquellas zonas donde el nivel freático es poco profundo. Posiblemente se forman así los denominados "salares", que se caracterizan por la presencia -en la mayor parte de los casos- de una importante costra salina. La adecuada estimación de estas pérdidas aporta un importante elemento del balance hidrológico, lo cual permite una mejor estimación del caudal posible de extraer sin agotar a largo plazo el recurso hídrico subterráneo.

Se han realizado algunas experiencias en Chile para medir la evaporación a través del suelo de salares, (a) en lisímetros: Toro (1967) en la Pampa del Tamarugal y en los últimos años CODELCO en el Salar de Atacama (no reportadas); y (b) midiendo las variaciones temporales de humedad en un perfil vertical de suelo por medio de una Sonda Neutrónica (Proyecto CHI-535, II Región, 1977). En la zona de Refresco, Toro indica una evaporación de 0,89 mm/día en Enero de 1967, para un nivel freático de 0,90 m de profundidad y en suelo arenoso prácticamente sin "costra".

El objetivo principal de la presente investigación ha sido introducirse en forma preliminar en el estudio del proceso de evaporación en salares, con la finalidad de plantear una metodología de trabajo que pudiera servir para planificar futuras campañas de medición de los parámetros y variables de interés, en suelos inalterados de la zona norte del país. Para tal efecto, se estudia el proceso de evaporación por medio de la teoría clásica de escurrimiento en medios no saturados. Los valores de evaporación obtenidos en la presente investigación, sólo tienen el carácter de provisorios y se plantean exclusivamente para fines de comparación con mediciones anteriores.

La zona objeto del estudio corresponde al Salar de Bellavista, en la Provincia de Iquique-I Región, ubicada entre los paralelos 20°40' y 20°50' y los meridianos 69°30' y 69°40' aproximadamente.

Este salar corresponde a una de las grandes zonas de descarga del agua subterránea de la Pampa del Tamarugal hacia la atmósfera, con profundidades del nivel estático comprendidas entre algunos centímetros y 25 metros. Las oscilaciones mensuales del nivel estático son de escasa magnitud: para casi todos los pozos de observación existentes es menor de 0,10 m, llegando en algunos a 0,20 m.

2. ECUACIONES QUE DESCRIBEN EL FLUJO EN MEDIOS PERMEABLES NO SATURADOS : HIPOTESIS SIMPLIFICATORIAS

Las teorías que describen el transporte en medios permeables pueden ser clasificadas (Raats y Klute, 1969) como: molecular, microscópica y macroscópica. En el presente estudio se utiliza una escala macroscópica.

Un medio no saturado corresponde a una mezcla de tres fases: sólida, líquida y gaseosa. Se supondrá que cada estrato de suelo es homogéneo con respecto a sus propiedades físicas y que los fluidos conservan sus propiedades durante su trayectoria (o por lo menos en el tramo analizado). Es decir, se asume que el medio es inerte física y químicamente, excluyendo del análisis complicaciones adicionales tales como histéresis y efectos de coloides deformables.

El movimiento de humedad en la fase líquida en respuesta a gradientes de presión ha sido establecido por Darcy en 1856 -para un medio saturado, isotermal y de concentración constante de sustancias disueltas- y extendida en 1907 por Euckingham para suelos no saturados bajo gradientes de potencial mátrico.

Asumiendo que la evaporación es un flujo vertical en un medio no saturado y perpendicular a la superficie saturada del agua subterránea, las variaciones de temperatura atmosféricas pueden inducir gradientes de temperatura en las capas superiores del suelo y entonces activar algunos mecanismos de transferencia de humedad adicionales. Neppin y Globus (1969) identifican los siguientes mecanismos de transferencia termal de humedad: (a) convección del vapor; (b) difusión del vapor; (c) escape termal de vapor; (d) movimiento del líquido por termo-capilaridad.

laridad (variación de presión capilar y de tensión superficial); (e) transferencia líquida inducida por cambios del volumen del gas en los poros; (f) autodifusión térmica del líquido; (g) termo-osmosis del líquido; y (h) transferencia combinada líquido-vapor, la cual corresponde a múltiples ciclos evaporación-condensación que pueden estar acompañados además por movimiento capilar. Los autores indicados concluyen a su vez que el mecanismo (h) -estudiado por Philip y de Vries (1957)- tiene una importancia predominante.

Adicionalmente, Qayyum y Kemper (1962) indican que la tasa de evaporación desde un suelo puede ser modificada por la presencia de sales, induciendo movimiento líquido originado por gradientes de presión osmótica. Analizando este efecto en suelos no saturados, Letey et al (1969) señalan que el coeficiente que relaciona el flujo con los gradientes osmóticos es relativamente pequeño incluso para altas succiones del suelo, de modo que el movimiento generado no es significativo.

Despreciando el efecto de los gradientes osmóticos, las ecuaciones resultantes que describen el movimiento de humedad bajo gradientes combinados de humedad y temperatura (Philip y de Vries, 1957) son:

$$\bar{q}/\rho = -D_{\theta} \bar{\nabla} \theta - D_T \bar{\nabla} T - K \bar{i} \quad (1)$$

Por condición de continuidad se tiene que:

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \bar{\nabla} \cdot (D_{\theta} \bar{\nabla} \theta) + \bar{\nabla} \cdot (D_T \bar{\nabla} T) + \bar{\nabla} \cdot K \bar{i} \quad (2)$$

con

$$D_{\theta} = D_{\theta \text{ liq}} + D_{\theta \text{ vap}} \quad (3)$$

$$D_T = D_{T \text{ liq}} + D_{T \text{ vap}} \quad (4)$$

Para calcular la evaporación se supondrá el sistema en ré

gimen permanente (o en sucesivas etapas de régimen permanente), aunque un suelo real difícilmente lo está debido al ciclo atmosférico diario. En nuestro caso: $\bar{q}/\rho = E$ y $\bar{\nabla} = d/dz$; por lo cual,

$$E = -D_{\theta} \frac{d\theta}{dz} - D_T \frac{dT}{dz} - K \quad (5)$$

E es la tasa de evaporación en régimen permanente, por hipótesis igual al flujo de humedad hacia la superficie en cualquier profundidad. Integrando desde el nivel saturado del agua subterránea hasta la superficie del suelo, se obtiene que E es función de los siguientes parámetros:

- i) profundidad del nivel estático y flujos de calor en el suelo (Philip, 1957).
- ii) humedad relativa en la superficie del suelo (h_0). Sin embargo (Philip, 1957), E es prácticamente independiente de h_0 , excepto para un pequeño rango $h_0 > 0,99$.
- iii) temperaturas en el acuífero y en la superficie
- iv) propiedades hidráulicas y térmicas de transmisión del medio
- v) estratigrafía y secuencia estratigráfica (Hadas y Hillel, 1972)
- vi) condiciones de la superficie del suelo (Benoit y Kirkham, 1963).

Analizando lo anterior, puede deducirse que la evaporación desde superficies freáticas poco profundas puede darse en una de las dos formas siguientes:

- a) en suelos suficientemente húmedos, la tasa de evaporación es igual a la obtenida desde una superficie líquida (Philip, 1957; Gardner, 1958). Es decir, está gobernada por condiciones meteorológicas.
- b) en suelos suficientemente secos, la evaporación es independiente del potencial evaporativo externo y queda limitada por la tasa a la cual el suelo puede transmitir humedad a la superficie (Philip, 1957; Gardner, 1958).

En forma adicional se observa que, siendo la evaporación real igual a la tasa máxima de conducción hidráulica del suelo, un poste

rior aumento del potencial evaporativo externo puede reducir la tasa de evaporación. Este fenómeno es atribuido a factores tales como: flujos de calor en el suelo (Philip, 1957); histéresis en la superficie (Schleuse-ner y Corey, 1959; King y Schleusener, 1961); cambios en la conductivi- dad hidráulica en la zona donde se ubica el frente de evaporación debido a cambios estructurales por acumulación de sales (Qayyum y Kemper, 1962) y disminución de la conductividad hidráulica de la capa superficial por el aumento de la succión debido al secado del suelo (Hadas y Hillel, 1972).

Aunque el nivel estático sea lo suficientemente profundo como para que la evaporación quede definida por la capacidad de conduc- ción del suelo, estudios experimentales (Abramova, 1969) señalan que es posible observar fluctuaciones horarias debido a la fluctuación de tempe- raturas externas. La humedad se mueve desde el acuífero hacia la superfi- cie de evaporación, la cual se ubica dentro del perfil de suelo, desde donde una parte es conducida a la atmósfera como vapor (por gradientes de humedad) y otro porcentaje desciende en dirección opuesta al gradien- te de temperatura. Este vapor que desciende es condensado en las capas de suelos más fríos, removiendo sales solubles cristalizadas, e incorpo- rándose al flujo líquido ascendente. Esta circulación de humedad se ob- serva sólo en la zona del suelo donde se manifiestan fluctuaciones dia- rias de temperatura. Con el fin de evitar esta última complicación, se asume que el flujo neto ascendente en la zona del perfil bajo el espesor donde se observa un ciclo térmico diario importante, es aproximadamente igual a la tasa de evaporación del agua subterránea.

3. MEDICIONES EN TERRENO

La campaña en terreno se realizó en Enero de 1984, entre los días 17 y 20. Se efectuaron mediciones temporales de humedad y tem- peratura en 3 perfiles de suelo (ver fig 2 y 5) con profundidades del nivel freático de 1.72, 1.50 y 1.00 m (perfiles N° 1, N° 2 y N° 3 respectiva- mente), y mediciones del peso específico aparente en profundidad. Las me- diciones de humedad en profundidad se efectuaron con un Medidor Nuclear de Humedad TROXLER 104-A, previamente obtenidas las curvas de calibración (Galleguillos, 1984). Estas resultan de la regresión lineal entre la ta-

sa de recuento en el suelo y en el estándar versus el contenido de hume- dad. La humedad es determinada en muestras especialmente extraídas para tal efecto y analizadas en laboratorio por diferencia de pesadas entre condiciones naturales y después de secada 24 horas a 60°C (evitando extraer el agua de cristalización del yeso). Las mediciones de tempera- tura fueron realizadas en el Perfil 1 con sensores eléctricos previamen- te instalados. Las mediciones de densidad se efectuaron con un Medidor Nuclear de Densidad TROXLER 3401-B, utilizando la curva de calibración entregada por el fabricante.

Las variables atmosféricas medidas en la zona, con su variación temporal, fueron: (i) evaporación de tanque (tipo A), (ii) recorrido del viento en dos alturas (0,60 y 2,0 mts), (iii) temperatura media del aire ($Z = 2,0$ m), (iv) humedad relativa del aire ($Z = 0,50$ m) y (v) radiación solar incidente a nivel del suelo.

Adicionalmente se identificó la estratigrafía de los per- files y se analizaron las sales solubles cristalizadas (ver fig. 1). Se hace especial mención a que la denominación de los estratos es arbi- traria y determinada sólo por análisis textural cualitativo, ya que el gran porcentaje de sales presentes no permite una identificación tradi- cional.

4. DETERMINACION DE FUNCIONES Y PARAMETROS CARACTERISTICOS

4.1 CURVAS CARACTERISTICAS DE RETENCION DE HUMEDAD

La determinación de la relación entre el contenido de hume- dad líquida θ y la succión mátrica P es experimentalmente posible en procesos que representen aisladamente un proceso de humedecimiento (sor- ción) o un proceso de drenaje (desorción). Aceptando que la histéresis no introduce alteraciones significativas en la relación $P(\theta)$, se ha su- puesto que existe una función única determinada por la rama de drenaje.

El procedimiento para determinar pares de valores θ - P en laboratorio, consistió en saturar la muestra de suelo (con peso especí- fico seco similar al registrado en terreno) y drenar el agua aplicando

una presión externa constante por medio de Nitrógeno: cuando el flujo líquido cesa, se ha alcanzado el equilibrio. La presión aplicada representa la magnitud de la succión y la humedad remanente se determina por diferencia de pesos (a 60°C durante 24 horas). Los pares de valores finalmente adoptados corresponden a valores medios de tres reiteraciones.

Debido a que no es posible medir $P(\theta)$ en cada uno de los puntos de interés, diversos autores proponen variadas expresiones analíticas. Después de probar el ajuste logrado por varias de ellas, se seleccionó la propuesta por Visser (1969) con las siguientes hipótesis simplificatorias adicionales:

i) en suelo saturado $\theta = \theta_s$ y $P = 0$, entonces
porosidad total + porosidad aparente adicional = θ_s

ii) en suelo seco $\theta = \theta_r$ y $P \rightarrow \infty$, entonces: $\theta^m \rightarrow (\theta - \theta_r)^m$

Por lo cual la expresión de Visser se transforma en:

$$P = A \frac{(\theta_s - \theta)^n}{(\theta - \theta_r)^m} \quad (6)$$

en la cual hay que determinar los parámetros del suelo A , m , n , θ_r y θ_s . La humedad de saturación (θ_s) fue obtenida directamente por el método gravimétrico señalado. La humedad residual (θ_r) ha sido obtenida utilizando la expresión de Brooks y Corey (1964), de acuerdo a la metodología descrita por Mualem (1976). Los parámetros A , m y n se obtienen minimizando las diferencias al cuadrado entre los valores experimentales y los entregados por (6). Las tablas 1 y 2 presentan los parámetros optimizados, y la representación gráfica del ajuste logrado se muestra en la fig. 7.

4.2 PERMEABILIDAD NO SATURADA $K(\theta)$

Las técnicas y métodos para estimar la permeabilidad no saturada, pueden ser clasificadas (Bower, 1964) como: métodos en régimen permanente, impermanente y computacionales; siendo todos éstos en gene-

ral determinaciones en laboratorio y con suelos alterados. Para los suelos de interés se ha seleccionado un método computacional, el cual evalúa $K(\theta)$ a partir de la curva característica de humedad del suelo determinada en laboratorio y de las variaciones temporales de humedad y temperatura registradas en terreno. Además, se hace uso de los conceptos de permeabilidad específica o intrínseca K_s y de permeabilidad relativa $K_r(\theta)$, de modo que sea posible representar en forma independiente las propiedades del fluido, del medio poroso y sus condiciones de humedad. La permeabilidad no saturada será entonces:

$$K(\theta) = \frac{\gamma}{\mu} \cdot K_s \cdot K_r(\theta) \quad (7)$$

A continuación se determinan cada uno de estos términos.

4.2.1 PROPIEDADES FÍSICAS DEL FLUIDO LIQUIDO (γ, μ, σ). Como el mayor porcentaje de macroelementos químicos del agua subterránea corresponde a Cl^- y Na^+ (ver tabla 3), se supondrá que los parámetros físicos del fluido en la zona no saturada quedan determinados principalmente por el Cloruro de Sodio (considerando que la totalidad de las sales son exclusivamente $NaCl$) y que el fluido no modifica su concentración de sales durante su trayectoria (o por lo menos en el tramo analizado).

4.2.2 PERMEABILIDAD RELATIVA $K_r(\theta)$. La fig. 8 muestra $K_r(\theta)$ calculada utilizando el ajuste analítico de la curva $P(\theta)$ y la expresión propuesta por Mualem (1976).

4.2.3 PERMEABILIDAD INTRINSECA K_s . Este parámetro es determinado utilizando (2), (7) y las variaciones temporales de humedad y temperatura registradas en terreno, con las hipótesis simplificatorias siguientes:

- análisis en un elemento de suelo homogéneo de espesor Δz
- sólo flujo líquido en la vertical
- variaciones lineales de humedad y temperatura en el elemento de suelo Δz .

En la fig 2B se aprecia que los gradientes de temperatura en los elementos de suelo limitados por dos mediciones de humedad consecutivas en la vertical, no son significativos. Es decir puede aproximarse $dT/dZ \approx 0$, por lo cual

$$K_s = \frac{(\gamma/\mu) \delta\theta/\delta t}{K_r(\theta) \frac{\delta^2 \theta}{\delta t^2} \left[\frac{\delta\theta}{\delta t} \right]^2 + \left[1 + \frac{\delta\theta}{\delta t} \frac{\delta K_r(\theta)}{\delta\theta} \right] \frac{\delta\theta}{\delta t}} \quad (8)$$

Esta ecuación es resuelta para un elemento de suelo representado por las siguientes variables auxiliares:

$$\text{humedad} : \theta^*(Z^*, t) = \frac{\theta(Z, t) + \theta(Z + \Delta Z, t)}{2}$$

$$\text{altitud sobre nivel estático: } Z^* = Z + \Delta Z/2$$

$$\text{temperatura: } T^* = \left[T(Z, t) + T(Z, t + \Delta t) + T(Z + \Delta Z, t) + T(Z + \Delta Z, t + \Delta t) \right] / 4$$

Aproximando las diferenciales a diferencias ($Z^* = \Delta Z/2$) y evaluando para $-\Delta Z^*$ y $+\Delta Z^*$ del punto de interés Z^* , se obtiene la tabla 4. Analizando estos valores y relacionándolos con las sales solubles totales cristalizadas en el elemento de suelo, se manifiesta una tendencia al aumento de la permeabilidad del suelo arenoso-limoso con los incrementos de sales, donde los iones dominantes son Na^+ y SO_4^{2-} . En los suelos arcilloso-limoso y limo-arcilloso no existen suficientes mediciones para verificar posibles modificaciones en la permeabilidad. Finalmente se adoptaron los valores representativos que se presentan en la tabla 5.

5. EVAPORACION DEL AGUA SUBTERRANEA A TRAVES DEL SUELO

Para integrar numéricamente la ec (5) ha sido necesario efectuar las siguientes simplificaciones adicionales:

- (i) suponer que existe continuidad de presiones en la superficie de separación entre dos estratos (Hadas y Hillel, 1972). Entonces se interpola linealmente la succión en ese punto y se calculan

las humedades correspondientes a los suelos en contacto por medio de la expresión de Visser.

- (ii) integrar a partir de la primera medición sobre el nivel saturado (las ecuaciones utilizadas divergen en humedades próximas a la saturación) hasta el punto donde comienzan a ser importantes las fluctuaciones térmicas diarias (aprox. 0,50 m bajo la superficie).

Los resultados obtenidos para las diversas horas de medición se presentan en la fig 10A, donde la numeración en el gráfico señala el perfil vertical de suelo. Se aprecia que en general la hipótesis de régimen permanente es adecuada, siendo la evaporación media diaria a través del suelo independiente de modificaciones en el poder evaporante de la atmósfera (ver fig 10B). Los resultados obtenidos son de 0,44 (s = 0,02 mm/día) y 0,60 mm/día (s = 0,03 mm/día) en los perfiles 2 y 3 respectivamente.

La tendencia general al aumento de la evaporación que se observa en el perfil 1 representa posiblemente el tránsito hacia el régimen permanente, después que las lluvias absolutamente extraordinarias registradas en la zona días anteriores (6,5 mm.) produjeron una redistribución de la humedad en las capas inferiores del suelo. Debido a que es posible que la tendencia se invierta una vez que la superficie esté lo suficientemente seca, no es posible extrapolar los valores obtenidos hasta el tiempo en el cual se alcance el equilibrio.

En el perfil 1, y en menor grado en los perfiles 2 y 3, se aprecia además un ciclo diario en la tasa de evaporación. La fig 10D presenta las variaciones en un día de medición, registradas en períodos de 4 horas, indicando la existencia de una relación directa con el poder evaporante de la atmósfera, pero con variaciones no muy significativas en la magnitud de la evaporación a través del suelo.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- La tasa de evaporación en los perfiles 2 y 3 (profundidad del nivel freático de 1,5 y 1,0 m respectivamente) del Salar de Bella -

vista es de 0,44 y 0,60 mm/día, resultado consistente con las mediciones lisimétricas de Toro (1967) en Refresco (Zona de Pintados).

- Comparando los resultados obtenidos con los de Toro, es posible indicar que la costra salina presente en los salares actúa reduciendo la tasa de evaporación a través del suelo. La costra salina y su espesor, probablemente sean función de la profundidad del nivel saturado. El proceso de formación de esta costra es posiblemente acelerado por el ciclo meteorológico diario que afecta las capas superiores del suelo.

- La tasa de evaporación desde suelos de salares está determinada principalmente por la capacidad de conducción de los suelos involucrados, siendo prácticamente independiente del "poder evaporante" de la atmósfera.

- La metodología propuesta es adecuada para estimar en forma indirecta, y con suelos inalterados, la evaporación media diaria a través del suelo de salares, donde la profundidad del nivel saturado sea mayor que la profundidad de penetración del ciclo térmico diario.

- Debido a la sensibilidad de los resultados a las curvas características de retención de humedad y permeabilidad no saturada de los suelos, es recomendable:

+ medir en terreno, en condiciones naturales, series de valores $P - \theta$ en forma independiente, definiendo así las relaciones $P(\theta)$.

+ verificar los valores de $K(\theta)$ obtenidos con la metodología propuesta, mediante algún método alternativo que represente adecuadamente el proceso real.

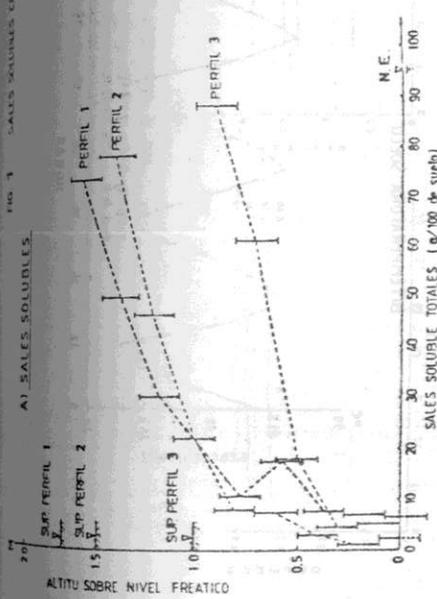
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abramova, M.M. (1969). Movement of Moisture as a Liquid and Vapour in Soils of Semi-Deserts. Water in the Unsaturated Zone, Proc. Wageningen Symp. IASH/AIHS-Unesco, Vol 2, pp 781-789.
- Benoit, G.R. y D. Kirkham (1963). The Effect of Soil Surface Conditions on Evaporation of Soil Water. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol 27, pp 495-507.
- Bower, H. (1964). Unsaturated Flow in Ground-Water Hydraulics. J. Hydraulics D., Proc. ASCE, Vol 9, NO HY 5, pp 121-144.
- Galleguillos, J. (1984). Calibración en Terreno Sonda Troxler 104-A. CCHEN, (inédito).
- Gardner, W.R. (1958). Some Steady-State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation with Application to Evaporation from a Water Table. Soil Sci., Vol 85, pp 228-232.
- Grilli, A. y R. Aravena (1985). Estimación por Métodos Indirectos de la Evaporación a través del Suelo de Salares, Informe Preliminar. Pub. E.H. 85/3, D.G.A.
- Hadas, A. y D. Hillel (1972). Steady-State Evaporation Through Non-Homogeneous Soils from a Shallow Water Table. Soil Sci., Vol 113, pp 65-73.
- King, L.G. y R.A. Schlegel (1961). Further Evidence of Hysteresis as a Factor in the Evaporation from Soils. J. Geophys. Res., Vol 66, pp 4187-4191.
- Letey, J., W.D. Kemper y L. Noonan (1969). The Effect of Osmotic Pressure Gradients on Water Movement in Unsaturated Soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol 33, pp 15-18.
- Mualem, Y. (1976). A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. Water Resour. Res., Vol 12 NO 3, pp 513-521.
- Nerpin, S.V. y A.M. Globus (1969). Non-isothermal Moisture Transfer in Unsaturated Soils. Water in the Unsaturated Zone, Proc. Wageningen Symp. IASH/AIHS-Unesco, Vol 2, pp 761-772.
- Philip, J.R. y D.A. de Vries (1957). Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients. Trans. Amer. Geophys. Union, Vol 38, pp 222-232.
- Philip, J.R. (1957). Evaporation and Moisture and Heat Fields in the Soil. J. Meteorol., Vol 14, pp 354-366.
- Qayyum, M.A. y W.D. Kemper (1962). Salt Concentration Gradients in Soils and their Effects on Moisture Movement and Evaporation. Soil Sci., Vol 93, pp 333-342.
- Raats, P.A.C. y A. Klute (1969). Development of Equations Describing Transport of Mass, Momentum and Energy in Soils. Water in the Unsaturated Zone, Proc. Wageningen Symp. IASH/AIHS-Unesco, Vol 2, pp 535-546.
- Schlegel, R.A. y A.T. Corey (1959). The Role of Hysteresis in Reducing Evaporation from Soils in Contact with a Water Table. J. Geophys. Res., Vol 64, pp 469-475.
- Toro, J.M. (1967). Evaporación de Distintos Tipos de Suelos de la Pampa del Tamarugal. CORFO (inédito).
- Visser, W.C. (1969). An Empirical Expression for the Desorption Curve. Water in the Unsaturated Zone, Proc. Wageningen Symp., Vol 1, pp 329-335.

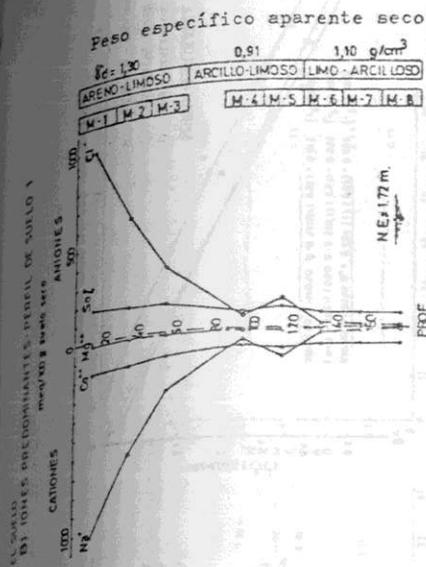
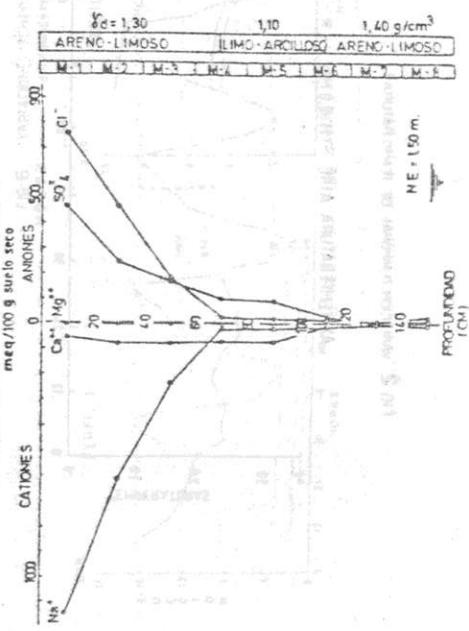
8. EXEMPLOCTIA

- a [L^3 de aire/ L^3]: contenido volumétrico de aire en el medio
- C_v : coeficiente de variación (desviación estándar / promedio)
- D_m [$L^2 T^{-1}$]: difusividad molecular del vapor de agua en el aire
- D_{θ} [$L^2 T^{-1}$]: difusividad térmica de humedad del suelo
- D_T [$L^2 T^{-1} oc^{-1}$]: difusividad térmica de humedad del suelo
- $D_{\theta lq}$ ($= K \lambda \rho / \Delta m$): difusividad de humedad líquida [$L^2 T^{-1}$]
- $D_{\theta vap}$ ($= \frac{D_m \rho_{\theta} \rho_{\theta} \rho_{\theta}}{h \rho (1 - \rho_{\theta} \rho_{\theta})}$): difusividad de humedad gaseosa [$L^2 T^{-1}$]
- $D_{\theta liq}$ ($= K \lambda \rho \frac{d \theta}{d T}$): difusividad térmica de la humedad líquida [$L^2 T^{-1} oc^{-1}$]
- $D_{\theta vap}$ ($= \frac{D_m \rho_{\theta} \rho_{\theta} \rho_{\theta}}{h \rho (1 - \rho_{\theta} \rho_{\theta})}$): difusividad térmica de la humedad líquida [$L^2 T^{-1} oc^{-1}$]
- E [$L T^{-1}$]: tasa de evaporación desde el suelo
- R [$L T^{-2}$]: aceleración de gravedad
- h : humedad relativa
- i : vector unitario
- K [$L T^{-1}$]: permeabilidad intrínseca; depende de la matriz de suelo.
- K_s [L^2]: permeabilidad relativa; depende del grado de humedad líquida de la matriz de suelo.
- K_r : función empírica; resulta de la interacción del agua con los campos de fuerzas adsorbtivas de las superficies de las partículas sólidas.
- P [$HT^{-2} L^{-2}$]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- R [$L^2 T^{-2} oc^{-1}$]: constante del gas vapor de agua
- a : densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- T [oc]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- \bar{z} [L]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- α ($= \rho_{\theta} \rho_{\theta}$): densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- β ($= \rho_{\theta} \rho_{\theta}$): densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- γ [$HT^{-2} L^{-2}$]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- ϕ ($= \rho / \rho$): densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- μ [$HT^{-1} T^{-1}$]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- ρ : densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- ρ_l [m^{-3}]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- ρ_v [m^{-3}]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- σ [m^{-2}]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- ρ [L^3 de agua/ L^3]: densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- θ_r : densidad del flujo de transferencia de la humedad.
- θ_s : densidad del flujo de transferencia de la humedad.

FIG. 3 SALES SOLUBLES



C) IONES PREDOMINANTES - PERFIL DE SUELO 2



D) IONES PREDOMINANTES - PERFIL DE SUELO 3

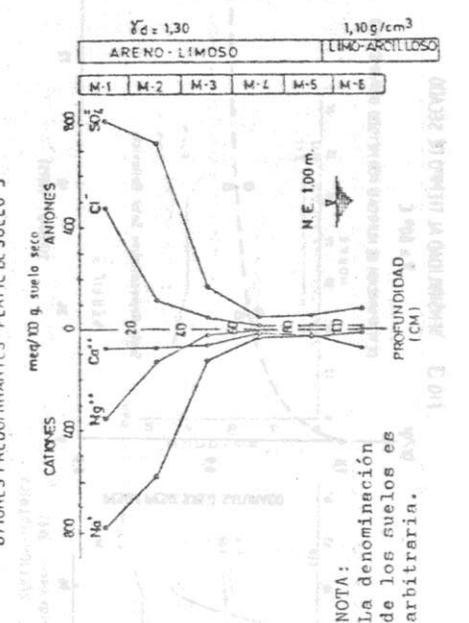


FIG 2 VARIACION TEMPORAL DE TEMPERATURAS

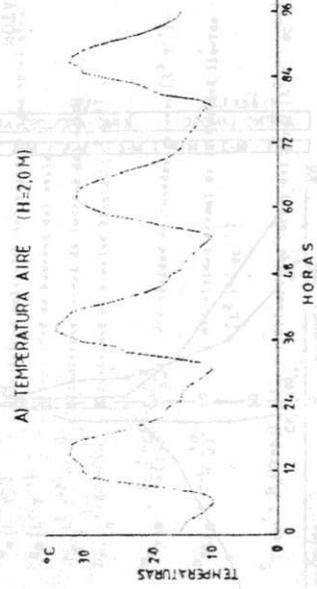
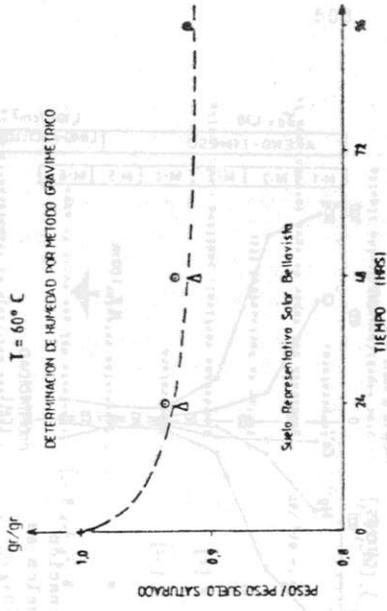


FIG 3 SENSIBILIDAD AL TIEMPO DE SECADO



B) TEMPERATURA SUELO

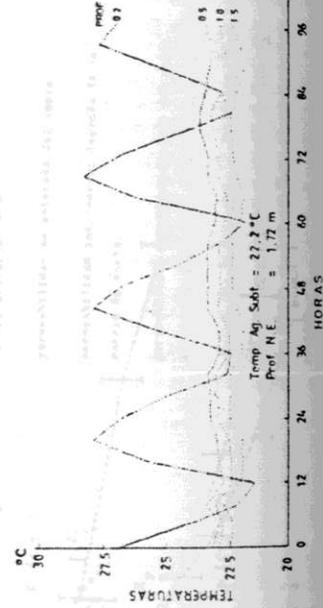


FIG 4 CURVAS DE CALIBRACION SONDA TROXLER 104-A SALAR DE BELLAVISTA - PAMPA DEL TAMBORAL

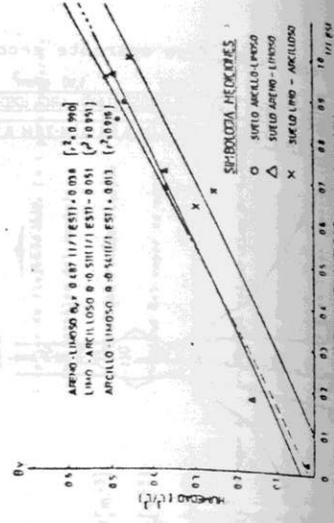


FIG 5 VARIACIONES TEMPORALES DE HUMEDAD DEL SUELO

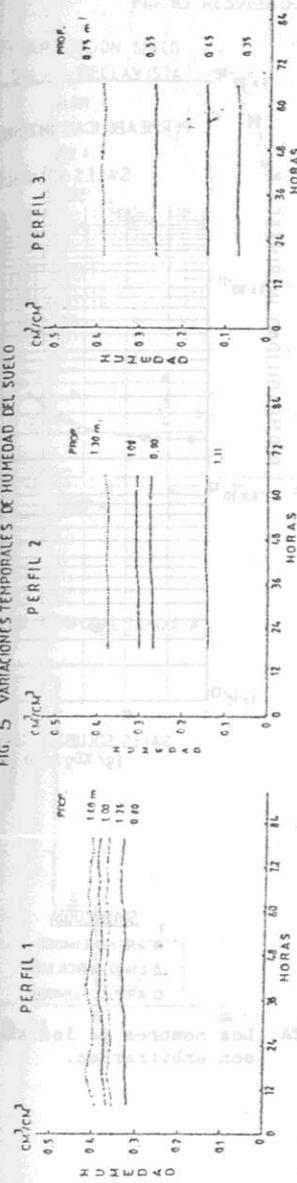
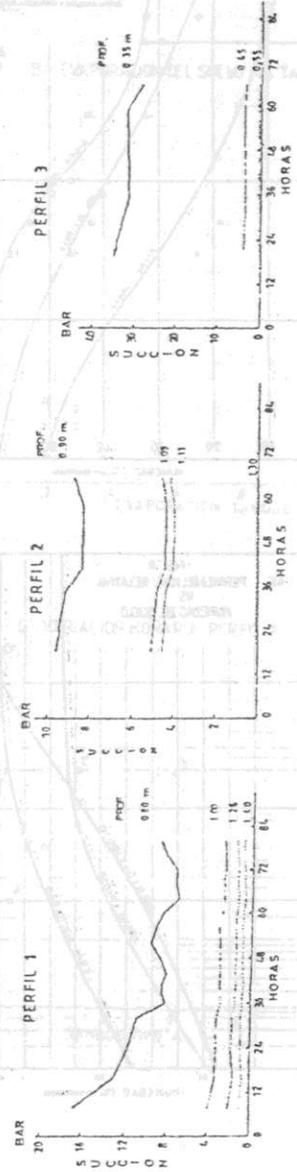
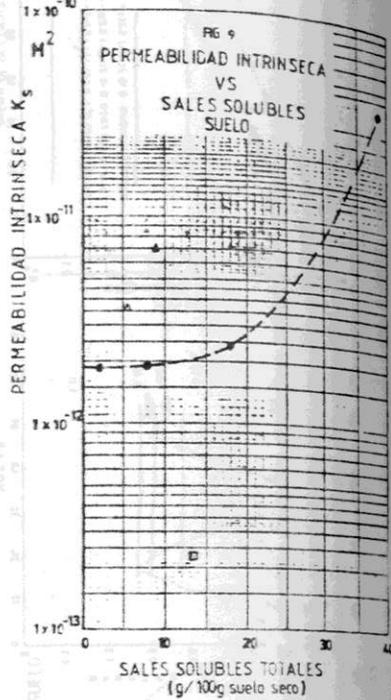
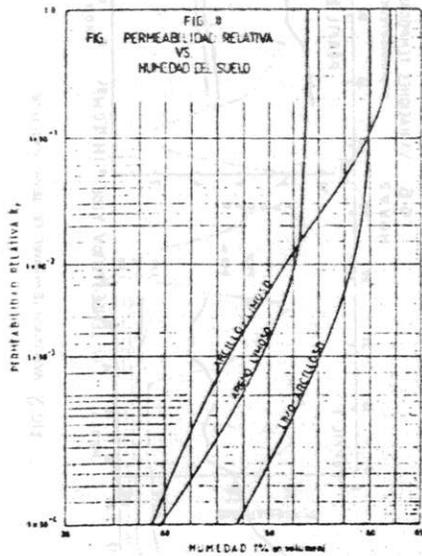
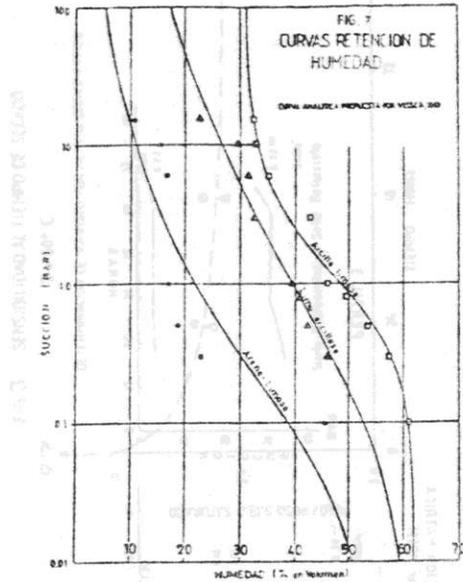


FIG 6 VARIACIONES TEMPORALES SUCCION MATRICA empleando relación de Visser (1989)

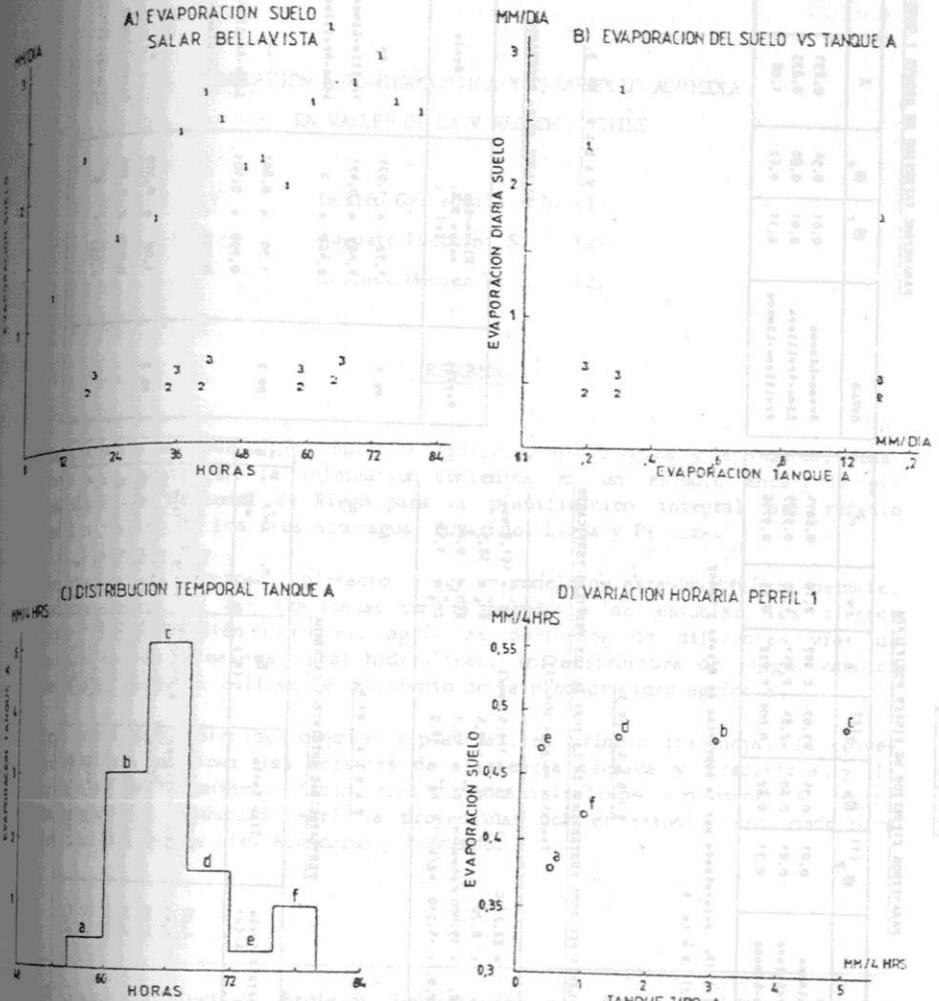




SIMBOLOGIA
 ● ARENO-LIMOSO
 ▲ LIMO-ARCILLOSO
 □ ARCILLO-LIMOSO

NOTA: Los nombres de los suelos son arbitrarios.

FIG. 10 RESULTADOS OBTENIDOS



PARAMETROS EXPRESION DE VIESSER MODIFICADA

TIPO DE SUELO	θ_r (1)	θ_a	z (2)	r^2
Areno-Limoso	0,01	0,34	-3,07	0,6074
Limo-Arcilloso	0,01	0,60	-2,86	0,5387
Arcilloso-Limoso	0,31	0,62	0,006	0,4796

Obs.: (1) θ_r determinado por la expresión de Brooks y Corey
 (2) $z = \ln A$

T.A.B.L.A. No. 2.

ANÁLISIS DEL AGUA SUBTERRANEA EN LA ZONA DE LOS PERFILES VERTICALES

(muestras en pozos DCA-233)

T	= 22,2 °C	N_k	= 125,9 meq/l	Cl^-	= 161,8 meq/l
pH	= 8,70	K^+	= 17,4	SO_4^{2-}	= 38,5
C.E.	= 19.000 μ hos/cm	Ca^{2+}	= 43,1	RCD ₅₀	= 0,00
S.T.D.	= 14,710 me/l	Mg^{2+}	= 18,9	CO_3^{2-}	= 1,44

T.A.B.L.A. No. 4.

PERMEABILIDAD INTRINSECA: ATURBADA

Profundidad Suelo D (m)	Tipo Suelo	K_g (m ²)	K_g DIN	PERFIL
0,00	Arcillo-Limoso	$2,27 \times 10^{-13}$	11×10^{-14}	1
1,26	Limo-Arcilloso	$6,80 \times 10^{-12}$	15×10^{-14}	1
1,90	Limo-Arcilloso	$3,6 \times 10^{-12}$	18×10^{-14}	2
1,31	Areno-Limoso	$1,8 \times 10^{-12}$	18×10^{-14}	3
0,35	Areno-Limoso	$3,8 \times 10^{-12}$	15×10^{-14}	3
0,35	Areno-Limoso	$2,4 \times 10^{-12}$	18×10^{-14}	3
0,75	Areno-Limoso	$1,90 \times 10^{-12}$	15×10^{-14}	3

PARAMETROS EXPRESION DE BROOKS Y COREY

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_a - \theta_r} = \left(\frac{p}{p_c} \right)^{-\lambda}$$

TIPO DE SUELO	θ_r	θ_a	λ	$\frac{p_c}{\rho g}$	r^2
Areno-Limoso	0,01	0,34	0,231	0,010	0,4037
Limo-Arcilloso	0,01	0,60	0,233	0,208	0,7920
Arcilloso-Limoso	0,31	0,62	1,08	0,804	0,9718

T.A.B.L.A. No. 3.

VALORES DE K_a ADOPTADOS

Perfil	Elevación sobre N.R.	Suelo	K_a (m ²)
No 1	1,72 = 1,071 1,069 = 0,471 0,469 = 0	-- Arcillo-Limoso Limo-Arcilloso	no confiable $2,28 \times 10^{-13}$ $6,89 \times 10^{-12}$
No 2	1,50 = 0,801 0,799 = 0,401 0,399 = 0	-- Limo-Arcilloso Areno-Limoso	no confiable $3,61 \times 10^{-12}$ $1,88 \times 10^{-12}$
No 3	1,00 = 0,500 0,500 = 0,101 0,099 = 0	-- Areno-Limoso Limo-Arcilloso	no confiable $1,89 \times 10^{-12}$ $5,61 \times 10^{-12}$

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
 VII CONGRESO NACIONAL

SIMULACION AGRO-HIDROLOGICA Y DESARROLLO AGRICOLA
 EN VALLES DE LA V REGION - CHILE

- Gastón Galleguillos B. (1)
 Augusto Lucchini S. (2)
 Gustavo Méndez T. (2)

RESUMEN

Se presenta un modelo de simulación agrícola, hidrológica y económica, construido a partir de la información contenida en un estudio encargado por la Comisión Nacional de Riego para la planificación integral del regadío de los valles de los ríos Aconcagua, Putaendo, Ligua y Petorca.

Dentro de las numerosas aplicaciones que un modelo de esta naturaleza permite, se da cuenta de las realizadas con el propósito de estudiar los efectos sobre la producción e ingreso agrícolas derivados de diferentes vías de acción en las áreas de obras hidráulicas, infraestructura de riego, cambios de estructuras de cultivos e incremento de la productividad agrícola.

Los resultados obtenidos conducen a plantear, en primera instancia, la conveniencia de acentuar las acciones de asistencia técnica y crediticia, y la creación de mecanismos financieros y administrativos, con miras a lograr las metas de producción agrícola proyectadas por el estudio mencionado para los valles de los ríos Aconcagua y Putaendo.

- (1) Ingeniero Civil. Profesor Investigador del Depto. de Obras Civiles de la Universidad Técnica Federico Santa María. Valparaíso-Chile.
 (2) Ingeniero Civil. Investigador Ayudante del Depto. de Obras Civiles de la Universidad Técnica Federico Santa María. Valparaíso-Chile.