



150.605



ESTUDIO DE LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO:
UTILIZACION DE ISOTOPOS AMBIENTALES

Publ. S.D.E.H. 90/2

CURSO REGIONAL AVANZADO SOBRE EL EMPLEO
DE ISOTOPOS AMBIENTALES EN HIDROLOGIA

ARCAL XIII RLA/8/014
O.I.E.A./C.CH.E.N./G.S.F.
23 de Abril al 11 de Mayo
1990

M

O

P

DGA
DEPARTAMENTO
DE HIDROLOGIA
SUB-DEPTO. ESTUDIOS
HIDROLOGICOS

ISO-605

c.1

REPUBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS
DIRECCION GENERAL DE AGUAS

ESTUDIO DE LA ZONA NO SATURADA:
UTILIZACION DE ISOTOPOS AMBIENTALES

Alejandro Grilli D-F
Ing. Civil

Santiago de CHILE
Abril, 1990

I N D I C E

	Pág.
1. INTRODUCCION	1
2. TEORIA FISICA MACROSCOPICA DE FLUJO: ENFOQUE CLASICO	2
2.1 Flujo de Humedad	2
2.1.1. Flujo líquido bajo gradientes de succión mátrica	2
2.1.2. Efecto de los solutos sobre el flujo líquido	4
2.1.3. Flujo de humedad producido por gradientes de temperatura	5
2.1.4. Transferencia simultánea de humedad y calor en medios permeables no saturados	9
2.2 Coeficientes Fenomenológicos	11
2.2.1. Conductividad hidráulica no saturada	11
2.2.1.1. Mediciones experimentales directas	11
2.2.1.2. Modelos analíticos	13
2.2.1.3. Curva humedad-potencial mátrico	13
2.2.2. Conductividad térmica no saturada	15
2.2.3. Capacidad térmica	17
2.3 Bibliografía	18
3. APLICACIONES: ENFOQUE CLASICO	20
3.1 Infiltración	20
3.2 Evaporación	23
3.2.1. Balance de Energía en Suelos Húmedos	23
3.2.2. Balance de Energía en Suelos Secos	25
3.2.2.1. Régimen Transiente	25
3.2.2.2. Régimen Permanente	29
3.3 Bibliografía	31
4. TECNICAS ISOTOPICAS EN LA ZONA NO SATURADA	32
4.1 Mediciones de Humedad del Suelo: Sonda de Neutrones	32
4.2 Infiltración	36
4.2.1. Determinación del flujo de humedad por medio de trazadores isotópicos	36

	Pág.
4.2.2. Utilización de isótopos estables en el estudio de la infiltración	40
4.3. Evaporación	42
4.4 Bibliografía	60

1. INTRODUCCION

El presente apunte corresponde al tema "Uso de Isótopos Ambientales en el Estudio de la Zona No Saturada", incluido en el "Curso Regional Avanzado Sobre el Uso de Técnicas Isotópicas en Hidrología", evento organizado por el Organismo - Internacional de Energía Atómica (OIEA-Viena) y la Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN).

Resulta importante destacar que el tema que se presenta es abordado des de aquellos aspectos que interezan particularmente a la Ingeniería Hidrológica. Frente a un problema determinado, ésta puede recurrir a diversas técnicas de análisis y solución.

Los problemas clásicos de estudio en la zona no saturada del suelo, corresponden a la determinación del flujo de humedad, en especial la infiltración y la evaporación del agua subterránea dentro del perfil de suelo. El uso de isótopos ambientales constituye una de las técnicas que han probado ser de gran utilidad en esta área.

Considerando lo anteriormente expuesto, el objetivo del Apunte es pre - sentar el uso de técnicas isotópicas en la solución de problemas de cuantificación de flujos de infiltración y evaporación (Capítulo 4). No obstante, se ha estimado necesario entregar previamente algunas nociones sobre las bases conceptuales utilizadas por las técnicas tradicionales de física de suelos y de hidráulica en medios permeables no saturados (Capítulo 2), así como una descripción cualitativa de los procesos estudiados (Capítulo 3).

2. Teoría Física Macroscópica de Flujo: Enfoque Clásico.

Las teorías que describen el transporte de humedad en medios permeables pueden ser clasificadas (Raats y Klute, 1969) como: molecular, microscópicas y macroscópica. El enfoque molecular es utilizado para el análisis de la absorción (adsorción) sobre superficies. En el enfoque microscópico, cada fase de un medio permeable es analizada separadamente, estando su principal dificultad práctica en la compleja geometría que presentan las fases de los sistemas reales.

En el enfoque macroscópico el medio permeable es analizado como una mezcla homogénea, presentando las 2 siguientes ventajas principales:

- a) Los modelos físico-matemáticos macroscópicos pueden ser representados por medio de ecuaciones diferenciales, las cuales pueden ser resueltas por métodos analíticos o numéricos.
- b) La gran mayoría de las mediciones que se efectúan tradicionalmente, son efectuadas en el nivel macroscópico (por ejemplo: tensiómetros, termocuplas de suelo, contenido de humedad, etc.).

En el presente apunte de estudio se utiliza un enfoque o escala de análisis macroscópica.

En un medio permeable, el movimiento del agua puede darse en dos formas generales:

- i) Transferencia de agua en el suelo no saturado, es decir, movimiento de agua en la zona de aireación, y
- ii) Movimiento de agua en la zona saturada.

2.1. FLUJO DE HUMEDAD.

Un medio permeable no saturado corresponde a una mezcla de 3 fases: sólida, líquida y gaseosa. La matriz sólida es tradicionalmente asumida inerte física y químicamente, dejando fuera del análisis complicaciones adicionales tales como coloides deformables o matriz soluble en el fluido que se desplaza a través de ella. El movimiento del agua o humedad en el suelo no saturado puede presentarse en dos fases: vapor o líquido; respondiendo a diversos gradientes que inducen el movimiento, tales como: gradientes de presión o succión, gradientes de temperatura, gradientes osmóticos, efecto de la gravedad y cambios en la temperatura del suelo.

2.1.1. Flujo líquido bajo gradientes de succión mátrica.

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 por E. Buckingham (1907) para suelos no saturados bajo gradientes de potencial mátrico, teoría posteriormente examinada por L. A. Richards (1931). En lo fundamental, esta extensión a flujo no saturado consiste en asumir que la conductividad hidráulica o permeabilidad K definida por Darcy es ahora una función de la altura de succión o potencial mátrico (ψ); es decir $K = K(\psi)$; por lo que:

$$q = - K(\psi) \cdot \nabla \phi$$

Donde, q es el flujo de humedad líquida y $\nabla \phi$ es el gradiente de potencial que incluye las componentes gravitacional (z) y de succión mátrica (ψ)

NOTA: En general, el potencial de presión negativo es el resultado del efecto combinado de dos mecanismos: capilaridad y absorción; los cuales se presentan en un estado de equilibrio interno, de tal forma que uno no puede ser modificado sin afectar al otro. Por estos motivos, se denomina potencial mátrico (o succión mátrica, si se desea, o presión negativa) al efecto total resultante de la afinidad del agua a la matriz de suelo, incluyendo conjuntamente sus poros y la superficie de las partículas.

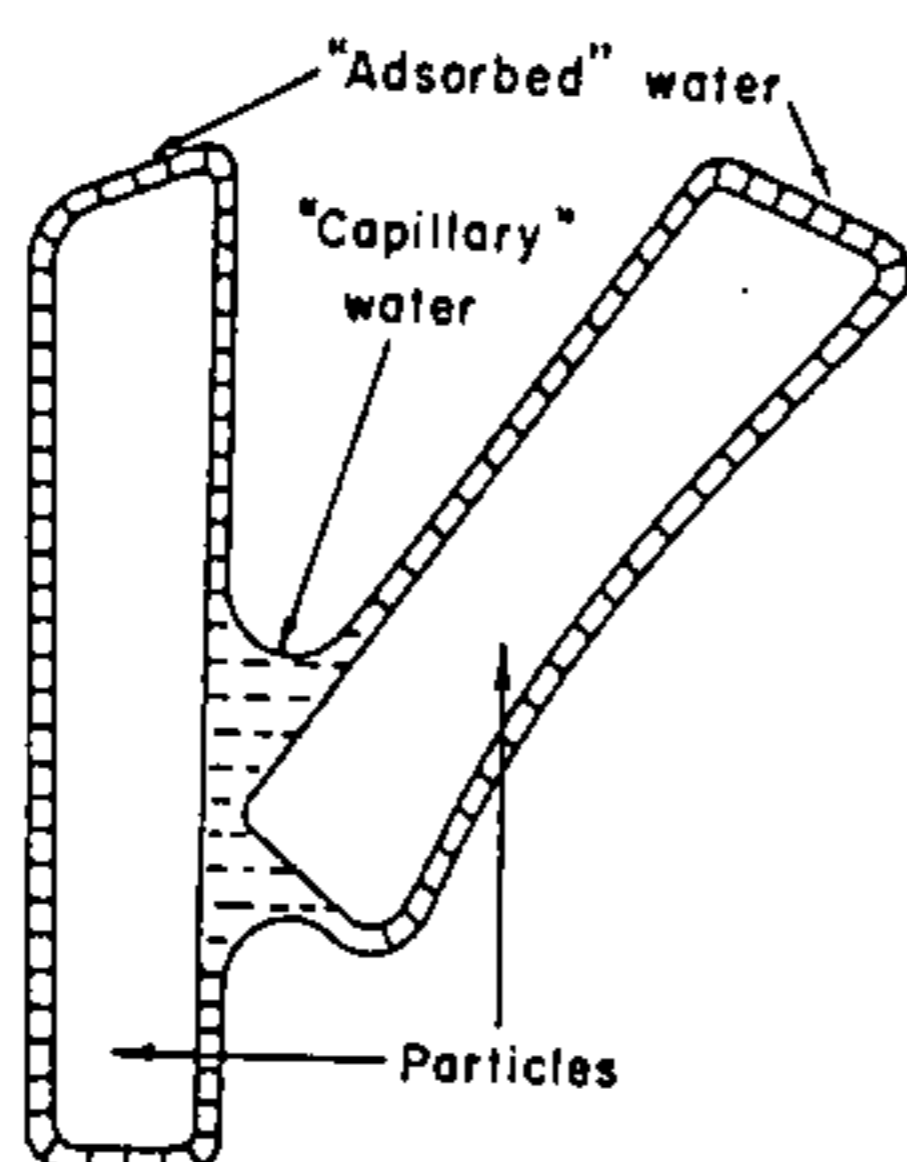


Fig. 1. El agua en la zona no saturada está sometida a capilaridad y absorción, cuyo efecto combinado produce la succión mátrica.

Esta expresión es difícil de aplicar en procesos prácticos que involucran humedecimiento y drenaje, ya que la función $K(\psi)$ es altamente histerética. Sin embargo, la conductividad hidráulica relacionada con la humedad volumétrica $K(\theta)$ o con el grado de saturación $K(s)$ se ve afectada por la histéresis en mucho menor grado que $K(\psi)$. Entonces, la ley de Darcy para suelos no saturados puede ser planteada:

$$q = -K(\theta) \cdot \nabla \phi$$

la cual, sin embargo, deja aún pendiente el problema de la histéresis entre ψ y θ

Para obtener la ecuación general de flujo, se aplica el principio de continuidad:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= -\nabla \cdot q \\ &= \nabla \cdot [K(\psi) \cdot \nabla \phi] = \nabla \cdot [K(\psi) \cdot \nabla (\psi - z)] \end{aligned}$$

Como ∇z es cero para el flujo horizontal e igual a la unidad para el flujo vertical, la ecuación anterior se puede reescribir:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot [K(\psi) \cdot \nabla \psi] + \frac{\partial K}{\partial z}$$

Aplicando la regla de la cadena para expandir las derivadas y dejar las expresiones en función de la humedad volumétrica (θ) e induciendo el concepto de Difusividad Hidráulica $D(\theta)$, se obtiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [D(\theta) \nabla \theta] + \frac{dK(\theta)}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

2.1.2. Efecto de los solutos sobre el flujo líquido.

Existe suficiente evidencia experimental para afirmar que los gradientes de potencial osmótico pueden inducir un flujo de agua a través de una membrana semipermeable (selectiva), la cual actúa restringiendo el paso de las moléculas o iones del soluto. Entonces, si la matriz de suelo puede restringir el paso de diferentes solutos (en su movimiento relativo con la humedad líquida que actúa como solvente), el suelo actuaría de igual forma que una membrana semipermeable.

Si el paso de los solutos es completamente impedido por la matriz sólida, la diferencia de potencial osmótico produce un flujo líquido equivalente al causado por un gradiente de potencial mátrico de igual magnitud:

$$q = -K(\psi) \cdot \nabla \phi - L_{PD} \cdot \nabla \pi$$

donde, π : potencial osmótico, definido como

$$\pi = \frac{RT}{V} \cdot \ln\left(\frac{p}{p_0}\right); \quad (= y \cdot c \cdot RT)$$

- R : constante universal de los gases
 T : temperatura absoluta
 V : volumen molar de agua
 p : presión de vapor de la solución
 p₀ : presión de vapor del agua pura
 c : concentración de sales
 y : coeficiente osmótico del soluto.

L_{PD} : coeficiente que relaciona el flujo de agua con los gradientes de presión osmóticos

$$L_{PD} = \frac{K(\psi)}{\rho g}$$

- ρ : densidad de la solución
 g : aceleración de gravedad

Sin embargo, no es realista asumir que la matriz de suelo es absolutamente impermeable a los solutos. Considerando que el suelo ejerce una restricción parcial, el coeficiente L_{PD} es modificado en la siguiente forma:

$$L_{PD} = \frac{F_0 \cdot K(\psi)}{\rho g}$$

donde F₀ es un factor de eficiencia osmótica, o coeficiente de reflexión, el cual representa una fracción de selectividad de la membrana. Un valor unitario indica una selectividad total; es decir, permeable al solvente pero impermeable a los solutos. Un valor igual a cero representa a una membrana permeable a los solutos y al solvente.

Antecedentes experimentales (Letey, Kemper y Noonan, 1969) muestran que en las cercanías de la saturación (succiones menores que 0,5 bar) el flujo de agua producida por gradientes osmóticos es generalmente menor al 4% (F₀ menor a 0,04) del flujo de agua originada por gradientes de potencial mátrico de igual magnitud. La conclusión es que, para propósitos prácticos, el flujo de agua producida por gradientes osmóticos puede ser despreciado cuando el suelo presenta un nivel de humedad cercano a la saturación (succiones bajas).

Para succiones altas (es decir, cuando el suelo se encuentra muy seco) y comparado con los gradientes de potencial mátrico, los gradientes de potencial osmótico se vuelven importante en producir flujo de humedad. Sin embargo bajo estas condiciones de sequedad, ninguna fuerza (o potencial) es efectiva en producir un flujo de agua significativo.

2.1.3. Flujo de humedad producido por gradientes de temperatura.

Las variaciones de temperatura en la superficie del terreno induce gradiente

tes de temperatura en las capas superiores del suelo, activándose algunos mecanismos que pueden producir un flujo de humedad. Nerpin y Globus (1969) identifican los siguientes mecanismos de transferencia termal de humedad:

- a) Convección del vapor. Las diferencias de densidades entre el aire frío y caliente induce un flujo convectivo de vapor de agua.
- b) Difusión del vapor. Cuando el contenido de humedad es mayor que el correspondiente al punto de saturación, la humedad relativa del vapor contenido en el suelo es aproximadamente igual a la unidad. Entonces, la presión parcial del vapor de agua queda determinada principalmente por la temperatura, por lo que los gradientes de temperatura inducen una difusión del vapor en la dirección de las temperaturas más bajas.
- c) Deslizamiento termal del vapor. En poros con una radio aproximadamente igual a una molécula de vapor de agua ($\sim 10^{-5}$ cm), puede presentarse un deslizamiento termal del vapor, resultando en una transferencia de humedad en la dirección de las mayores temperaturas. No obstante, este proceso no es importante porque normalmente los micro-capilares no son suficientemente largos y también porque los poros más finos son los últimos en desprender agua.
- d) Termocapilaridad. Los gradientes de temperatura están acompañados por gradientes de la tensión superficial en la interfase agua-aire. La existencia de este último gradiente puede producir dos tipos de flujo de la fase líquida por termocapilaridad: i) originado por variación de la presión capilar y ii) originado por gradientes de la tensión superficial.
- e) Transferencia líquida inducida por el cambio de volumen de las burbujas de aire contenidas en los poros, lo cual es producido por variaciones de temperatura.
- f) Autodifusión térmica de la fase líquida, en dirección a las zonas de menores temperaturas.
- g) Termo-osmosis de la fase líquida.
- h) En suelos parcialmente saturados, la humedad transferida termalmente pasa a través de zonas ocupadas tanto por líquido como por aire. Durante este proceso de transferencia, ocurren múltiples ciclos de evaporación-condensación y ellos se ven acompañados también por movimiento capilar en forma de cuña y de lámina. Este mecanismo ha sido analizado por Philip y de Vries (1957), quienes fueron los primeros en observar que los gradientes de temperatura en el agua puede ser mayor que los gradientes de temperatura en el medio. Ambos factores combinados pueden aumentar considerablemente la velocidad de este flujo de humedad (vapor-líquido) en serie-paralelo, de forma tal que puede ser 7-8 veces mayor que el flujo por simple difusión de vapor.

De todos los mecanismos enunciados de transferencia termal de humedad, el mecanismo (h) -estudiado por Philip y de Vries- tiene una importancia predominante.

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 Vries, 1957; y De Vries, 1958), son:

Flujo líquido:

$$\frac{\vec{q}_l}{\rho_w} = -D_{\theta_l} \cdot \nabla \theta - D_{T_l} \cdot \nabla T - K(\theta) \hat{k}$$

Flujo gaseoso:

$$\frac{\vec{q}_v}{\rho_w} = -D_{\theta_v} \cdot \nabla \theta - D_{T_v} \cdot \nabla T$$

$$\text{Flujo total de humedad} = \frac{\vec{q}_l}{\rho_w} + \frac{\vec{q}_v}{\rho_w}$$

Por continuidad (De Vries, 1958):

$$\left[1 + \frac{D_{\theta_v}}{\alpha \gamma D_{atm}} - \frac{\rho_v}{\rho_w} \right] \frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \left[\frac{(s - \theta_l) h / \beta}{\rho_w} \right] \frac{\partial T}{\partial t} =$$

$$= \nabla \cdot (D_{\theta} \cdot \nabla \theta) + \nabla \cdot (D_T \cdot \nabla T) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

donde,

$$D_{\theta} = D_{\theta_l} + D_{\theta_v}$$

$$D_T = D_{T_l} + D_{T_v}$$

D_{T_l} : difusividad termal del líquido

D_{T_v} : difusividad termal del vapor

D_{θ_l} : difusividad isoterma del líquido

D_{θ_v} : difusividad isoterma del vapor

q_l , q_v : flujos de humedad líquida y gaseosa respectivamente (gr/cm²/seg).

θ_l : humedad volumétrica líquida

ρ_w : densidad del agua líquida.

θ_v : humedad volumétrica gaseosa en el medio

ρ_v : densidad del vapor de agua (= h ρ_o)

α : Factor de tortuosidad para difusión de gases en el suelo.

S : porosidad del medio permeable

h : humedad relativa; $h = \exp [g\psi/RT]$

$\beta = d\rho_0/dT$

ρ_0 : densidad del vapor de agua saturado.

D_{atm} : coeficiente de difusión molecular del vapor de agua en el aire, cm^2/s

$$D_{atm} = 0,2272 \left[(T + 273) / 273 \right]^{1,394} \cdot 76 / P_{atm}$$

P_{atm} : presión atmosférica en la zona en estudio, cm. Hg

γ : factor de flujo de masa

$$\gamma = P_{atm} / \left[P_{atm} - h \cdot \rho_0 \cdot R (T+273) / M_w \right]$$

R : constante universal de los gases

T : temperatura

M_w : peso molecular del agua

$$D_{T_l} = K(\theta) \cdot \gamma \cdot \psi, \text{ difusividad termal del líquido}$$

$$\left[\gamma : \text{coeficiente de temperatura de la tensión superficial del agua, } ^\circ\text{C}^{-1} (=1,05 \times 10^{-6} \text{ a } 20 \text{ } ^\circ\text{C}) \right]$$

$$D_{T_v} = f \cdot D_{atm} \cdot \gamma \cdot \beta \cdot h \cdot (\nabla T)_v / \rho_w \cdot \nabla T, \text{ difusividad termal del vapor}$$

$$D_{\theta_l} = K(\theta) \cdot \partial \psi / \partial \theta_l, \text{ difusividad isoterma del líquido}$$

$$D_{\theta_v} = \alpha \cdot a \cdot D_{atm} \cdot \gamma \cdot g \cdot \rho_v \cdot (\partial \psi / \partial \theta_l) / \rho_w RT, \text{ difusividad isoterma del vapor (con } a = \text{ contenido volumétrico de aire} = S - \theta_l \text{)}$$

2.1.4. Transferencia simultánea de humedad y calor en medios permeables no saturados

Los flujos de agua y de energía termal en el suelo son fenómenos interactivos: el uno conlleva al otro. De acuerdo a lo analizado en el punto anterior, los gradientes de temperatura afectan el potencial de humedad induciendo movimiento en las fases líquida y vapor. Recíprocamente, los gradientes de humedad inducen el movimiento de agua, la cual transporta calor. Entonces, la ocurrencia simultánea de gradientes de temperatura y humedad en el suelo no saturado produce un transporte combinado de humedad y calor.

La transferencia simultánea de humedad y calor puede generalmente ser ignorada en los casos extremos: suelo en las cercanías de la saturación y muy secos. En los primeros, la influencia de los gradientes de temperatura en el flujo de humedad líquida es pequeño comparado con la influencia de los gradientes de humedad. En suelos muy secos, el movimiento de calor no puede producir un significativo flujo de humedad (ningún potencial puede producirlo).

De acuerdo a Philip y de Vries (1957) y De Vries (1958), las ecuaciones diferenciales generales que describen el flujo de humedad en un medio permeable bajo gradientes combinados de humedad y temperatura son:

Flujo de humedad:
$$\frac{\vec{q}}{\rho_w} = - D_{\theta} \nabla \theta_l - D_T \nabla T - K(\theta) \hat{k}$$

en régimen transiente:

$$\left[1 + \frac{D_{\theta_v}}{\alpha \gamma D_{atm}} - \frac{\rho_v}{\rho_w} \right] \frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \left[\frac{(S - \theta_l) h \beta}{\rho_w} \right] \frac{\partial T}{\partial t} =$$

$$= \nabla (D_{\theta} \nabla \theta_l) + \nabla (D_T \nabla T) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

Similarmente, las ecuaciones de transferencia de calor son:

→ densidad de flujo de calor (q_h) :

$$q_h = -\lambda_* \nabla T + L_o \cdot q_v + C_p (T - T_o) \cdot q_v + C_l (T - T_o) q_l$$

donde el primer término del lado derecho de la ecuación representa la conducción pura de calor. El segundo término, la transferencia de calor latente por movimiento de vapor. El tercero, la transferencia de calor sensible en fase vapor. El último término, la transferencia de calor sensible en fase líquida.

- q_l : flujo másico líquido
- q_v : flujo másico de vapor
- λ_* : conductividad termal del medio poroso en el caso hipotético que no ocurre movimiento de humedad
- T : temperatura absoluta
- T_o : temperatura de referencia arbitraria
- L_o : calor de vaporización a T_o
- C_p : calor específico del vapor de agua o presión constante
- C_l : calor específico del agua líquida.

→ Aplicando el principio de conservación del calor, se tiene:

$$\left[c + L(s - \theta_l) h \beta \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \left[\frac{L \rho_w D_{\theta_v}}{\alpha \gamma D_{atm}} - L \rho_v + \rho_w J^{-1} g \left(\psi - T \frac{\partial \psi}{\partial T} \right) \right] \frac{\partial \theta_l}{\partial t} =$$

$$= \nabla (\lambda \nabla T) + L \rho_v \nabla (D_{\theta_l} \nabla \theta_l) + \rho_w C_p \left[(D_{\theta_l} \nabla \theta_l + D_{T_v} \nabla T) \nabla T \right] + \rho_w C_l \left[(D_{\theta_l} \nabla \theta_l + D_{T_l} \nabla T + K \hat{k}) \nabla T \right]$$

El tercer término del lado derecho de la ecuación, que representa la transferencia de calor sensible por el movimiento del vapor, es usualmente despreciable.

- donde,
- C : capacidad de calor volumétrico del medio poroso
 - L : calor de vaporización
 - J : equivalente mecánico del calor
 - λ : conductividad termal del medio poroso, incluyendo efectos de destilación del vapor.

Las ecuaciones presentadas han sido deducidas utilizando un enfoque mecanicista, basado en un modelo físico del sistema suelo-agua-aire. Existe otro enfoque, termodinámico, basado en un intento de formular la fenomenología de los procesos irreversibles en términos de flujos y fuerzas acopladas (Cary y Taylor, 1962). Aunque los dos enfoques parten desde diferentes puntos de vista, ambos pueden ser formulados de forma equivalente, relacionando los flujos con los gradientes que inducen el movimiento a través de coeficientes fenomenológicos.

2.2. COEFICIENTES FENOMENOLOGICOS.

De acuerdo al enfoque mecanicista de física de suelo, los coeficientes fenomenológicos quedan definidos a través de una serie de parámetros que pueden ser evaluados directamente utilizando expresiones empíricas ($h, \beta, \gamma, D_{atm}, \beta, R, M_w, g, L, J$), o bien efectuando mediciones simples en el medio poroso (S, ρ_w).

No obstante lo anterior, existen otros cuya evaluación presenta un mayor nivel de dificultad y cuya importancia es predominante. Estos son los coeficientes de conducción hidráulica (K) y térmica (λ, C).

2.2.1. Conductividad hidráulica no saturada $K(\theta)$

En lo fundamental, existen dos líneas de trabajo para determinar la permeabilidad no saturada: (i) mediciones directas y (ii) deducción de ésta a través de modelos analíticos.

2.2.1.1. Mediciones Experimentales Directas.

Utilizando la ecuación de Richards (1931), pueden medirse (en laboratorio o en terreno) el flujo de humedad líquida y los gradientes de potencial mátrico que lo origina (para el rango de humedades de interés), despejando directamente la permeabilidad.

En laboratorio, las mediciones pueden ser efectuadas en columnas largas de suelo no perturbado, de forma tal que en ellas puedan ser medidos los gradientes de succión (por ejemplo, series de tensiómetros) y los gradientes de humedad (por ejemplo, utilizando una sonda de neutrones). En tales columnas puede ser inducido un flujo en régimen permanente, ya sea por evaporación (Wind, 1969) o por infiltración (Youngs, 1964, Wesseling y Wit, 1969), midiendo luego los gradientes de interés y evaluando $K(\theta)$ para todo el rango de θ , ya sea desde una única columna o desde una serie de columnas similares.

En terreno puede ser empleada una metodología similar, ya sea en régimen permanente o transiente, induciendo una infiltración desde la superficie. También puede ser determinado analizando el drenaje interno. En ambos casos es necesario registrar gradientes de potencial y la humedad en diferentes niveles de suelo.

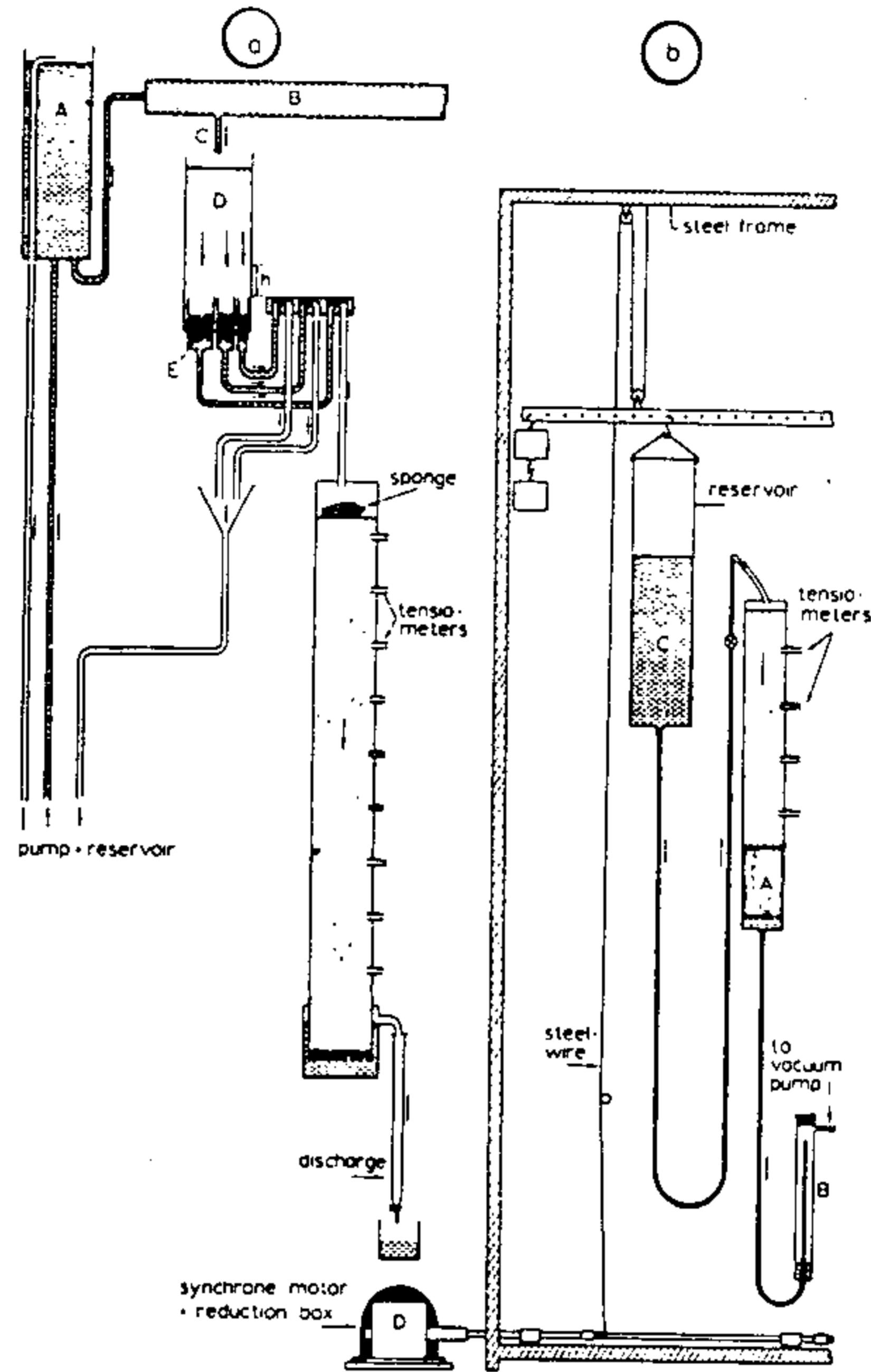


FIGURE 2 *Experimental setup for the determination of the capillary conductivity, for low (a) and for high (b) suction*

FUENTE : Wesseling y Wit (1969)

2.2.1.2. Modelos Analíticos

Estimaciones realistas de la conductividad hidráulica no saturada en base a mediciones directas son difíciles de obtener, en parte porque se presenta una muy alta variabilidad de este parámetro y, también, porque la medición directa involucra costos altos y un largo período de registros. Por estas razones, muchos investigadores utilizan modelos analíticos para calcular $K(\theta)$ desde la Curva de Retención de Agua ($\psi - \theta$), la cual es mucho más simple de medir.

Definiendo la conductividad hidráulica (o permeabilidad) relativa K_r como la razón entre la permeabilidad no saturada y la saturada $K_r = K(\theta) / K_s$, Mualem (1976) propone:

$$K_r = \frac{1}{2} \left[\frac{\int_0^{S_e} dS_e / \psi}{\int_0^1 dS_e / \psi} \right]^2$$

donde, $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ es el contenido de agua adimensional.

- θ : contenido volumétrico de agua en el suelo
- θ_s : contenido volumétrico de agua de saturación del suelo
- θ_r : contenido volumétrico de agua residual en el suelo
- ψ : potencial mátrico
- K_s : permeabilidad del suelo saturado

Entonces, conocida la curva de retención de humedad $\psi - \theta$ y aplicando las integraciones propuestas por Mualem (1976), es posible calcular $K_r(\theta)$.

La permeabilidad no saturada para una humedad θ será entonces:

$$K(\theta) = K_s \cdot K_r(\theta)$$

Existen otros enfoques alternativos a Mualem (por ejemplo, Burdine, 1953), pero sólo se ha expuesto éste por ser el más utilizado.

2.2.1.3. Curva humedad-potencial mátrico.

En equilibrio, la cantidad de agua retenida en el suelo es una función del tamaño y del volumen de los poros que contienen el agua; por ésto, es una función de la succión mátrica. Esta función es normalmente medida experimentalmente y es representada gráficamente por una curva conocida como Curva de Retención de Humedad o Curva Característica de Humedad del Suelo.

En un suelo saturado en equilibrio con el agua libre a la misma elevación, la presión en él es la atmosférica, por lo que la presión hidrostática y la succión (o potencial) son iguales a cero. Al incrementar la succión (es decir, aplicando presiones subatmosféricas), el suelo inicialmente comienza a perder agua muy lentamente (o no pierde) y sólo al superar un cierto valor crítico de succión (succión de entrada de aire), comienza verdaderamente el proceso de drenaje. Continuando el incremento de succión, el suelo comienza a perder agua primero desde los mayores poros, los cuales presentan poca capacidad de retención. Los poros más finos pierden gradualmente el agua, a medida que la succión llega a valores altos. Aunque la suc

ción se incrementa indefinidamente, el suelo retendrá una cierta humedad en sus poros (especialmente en suelos finos) denominada Humedad Residual o inmóvil (θ_r)

De acuerdo a lo anterior, puede apreciarse que la forma de la Curva Característica de Humedad varía dependiendo de la textura y estructura del suelo

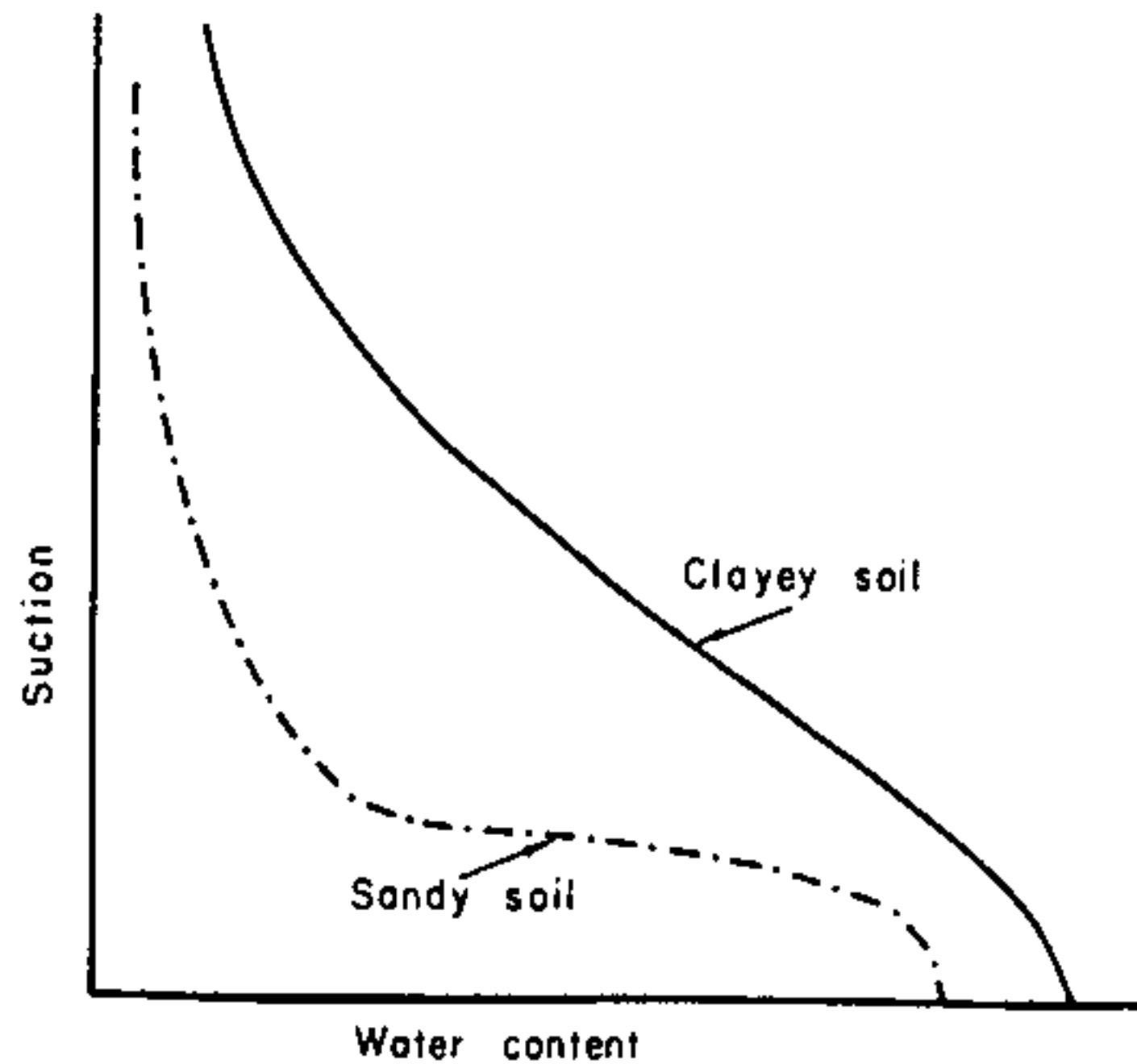


Fig. 3. The effect of texture on soil-water retention.

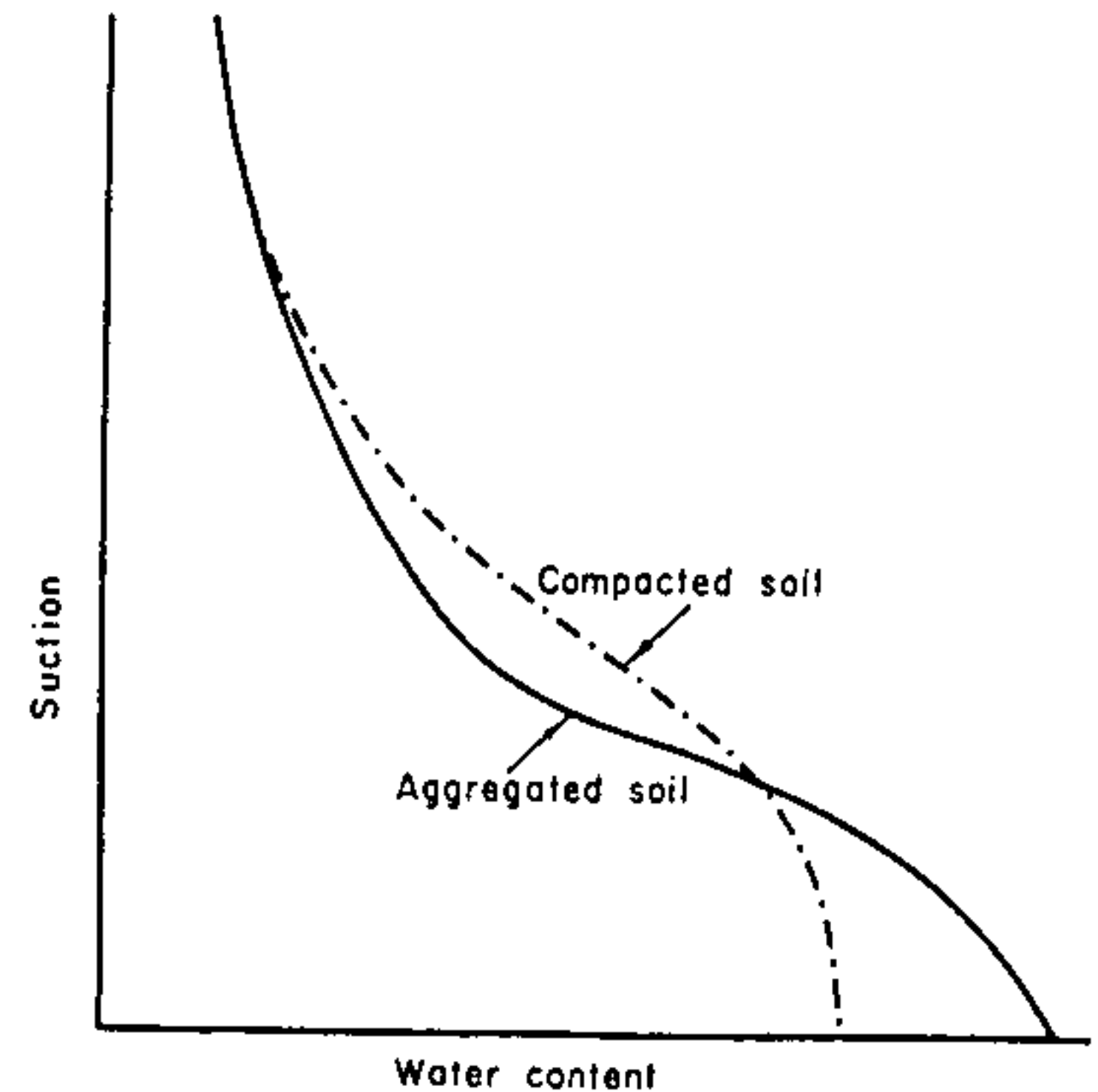


Fig. 4. The effect of soil structure on soil-water retention.

Existen numerosas ecuaciones empíricas propuestas para describir la curva característica de humedad. Algunas de las más utilizadas son:

Brooks y Corey (1964):
$$S_e = (\psi / \psi_{cr})^{-\lambda}$$

La cual es válida para succiones ψ mayores la succión de entrada de aire ψ_{cr} . El exponente λ es denominado "índice de distribución del tamaño de poros".

Visser (1966) modificado:
$$\psi = A (\theta_s - \theta)^n / (\theta - \theta_r)^m$$

donde A , n y m son los parámetros de la curva.

Van Genuchten (1980):
$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \psi)^m} \right]^n$$

donde α , n y m son los parámetros indeterminados.

Las expresiones analíticas propuestas corresponden a un proceso de drenaje (desorption), comenzando desde la saturación hasta la humedad residual. En el proceso de humedecimiento (sorption), comenzando con el suelo inicialmente seco y hasta la saturación, se tendrá una curva similar aunque en general no serán idénticas.

ticas: la humedad de equilibrio para una succión dada será mayor en la rama de drenaje que en la rama de humedecimiento. Esta dependencia del contenido de equilibrio de la humedad con la dirección del proceso involucrado es denominado "histéresis" y puede ser atribuido a (Hillel, 1980) diferencias geométricas entre los poros del medio (efecto "ink bottle"), efecto del ángulo de contacto, aire atrapado en los poros y cambios estructurales en la matriz sólida. La presencia de la histéresis puede tener un efecto muy importante en la dinámica en medio permeable no saturado, afectando tanto a la permeabilidad como al flujo de humedad en procesos que involucran ciclos de humedecimiento-drenaje.

Las dos curvas características son denominadas "Ramas principales" de la curva histéretica de humedad del suelo. Ahora bien, cuando un suelo parcialmente húmedo comienza a drenar, o cuando un suelo parcialmente drenado comienza a ser rehmedecido, la relación entre la succión y la humedad sigue una curva intermedia desplazándose desde una rama principal a la otra (son denominadas "scanning curves").

Hysteresis

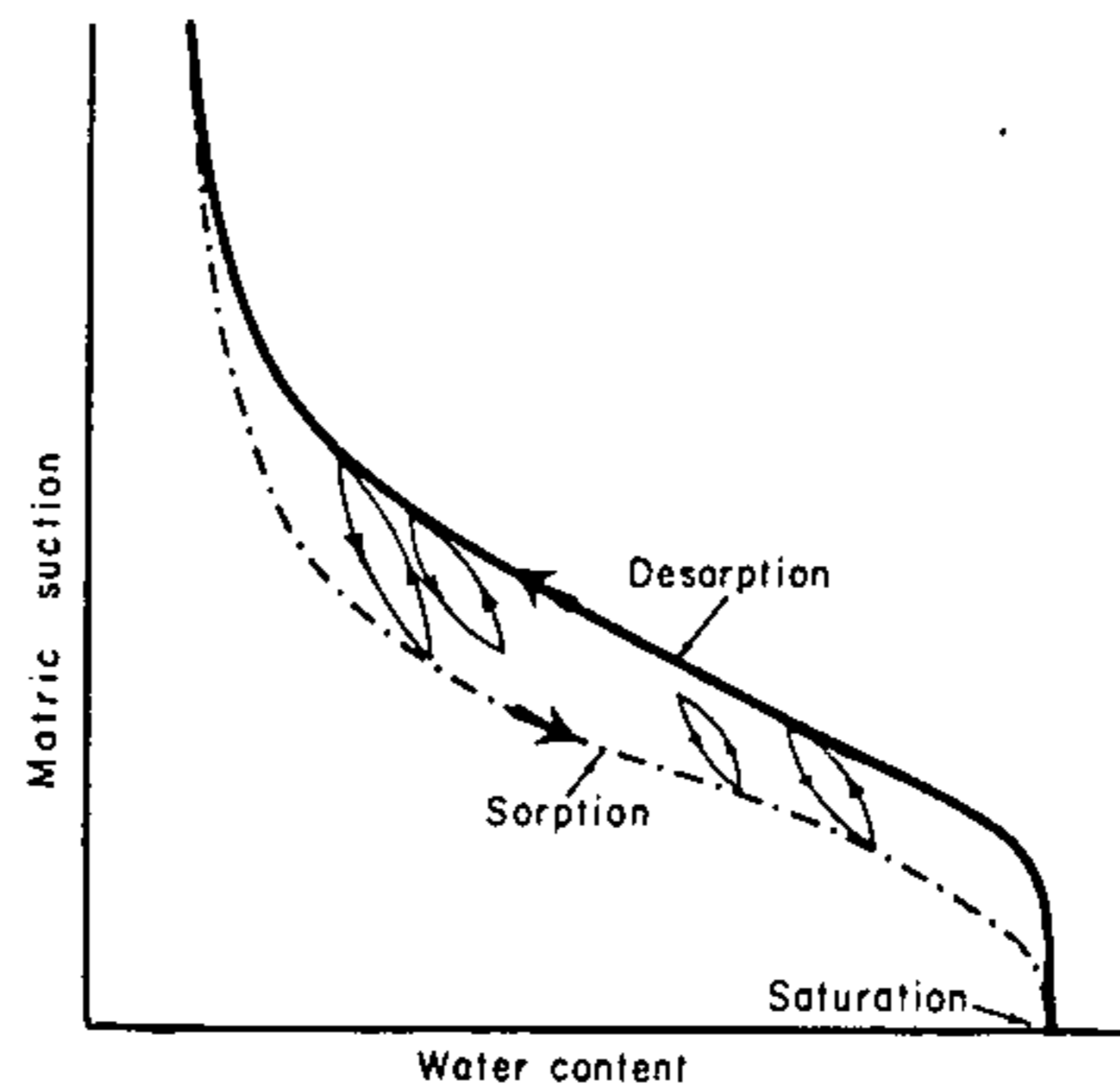


Fig. 5 The suction-water content curves in sorption and desorption. The intermediate loops are scanning curves, indicating transitions between the main branches.

2.2.2. Conductividad Térmica no saturada $\lambda(\theta)$.

La conductividad térmica aparente $\lambda(\theta)$ de un medio permeable no saturado, incluyendo los efectos combinados de conducción pura y de destilación de vapor debida a gradientes de temperatura, puede ser calculada por medio de la metodología propuesta por De Vries (1963), el cual utiliza una ecuación deducida originalmente por Maxwell y Lord Rayleigh para el cálculo de la conductividad eléctrica de materiales porosos.

De acuerdo a De Vries, $\lambda(\theta)$ puede ser calculada a partir de las propiedades físicas de los elementos constituyentes del medio poroso, según el siguiente promedio ponderado:

$$\lambda = \frac{\sum_{i=1}^N k_i \cdot \alpha_i \cdot \lambda_i}{\sum_{i=1}^N k_i \cdot \alpha_i}$$

- donde, N : número total de los distintos componentes del suelo.
 λ_i : conductividad termal de cada componente "i"
 χ_i : fracción en volumen de cada constituyente
 k_i : (factor de ponderación) razón entre el gradiente de temperatura promedio a través de los granos del componente "i" y el gradiente de temperatura del medio como un todo.

En un suelo no saturado típico coexisten tres componentes: aire, agua y sólidos. Para el medio continuo; es decir, aire para el suelo seco y agua para el suelo saturado; se tiene que $k_o = 1$ y considerando el suelo compuesto de esferoides, se tiene:

$$k_i = \frac{2}{3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_o} - 1 \right) g_i \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_o} - 1 \right) (1 - 2g_i) \right]}$$

- donde, λ_o : conductividad termal del medio continuo
 g_i : factor de forma de los granos del elemento "i", que toman en cuenta la forma y su orientación en el espacio.

Estos factores g_i pueden variar desde 0,5 para cilindros de longitud infinita hasta 0,0 para discos de radio infinito, con un valor de 0,333 para esferas.

De Vries sugiere considerar el agua como medio continuo ($\lambda_o = \lambda_w$) y determinar un g_i para aire ($=g_a$) que tome en cuenta la forma que pueden tener las "partículas" de aire en el suelo húmedo.

Considerando entonces el agua como el medio continuo, la conductividad termal aparente $\lambda(\theta)$ del medio no saturado será:

$$\lambda(\theta) = \frac{k_s \cdot (1 - \theta_s) \lambda_s + k_a \cdot (\theta_s - \theta) \lambda_a + (\theta - \theta_r) \lambda_w}{k_s (1 - \theta_s) + k_a (\theta_s - \theta) + \theta - \theta_r}$$

donde los subíndices s, a y w se refieren a las partículas sólidas, al aire y al agua respectivamente.

Entonces, puede apreciarse que para calcular $\lambda(\theta)$ es necesario conocer las conductividades térmicas de cada uno de los elementos constituyentes y del factor de forma de éstos.

La conductividad termal del agua (λ_w) puede ser evaluada a través de expresiones empíricas (por ejemplo, Kimball et al, 1976).

La conductividad termal de las partículas sólidas puede ser obtenida de tablas físicas. En suelos complejos es recomendable "calibrar" el parámetro λ_s en base a mediciones efectuadas en el suelo de interés.

La conductividad termal del vapor en el suelo puede ser calculado como la suma de la conductividad del aire seco (λ_{as}) más la conductividad del vapor λ_v

$$\lambda_a = \lambda_{as} + \lambda_v$$

donde λ_{as} es una función empírica de la temperatura y,

$$\lambda_v = h \lambda_v^{sat}$$

donde h : humedad relativa del aire
 λ_v^{sat} : conductividad termal del vapor de agua saturado.

Los factores de forma g_j son necesarios de calcular para las partículas sólidas (g_s) y para el aire (g_a).

Existen diferentes procedimientos propuestos para estimar el factor g_a en función del grado de humedad θ , entre los cuales destacan los de De Vries (1963) y Kimball et al (1976).

El factor de forma de los granos de matriz sólida puede ser estimado utilizando alguno de los valores propuestos para diferentes tipos de suelo. No obstante, es recomendable "calibrar" este parámetro en base a algunas mediciones de laboratorio (por ejemplo, a partir de mediciones efectuadas en suelo seco).

2.2.3. Capacidad Térmica $C(\theta)$

La capacidad térmica es mucho más regular y predecible que la conductividad termal. De acuerdo a De Vries (1963):

$$C = X_s \cdot C_s + X_w \cdot C_w + X_a \cdot C_a$$

donde X_s , X_w y X_a son la fracción en volumen de partículas sólidas, agua y aire en el medio poroso y C_s , C_w y C_a son las correspondientes capacidades caloríficas.

Como la capacidad térmica del aire ($0,0003 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$) es mucho menor que la del agua ($1,0 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$) o de los minerales, la ecuación anterior puede ser reducida a:

$$C(\theta) = (1 - \theta_s - \theta_r) \cdot C_s + \theta - \theta_r$$

donde θ_s : humedad volumétrica de saturación
 θ_r : humedad volumétrica residual
 θ : humedad volumétrica
 C_s : capacidad térmica de la matriz sólida, cuyo valor normalmente fluctúa entre $0,46$ y $0,60 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$

2.3. Bibliografía

- Brook, R. H. y A. T. Corey (1964). Hydraulic properties of porous media. HydroI. Pap. 3, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Buckingham, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. Bulletin N°38, Bur. of Soil, U.S. Dept. of agric., Washington, D.C.
- Burdine, N.T. (1953). Relative permeability calculations from pore-size distribution data. Petr. Trans. Am. Inst. Mining Metall. Eng., Vol. 198, pp. 71-77.
- De Vries, D.A. (1958). Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 39, pp. 909-916.
- De Vries, D.A. (1963). Thermal properties of soils. pp. 210-235. En: W.R. van Wijk (Ed.): Physics of Plant Environment. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- Kimball, B.A. et al (1976). Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Vol. 40, pp. 18-25.
- Letey, J., Kemper, W.D. y L. Noonan (1969). The effect of osmotic pressure gradients on water movement in unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Vol. 33, N°1, pp. 15-18.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., Vol. 12, N°3, pp. 513-521.
- Nespin, 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 gradient. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 38, pp. 222-232.
- 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.
- Richards, L.A. (1931). Capillary Conduction in liquids through porous mediums. Physics, Vol. 1, pp. 318-333.
- Van Genuchten, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 44. pp. 892-898.

- Visser, W.C. (1969). An empirical expression for the desorption Curve. Water in the unsaturated soil, Proc. Wageningen Symp., Vol. 1, pp. 329-335.
- Wesseling, J. y K.E. Wit (1969). An infiltration method for the determination of the capillary conductivity of undisturbed soil cores. Water in the unsaturated soil, Proc. Wageningen Symp. IASH/AIHS-Unesco, Vol. 1, pp. 223-234.
- Wind, G.P. (1969). Capillary conductivity data estimated by a simple method. Water in the Unsaturated Soil, Proc. Wageningen Symp. IASH/AIHS-Unesco, Vol. 1, pp. 181-191.
- Youngs, E.G. (1964). An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Soil Sci., Vol. 109, pp. 307-311.

3. Aplicaciones: Enfoque Clásico.

Las dos aplicaciones más usuales de la teoría de flujo en suelos no saturados, son:

- a) Infiltración y posterior redistribución de la humedad en el suelo.
- b) Evaporación del agua subterránea a través del suelo.

A continuación se entrega una descripción cualitativa de los procesos estudiados, con la finalidad de entender su dinámica. En el capítulo siguiente se analizan los mismos procesos, pero utilizando técnicas isotópicas.

3.1. Infiltración.

Un típico ejemplo de flujo en la zona no saturada es la infiltración. Tradicionalmente ha sido estudiada resolviendo la ecuación de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [D_{\theta} \cdot \nabla \theta] - \frac{dk(\theta)}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (\hat{z}: \text{dirección vertical})$$

Sometida a una serie de condiciones de borde e iniciales: humedad inicial del suelo y humedad en la superficie del terreno (inicial y para $t \geq 0$).

Adicionalmente, existen otros enfoques que toman en cuenta el efecto de la compresión del aire en la medida que se introduce el agua en los poros del suelo (Morel-Seytoux, 1974).

En términos generales, se ha observado que el agua avanza en el suelo como un frente de humedad. Cuando la humedad llega hasta el suelo relativamente seco del frente de mojadura, la conductividad hidráulica disminuye bruscamente dando la impresión de que el agua se acumula detrás del frente hasta que el suelo adquiere una humedad cercana a la saturación, después de lo cual se mueve bastante rápido.

La teoría existente indica que el movimiento del agua dentro del perfil del suelo es debida a la capilaridad (succión) y al potencial gravitacional. Sin embargo, estudios experimentales (Feodoroff, 1969) demuestran que la gravedad no tiene una influencia de primera importancia, siendo la más importante la fuerza de atracción que ejerce el suelo seco en la zona de humedecimiento.

Si se aplica un flujo de agua en la superficie del terreno (por ejemplo, una inundación o agua de riego), ésta entra en el perfil de suelo modificando la distribución de humedad. Después que este flujo ha permanecido por algún tiempo, usualmente pueden ser distinguidas las siguientes zonas en el perfil de humedad (Koorevaar et al, 1983):

- Zona saturada
- Zona de transición
- Zona de transmisión
- Zona de humedecimiento
- Frente de humedecimiento o de mojadura.

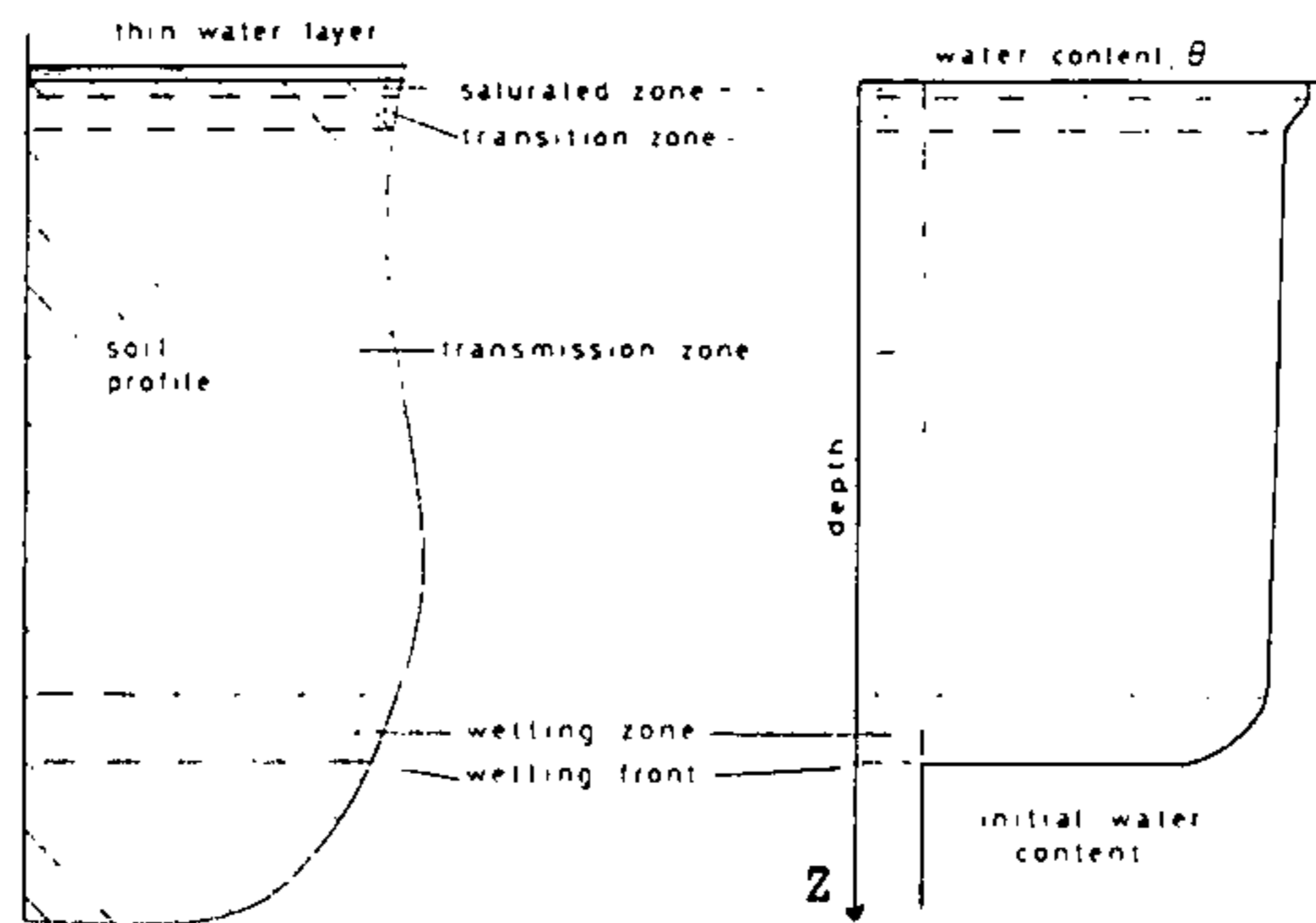


Fig. 6. Zonas identificables en un perfil de humedecimiento por infiltración constante desde la superficie.

La zona saturada corresponde a un pequeño espesor bajo la superficie inundada del terreno. La zona de transición es una zona donde desciende la humedad desde la saturación hasta el contenido de humedad cercano a la saturación que presenta la zona de transmisión de humedad. No obstante, estas dos zonas superiores no pueden ser claramente diferenciadas en una infiltración real.

La zona de transmisión es una zona de conducción del agua infiltrada. Mientras que todas las otras zonas permanecen con un espesor relativamente constante, la longitud de esta zona continúa alargándose a medida que penetra más agua en el perfil de suelo. Su contenido de agua, aunque varía levemente en profundidad, es más bien constante y cercana a la saturación.

La zona de humedecimiento corresponde a la zona donde el contenido de humedad varía desde la humedad inicial que presentaba el terreno, hasta el valor que presenta la zona de transmisión.

El frente de humedecimiento o de mojadura es el límite visible de la penetración del agua, en el cual se presentan fuertes gradientes de presión.

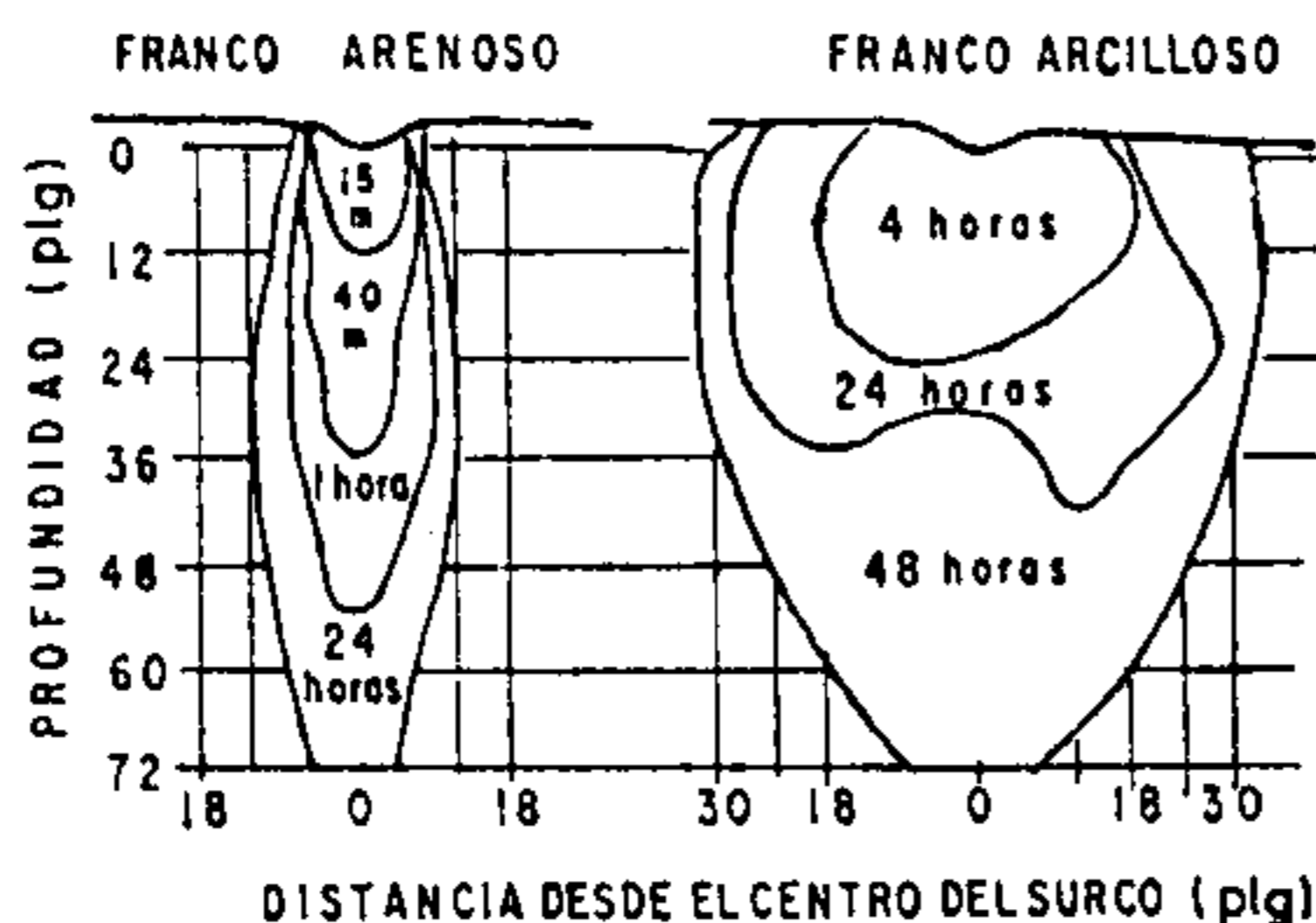


Figura 7. Velocidad relativa del movimiento de agua en el interior de dos suelos (franco-arenoso y franco-arcilloso). Se puede notar un movimiento rápido en suelos arenosos, especialmente hacia abajo (Coony y Pehrson, 1955).

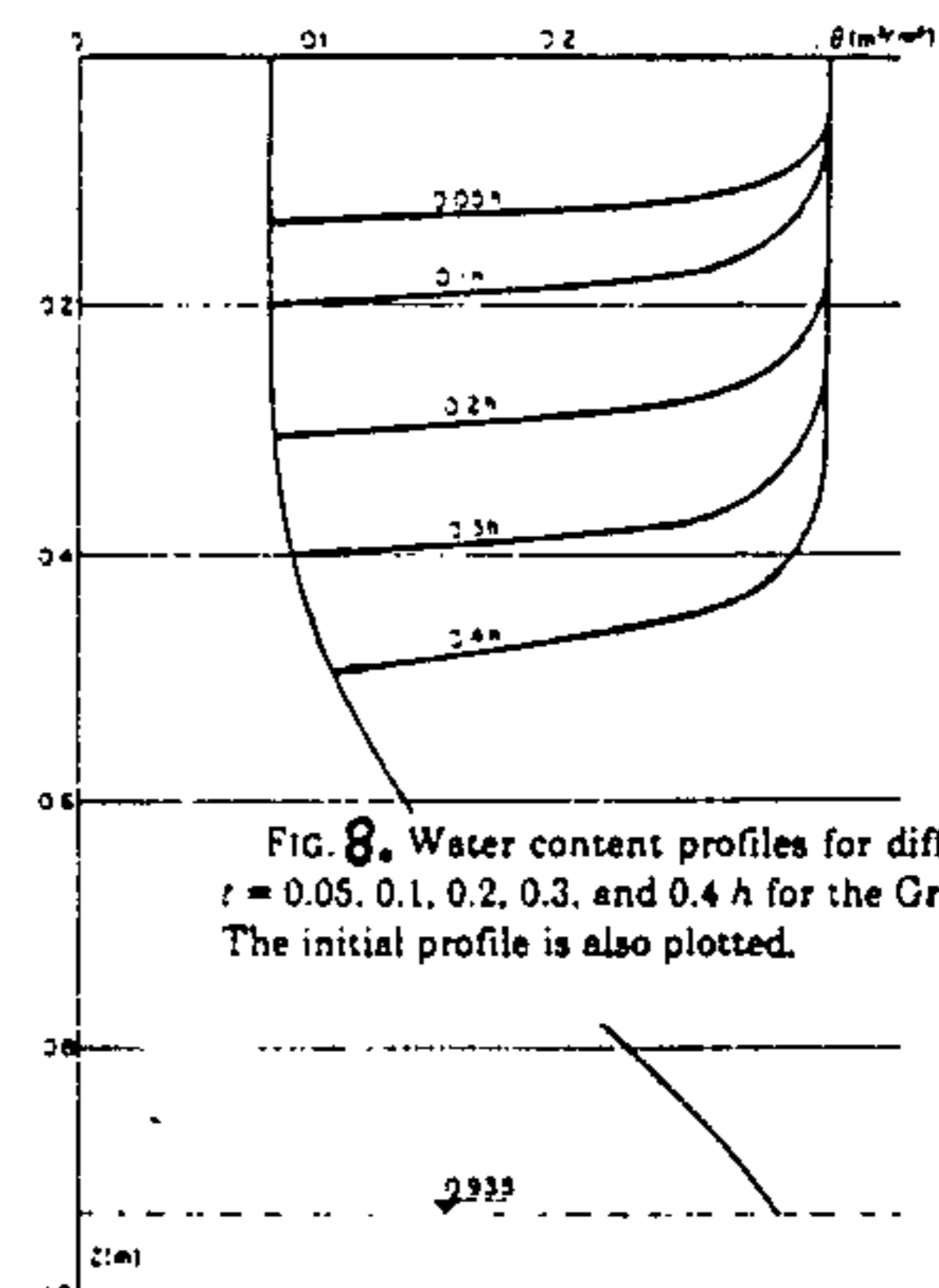
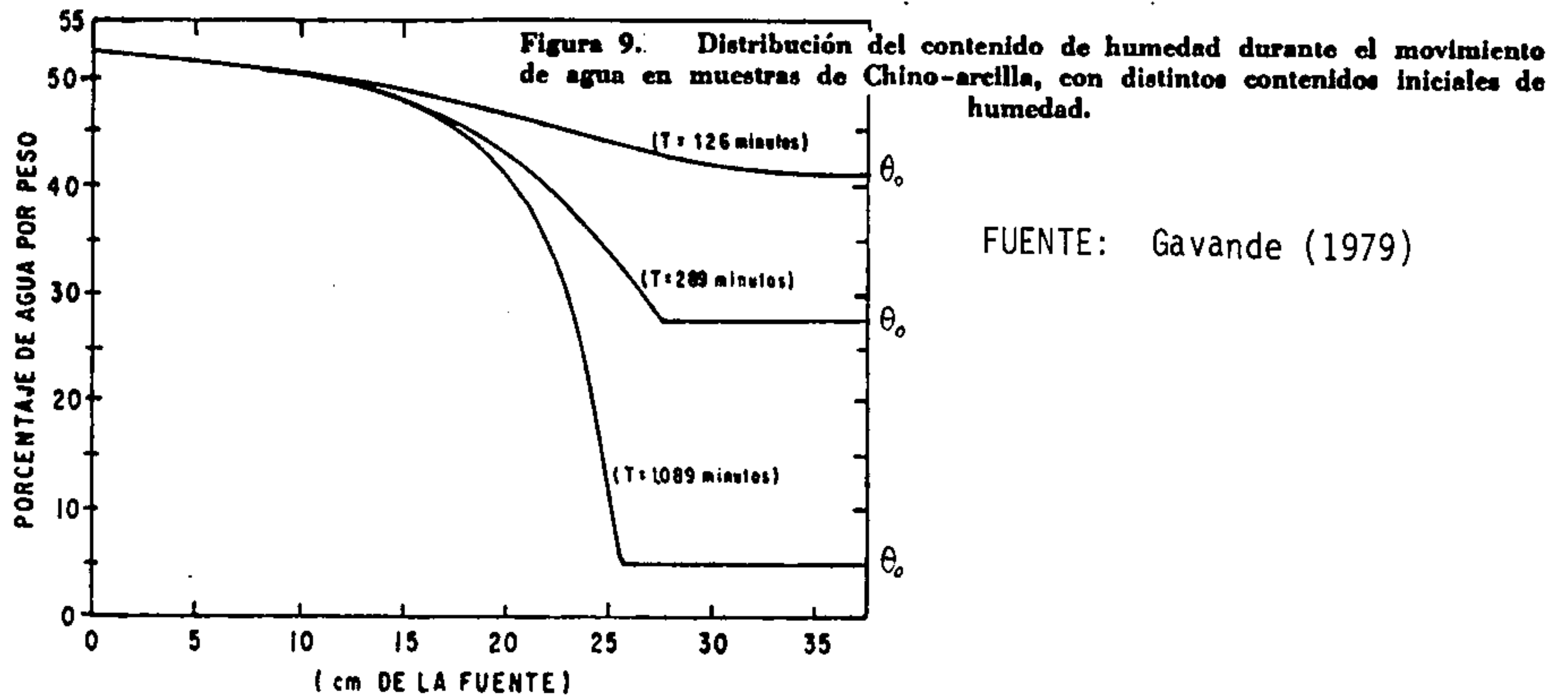


FIG. 8. Water content profiles for different times: $t = 0.05, 0.1, 0.2, 0.3,$ and 0.4 h for the Grenoble sand. The initial profile is also plotted.

Las condiciones iniciales de humedad del suelo tienen una importancia predominante en : (i) velocidad de transmisión de humedad (los suelos húmedos transmiten el agua mucho más rápidamente que los suelos secos) y, (ii) forma del frente de mojadura (el declive del frente de mojadura en suelos secos es mucho más pronunciada que en suelos inicialmente más húmedos).



Cuando la infiltración de agua en el suelo inicialmente seco ha cesado, se inicia la redistribución de humedad en el perfil de suelo, tendiendo a uniformarse. El agua presente por sobre el frente de humedecimiento al momento del cese de la infiltración ($t = t_1$ en Fig. 10) comienza a drenar y el suelo bajo este frente es también humedecido ($t = t_2$). Después de algún tiempo, el suelo bajo el frente de humedecimiento original y que fué humedecido en un primer instante, puede también secarse como resultado del drenaje (área sombreada en Fig. 10).

La descripción anterior refleja los complicados procesos que tienen lugar en el redistribución de humedad, en la cual la histéresis tiene un importante rol, retardando y disminuyendo la redistribución de humedad.

El proceso de redistribución alcanza un equilibrio sólo cuando el frente de humedecimiento llega hasta la superficie saturada del agua subterránea. No obstante, pasado 2 a 3 días después que ha cesado la infiltración, los flujos de humedad son muy pequeños.

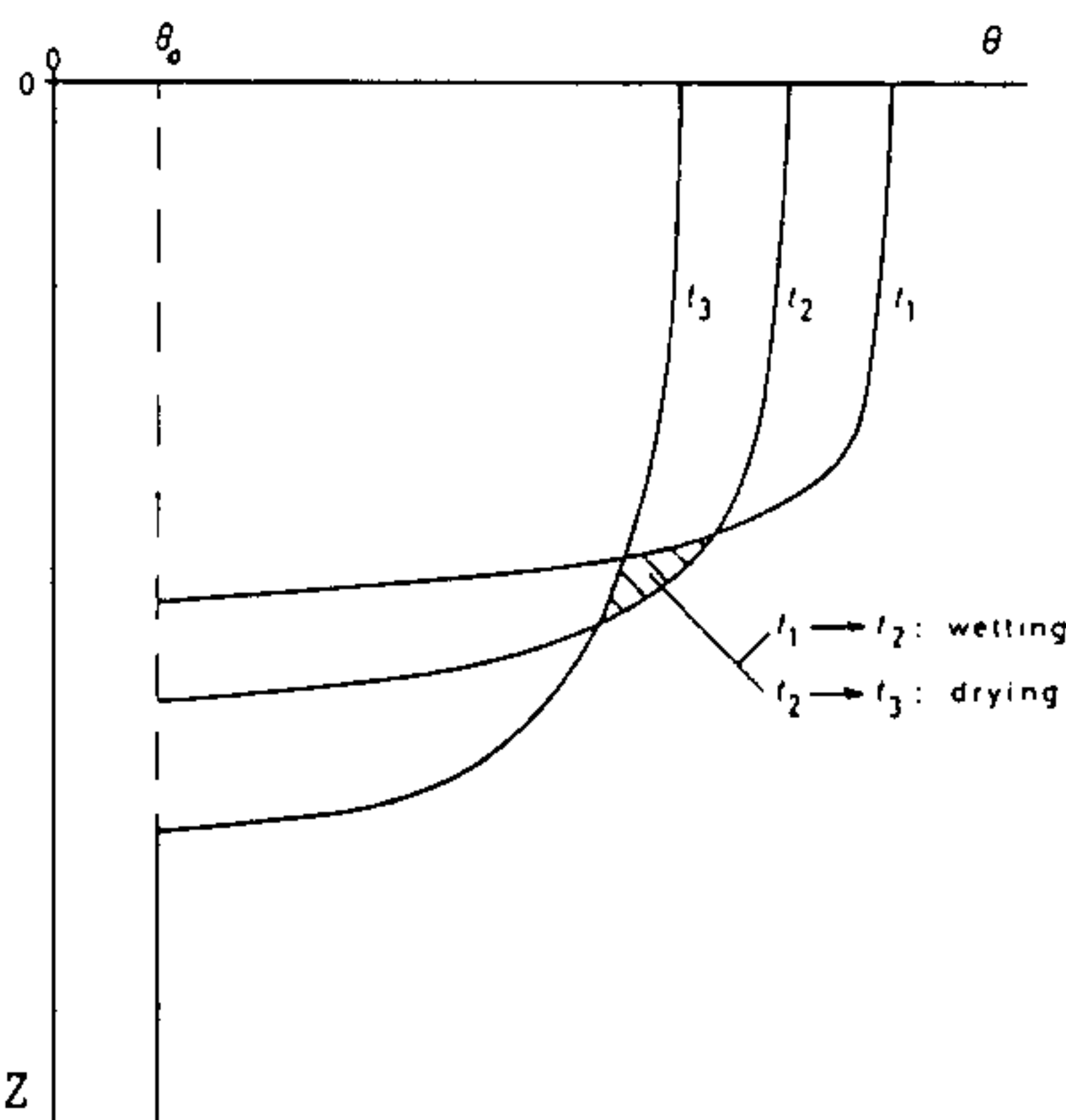


Figure 10. Water content profiles at end of infiltration (t_1) and at two later points in time as a result of redistribution.

3.2. Evaporación.

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

(i) Desde Suelo Húmedo. Cuando la superficie freática del agua subterránea está cercana a la superficie del terreno, el suelo entre estas dos superficies estará suficientemente húmedo, quedando la evaporación del agua subterránea gobernada exclusivamente por las condiciones meteorológicas externas, independientemente de las propiedades físicas del suelo. Es decir, la superficie de evaporación (ó zona donde se produce el cambio de estado de líquido a vapor) estará ubicada en la superficie del terreno.

(ii) Desde Suelo Seco. Si la superficie freática se presenta suficientemente profunda, existirá una capa de suelo superficial bastante seco. En este caso, la velocidad a la cual el perfil de suelo no saturado puede transmitir humedad a la superficie es menor al potencial evaporativo atmosférico, siendo por lo tanto esa la condición limitante. La tasa de evaporación del agua subterránea quedará determinada entonces exclusivamente por la capacidad de conducción de humedad del medio poroso no saturado, ya que la superficie de evaporación se ubicará dentro del perfil de suelo.

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

3.2.1. Balance de Energía en Suelos Húmedos.

Cuando la superficie del terreno se presenta con un abastecimiento suficiente de agua, el balance de energía que se establece es esencialmente idéntico al existente en superficies de agua libre (ver Fig. 11):

$$R_n = H + L \cdot E + G$$

De acuerdo a Bowen (1926), la tasa de evaporación desde una superficie de agua libre puede ser calculada utilizando la ecuación anterior, con sus términos reagrupados en la siguiente forma:

$$L \cdot E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$

donde,

$$\beta = \frac{C_p}{L} * \frac{dT}{dq}$$

con, R_n : radiación neta en la superficie del suelo (igual a: onda corta incidente - onda corta reflejada + onda larga incidente - onda larga emitida por el suelo).

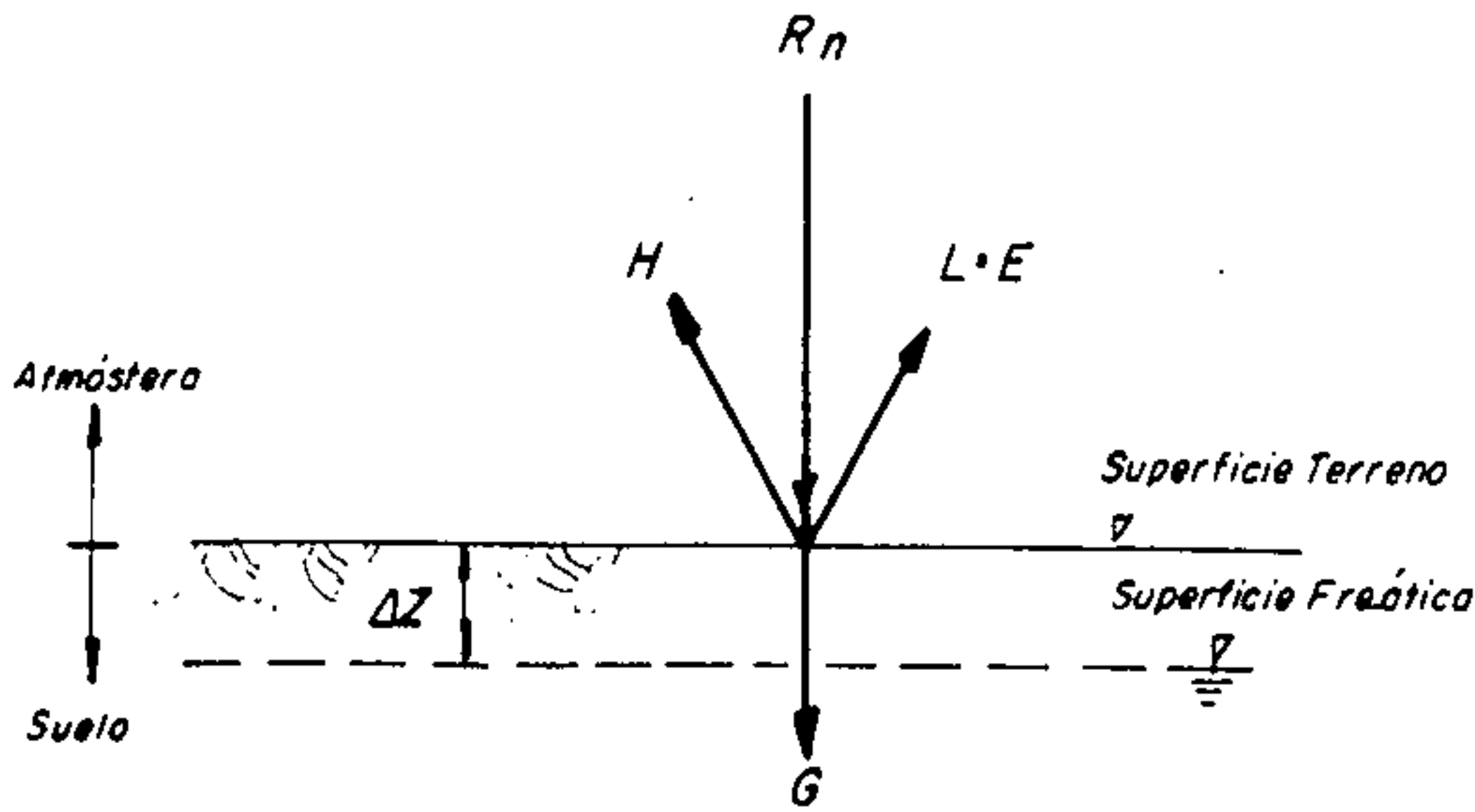
G : calor transferido al suelo

β : parámetro de Bowen

C_p : calor específico del aire a presión constante

FIG. 11

BALANCE DE ENERGIA EN SUELOS HUMEDOS
 (ΔZ PEQUEÑO, EL CUAL ES DEPENDIENTE DEL)
 SUELO INVOLUCRADO



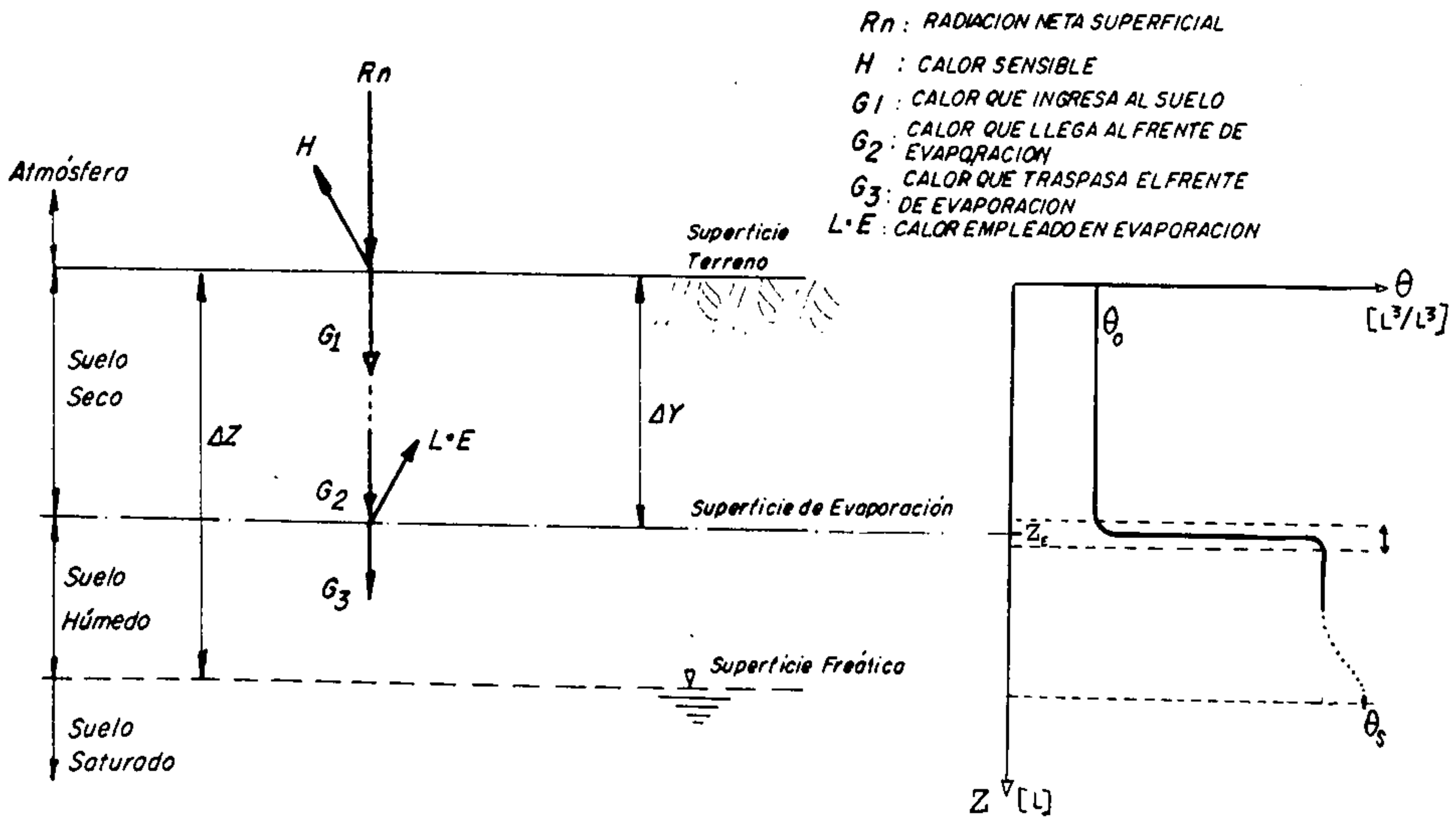
SIMBOLOGIA

- R_n : RADIACION NETA SUPERFICIAL
- H : CALOR SENSIBLE
- $L \cdot E$: CALOR EMPLEADO EN EVAPORACION.
- G : CALOR QUE INGRESA AL PERFIL DE SUELO.

FUENTE: Grilli et al (1988)

FIG. 12

BALANCE DE ENERGIA EN SUELOS SECOS
 (ΔZ GRANDES)



R_n : RADIACION NETA SUPERFICIAL

H : CALOR SENSIBLE

G_1 : CALOR QUE INGRESA AL SUELO

G_2 : CALOR QUE LLEGA AL FRENTE DE

EVAPORACION

G_3 : CALOR QUE TRASPASA EL FRENTE

DE EVAPORACION

$L \cdot E$: CALOR EMPLEADO EN EVAPORACION

- L : calor latente de evaporación del agua
 dT : diferencial de temperatura en el aire
 dq : diferencial de humedad específica en el aire.

La principal hipótesis contenida en la deducción de las expresiones de Bowen es que, en los primeros metros sobre la superficie del terreno, la difusividad turbulenta termal del aire es igual a la difusividad turbulenta del vapor de agua en el aire.

3.2.2. Balance de Energía en Suelos Secos.

Si la superficie del agua subterránea se encuentra a mayor profundidad que la superficie del terreno y, cuando la velocidad a la cual el perfil de suelo no saturado puede transmitir humedad a la superficie del terreno es menor al potencial evaporativo atmosférico, la zona de evaporación se ubicará dentro del perfil de suelo (ver Fig. 12). Su localización exacta dependerá del equilibrio que se establezca entre el suministro de aguas y la velocidad de escape del vapor de agua desde el suelo hacia la atmósfera.

La exacta ubicación del frente de evaporación es difícil de determinar en terreno ya que ésta cambia continuamente en el transcurso del tiempo. No obstante lo anterior, es posible calcular el agua evaporada, en un cierto intervalo de tiempo, estableciendo la ecuación de conservación del calor en un volumen de control de finido por el espesor de suelo no saturado, comprendido en una columna entre las superficie del terreno y del agua subterránea. En este volumen de control, el calor que ingresa es utilizado en modificar el calor acumulado en el suelo y en transmi-tir calor hacia el agua contenida en la zona saturada del acuífero (variación de temperatura en la zona superficial del agua subterránea). La diferencia de calor entre éstos componentes corresponde al calor utilizado en evaporar agua del acuífero, en el período de tiempo previamente definido en el volumen de control.

3.2.2.1. REGIMEN TRANSIENTE.

De acuerdo a la Fig. 12, las ecuaciones que se establecen para calcular el balance de energía en un perfil de suelo superficialmente seco son las siguientes:

- a) En superficie del terreno (Ingreso de calor al suelo).

$$R_n = H + G_1$$

- b) Entre superficies del terreno y de evaporación (almacenamiento de calor).
 Según Philip y De Vries (1957) y De Vries (1958), se tiene:

$$G_1 - G_2 = \Delta Y * \Delta \text{CALOR}$$

con,

$$\begin{aligned} \Delta \text{CALOR} = & \left[C + L*(S-\theta)*h*\left(\frac{d\rho}{dT}\right) \right] * \frac{dT}{dt} + \\ & + \left[\frac{0,2168*L*S*h*\rho}{1019*(T+273)} * \frac{(d\psi/dZ)}{(d\theta/dZ)} - L*h*\rho + \right. \\ & \left. + \frac{981*\rho_w}{1019*J} * \left\{ \psi - (T+273) * \frac{(d\psi/dZ)}{(dT/dZ)} \right\} \right] * \frac{d\theta}{dt} \end{aligned}$$

c) En superficie de evaporación (calor cedido por el volumen de control).

$$G_2 = G_3 + L*E$$

Reagrupando términos y despejando, la tasa de evaporación del agua subterránea (E) puede ser calculada como:

$$L*E = R_n - H - G_3 - \Delta Y * \Delta \text{CALOR}$$

expresado en lámina de agua (cm/seg), la evaporación será: E/ρ_w

donde,

- C = $(1-S)*C_s + \theta*C_w + (S-\theta)*C_a$ capacidad térmica volumétrica del medio poroso húmedo, cm^3/cm^3 .
- C_a : capacidad térmica volumétrica del aire húmedo contenido en el suelo, $\text{cal}/\text{cm}^3/^\circ\text{C}$ (se asume despreciable: $C_a \ll C_s$).
- C_p : calor específico del vapor de agua a presión constante, $\text{cal}/\text{gr}/^\circ\text{C}$ ($=0,454$).
- C_s = $0,4014 + 0,0001560*(T+273)$ capacidad térmica volumétrica de la matriz del suelo (halita), $\text{cal}/\text{cm}^3/^\circ\text{C}$
- C_{ss} = $(1-S)*C_s + S*C_w$ capacidad térmica volumétrica del medio poroso saturado, $\text{cal}/\text{cm}^3/^\circ\text{C}$.
- C_w : Capacidad térmica volumétrica del agua contenida en el medio poroso, $\text{cal}/\text{cm}^3/^\circ\text{C}$ ($= 0,950$ para $\text{NaCl} + 10 \text{H}_2\text{O}$).
- D_{atm} = $0,2272*((T+273)/273)^{1,394} * 76/P_{atm}$ coeficiente de difusión molecular del vapor de agua en el aire, cm^2/seg .

- E : masa de agua evaporada, gr/cm²/seg.
- G₁ : flujo de calor que ingresa superficialmente al suelo, cal/cm²/seg.
- G₂ : flujo de calor que llega a la superficie de evaporación, cal/cm²/seg.
- G₃ : flujo de calor que traspasa el frente de evaporación, cal/cm²/seg.
- h : humedad relativa del aire. En el aire contenido en el suelo: $h = \exp [0,2168 * \frac{1}{(T+273)}]$
- H = $-\rho_a * C_p * K * dT/dZ$ flujo de calor sensible en el aire, cal/cm²/seg.
- J : equivalente mecánico del calor, erg/cal (= $4,18 * 10^7$)
- k : constante de von Kármán (=0,4)
- K = $k^2 * \frac{u(Z) * [Z - Z_0]}{[\ln Z/Z_0]^2}$ difusividad turbulenta térmica del aire, cm²/seg.
- L = $94.210 * (365 - T)^{0,31249}$ calor latente de evaporación del agua, cal/gr.
- Patm : presión atmosférica en el zona en estudio, cm Hg.
- Rn : radiación neta en la superficie del suelo, cal/cm²/seg.
- S : porosidad total del suelo involucrado, cm³/cm³.
- t : tiempo, seg.
- T : temperatura, °C
- u(Z) : velocidad del viento a una altura Z sobre la superficie del terreno, cm/seg.
- Z : distancia vertical, cm.
- Z₀ : longitud característica de rugosidad de la superficie del terreno, cm. ($\log Z_0 = -1,385 + 1,417 * \epsilon$). Suponiendo un perfil logarítmico de velocidad del viento, Z₀ corresponde a la altura sobre el terreno en la cual la velocidad es cero.
- α : tortuosidad del suelo al flujo de humedad.
- γ : $Patm / (Patm - h * \rho_0 * (T+273) * 346,137)$ factor de flujo de masa.
- ϵ : altura real de las asperezas superficiales del terreno, cm.
- ρ_a = $h * \rho_0$ densidad del aire, gr/cm³.

ρ_0 : $10^{-6} * \exp [19,819 - 4975,9/(T+273)]$ densidad del vapor de agua saturado, gr/cm³.

ρ_w : densidad del agua contenida en el acuífero, gr/cm³.

λ_0 : conductividad termal del medio poroso no saturado, cal/cm/seg/°C

λ_s : conductividad termal del medio poroso saturado, cal/cm/seg/°C.

θ : contenido volumétrico de humedad líquida en el suelo, cm³/cm³.
En función de Ψ , es calculado de:

$$|\Psi| = A (\theta_s - \theta)^m / (\theta - \theta_r)^m \quad (\text{visser, 1966})$$

Ψ : potencial total de humedad en el medio poroso, bar.

ΔCALOR : Almacenamiento de calor en el suelo entre la superficie del terreno y la superficie de evaporación, cal/cm³/seg.

ΔY : espesor de suelo entre la superficie del terreno y la superficie de evaporación, cm.

Si bajo el frente de evaporación el medio poroso permanece no saturado, el flujo de calor que traspasa este frente es calculado como:

$$G_3 = - \lambda_0 * \frac{dT}{dZ} - \left[\frac{0,2168 * \alpha * L * (S - \theta) * D_{atm} * \gamma * h * \rho_0}{1019 * (T + 273)} \right] * \frac{d\Psi}{dZ}$$

Si bajo el frente de evaporación el suelo se encuentra saturado, por ejemplo si éste se ubica sobre la superficie freática del agua subterránea, se tendrá $d\Psi/dZ = 0$, entonces:

$$G_3 = - \lambda_s * \frac{dT}{dZ}$$

Otra forma de calcular G_3 , cuando la superficie evaporante coincide con la superficie freática del agua subterránea, es identificando la profundidad (Z_N) hasta la cual penetra este calor.

Es decir,

$$G_3 = C_{ss} * Z_N * \frac{dT}{dt}$$

Donde dT/dt es la variación temporal de la temperatura del agua en el espesor Z_N . A una profundidad mayor que Z_N , la temperatura del agua no varía en el intervalo de tiempo dt .

No obstante lo anterior, es de interés destacar que normalmente la inercia térmica del agua subterránea es muy grande, por lo que es generalmente aceptado que todo el calor que llega a esta zona es consumido íntegramente en evaporación.

3.2.2.2. REGIMEN PERMANENTE.

Una vez que el proceso de evaporación ha alcanzado el régimen permanente, el flujo máximo de humedad que el suelo puede transmitir al frente de evaporación quedará determinado por la ubicación de la superficie freática del agua subterránea (fuente de humedad).

Grilli y Vidal (1986) proponen que la tasa de evaporación será:

$$\begin{aligned} \text{Evap} &= E_0 \exp[-a(Z-Z_0)] && \text{para } \text{Evap} \leq E_w \\ \text{Evap} &= E_w && \text{cuando } \text{Evap} \geq E_w \end{aligned}$$

donde Evap representa la evaporación desde el suelo cuando el nivel saturado se encuentra a una profundidad Z , cuyo valor máximo está limitado por el poder de evaporación de la atmósfera (E_w) y se alcanza cuando el agua subterránea se encuentra suficientemente superficial (ubicada a $Z = Z_0$). 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.

Mermoud y Morel-Seytoux (1989) proponen una expresión del tipo siguiente:

$$\text{Evap} = E_0 Z^{-m}$$

donde Z es la profundidad a la napa, E_0 y m son constantes dependientes de las propiedades hidráulicas de transmisión del medio.

EVAPORACION EN FUNCION DEL NIVEL FREATICO

FIG. 13. SALARES BELLAMISTA Y PINTADOS

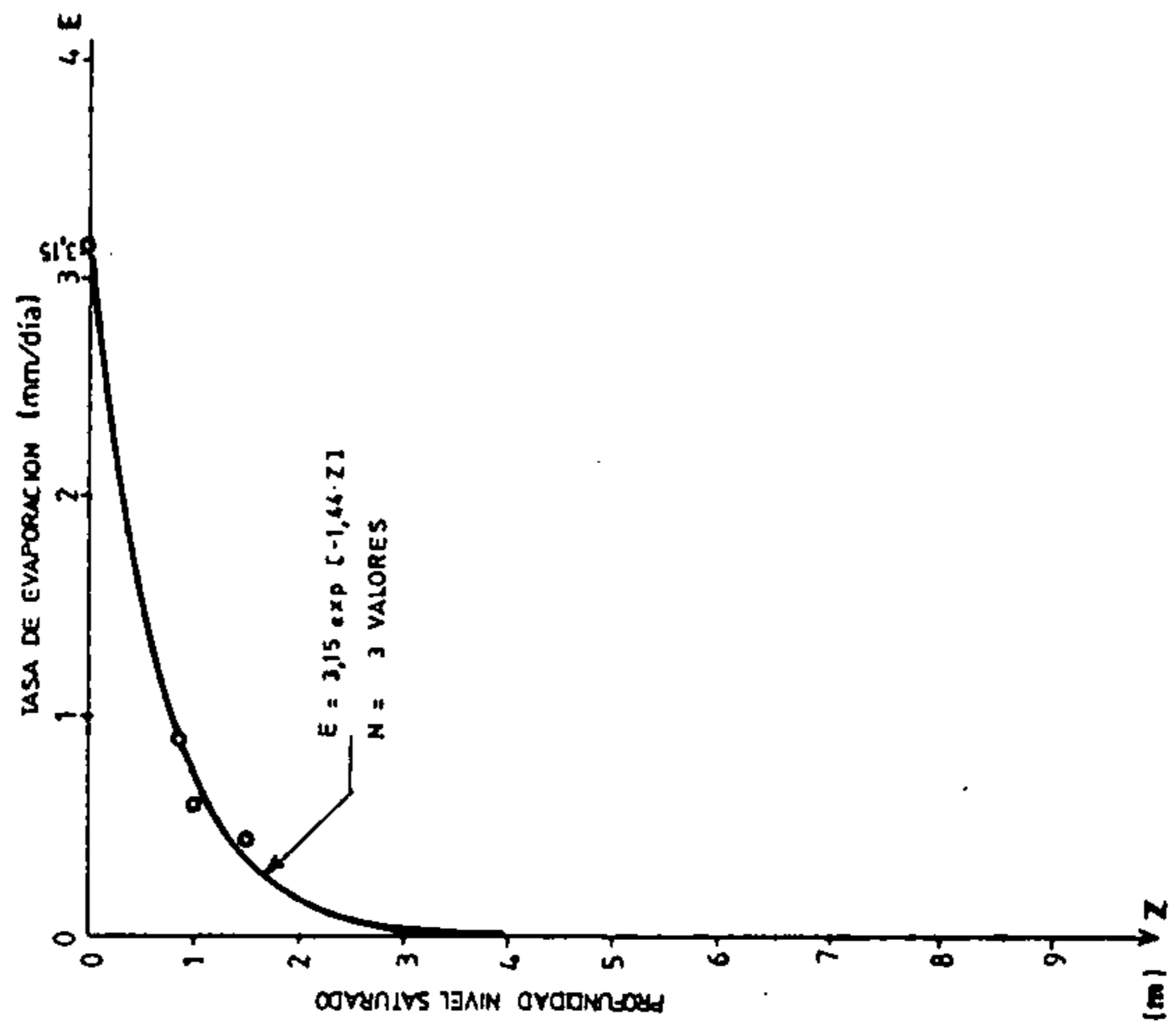
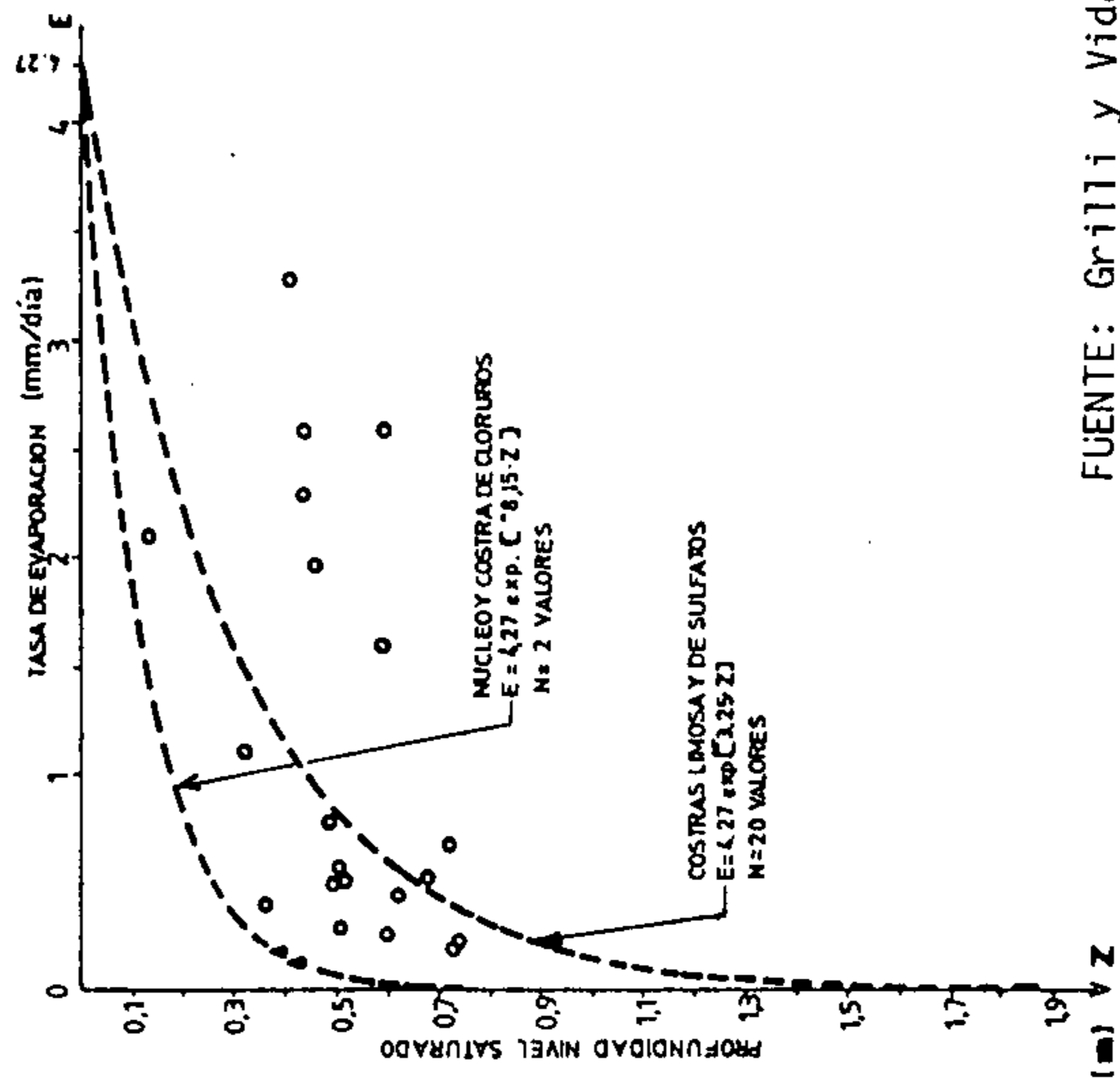


FIG. 14. SALAR DE ATACAMA



FUENTE: Grilli y Vidal (1986)

3.3. Bibliografía

- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., Vol. 27, pp. 779-787.
- De Vries, D. A. (1958). Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Am. Geophys. U., Vol. 39, N°5, pp.: 909-916.
- Feodoroff, A. (1969). Redistribution of moisture after infiltration in dry soils. Influence of gravity. Water in the unsaturated zone, Proc. of Wageningen Symp, IASH/AIHS-Unesco, Vol. 1, pp. 385-389.
- Grilli, A. y F. Vidal (1986). Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación en las Regiones I y II de Chile. Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica, Vol. 1, N°2.
- Grilli, A.; O. Suzuki y R. Campillo (1988). Evaluación de la evaporación de salares: Salar de Atacama. Fdo. Desarrollo Productivo de CORFO y Minsal Ltda.
- Hillel, D. (1980). Fundamentals of soil physics. Academic Press Inc.
- Koorevaar, P.; G. Menelik y C. Dirksen (1983). Elements of soil physics. Elsevier.
- Menenti, M. (1984). Physical aspects and determination of evaporation in deserts, applying remote sensing techniques. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
- Mermoud, A. y H. J. Morel-Seytoux (1989). Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. Hydrol. Continent., Vol. 4, N°1, pp. 11-23. ORSTOM.
- Morel-Seytoux, H. J. (1974). Pour une théorie modifiée de l'infiltration-3e. partie: effets de compression et de contre-courant. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., Vol. XI, N°1, pp. 51-59.
- Philip, J. R. y D. A. de Vries (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geoph. U., Vol. 38, N°2, pp.: 222-232.

4. TECNICAS ISOTOPICAS EN LA ZONA NO SATURADA

Muchas veces es difícil aplicar las técnicas convencionales de física de suelo en el estudio de la zona no saturada, ya que requieren estimar un gran número de parámetros y variables. Normalmente la estimación de éstos se efectúa en base a muestreos puntuales, siendo incierta su extrapolación espacial y temporal.

En este campo, las técnicas isotópicas han probado ser una útil herramienta de trabajo, principalmente en el estudio de:

- i) mediciones de la humedad en el suelo, mediante técnicas no destructivas, y
- ii) movimiento del agua, a través del seguimiento de elementos incorporados al flujo como trazadores. Además, analizando la evolución que experimentan los isótopos estables en la dinámica del flujo.

A continuación, se describen alguna de las aplicaciones que han sido recurrentemente utilizadas.

4.1 MEDICIONES DE HUMEDAD DEL SUELO : SONDA DE NEUTRONES

La técnica clásica para determinar el contenido de humedad del suelo es por medio de un muestreo destructivo: método gravimétrico. Sin embargo, esta técnica no es satisfactoria cuando se desea seguir la evolución del perfil de humedad en el tiempo, ya que deben ser efectuadas mediciones posteriores en los mismos puntos.

El medidor de humedad por neutrones ("sonda de neutrones") ofrece una técnica simple, rápida, precisa y no destructiva para la determinación de la humedad del suelo no saturado, para profundidades mayores que 20-30 cm bajo la superficie del terreno.

La sonda de neutrones (Ver Fig. 15) consiste en una sonda de aluminio conteniendo una fuente de neutrones rápidos (normalmente de 10 mCi de Americio 241 - Berilio), un contador de neutrones lentos o termalizados (usualmente un detector de boro-trifluorado ó de Helio 3) adyacente a la fuente de neutrones y una caja transportadora de la sonda. Esta última tiene incorporado el sistema electrónico del contador y un blindaje protector de las radiaciones (compuesto de polietileno).

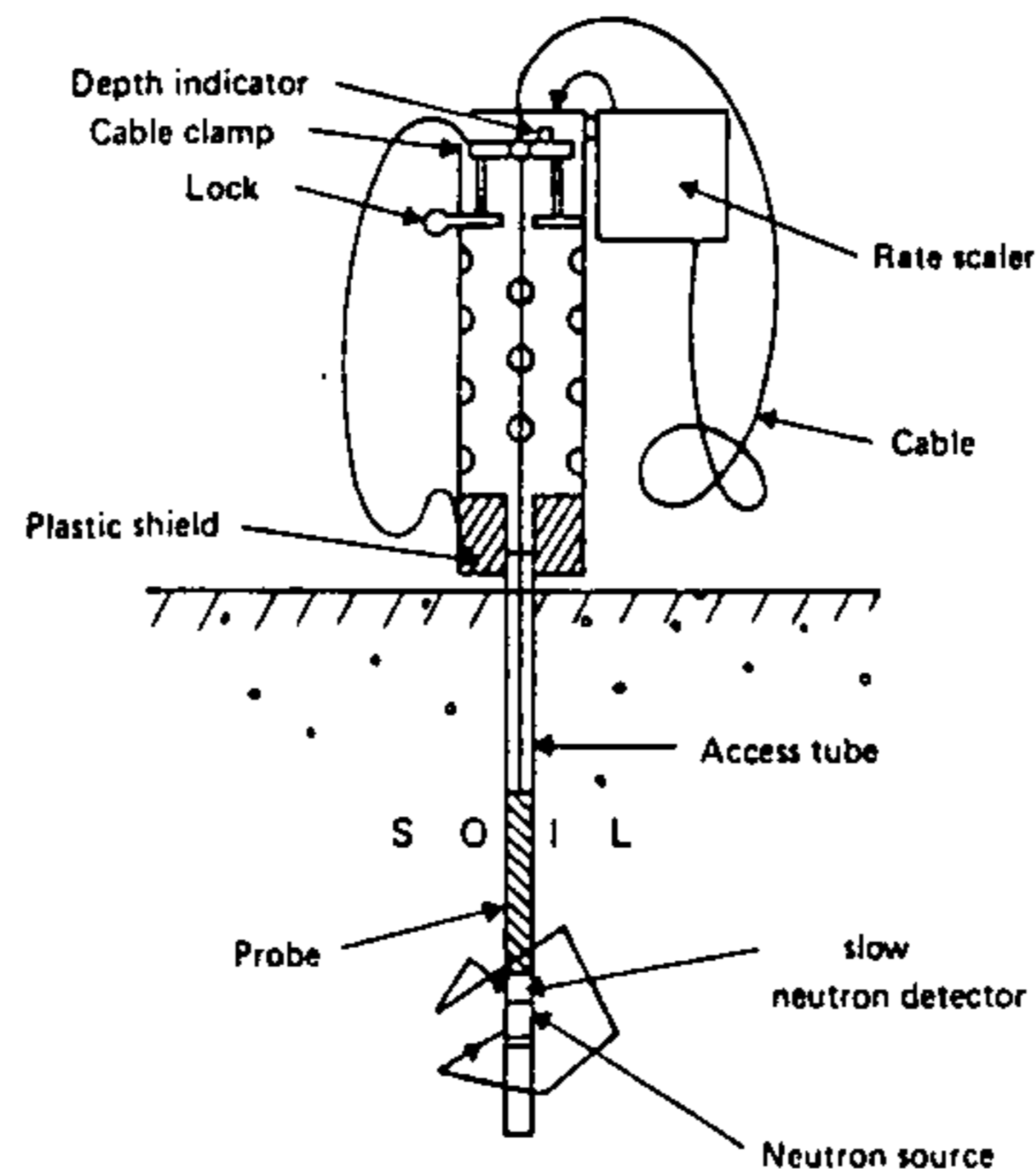


Fig. 15 Diagram of neutron probe emplaced on access tube; probe lowered into soil profile.

Para efectuar las mediciones en profundidad, se debe previamente instalar un tubo de acceso para la sonda, el cual debe ser de un material que presente baja absorción a los neutrones: normalmente se utiliza de aluminio (ver Fig. 15). Adicionalmente, el diámetro interior del tubo de acceso debe ser lo más similar posible al diámetro externo de la sonda, con el objetivo de no perder eficiencia y representatividad del suelo de interés en la esfera de influencia de la emisión de neutrones.

Por el tubo de aluminio, el cual es instalado verticalmente en el suelo, se desliza la sonda hasta la profundidad en la cual se desea efectuar la medición, suspendida por el cable que la une al contador (el cual permanece en la parte superior del tubo). La nube de neutrones rápidos colisionan con los núcleos de la matriz sólida del suelo y del agua que contiene, perdiendo su energía cinética (termalizándolos).

De acuerdo a Fig. 16, el hidrógeno requiere de menos colisiones para termalizar un neutrón, por lo que el detector de neutrones lentos de la Sonda de Neutrones registra fundamentalmente el hidrógeno presente en el agua, y de esta forma el contenido de humedad líquida presente en el suelo.

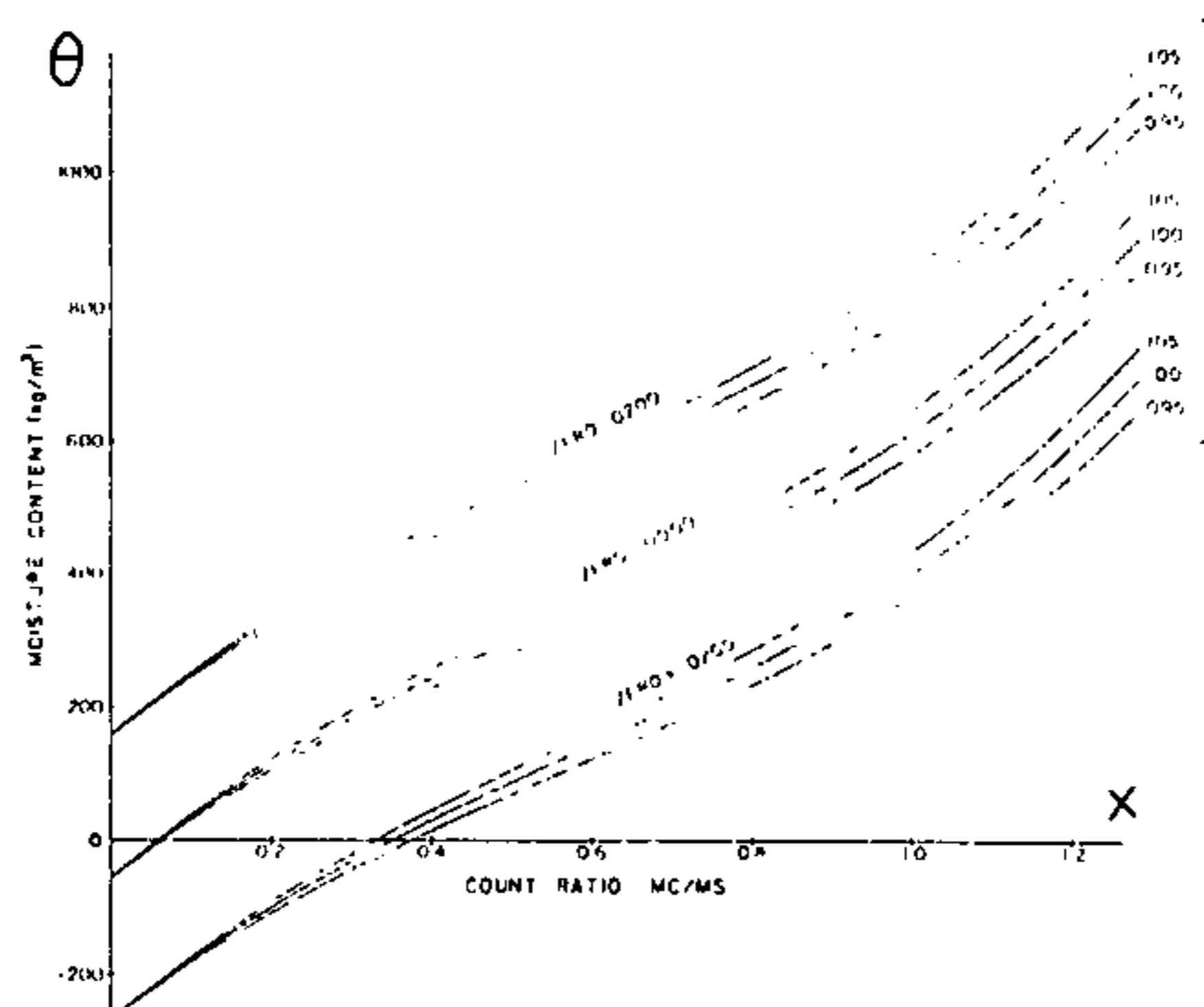
Figura 16

Element	Collisions to Thermalization	Absorption Cross Section
Hydrogen	19.0	.33
Boron	109.2	750.00
Carbon	120.6	.0034
Nitrogen	139.5	1.90
Oxygen	158.5	.0002
Sodium	224.9	.53
Magnesium	237.4	.063
Aluminum	262.8	.23
Silicon	273.3	.16
Phosphorous	300.8	.19
Sulfur	311.1	.51
Chlorine	343.3	33.00
Potassium	378.0	2.10
Calcium	387.3	.43
Titanium	461.6	6.10
Manganese	528.5	13.30
Iron	537.2	2.53
Cadmium	1074.6	2390.00
Lead	1975.5	.17
Uranium	2268.6	4.20

NOTA: "absorption Cross Section" representa la probabilidad de que un neutrón sea absorbido.

La tasa de recuento del detector de neutrones termalizados es transformada a contenido volumétrico de agua en el suelo por medio de una apropiada curva de calibración (relación entre θ y la tasa de recuento de la sonda). En general esta curva tiene la forma de un polinomio de tercer orden, pero puede ser aproximada - sin grandes errores - a una recta en un rango definido de humedades. Normalmente los fabricantes de las sondas entregan un conjunto de curvas de calibración para diversos suelos, las cuales pueden ser empleadas para mediciones gruesas en suelos normales. No obstante lo anterior, para aumentar la precisión de las mediciones es recomendable efectuar la calibración de la Curva para el suelo de interés y para todo el rango de humedades en el cual se espera trabajar.

Fig. 17 Curva de Calibración



Forma general:

$$\theta = O_f + S(A_0 + A_1 X + A_2 X^2 + A_3 X^3)$$

donde, θ : contenido de humedad.
 X : tasa de recuento, ó

$$= \frac{\text{cuentas medidas}}{\text{cuentas en el estandar}}$$

A_0, A_1, A_2, A_3 : coeficientes
 O_f : intercepto
 S : pendiente

FUENTE: TROXLER (1983)

Cada medición representa el recuento de neutrones termalizados en un período de tiempo previamente definido (considerando la naturaleza aleatoria de la emisión de neutrones, mientras mayor sea el período de tiempo se tendrá una mayor precisión en la medida) y en una determinada esfera de influencia adyacente a la fuente emisora. Entonces, esta tasa de recuento dependerá del hidrógeno presente en el agua y en la matriz sólida, además de la pérdida de neutrones por absorción en los elementos presentes en la esfera de influencia.

La presencia de Cadmio, Boro, Cloruros y Manganeso (ver Fig. 16) constituyen los típicos problemas para el uso de la Sonda de Neutrones. No obstante, una adecuada calibración de la curva que relaciona la tasa de recuentos con la humedad líquida, puede superar estos inconvenientes. En algunos casos, como en los Salares de Chile, cuyos suelos presentan altos contenidos de Cloruros, ha sido necesario construir una curva de calibración para cada uno de los puntos donde se deseaba efectuar mediciones en el tiempo (Grilli et al, 1985).

La esfera de influencia de la medición por termalización de neutrones presenta un radio que normalmente varía entre 15 cm. para agua y unos 40 cm. para suelo seco. En términos generales, el radio será dependiente de la densidad del suelo seco y del contenido de humedad.

4.2. Infiltración

Una fracción de las lluvias, o bien una inundación cualquiera, puede recargar el agua subterránea contenida en el acuífero, a través de un flujo vertical de humedad que traspasa la zona no saturada del suelo.

El cálculo tradicional de este flujo de agua en la zona no saturada ha sido efectuado, utilizando técnicas isotópicas, por medio de:

- a) Trazadores isotópicos
- b) Isótopos estables

4.2.1 Determinación del flujo de humedad por medio de trazadores isotópicos.

En un nivel o profundidad cualquiera del suelo, el agua infiltrada puede ser marcada por un trazador. Este puede ser tritio (HTO), deuterio (HDO) o cualquier otro isótopo o trazador químico, con la restricción de que presente baja absorción (sorption) en la matriz de suelo.

Durante la infiltración, el flujo de humedad arrastra el trazador. Registrando en el tiempo y en profundidad la concentración del trazador y el contenido de humedad, en la zona no saturada, puede calcularse la velocidad y el volumen de la infiltración. (ver Fig. 18).

El análisis de este problema se efectúa resolviendo en forma acoplada las ecuaciones de flujo de humedad y de transporte (del trazador). Numéricamente es posible simular los cambios en el tiempo y en el espacio de la concentración del trazador inyectado.

La ecuación de flujo de humedad fué presentada en los capítulos anteriores. El movimiento de la sustancia utilizada como trazador es analizada a través de una ecuación de balance de masa:

$$\frac{\partial (\theta \cdot c)}{\partial t} = - \nabla \cdot q_c$$

donde, θ es el contenido volumétrico de humedad
 c es la concentración del trazador
 q_c es el flujo del trazador que pasa a través de una unidad de área del medio poroso.

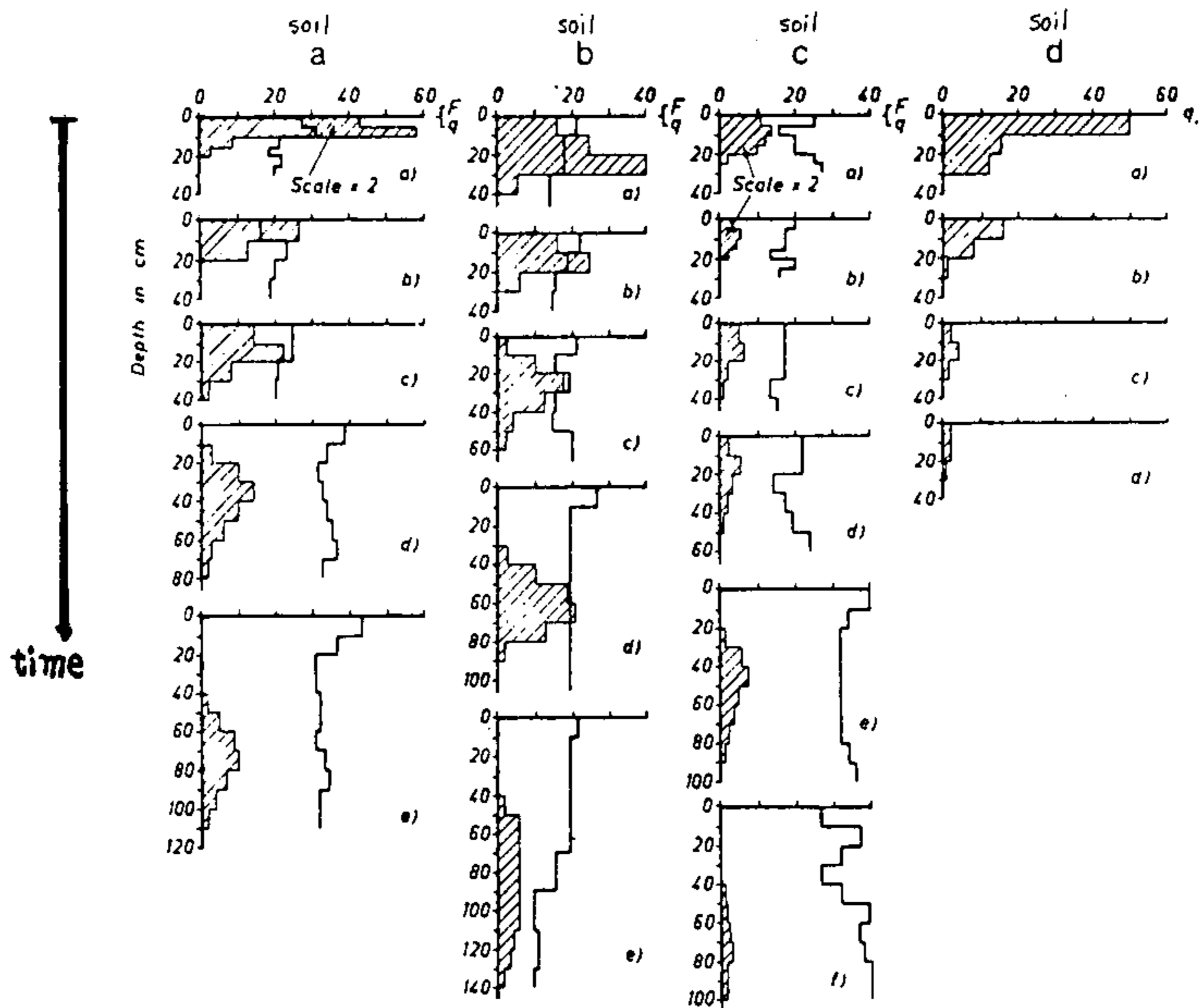


Fig. 18

Tracer profiles and soil moisture content in field experiments. F (heavy line), soil moisture (volume percentage); q (boundary of hatched area), amount of tracer per 10 cm layer of soil, as a percentage of the amount of tracer originally deposited.

En términos generales, el transporte del trazador es originado por 4 procesos:

- 1) Transporte convectivo, en el cual las sustancias utilizadas como traza son movidas por el flujo de agua.
- 2) Dispersión hidrodinámica, en la cual la difusión molecular, iónica y variaciones en pequeña escala de la velocidad del flujo, provocan una diseminación del soluto desde la dirección promedio del flujo.
- 3) Fuentes o sumideros de agua. Donde es suministrada o extraída el agua de una concentración dada.
- 4) Reacciones. Alguna cantidad de la especie utilizada como trazador puede ser agregada o removida de la humedad del suelo debido a reacciones químicas o físicas en el agua o entre el agua y la matriz sólida.

Entonces, el flujo total de contaminantes corresponderá a la superposición de ellos.

Aplicando balance de masas, se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta \cdot c) = \nabla \cdot \left[\theta \cdot D \cdot (\nabla c) - \vec{v} \cdot c \right] + \alpha_d \cdot (C_s - c) - \frac{1}{T} \cdot \theta \cdot c$$

donde

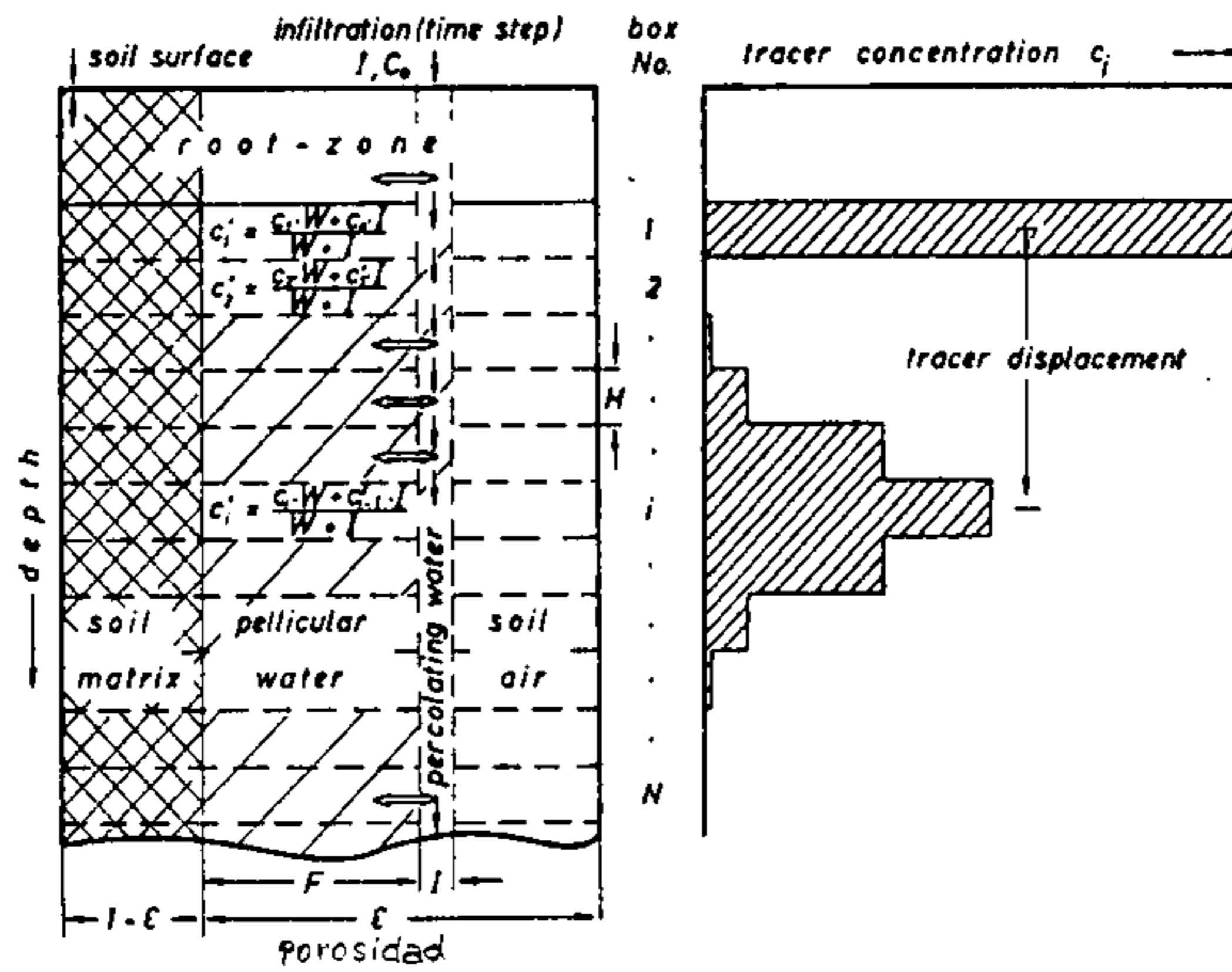
- $\theta \cdot D \cdot \nabla c$: representa la dispersión hidrodinámica
- $\vec{v} \cdot c$: transporte convectivo
- $\alpha_d \cdot (C_s - c)$: componente de absorción
- $\frac{1}{T} \cdot \theta \cdot c$: decaimiento, en el caso de sustancias radiactivo (T: semivida del elemento).
- D : coeficiente de dispersión hidrodinámica
- \vec{v} : velocidad aparente de Darcy
- α_d : coeficiente de transferencia o de absorción
- C_s : concentración del soluto en la humedad inmóvil del suelo (humedad y concentración en el paso de tiempo anterior).

Si bien la ecuación anterior, en conjunto con la de flujo, entregan $C(Z, t)$ y $\theta(Z, t)$, con lo cual puede ser calculado el flujo en la zona no saturada y, por ende, la infiltración que recarga la napa, son de difícil solución numérica.

Posiblemente por tal motivo, existen otros modelos semiempíricos más difundidos. Tal es el caso del modelo HETP (Height Equivalent to a Theoretical Plate in Chromatography) propuesto por Thoma et al (1979), el cual utiliza el hecho que en el frente de humedecimiento el suelo inicialmente seco gana humedad hasta un valor cercano a la saturación, previo a escurrir a la siguiente zona del suelo. En Fig. 19, se presenta el funcionamiento general de este modelo en forma esquemá

tica. Se asume que el trazador no es radiactivo y que no presenta absorción

Fig.19. Esquema de Funcionamiento del Modelo HETP



La zona no saturada es simulada como una serie de capas de suelo (cajas), cuya agua está bien mezclada en su interior. Cada una de estas capas de suelo presenta una altura H (la cual controla la dispersión longitudinal) y una capacidad de campo F . El modelo trabaja como sigue. Inicialmente cada capa de suelo contendrá $W = \theta \cdot H$ (mm) de agua. En la infiltración, una cantidad I (mm) de agua con concentración C_0 ingresará a la capa de suelo más superficial, mezclándose con el agua W_1 y de concentración C_1 que contenía en el paso de tiempo anterior, resultando con una nueva concentración $C_1' = \frac{I + C_1 \cdot W}{I + W}$. Si $I + W$ excede el monto de agua correspondiente a la capacidad de campo F , el exceso $I_1 = I + W - F$, después de completarse la mezcla, será transferida a la capa de suelo inferior. El procedimiento continúa de capa en capa de suelo, transfiriéndose humedad cuando ésta excede la capacidad de campo.

En la figura se muestra como continúa el proceso, una vez que todo el perfil de suelo ha alcanzado una humedad igual a la capacidad de campo.

Otro modelo más simple es el de tipo "pistón": asume que el agua que ingresa a un elemento de suelo desplaza totalmente el agua que existía en él previamente, sin mezclarse. Asumiendo este tipo de flujo y siguiendo el centro de gravedad de la nube de trazador en la medida que este avanza en el suelo, puede determinarse la velocidad del flujo: es aproximadamente igual a la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad del trazador.

4.2.2 Utilización de isótopos estables en el estudio de la infiltración.

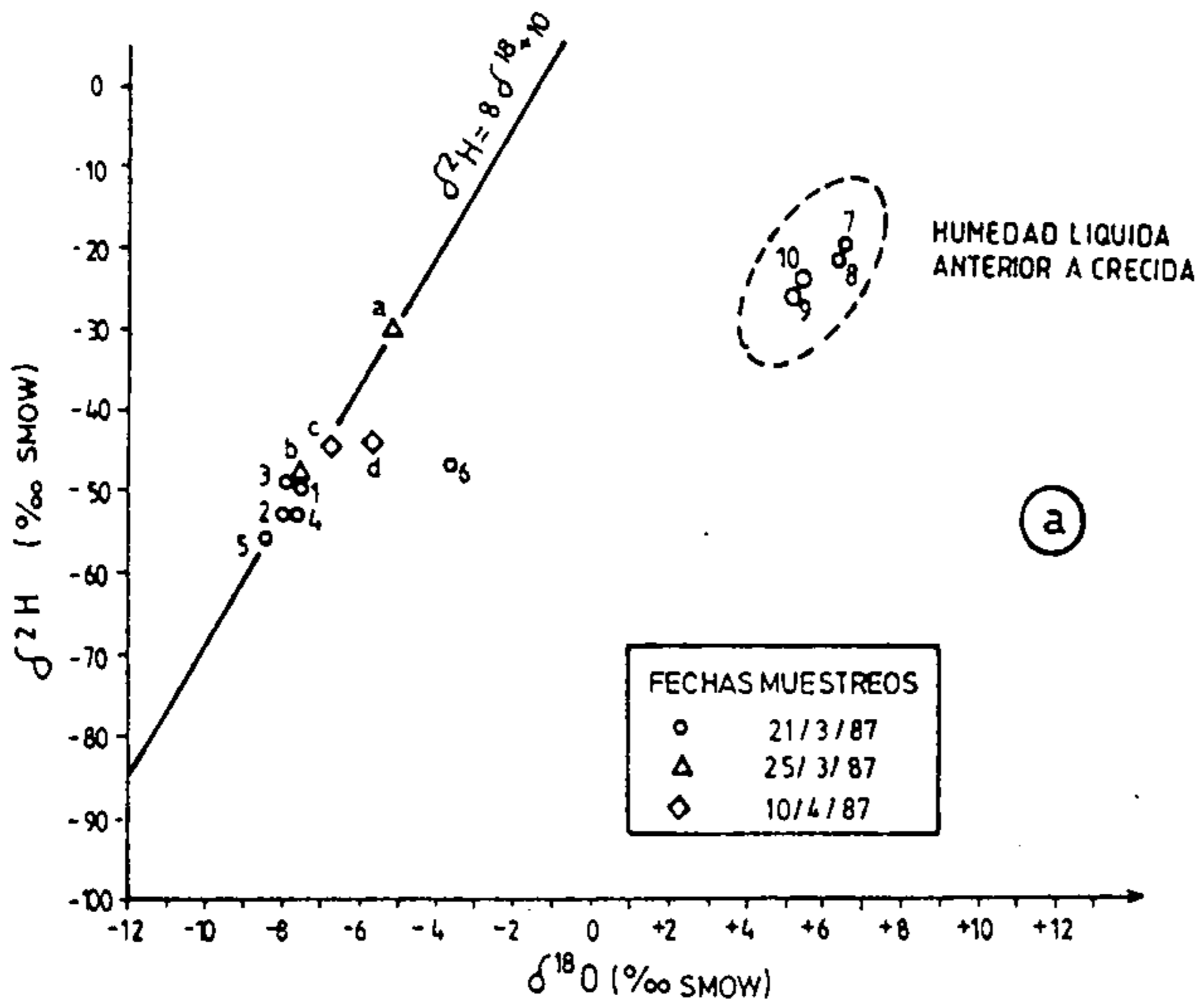
En Peña et al (1989) puede apreciarse una interesante forma de utilización del oxígeno-18 y del Deuterio en el estudio del proceso de infiltración. Para estudiar la evolución del agua infiltrada en la zona no saturada del suelo, proveniente de una crecida, construyeron calicatas para muestrear el suelo en profundidad y en diferentes períodos de tiempo, determinando la evolución de los perfiles de humedad y de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. En Fig. 20, se presentan sus resultados.

Se observa que el agua ingresa al suelo durante el paso de la crecida, redistribuyéndose la humedad en el período posterior al paso de ésta. Además, la superficie del terreno empieza a perder humedad por evaporación.

Adicionalmente a lo anterior, Peña et al (1989) observan que el contenido isotópico del agua infiltrada evoluciona por medio de 3 procesos diferentes:

- i) en el frente de humedad se produce mezcla entre el agua que existía inicialmente en el suelo y la que viaja en la zona de humedecimiento (ver puntos 6 y d en la figura).
- ii) el agua infiltrada que viaja detrás del frente de humedecimiento experimenta intercambio isotópico, desplazándose por la recta de equilibrio de pendiente 8. (Ver evolución de puntos 2→1→a; 3→b y 5→4→c en la figura). Esta situación ha sido observada también por Gat y Tzur (1967).
- iii) cuando el nivel de humedad en la zona superficial del suelo baja lo suficiente, ésta será afectada por un fraccionamiento evaporativo en desequilibrio.

La identificación de los procesos (i) y ii) durante la infiltración nos conduce a preguntarnos cuál será el contenido isotópico del agua que finalmente recargue el acuífero. ¿Será esta la explicación de porqué las aguas subterráneas del Norte de Chile pueden ser caracterizadas por una pendiente 8 en el diagrama $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, pero con un exceso de deuterio diferente al de las aguas lluvias?.



FUENTE: Peña et al (1989)

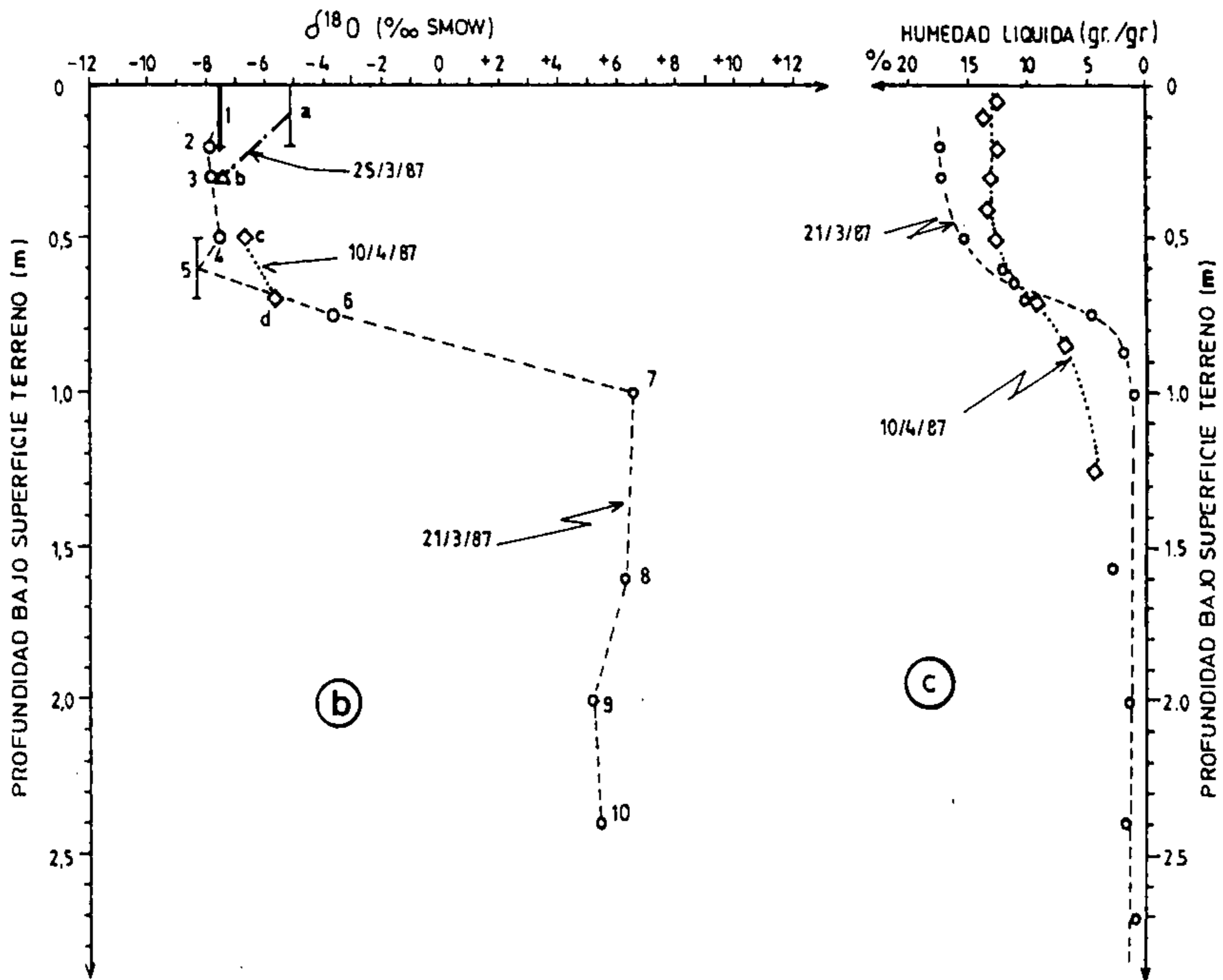


FIG. 20. Agua de crecida en zona no saturada, perfil vertical de suelo en Pampa Soledad. (a) diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. (b) variación del ^{18}O en profundidad y en el tiempo. (c) variación de la humedad líquida en profundidad y en el tiempo.

La existencia del proceso(iii) nos permite utilizar los isótopos estables como trazadores. Fontes y Edmunds (1989), citando a Zouari (1983) y Zouari et al (1985), presentan un perfil de $\delta^{18}O$ del agua contenida en la zona no saturada de Djebel-Dissa (S. Tunisia), observando que la humedad aumenta con la profundidad y que los perfiles de los isótopos ambientales muestran un enriquecimiento en isótopos pesados hacia la zona de la superficie del terreno, debido probablemente a evaporación (ver fig. 21). Sin embargo, algunos peaks se superponen a esta tendencia general. Estos peaks pueden corresponder a antiguos frentes de evaporación, los cuales han sido desplazados hacia abajo por sucesivos episodios de infiltración.

4.3. Evaporación

En cuencas cerradas o endorreicas, las cuales se presentan principalmente en regiones áridas o semiáridas (por ejemplo : Africa, Australia, Norte de Chile, región altiplánica de Argentina-Bolivia-Chile-Perú), el equilibrio hídrico se establece por medio de la descarga del agua subterránea en vertientes y de la evaporación difusa de ésta a través de la zona no saturada del suelo. Este último proceso es generalmente el más importante, aunque el más difícil de cuantificar por medio de las técnicas tradicionales. En cambio, las técnicas de isótopos ambientales pueden ser una herramienta muy eficiente para evaluar este tipo de descarga.

Según lo visto en los capítulos anteriores, la evaporación (o cambio de fase del estado líquido o gaseoso) se produce en el frente de evaporación, el cual se ubica en la superficie del terreno cuando éste se encuentra saturado (o con humedad cercana a la saturación) y bajo ésta en suelos secos.

De acuerdo a Zimmermann et al (1967), el enriquecimiento isotópico ($H_2^{18}O$ y $HD^{16}O$) que experimenta el agua contenida en un suelo saturado sometido a evaporación, puede ser predicho utilizando relaciones desarrolladas para explicar la evaporación desde una superficie de agua libre. Debido a leves diferencias del potencial químico entre especies isotópicas, la evaporación está acompañada por fraccionamiento isotópico, resultando el agua enriquecida en isótopos pesados. Asumiendo régimen permanente, bajo el frente de evaporación se establece un flujo líquido que alimenta el proceso de evaporación. Entonces, el flujo de las especies $H_2^{18}O$ ó $HD^{16}O$ en la fase líquida puede ser modelado como una combinación de procesos de convección y difusión: difusión, hacia abajo, de las especies pesadas producto de la evaporación y transporte, hacia arriba, de las especies provenientes del agua subterránea.

Zimmermann et al (1967) propone que, en un suelo homogéneo saturado isotermal, este proceso puede ser representado por:

$$\delta_i - \delta_i^{res} = (\delta_i^s - \delta_i^{res}) \cdot \exp(-z / \hat{Z}_i)$$

donde δ_i : valor de la especie isotópica "i", en notación δ

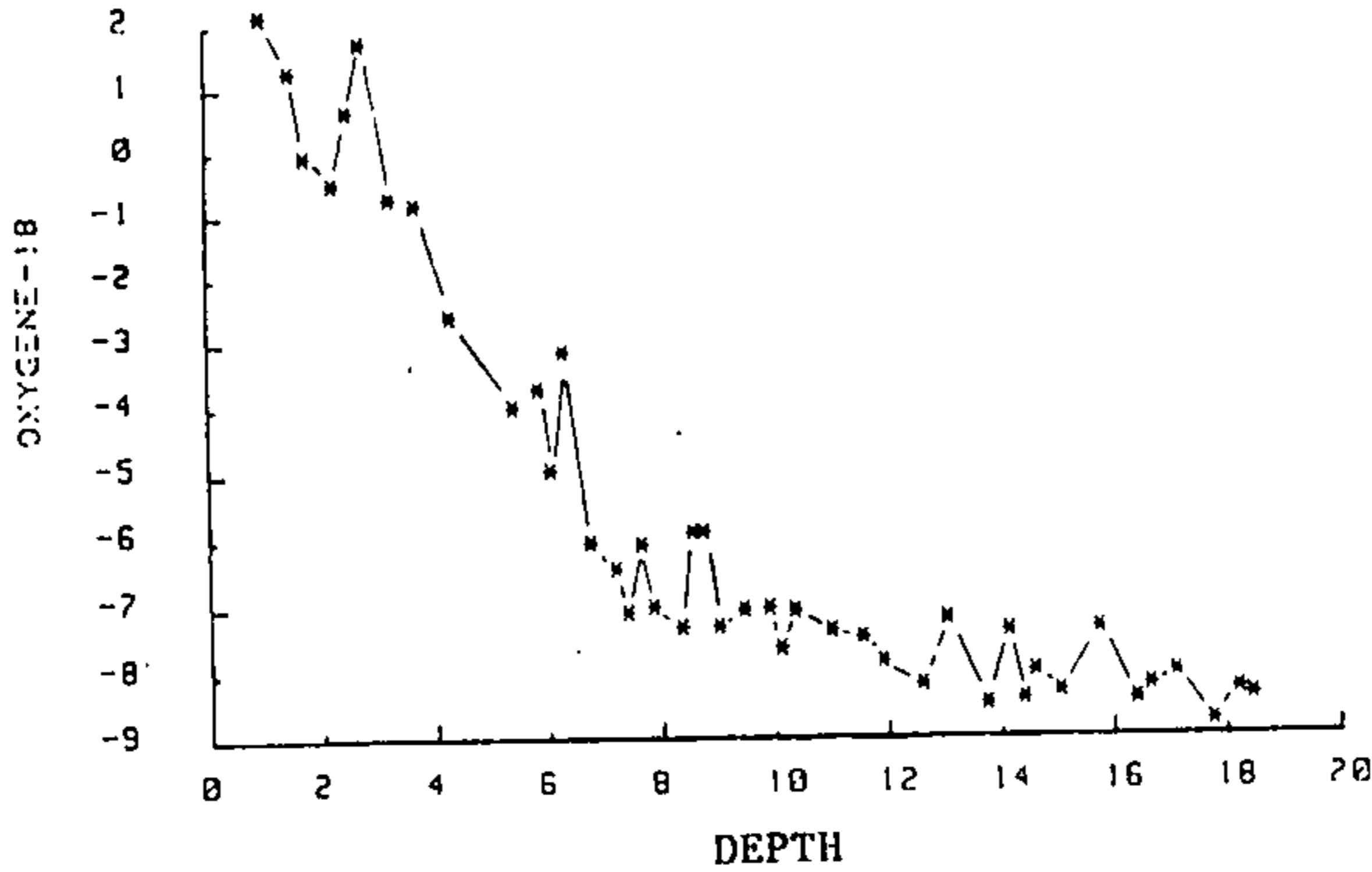
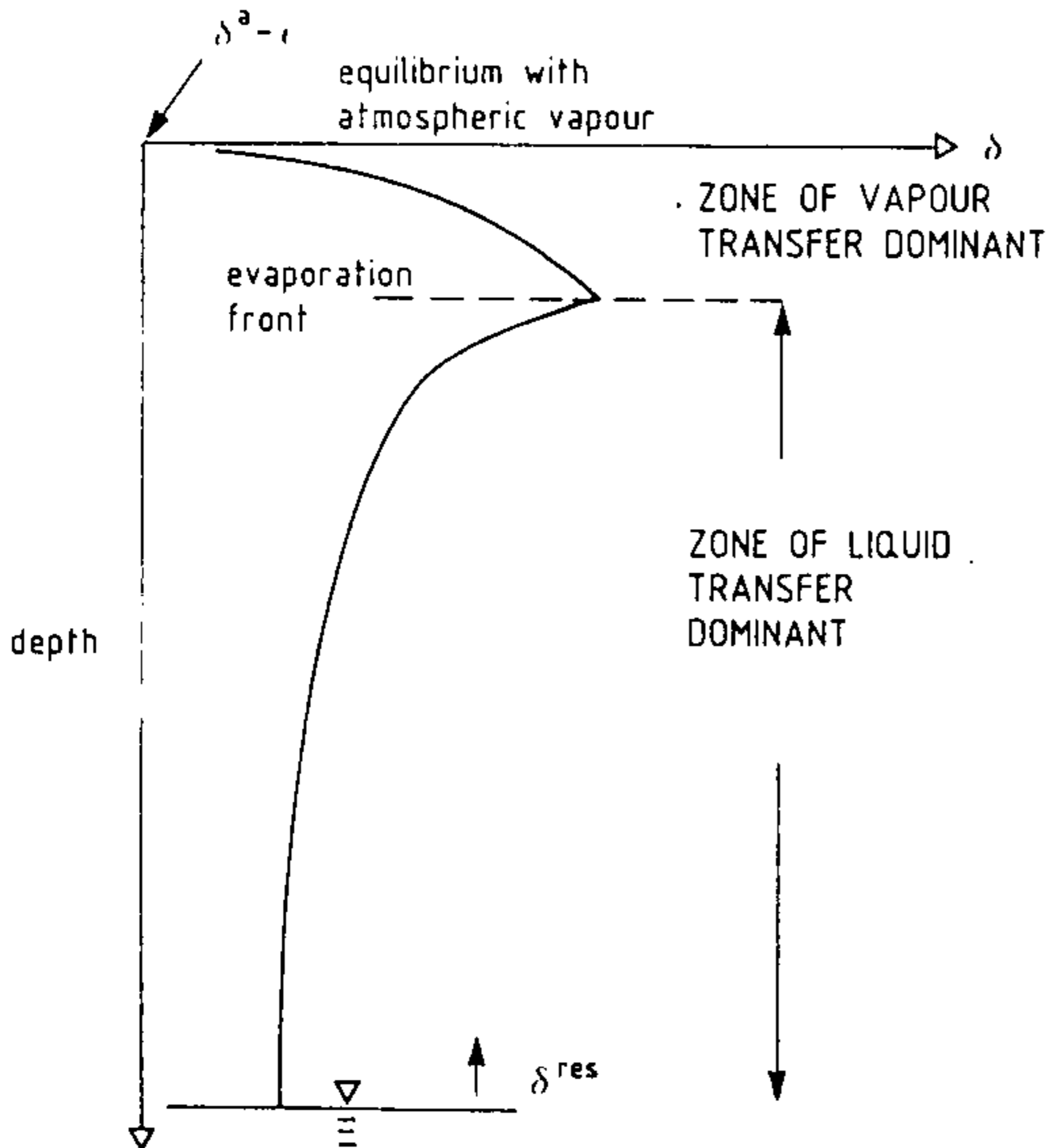


Fig.21. Oxygen-18 profile in pore water from the unsaturated zone at Djebel-Dissa (S. Tunisia). From Fontes y Edmunds (1989)



MODELO DE BARNES Y ALLISON

Fig. 22

Theoretical curve of stable isotope contents in a soil profile under arid conditions. Near the surface, the stable isotope content of the soil water tends towards $\delta^a - \epsilon$ (δ^a = heavy isotope content of the atmospheric moisture, ϵ = isotope enrichment factor between liquid and vapour). Adapted from Barnes and Allison, 1983

- δ_i^{res} : valor de la especie isotópica "i" en el agua de ingreso al sistema (agua subterránea del acuífero)
 δ_i^s : valor en la superficie de evaporación.
 Z : distancia bajo la superficie o frente de evaporación
 \hat{Z}_i : longitud de decaimiento o profundidad media de penetración.

$$\hat{Z}_i = D_i^{l*} / E$$

- con E : tasa de evaporación
 D_i^{l*} ($= p \cdot \zeta \cdot D_i^l$) : difusividad efectiva de la especie "i" en el agua del suelo.
 p : porosidad total del suelo.
 ζ : tortuosidad efectiva
 D_i^l : coeficiente de difusión de la especie "i" en agua, a una temperatura dada.

Barnes y Allison (1983) adoptan esta teoría a un suelo homogéneo no saturado isotérmico, determinando que el perfil de isótopos en la zona donde predomina la transferencia líquida, es:

$$\delta_i - \delta_i^{\text{res}} = (\delta_i^0 - \delta_i^{\text{res}}) \cdot \exp[-f(Z)/\hat{Z}_i]$$

- donde, $f(Z) = \bar{\theta} \cdot \int_{Z_0}^Z dZ' / \theta$: función de profundidad modificada
 δ_i^0 : valor de la especie isotópica "i" en el frente de evaporación.
 Z_0 : profundidad bajo la superficie del terreno donde se ubica el frente de evaporación.
 θ : humedad volumétrica líquida (total menos la residual)

Z_i es ahora modificada reemplazando la porosidad total «p» por el contenido de humedad promedio $\bar{\theta}$

Esta ecuación puede ser resuelta muestreando y determinando en el perfil de suelo, a diferentes profundidades Z , los valores correspondientes a δ_i y θ . Entonces, se puede ajustar por mínimos cuadrados la recta siguiente:

$$\ln \left[\frac{d_i - d_i^{\text{res}}}{d_i^0 - d_i^{\text{res}}} \right] = - \frac{1}{\hat{Z}_i} \cdot f(Z)$$

de la cual, se puede despejar el valor obtenido para \hat{Z}_i , determinando de esta forma la tasa de evaporación E.

Para un suelo en el cual la temperatura y la humedad no son constantes, Barnes y Allison (1984) modifican la ecuación anterior a:

$$d_i - d_i^{\text{res}} = (d_i^0 - d_i^{\text{res}}) \cdot \exp \left[- \int_{z_0}^z \sigma_i \, dz / Z_i \right]$$

donde, $Z_i = D^* / E$ y $D^* = \gamma \cdot D$

$\sigma_i = \gamma D / (\delta_i D_i)$: valor cercano a la unidad

D_i = coeficiente de difusión molecular de la especie "i" en el agua.

D : coeficiente de autodifusión molecular del agua.

$\gamma = \bar{\gamma} \cdot \theta$: factor que toma en cuenta la tortuosidad y el contenido cambiante de humedad.

$\delta_i = \bar{\delta}_i \cdot \theta$ factor similar al anterior, pero referido a la especie isotópica "i".

z_0 = profundidad de referencia, para la cual $d_i = d_i^0$

El modelo de Barnes y Allison (ver figura 22) asume que el frente de evaporación puede ser representado por un punto en el perfil vertical de suelo (es decir, no coexisten los flujos líquidos y de vapor), por lo que por sobre éste existirá tan solo un flujo gaseoso que escapa por difusión hacia la superficie del terreno.

Utilizando las hipótesis anteriores, Barnes y Allison desarrollan dos nuevos métodos para evaluar la tasa de evaporación E : aplicando conservación de masa de la especie isotópica "i" en la zona de flujo gaseoso y a partir de la profundidad a la cual se ubica el frente de evaporación. No obstante la existencia de éstas metodologías, ellas no entregan resultados muy confiables en la realidad, ya que: 1) no es realista que el frente de evaporación pueda en terreno ser ubicado con precisión y, 2) la zona de flujo gaseoso presenta normalmente muy bajos contenidos de agua, por la que el muestreo presenta muchas dificultades, volviéndose impreciso y poco confiable.

En un suelo real, el flujo total de humedad ascendente corresponde a la adición de los flujos en fase líquida y gaseosa:

$$q = -E \cdot \rho = q^l + q^v$$

y para la especie "i" :

$$q_i = -E \cdot \rho \cdot R_i^{\text{res}} = q_i^l + q_i^v$$

Barnes y Allison (1984) plantean que:

$$q_i^v / (E \rho) = -h \cdot Z_v \cdot R_i \cdot \alpha_i^* / \sigma_i \frac{d}{dz} \left[\text{Ln} (h \cdot N^{\text{sat}} \cdot \alpha_i^* \cdot R_i) \right]$$

$$q_i^l / (E \rho) = q^l / (E \rho) R_i - Z_1 / \sigma_i R_i \frac{d}{dz} \left[\text{Ln} (R_i) \right]$$

Reagrupando términos y planteándolos en notación δ , se llega a la siguiente ecuación diferencial (régimen permanente y con gradientes de temperatura):

$$\frac{d\delta_i}{dz} + (Z_1 + hZ_v)^{-1} (\delta_i - \delta_i^{\text{res}}) = hZ_v (Z_1 + hZ_v)^{-1} (\epsilon_i^* + \eta_i) \frac{d}{dz} \left[\text{Ln} \left\{ hN^{\text{sat}} (\epsilon_i^* + \eta_i) \right\} \right]$$

donde $Z_1 = \tau \cdot \theta \cdot D_i^l / E$

$$Z_v = \tau \cdot (p - \theta) \cdot N^{\text{sat}} \cdot D_i^v \cdot \gamma / (E \cdot \rho_l)$$

ϵ_i^* : factor de enriquecimiento en equilibrio

η_i : factor de exceso en la relación de difusión

h : humedad relativa del aire en el suelo

N^{sat} : densidad del vapor de agua saturado

τ : tortuosidad

p : porosidad del suelo

γ : factor de flujo de masa

ρ_l : densidad de la humedad líquida

D_i^l : coeficiente de difusión de la especie "i" en la humedad líquida.

D_i^v : Coeficiente de difusión de la especie "i" en el aire contenido en los poros.

E : tasa de evaporación.

Esta ecuación es resuelta numéricamente por Grilli et al (1989), generalizándola para un suelo no homogéneo.

En Chile se han efectuado aplicaciones del modelo de cálculo propuesto por Grilli et al (1989) en 2 salares de la zona árida del extremo norte: en el Salar de Bellavista (Grilli et al, 1989), ubicado a 1000 m.s.n.m., y en el Salar de Atacama (Grilli et al, 1988), ubicado a 2300 m.s.n.m.

El Salar de Bellavista es la principal zona de descarga del acuífero de la Pampa del Tamarugal, descarga que se efectúa por medio de la evaporación del agua subterránea a través del suelo del salar. En Fig. 23 se aprecia que el agua subterránea experimenta -en la dirección del flujo- un fraccionamiento isotópico, evolucionando por una recta de evaporación con pendiente 3,6 en el diagrama $\delta^{18}O - \delta^2H$. En la misma figura (letra c) puede apreciarse que la principal variable que controla la evaporación es la distancia bajo la superficie del terreno a la cual se encuentra la superficie freática del agua subterránea. Este proceso de evaporación origina que el suelo comprendido entre la superficie y la napa presente un alto contenido de sales cristalizadas (ver Fig. 24), las cuales aumentan la succión total de humedad hasta valores muy altos (ver Fig. 25).

Analizando los isótopos estables existentes en la humedad líquida en 3 perfiles verticales de este salar (ver Fig. 26), puede apreciarse que éstos evolucionan en la dirección del flujo con una pendiente menor a 3 en el diagrama $\delta^{18}O - \delta^2H$. Ajustando el modelo teórico a los valores medidos de $\delta^{18}O$ en las 3 verticales, el modelo de enriquecimiento isotópico entrega como resultados los valores indicados en Fig. 27. Comparando esos resultados con los obtenidos al aplicar técnicas tradicionales de flujo en la zona no saturada, Grilli et al (1989) concluyen que sus resultados son mayores, pero quedan comprendidos en el margen de error de los métodos.

El Salar de Atacama corresponde a la zona de descarga evaporativa de una cuenca cerrada de 14.800 Km², de los cuales 2.550 Km² corresponden al salar propiamente tal. No obstante, la zona terminal, denominada Núcleo del salar, presenta una superficie de aproximadamente 980 Km², ubicándose la superficie freática a una profundidad de aproximadamente 0,5 metros. El suelo por sobre el agua subterránea corresponde a evaporitas, las cuales se presentan altamente fracturadas (ver Fig. 28). De acuerdo a las Figs. 29, 30 y 31, el frente de evaporación se ubica pocos centímetros (entre 0 y 10) arriba de la superficie freática del agua subterránea.

Extrayendo el agua existente en un perfil de suelo no saturado, por medio de toma de muestras y posterior destilación en laboratorio, puede apreciarse que los isótopos estables evolucionan por una recta de evaporación de pendiente menor a 3 en un diagrama $\delta^{18}O - \delta^2H$ (ver Fig. 32). Ajustando el modelo teórico a los medidos en la humedad extraída del perfil de suelo, se obtienen los resultados

que se presentan en Fig. 33. De acuerdo a Grilli et al (1988), este resultado es mayor que los obtenidos al aplicar otras técnicas (mediciones en lisímetros y por balance de energía en el suelo), pero -al igual que en el caso del Salar de Bellavista- es posible, ya que se encuentra dentro del rango de error de las metodologías alternativas utilizadas.

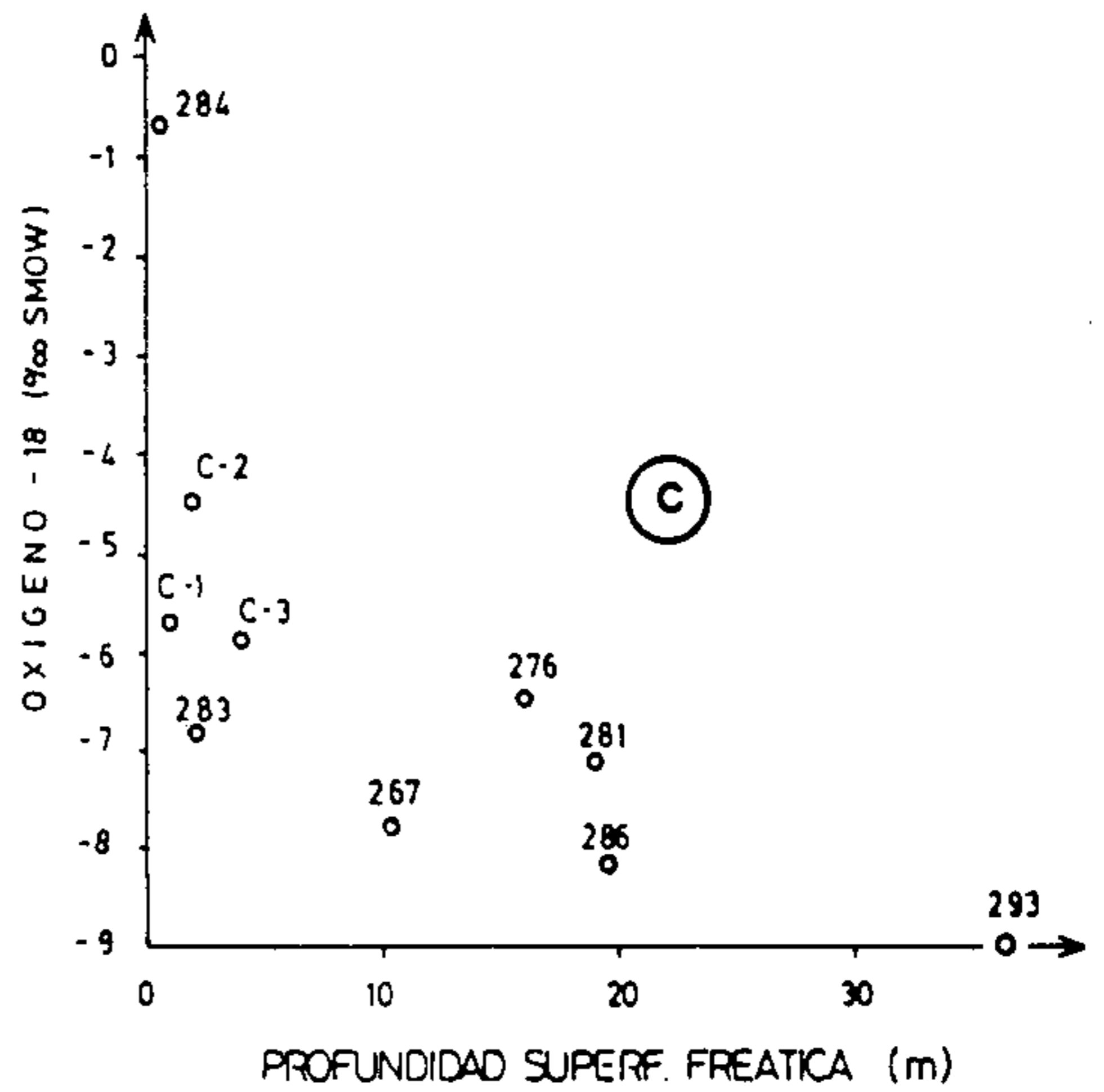
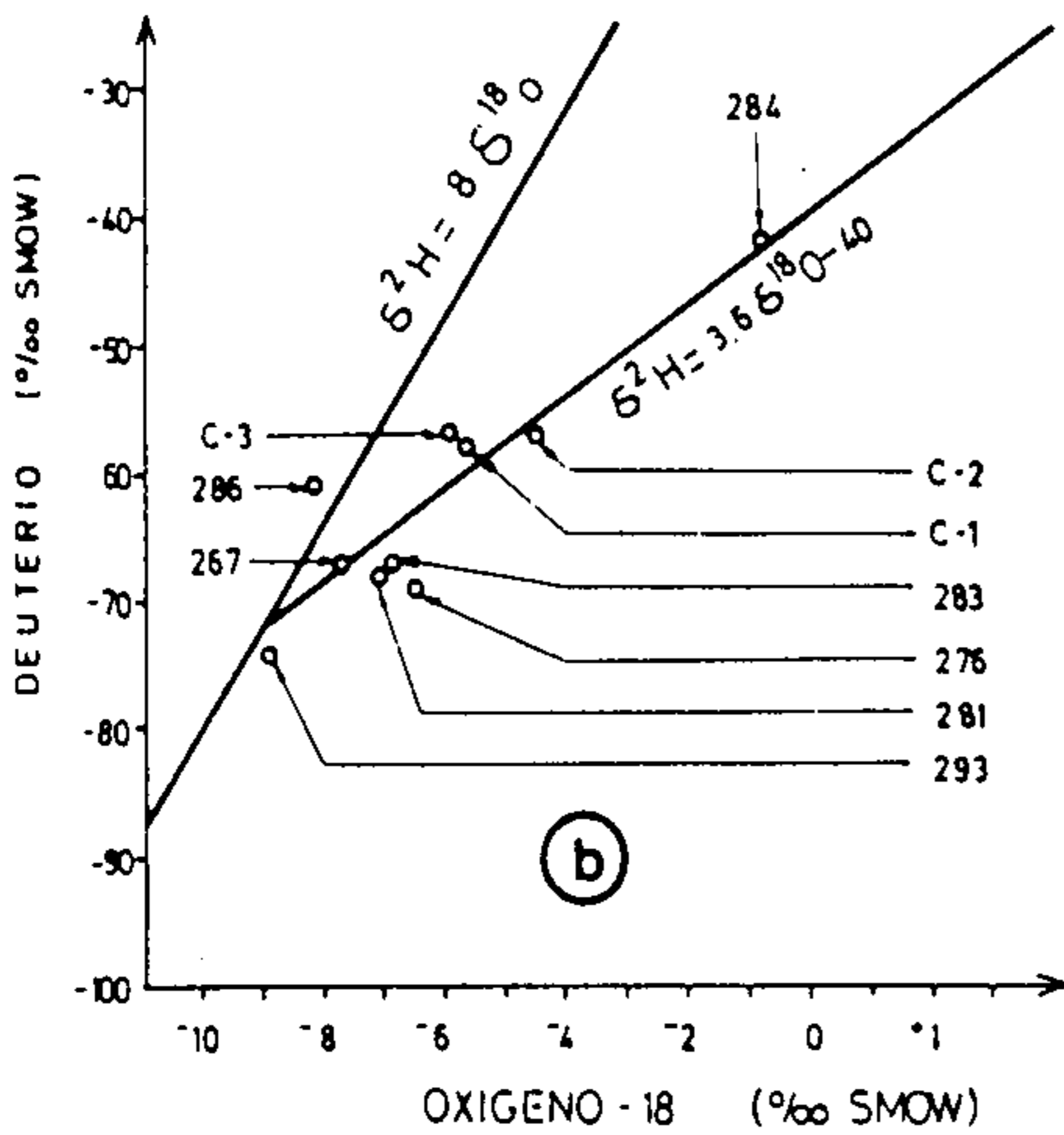
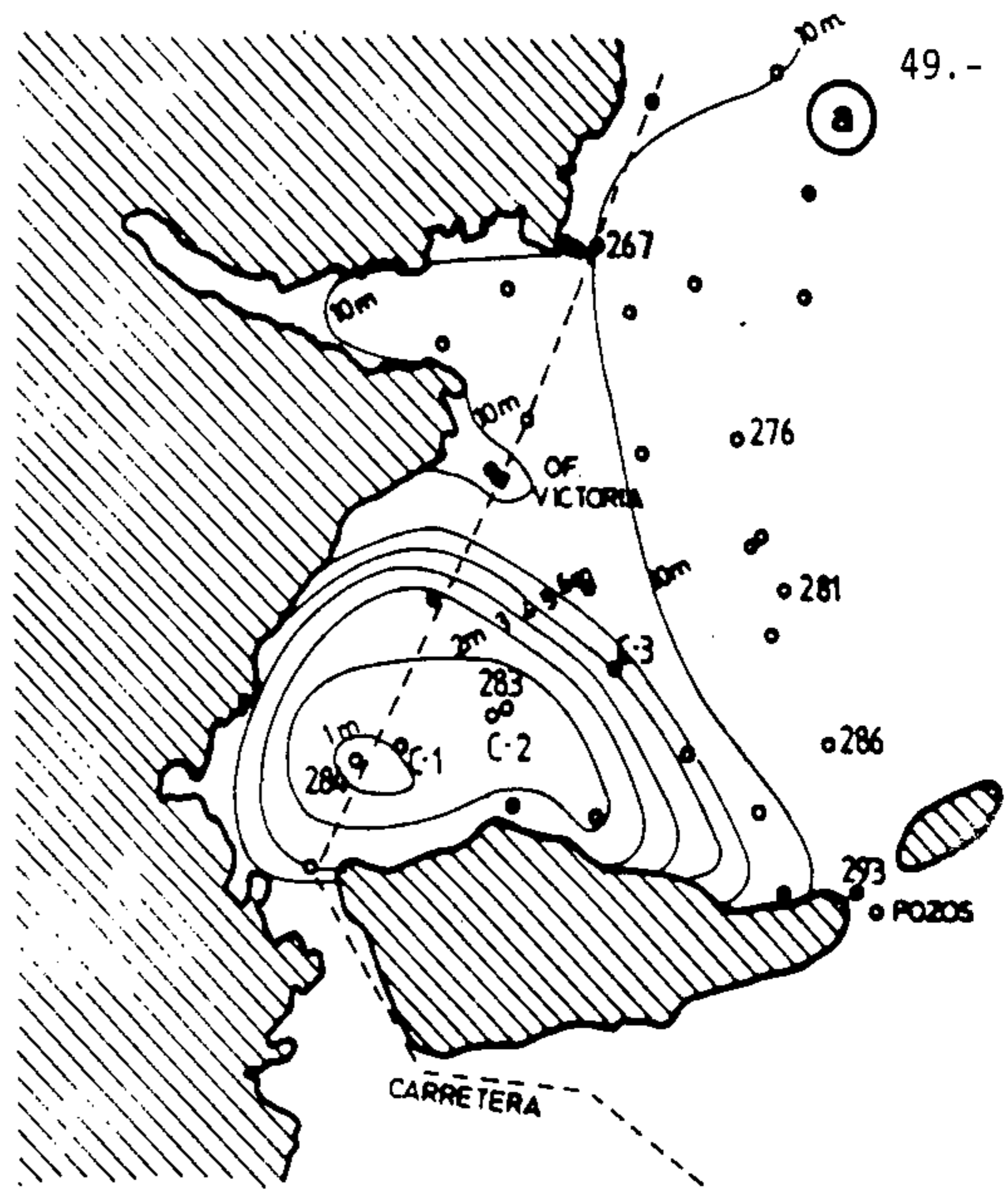
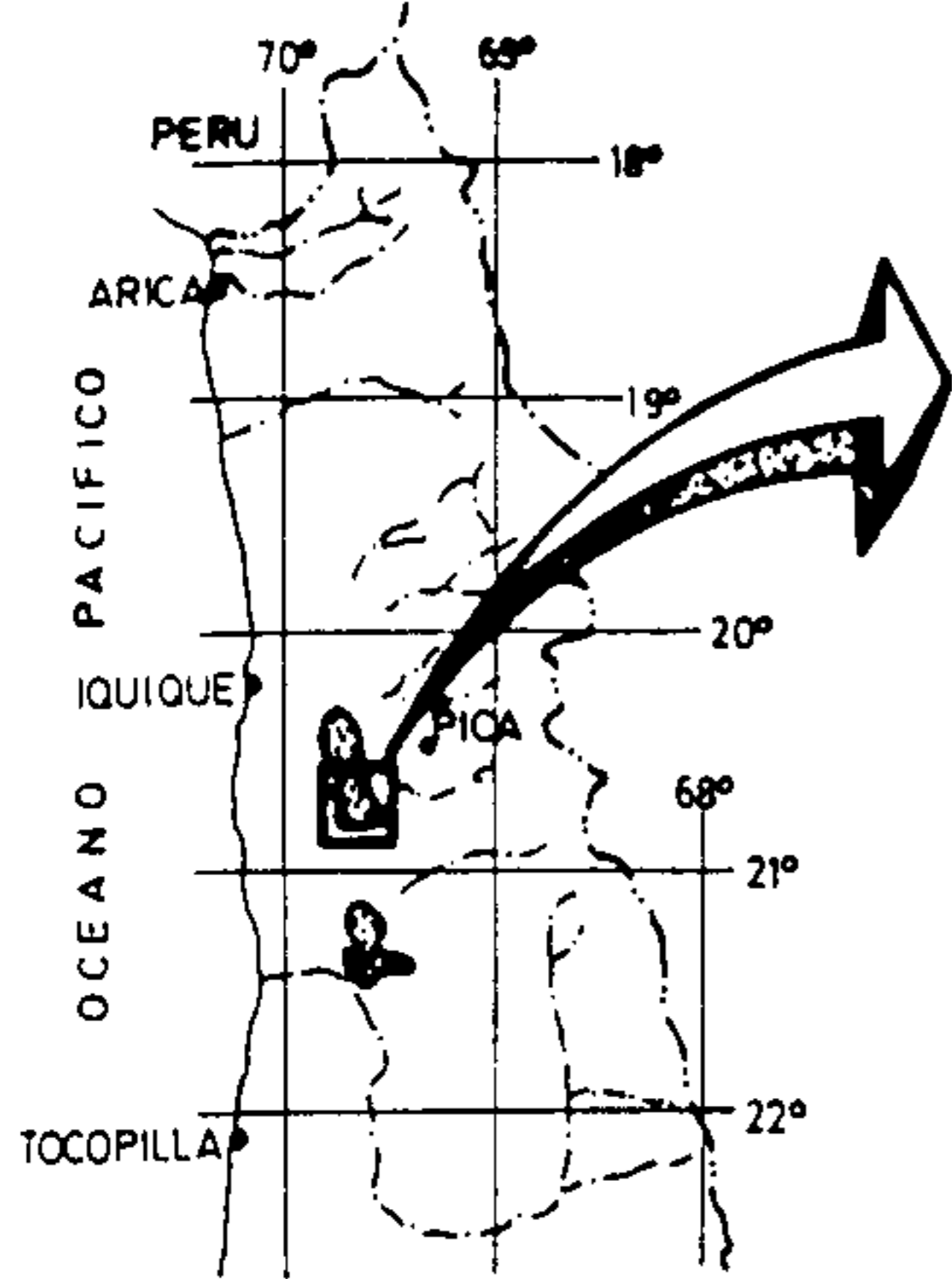


FIG.23. (a) Isopropundidades del agua subterránea en el Salar de Bellavista y ubicación de los pozos muestreados; (b) agua subterránea de la Pampa del Tamarugal ($\delta^2H = 8 \cdot \delta^{18}O$) y línea de evaporación en el Salar ($\delta^2H = 3.6 \cdot \delta^{18}O - 40$); (c) variación del contenido de ^{18}O según la profundidad de la superficie freática.

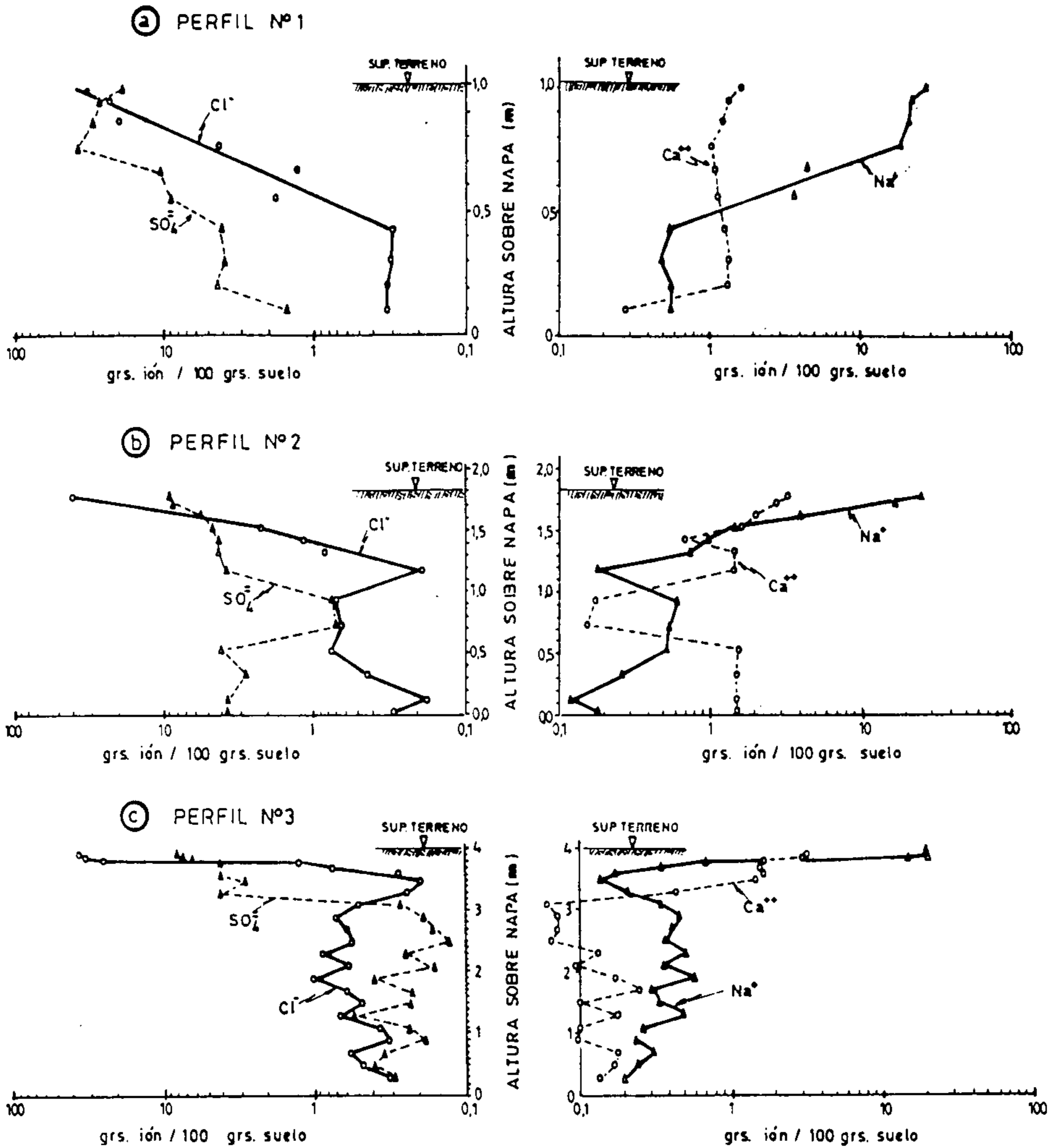


FIG. 24

PRINCIPALES SALES SOLUBLES EN PERFILES VERTICALES DE SUELO

SALAR BELLAVISTA

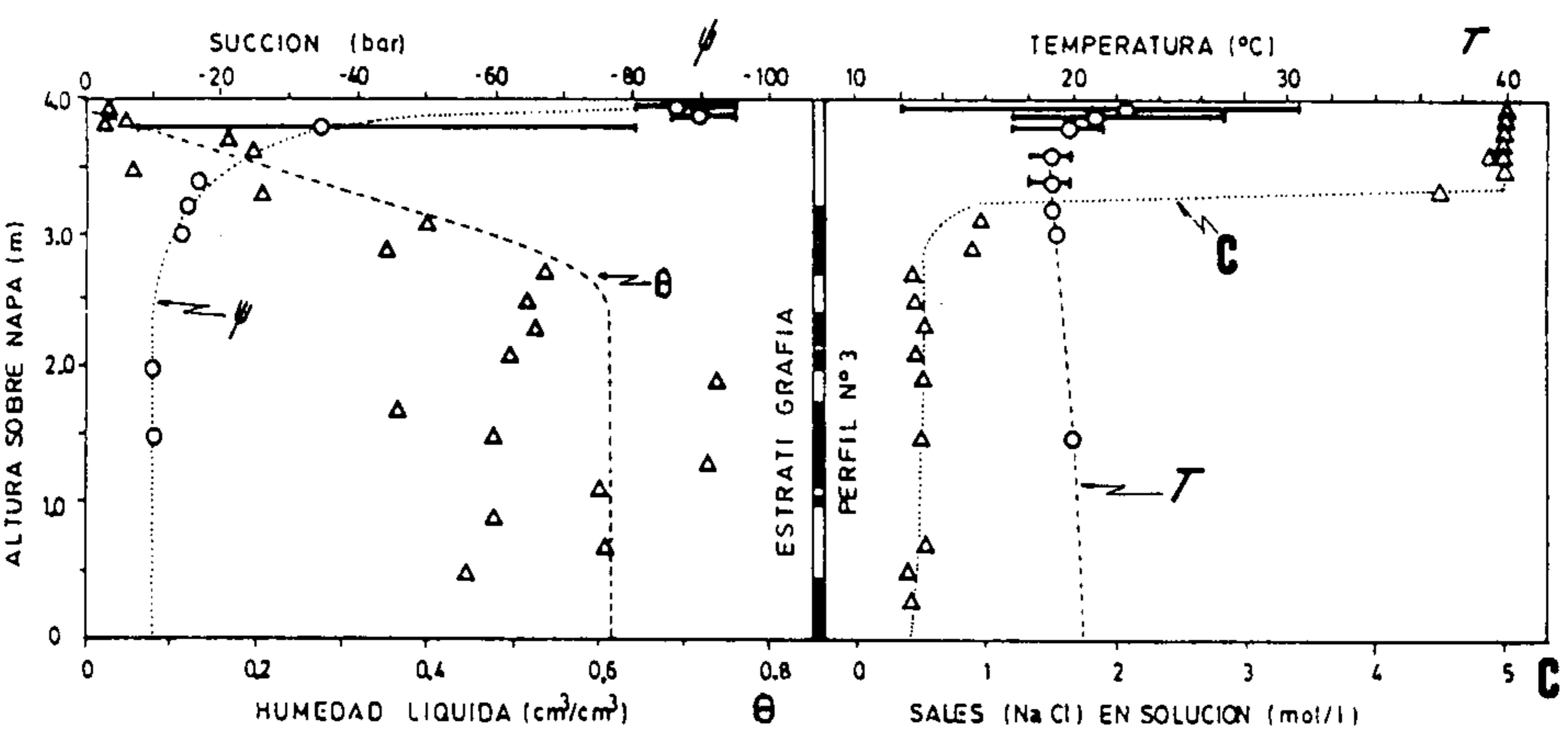
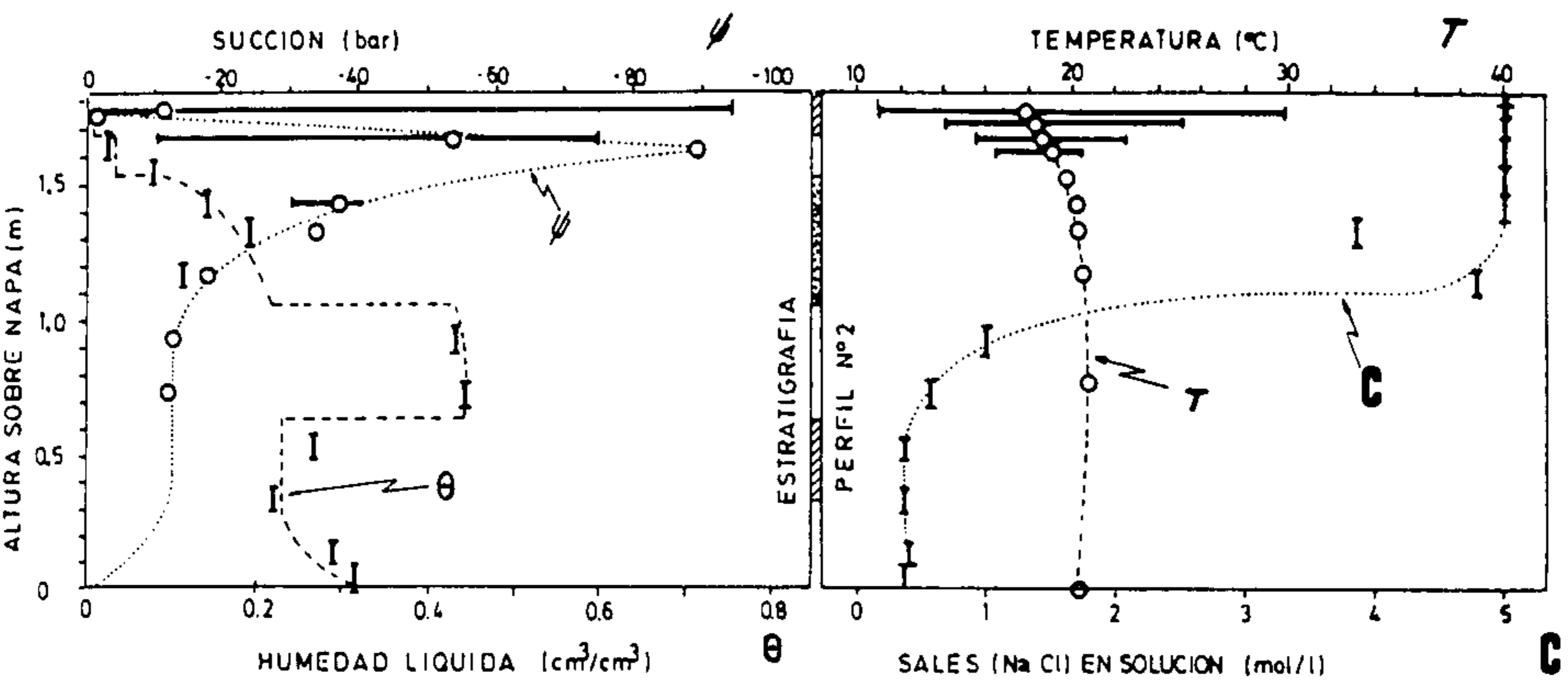
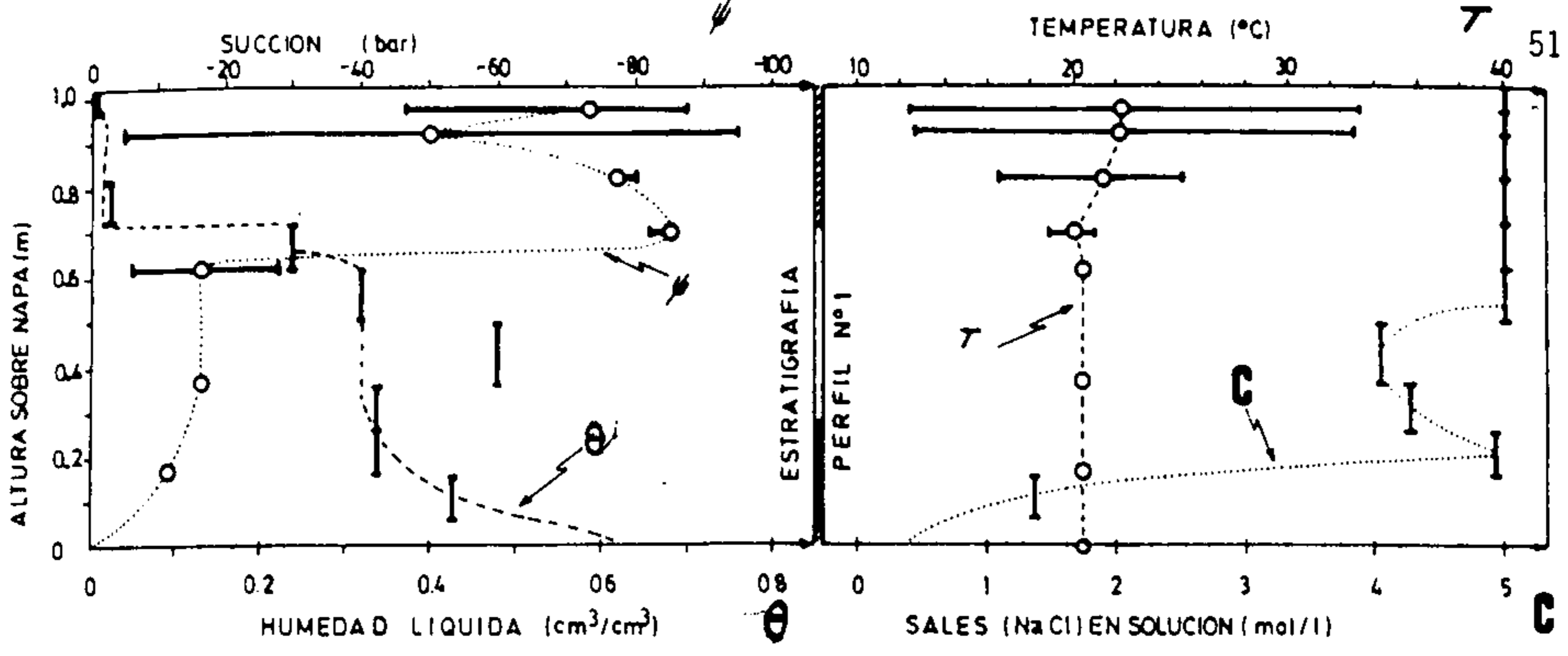


FIG.25. VARIABLES DEL MODELO Y SU VARIACION EN LOS PERFILES VERTICALES DE SUELO NO SATURADO

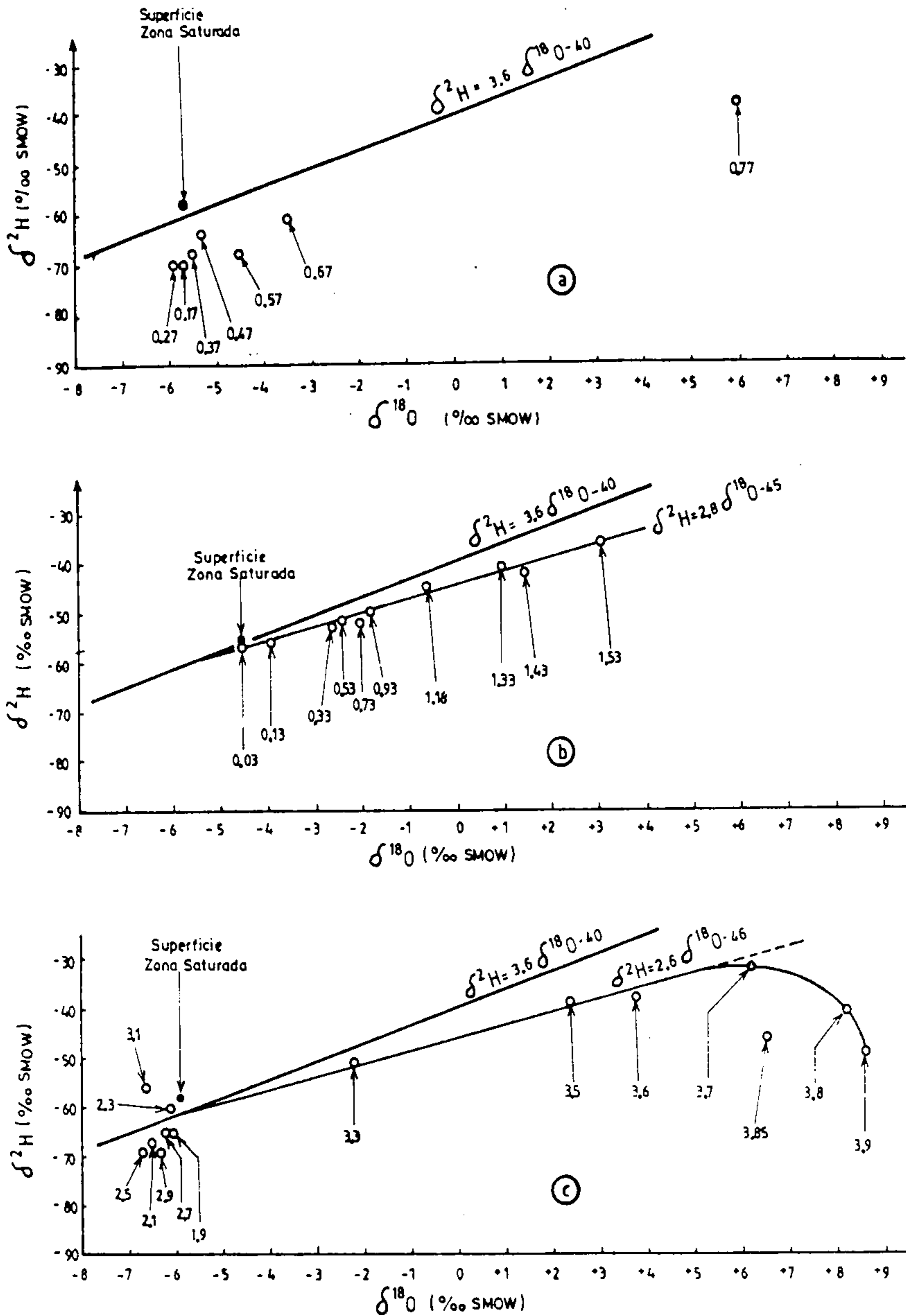


FIG.26. Diagramas $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ en perfiles verticales de suelo no saturado del Sal lar de Bellavista: (a) perfil N° 1, con superficie freática (NE) a 1.02 m; (b) perfil N° 2, con NE = 1.83 m; y (c) perfil N° 3, con NE = 4.0 m. Los números en los diagramas indican la altura, en metros por sobre el NE, donde fueron colectadas las muestras

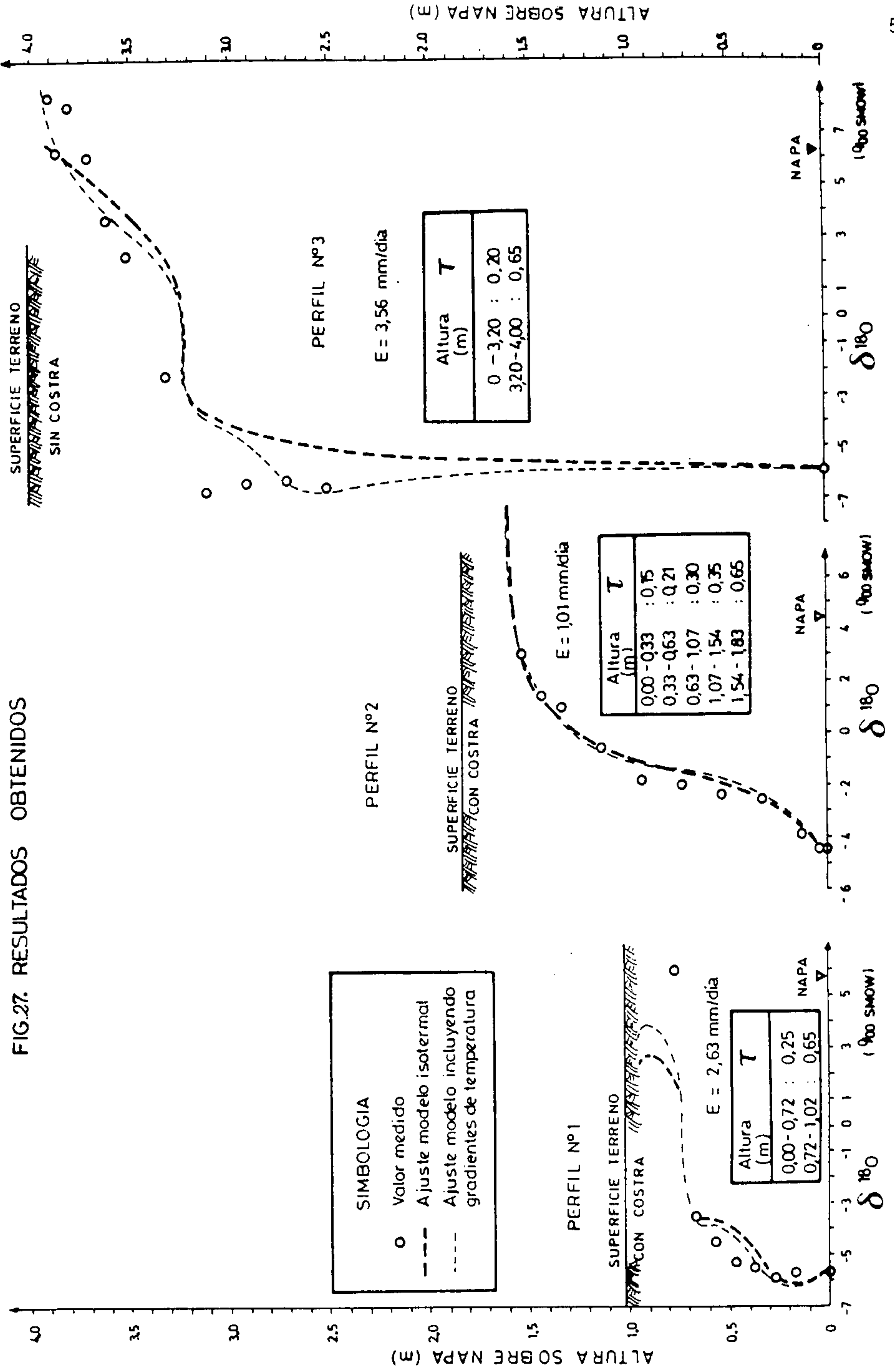


FIG.27. RESULTADOS OBTENIDOS

FIG. 28

PERFIL SUELO NUCLEO
Salar de Atacama

UBICACION SENSORES NOVIEMBRE 1987

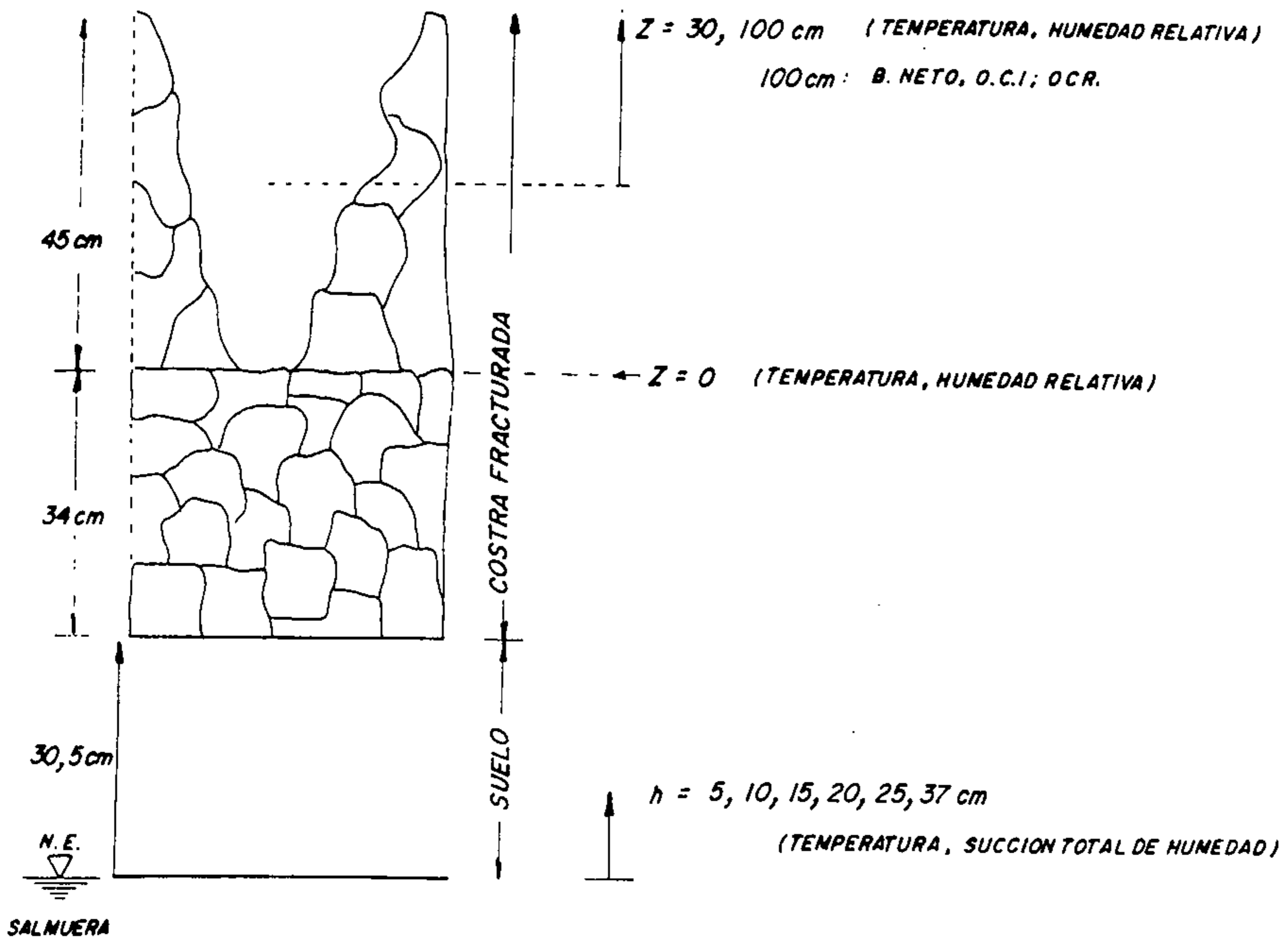


FIG. 29
**VARIACION DE LA HUMEDAD LIQUIDA
 CON LA ALTURA SOBRE EL NIVEL FREATICO**

NUCLEO SALAR DE ATACAMA
 NOVIEMBRE 1987

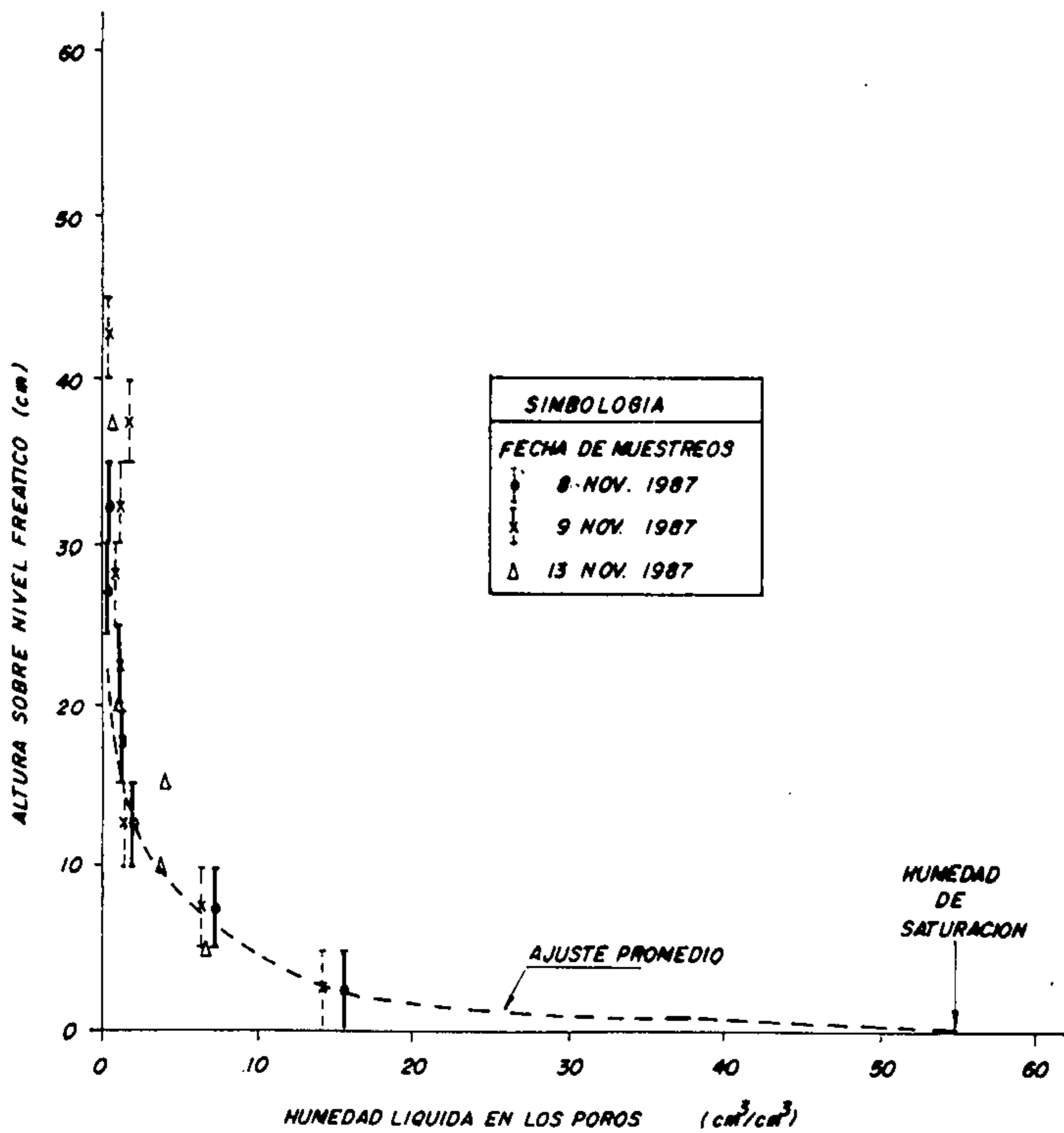


FIG. 30

GRADIENTES DE TEMPERATURA PROMEDIO DIARIA
 EN EL PERFIL DE SUELO NO SATURADO Y AMPLI-
 TUDES MAXIMAS EN EL PERIODO DE MEDICION.

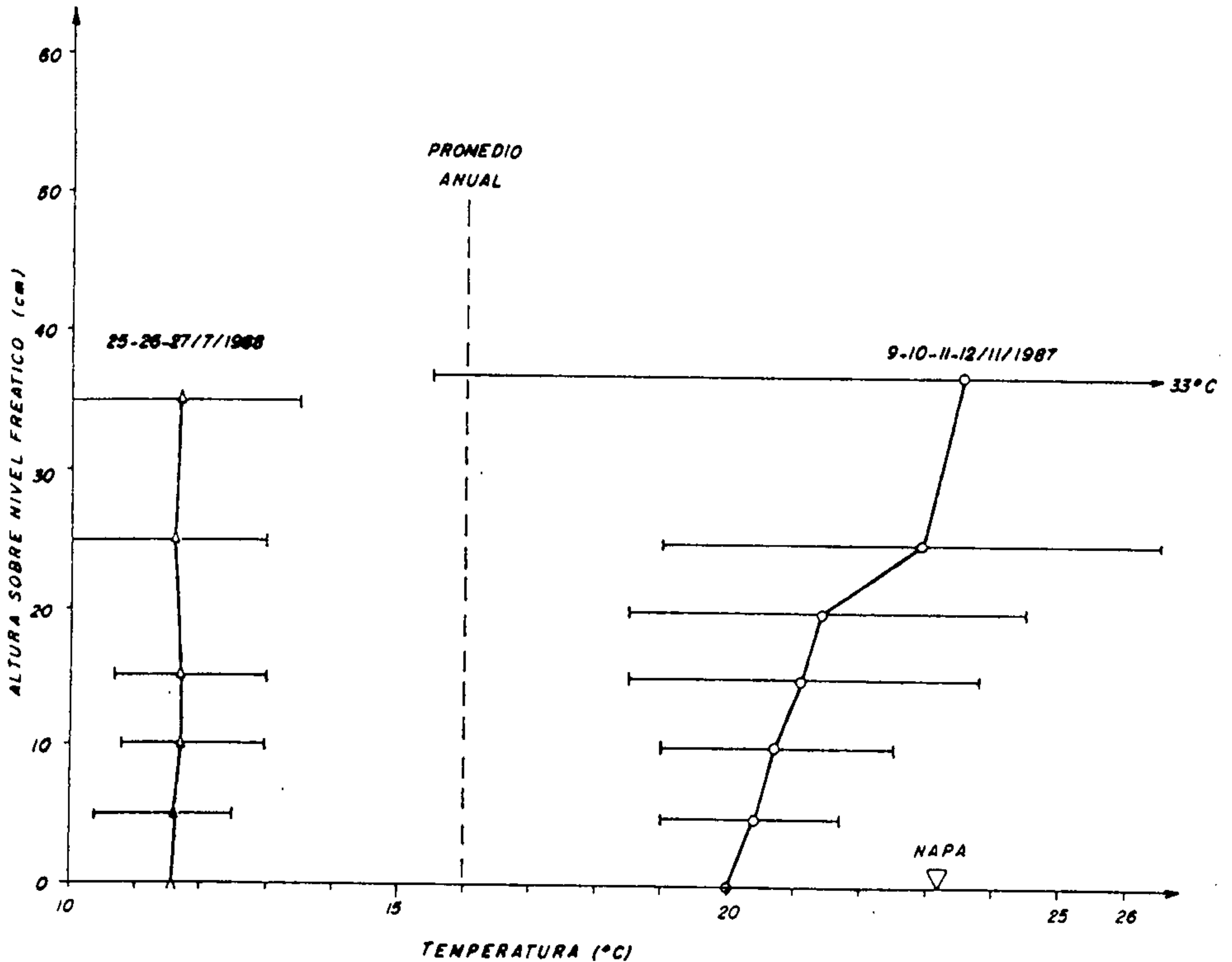


FIG. 31
VARIACION DEL POTENCIAL TOTAL DE HUMEDAD
EN PROFUNDIDAD
(SUPONIENDO REGIMEN PERMANENTE)

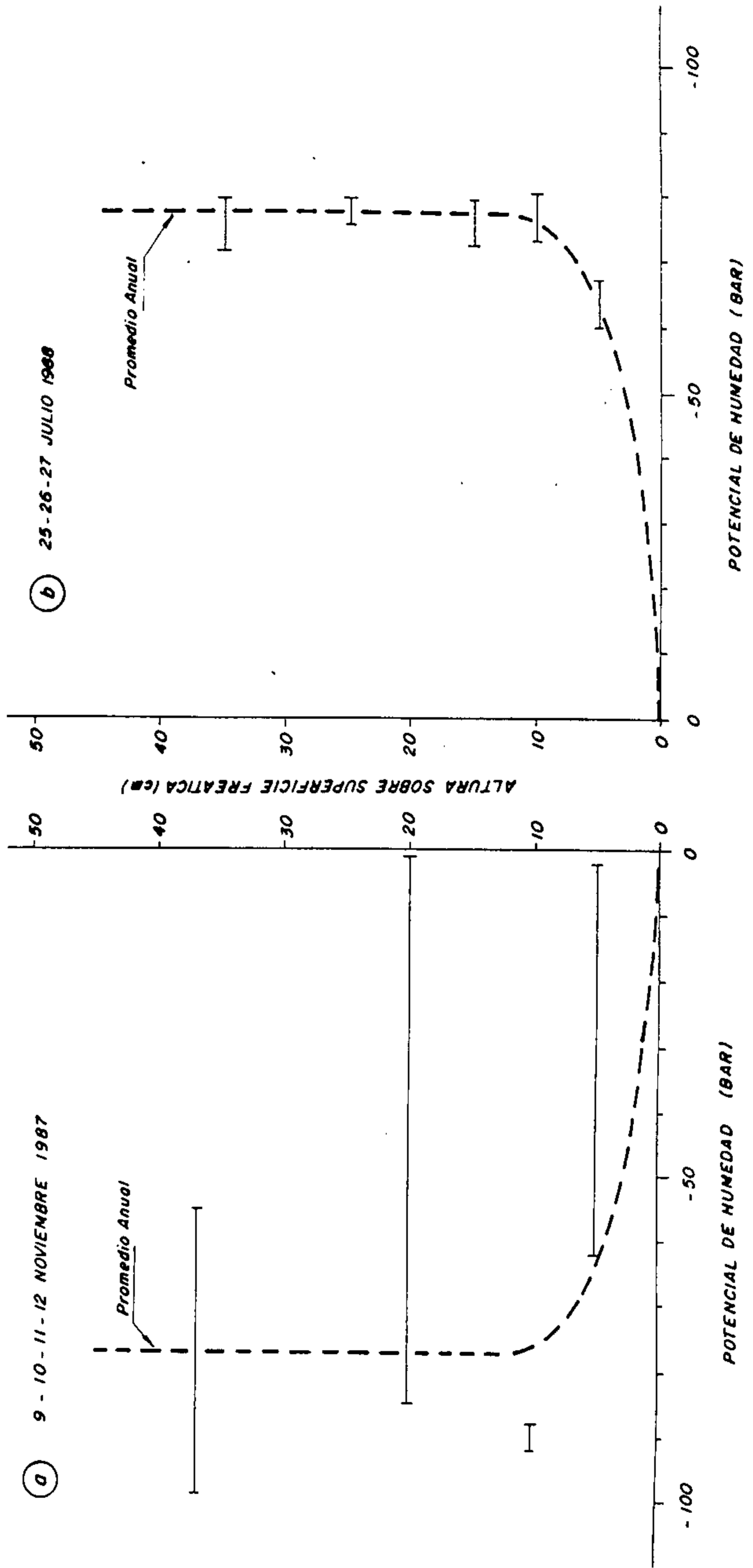


FIG.32
CONTENIDO ISOTOPICO HUMEDAD
PERFIL DE SUELO NO SATURADO

NUCLEO SALAR DE ATACAMA
 NOVIEMBRE 1987

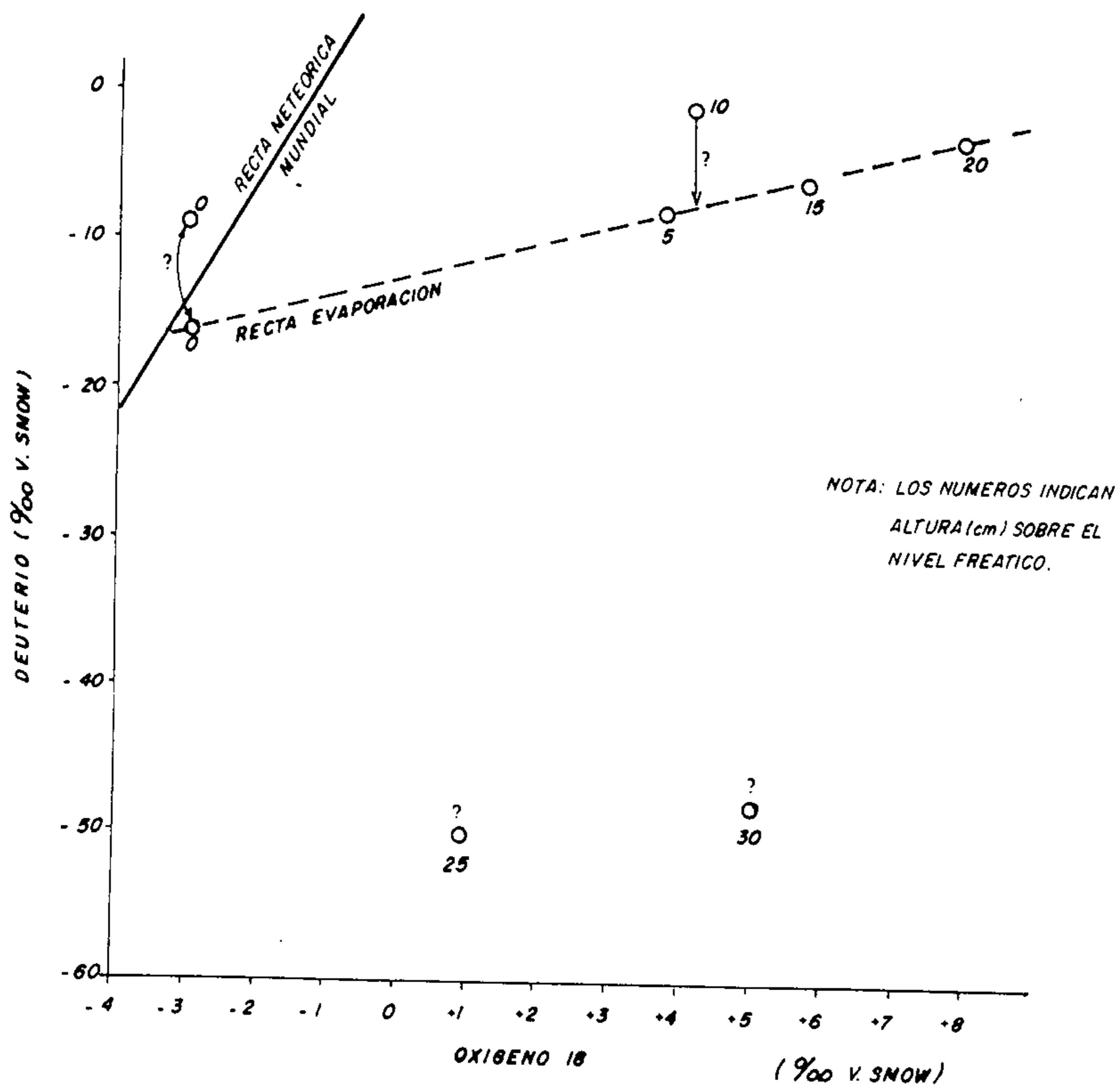
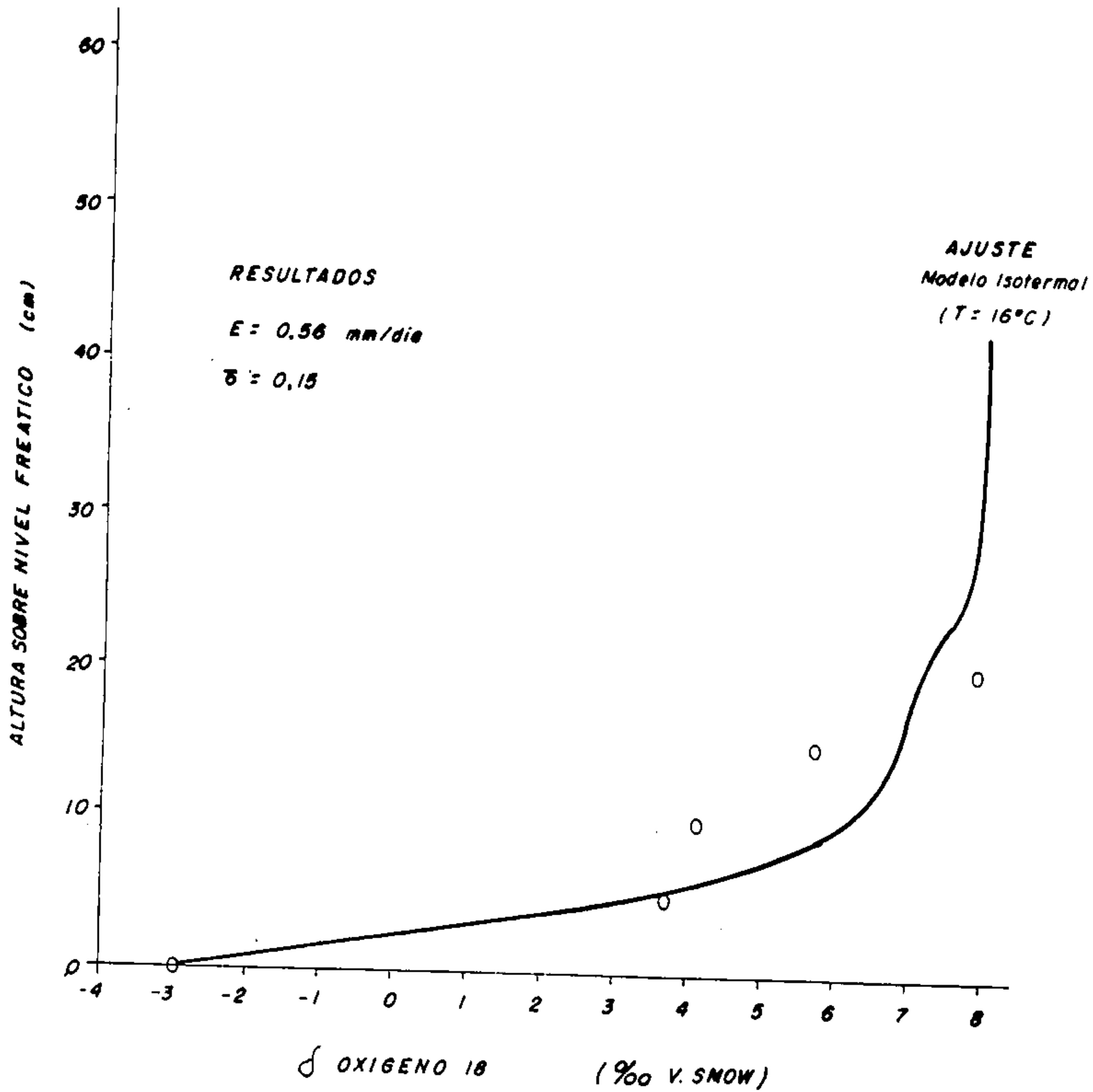


FIG.33
 VARIACION DEL CONTENIDO DE OXIGENO -18 DE LA
 HUMEDAD EN FUNCION DE LA ALTURA SOBRE EL NIVEL
 FREATICO

NUCLEO SALAR DE ATACAMA
 (Tomo de muestras: Noviembre.1987)



4.4. BIBLIOGRAFIA

- BARNES, C. J. y G. B. Allison (1983). The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils, 1. Theory. J. Hydrol., 60: 141-156.
- BARNES, C. J. y G. B. Allison (1984). The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils, 3. Theory for non-isothermal water movement. J. Hydrol., 74 : 119-135.
- BELL, J.P. y J. Mc Culloch (1983). Soil Moisture Content. En: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Cap. 13, pp. 187-193, IAEA-Vienna, Tec. Rep. Series N° 91.
- FONTES, J. CH. y W. M. Edmunds (1989). The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology. IHP-III Project 5.2, Unesco
- GAT, J.R. y Y. Tzur (1967). Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. Proc. Symp. Isotopes in Hydrology. IAEA-Vienna, pp.: 49-59
- GRILLI, A.; R. Aravena y J. Galleguillos (1985). Estimación, por Métodos Indirectos, de la Evaporación a través del suelo de Salares. Pub. E.H. 85/3, Dirección General de Aguas.
- GRILLI, A.; O. Suzuki y R. Campillo (1988). Evaluación de la evaporación de salares: Salar de Atacama. Fdo. Des. Prod. CORFO y Minsal Ltda.
- GRILLI, A.; A. Pollastri; J. Ortiz y E. Aguirre (1989). Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas: Aplicación en el Salar de Bellavista-Chile. IAEA-TECDOC-502, pp.: 155-168.
- MUNNICH, K.O. (1983). Moisture Movement in the unsaturated zone. Cap. 15: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Tec. Rep. Series N° 91. IAEA, Vienna, pp. 203-222.
- PEÑA, H.; A. Grilli; C. Salazar; D. Orphanopoulos; O. Suzuki; R. Aravena y W. Rauert (1989). Estudio de Hidrología Isotópica en el área del Salar de Llamara, Desierto de Atacama, Chile. IAEA-TECDOC-502, pp.: 113-128.

- THOMA, G.; N. Esser; C. Sonntag; W. Weiss; J. Rudolph y P. Leveque (1979). New technique of in situ soil-moisture sampling for environmental isotope analysis applied at Pilat sand dune near bordeaux. HETP modelling of bomb tritium propagation in the unsaturated and saturated zones. Proc. of Neuherberg Symp., IAEA-Vienna, Vol. 2, pp.: 753-766.
- TROXLER ELEC. LAB., Inc. (1983). Depth Moisture Gauges, Instruction Manual, 3300 series.
- ZIMMERMANN, U.: D. Ehhalt y K.O. Munnich (1967). Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. Proc. Symp. Isotopes in Hydrology, IAEA-Viena, pp. 567-584.