

Universidad de Barcelona

Facultad de Farmacia

DETERMINACION DEL POTENCIAL
HIDRICO EN SUELOS

Tesina presentada por
DÑA. MARIA ANTONIA GARAU GUASCH
para optar al grado de Licenciado
en Farmacia.

Barcelona Septiembre 1975

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0701477464

Quiero expresar mi agradecimiento al Prof. Dr. D. José Cardús Aguilar, por aceptar la dirección de este trabajo y haber sido guía y constante ayuda para solventar los problemas y dificultades.

También deseo manifestar mi gratitud al Prof. Adjto. Dra. Dña. Ma Teresa Felipo Oriol por haberme orientado poniendo a mi disposición su experiencia y apoyo.

Agradecer a todos los compañeros y personal de la Cátedra la ayuda y colaboración que me han prestado.

I N D I C E

I. INTRODUCCION

II. CONSIDERACIONES TEORICAS ACERCA DEL AGUA EN EL SUELO

- 1.- El estado del agua en el suelo y potenciales energéticos que actuan sobre ella.
- 2.- Expresiones cuantitativas del potencial suelo-agua.
- 3.- Representación gráfica del potencial matricial. Curvas de pF.
- 4.- Técnicas empleadas para la medida de las curvas de pF.
- 5.- Curva de pF: Curva de retención de agua a diferentes valores críticos de presión matricial.

III. TRABAJO EXPERIMENTAL

- 1.- Técnicas analíticas.
- 2.- Determinaciones analíticas.

IV. COMENTARIO DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

V. BIBLIOGRAFIA.

I. INTRODUCCION

INTRODUCCION

La disponibilidad del agua para el crecimiento de las plantas es una de las características más importantes de los suelos. Esta es la razón por la cual las características físicas que determinan la economía del agua en los suelos merecen toda la atención. Primeramente sería necesario hacer crecer una o varias plantas para poder juzgar el valor de un suelo como sustrato. Hoy día la comprensión de los fenómenos es tal que realmente se puede discutir la relación que existe entre las características físicas que la metodología moderna nos permite medir y la disponibilidad del agua por los suelos. (De Boodt, 1975).

Para la planta el suelo es ante todo el medio poroso en el cual está anclada y quién debe proveerla de sus necesidades físicas, químicas y biológicas.

El problema de la economía del agua del suelo como factor de su fertilidad es muy complejo, y esta complejidad está unida al hecho de que las propiedades del suelo no desempeñan más que un papel de regulador o moderador de las influencias meteorológicas, ya que las propiedades físicas, químicas y microbiológicas del suelo, que determinan el rendimiento de un cultivo, se modifican constante y profundamente bajo la influencia de las condiciones meteorológicas (De Leenheer, 1972).

El primer factor a tener en cuenta en relación con la economía del agua del suelo, es el clima. El clima, debido al aporte de agua bajo la forma de lluvia (o nieve) y a la pérdida de agua por evapotranspiración, determina las variaciones más importantes de la economía del agua del suelo. La evapotranspiración real, es decir, el consumo real de agua por el cultivo, difiere de la evapotranspiración potencial (que es la cantidad de agua evaporada por el suelo y la planta en condiciones óptimas) no so-

lamente como consecuencia de las necesidades específicas de la planta, sino también como consecuencia de la naturaleza del perfil del suelo y de la capacidad de retención de agua útil que le es propia.

Otro factor que influye en la economía del agua del suelo es la topografía. El exceso de agua, una vez que se ha alcanzado la capacidad de agua del perfil, se esparcirá por la superficie hacia los arroyos o se unirá a la capa de agua del subsuelo por drenaje vertical. El resultado es una subida de la capa freática que se acerca a la superficie del suelo. Si la capa freática se acerca demasiado a la superficie, el espesor de la zona radicular puede hacerse demasiado pequeño, lo cual reducirá mucho el rendimiento.

La capacidad de retención de agua útil del perfil del suelo representa la "constante" en el estudio de la economía en agua; el aspecto dinámico se estudia mediante "perfiles hídricos", es decir, por la variación a lo largo del periodo de crecimiento del contenido en agua del suelo a diferentes profundidades. Esta variación representa la resultante de dos variables, las precipitaciones y el consumo de agua por el cultivo. Si las primeras son insuficientes para cubrir las necesidades del cultivo, el déficit de agua deberá ser suministrado por la reserva en agua acumulada en la zona radicular del suelo. Este déficit representa al mismo tiempo el volumen de la aireación de las microporosidades del subsuelo (el aire reemplazado al agua consumida).

Otro factor a tener en cuenta en relación a la fertilidad del suelo es la estabilidad de los agregados (es decir, la estabilidad de la estructura del suelo).

Este factor está relacionado con la curva de pF ya que mediante esta podemos determinar los tipos de poros que regulan la economía de agua del suelo.

Por otra parte, la densidad de un cultivo (plantas por hectárea) constituye un factor importante para el rendimiento del mismo. Para los cultivos anuales se sabe que es sobre todo al principio del periodo de crecimiento cuando la estructura del suelo puede jugar un papel considerable; de aquí la necesidad de evaluar es estado estructural en el campo y de precisar esta evaluación de una manera más cuantitativa en determinaciones de laboratorio. (De Leenheer, 1972).

Se tiene la costumbre de considerar el rendimiento económico de un cultivo como un criterio para evaluar la eficacia del tratamiento o la fertilidad del suelo. Este criterio, no es exacto desde el punto de vista edafológico, puesto que es la producción total de materia seca la que debe tomarse en consideración.

Las circunstancias metereológicas, no sólo modifican las propiedades físicas del suelo (como ya se ha citado anteriormente) sino que determinan la producción de materia seca (sobre todo por la temperatura, la pluviosidad y la asimilación de nitrógeno) y la maduración después de la floración (sobre todo por la insolación).

Se podría creer que la cantidad de agua consumida por el cultivo para cada unidad de materia seca producida constituye un buen criterio para la evaluación de la fertilidad del suelo. Esto sería demasiado fácil, pues no se puede olvidar el suelo como medio nutritivo. Desde este punto de vista, debe prestarse atención sobre todo al nitrógeno, pues su asimilación regula la asimilación global del cultivo; solamente esta asimilación es función del contenido de humus, de la fertilización química, de la humedad y aireación del suelo, y de un cierto número de factores microbiológicos.

La capacidad de retención de agua de un suelo es muy

importante para el crecimiento de las plantas. Esta capacidad de retención de agua depende de la textura y de la estructura del suelo, por ello mediante mezclas artificiales podemos fabricar sustratos cuya capacidad de retención sea idónea y por tanto, favorecer el desarrollo del cultivo. Por otra parte podemos modificar las características de un suelo mediante la adición de alguno de sus constituyentes, por ejemplo: materia orgánica, para que, de este modo, las condiciones bajo las cuales crezca una planta sean optimas.

Es de sumo interes considerar el equilibrio hídrico del sistema continuo suelo-planta-atmósfera, ya que el rendimiento de un cultivo depende no solo de la naturaleza del sustrato sino también de la atmósfera a que esta condicionado por las características climatológicas.

El suelo, la planta y la atmósfera forman un sistema físico único y dinámico (Gardner 1960, Corwan 1965) al que se le ha llamado S.P. A.C. (Soil, Plant, Atmosphaera, Continuum) (Philip 1966); en el cual el agua del suelo puede llegar a traves de la planta (raices, tallos, hojas) a la atmósfera.

Para caracterizar desde el punto de vista físico el S.P.A.C., es necesario evaluar la energía potencial del agua, sus variaciones en el tiempo y en el recorrido que efectua. El valor del flujo de agua es en todo el recorrido inversamente proporcional a la resistencia. El circuito completo está constiuido por varios eslabones: absorción del suelo por las raices, transporte raices-tallos, difusión a través del xilema del vapor de agua hacia las cavidades estomáticas y finalmente transpiración pasando a la atmósfera. (Cardús 1975).

El equilibrio hídrico puede dar lugar cuando la capacidad evaporativa del aire es muy alta, a un transito del agua del suelo desde las raices, a traves del tallo y hojas hasta la atmós-

fera, ocasionando una demanda de agua muy elevada, lo que obliga a la planta a transpirar más agua de la que es capaz de absorber por parte de las raíces, lo que ocasionara a la planta un "stress hídrico" en estas condiciones.

Durante estas condiciones de "stress hídrico" la planta se ve obligada a cerrar estomas para evitar su marchitamiento, disminuyendo el intercambio gaseoso y por tanto la actividad fotosintética.

El estudio de la disponibilidad del agua por las plantas, se basa fundamentalmente en el estudio del potencial hídrico del suelo.

II. CONSIDERACIONES TEORICAS ACERCÁ
DEL AGUA EN EL SUELO

1 - ESTADO DEL AGUA EN EL SUELO Y POTENCIALES ENERGETICOS QUE ACTUAN SOBRE ELLA.

El agua del suelo, como los demás cuerpos en la naturaleza, posee energía en diferentes formas y cantidades. Fisicamente hay dos tipos de energía: energía cinética y energía potencial. El movimiento del agua en el suelo es bastante lento, esto representa la energía cinética, que es proporcional al cuadrado de la velocidad, que se considera generalmente despreciable. Por otra parte, la energía potencial debida a la situación o a las condiciones internas es de gran importancia en la determinación del estado y el movimiento del agua en el suelo.

La energía potencial del agua del suelo varia entre unos límites muy amplios. Diferencias de energía potencial del agua entre un punto y otro motivan la tendencia que posee el agua ~~de~~ desplazarse en el suelo. La universal y espontanea tendencia de toda la materia en la naturaleza es la de desplazarse desde donde el potencial energético es alto hacia donde este es bajo, y cada porción de materia, se equilibra con su alrededor. El agua del suelo cumple esta universal búsqueda del equilibrio. Esta se mueve constantemente en la dirección de descenso de la energía potencial. La fuerza causante de este movimiento depende de las variaciones de energía potencial respecto a la distancia. El conocimiento del estado energético del agua del suelo en cada punto, puede darnos idea del tipo de fuerzas que actuan sobre ella en las diversas direcciones y determinar cual es su estado de equilibrio ^{en} el sistema del suelo.

La cantidad absoluta del contenido de energía potencial en el agua, es importante en sí, pero quizás lo sea más, la relación de esta energía en diferentes zonas del suelo. El concepto de potencial del agua del suelo (Soil-water-potential) es un cri-

terio para la medida de esta energía.

El concepto de potencial lo aplicó Buckingham (1907) por vez primera al agua del suelo, en el concepto clásico de potencial capilar. Más tarde Gardner (1920) demostró como este potencial dependería del contenido de agua y Richards (1931) ideó el tensímetro para la medida in situ de este potencial.

El potencial del agua del suelo, expresa la energía potencial específica del agua del suelo, respecto al agua en un estado de referencia standard. El estado standard usado generalmente es el de un depósito hipotético de agua pura y libre, cuya presión es la atmosférica, y la temperatura es la misma que la que posee el agua en el suelo, a una altura fija y constante que puede ser puesta a consideración. De todo ello resulta que el potencial determinado por comparación con el standard no es absoluto, pero empleando incluso un criterio arbitrario puede determinarse la cantidad relativa de la energía potencial específica del agua en diferentes lugares o tiempos respecto al suelo.

Cuando hay un aumento de energía puede considerarse como el producto de una fuerza por el incremento de la distancia, por lo que la cantidad de energía, respecto al incremento de la distancia puede considerarse como una fuerza constituyente. Por lo tanto, la fuerza que actúa sobre el agua del suelo, directamente desde una zona de alto potencial a una zona de bajo potencial, es igual al "gradiente de potencial negativo" $(- \frac{d\bar{\phi}}{dx})$ que es la diferencia de energía potencial $\bar{\phi}$ respecto a una distancia x . El signo negativo indica que la fuerza actúa ^{el sentido de} en la disminución del potencial.

El concepto del potencial del agua del suelo es de suma importancia. Este concepto substituye actualmente a las categorizaciones arbitrarias anteriormente usadas en el estudio de la física de suelos y que clasificaban los tipos de agua existentes

en un suelo en: agua higroscópica, capilar y de gravitación. El hecho es que toda el agua del suelo, esta afectada por el campo gravitacional terrestre. Y además el nivel de capilaridad solo actua bajo ciertos valores de humedad o tamaño de los poros.

Atendiendo a este nuevo concepto, no existirán distintos tipos de agua en función del lugar y del tiempo en el suelo, sino que existirán solamente diferencias en el contenido de energía potencial. Hillel (1971).

Los posibles valores de este potencial son continuos y no hay ninguna discontinuidad brusca al pasar de unas condiciones a otras (exceptuando quizás los cambios de fase). Por lo tanto, en lo que respectan a la clasificación del agua del suelo, la aproximación más valida es la de la caracterización del estado de energía potencial.

Cuando el suelo esta saturado, y esta agua tiene una presión hidrostática mayor que la presión atmosférica, el nivel de energía potencial del agua podrá ser tan grande como la del depósito del estado de referencia ya descrito, y el agua tenderá a moverse espontaneamente desde el suelo a dicho depósito. Por otra parte, si el suelo esta húmedo pero no saturado esta agua no podrá fluir libremente al depósito de referencia cuando la presión es la atmosférica. En cambio la tendencia espontanea del suelo, al estar en contacto con el depósito será la de absorber agua de este.

Bajo condiciones de presión hidrostática mayores que la presión atmosférica, el potencial del agua del suelo (en ausencia de efectos osmóticos) es tan grande como la del estado de referencia y puede ser considerada "positiva". En un suelo no saturado el agua esta condicionada por las fuerzas de capilaridad y absorción, como consecuencia de esto la energía potencial será "negativa" y la presión hidrostática sea menor que la del estado de referencia.

Bajo condiciones normales, en el campo, el suelo generalmente no está saturado y el "potencial suelo-agua es negativo". Este valor dependerá no solo de la presión hidrostática sino también de factores físicos adicionales como son altura, concentración de solutos y temperatura.....

El contenido de agua en el suelo, puede expresarse cuantitativamente mediante una componente de potencial individual para cada uno de los factores que actuen sobre ella. La suma de estos potenciales se designa como el Potencial total del agua del suelo y puede identificarse parcialmente con la energía libre de Gibbs que posee el agua en el suelo, respecto al agua pura libre, ambas a la misma temperatura. Esto significa que el agua del suelo es aquella que está en equilibrio con la solución del suelo y el agua pura corresponde al compuesto químicamente puro H_2O . Esta energía potencial del agua del suelo puede estudiarse termodinámicamente teniendo en cuenta la ya citada diferencia de energía libre específica entre el agua del suelo y el agua standard.

La terminología empleada en física de suelos elaborada por un comité de "International Soil Science Society" (Aslyng et Al, 1963) define el Potencial total del agua del suelo como la cantidad de trabajo que debe efectuarse por unidad de peso de agua pura con relación al movimiento reversible e isotérmico de una infinitésima cantidad de agua, desde un depósito de agua pura a una altura determinada y a presión atmosférica, hasta el agua del suelo (en el punto que se toma en consideración).

Esta es una definición meramente formal, en la actualidad el potencial no se mide por transporte de agua, como indica la definición, pero si midiendo alguna otra propiedad relativa al potencial siguiendo algún proceso ya conocido.

La mayor dificultad es encontrar la cantidad de potencial total a partir de los diversos componentes que aportan un criterio

de equilibrio en el sistema. Philip (1960) introduce la forma integral de la función termodinámica, al expresar la energía potencial total de un sistema durante la transición de un estadio a otro.

El agua del suelo está ligada a numerosas fuerzas en el campo que actúan sobre este potencial total en forma diferente que el agua pura y libre. Estas fuerzas son una consecuencia de la atracción de las partículas sólidas de suelo por el agua; la presencia de soluto; la acción de la presión de gas externa y la fuerza gravitacional. Por tanto el potencial total del agua del suelo puede representarse mediante la suma de los diversos factores que actúan sobre ella, de la siguiente forma:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \Phi_c + \dots$$

en donde:

Φ_t = Potencial total

Φ_g = Potencial gravitacional

Φ_p = Potencial de presión de gas (ó matricial)

Φ_o = Potencial osmótico

Φ_c = Potencial capilar

además de estos términos parciales de potencial, teóricamente es posible adicionar más.

Todos los potenciales no actúan por separado ni de la misma forma, y sus gradientes independientemente pueden no ser siempre iguales a causa del flujo. La ventaja de este concepto es que aporta una medida unificada del potencial total, mediante el cual el estado del agua puede medirse al mismo tiempo y en cada sitio teniendo continuidad en el sistema suelo-planta-atmósfera. Las unidades empleadas para la expresión de estos potenciales son: erg. gr⁻¹; jul. gr⁻¹.

La Sociedad Americana de la Ciencia del Suelo (S.S.S. A., 1971) define cada uno de estos términos parciales del potencial del agua del suelo de la siguiente forma:

POTENCIAL GRAVITACIONAL - Φ_g . Es la cantidad de trabajo que debe efectuarse por unidad de peso de agua pura para desplazar reversiblemente y en condiciones isotérmicas una cantidad de agua idéntica en composición a la del suelo, desde un depósito situado a una altura determinada y a presión atmosférica, hasta un depósito similar al anterior y situado a la misma altura que el punto tomado en consideración.

POTENCIAL OSMOTICO - Φ_o . Es la cantidad de trabajo que debe efectuarse por unidad de peso de agua pura, para desplazar reversiblemente y en condiciones isotérmicas una cantidad de agua pura, desde un depósito situado a una altura determinada y a presión atmosférica, hasta un depósito de agua idéntica en composición a la del suelo en el punto tomado en consideración, pero en todos los demás puntos idéntica al estado de referencia.

POTENCIAL CAPILAR - Φ_c . Es la cantidad de trabajo que debe efectuarse por unidad de peso de agua pura para desplazar reversiblemente y en condiciones isotérmicas, una cantidad de agua idéntica en composición a la del suelo, desde un depósito situado a una altura determinada y a la misma presión que la presión de gas externa en el punto tomado en consideración, hasta el agua del suelo.

POTENCIAL DE PRESION DE GAS (ó matricial) - Φ_p

Esta componente de potencial solo se considera cuando la presión de gas externa difiere de la presión atmosférica. Esto es lo que ocurre cuando se determina la humedad de un suelo mediante un extractor de membrana sometido a presión. Para este tipo de potencial no existe una definición específica.

La técnica empleada por nosotros para la determinación

de la humedad de un suelo mediante extractores de membrana sometidos a diferentes presiones, se reseña en este trabajo en la pag. Las presiones que se emplean para esta determinación son 1/10, 1/3, 1 y 15 atmósferas; se obtienen los porcentajes de humedad de cada una de ellas.

2- EXPRESIONES CUANTITATIVAS DEL POTENCIAL SUELO-AGUA

El potencial energético puede expresarse físicamente de tres formas:

a) Energía por unidad de masa.- Es la más frecuente, al ser la expresión fundamental del potencial, usando las unidades de erg. gr^{-1} ; jul. gr^{-1} .

La dimensión de la energía por unidad de masa será $\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-2}$

b) Energía por unidad de volumen.-Hasta hace poco el agua era un compuesto poco estudiado, teniendo en cuenta que su densidad es independiente del potencial. Existe una proporción directa entre la expresión del potencial como energía por unidad de masa y la expresión como energía por unidad de volumen. Actualmente se tiene en cuenta la presión (la energía puede ser expresada como el producto de la presión por el volumen, por lo tanto la relación entre energía y volumen dará una presión). Este equivalente de presión puede medirse en términos de: dinas. cm^{-2} , barías y atmósferas.

Las dimensiones básicas serán las de fuerzas por unidad de superficie: $\text{M L}^{-1} \text{T}^{-2}$.

Esta forma de expresión es adecuada para el potencial osmótico y el de presión de gas, pero raramente se usa para el potencial gravitacional.

c) Energía por unidad de peso.- Puede ser expresado también en unidades de presión hidrostática o bien en términos de un

equivalente hidráulico, que es la altura de una columna de líquido a una presión dada. De esta forma una presión de 1 atmósfera es equivalente a la altura de una columna de agua o columna hidráulica de 1033 cm. y a la de una columna de mercurio de 76 cm. Esta forma de expresión es simple y es más conveniente que las anteriores.

Por lo tanto, la caracterización del estado del agua del suelo generalmente se hace en los términos de "potencial total", "potencial gravitacional" y "potencial de presión" de la altura de una columna de agua expresada en cm.

De acuerdo con la expresión anterior

$$\bar{\phi} = \bar{\phi}_g + \bar{\phi}_p$$

puede escribirse también:

$$H = H_g + H_p$$

siendo

H = potencial del agua del suelo (presión hidráulica de una columna de agua)

H_g = potencial gravitacional

H_p = potencial de presión

Teniendo en cuenta la expresión negativa del potencial de presión del agua-suelo en términos de presión hidráulica de una columna de agua, se observa que la presión de esta columna puede ser -10,000 ó incluso -100,000 cm. de agua. Para evitar el uso de una numeración tan larga, Schofield (1935) sugirió usar el término "pF" (por analogía con la escala de pH) el cual se define, como el logaritmo de la presión negativa (presión o succión) de una columna medida en cm. de agua.

$$pF = \log \bar{\phi}$$

Un pF igual a 1 será una presión de una columna de agua de 10 cm. Un pF = 3 será una presión de una columna de 1.000 cm de agua y así sucesivamente....

Al usar varios métodos alternativamente para expresar el potencial del agua del suelo, puede haber una confusión respecto a las unidades empleadas. Pero cada una de estas formas de expresión puede ser transformada directamente en una cualquiera de las otras, ya que son expresiones equivalentes. (Ver tabla pag)

Si usamos Φ para designar el potencial en términos de energía por unidad de masa, P para el potencial expresado en presión y H para la presión potencial de una columna de agua, tendremos:

$$\Phi = \frac{P}{\rho_w} \quad H = \frac{P}{\rho_w g} = \frac{\Phi}{g}$$

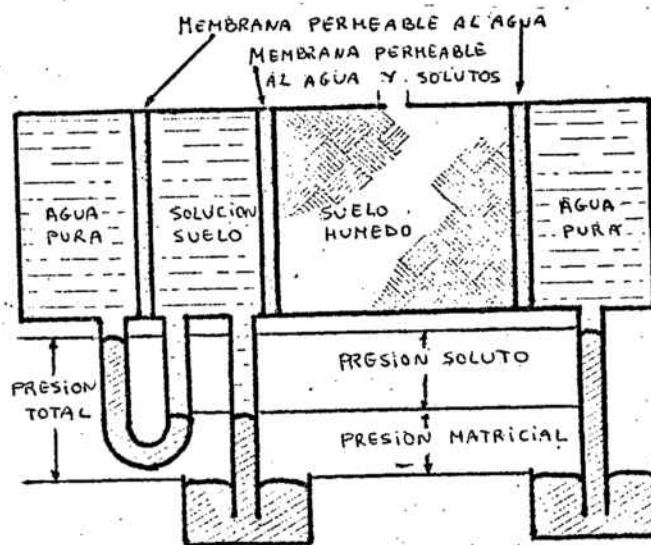
ρ_w = densidad del agua

g = gravedad

Actualmente los términos "presión" y "succión" se usan en lugar de "presión negativa o subatmosférica". Estos términos semánticos se emplean para evitar el signo negativo, que caracteriza generalmente la presión del agua del suelo y así puede hablarse en términos positivos de presión osmótica y matricial.

En la página siguiente se representa esquemáticamente, la presión matricial y la presión osmótica, tomando para ello un sistema suelo-agua que esta en equilibrio isotérmico. La presión matricial es la diferencia de presión que existe a través de una membrana que separa la solución del suelo in situ, hasta la misma solución en el suelo. La membrana es permeable a la solución pero no a las partículas sólidas o al aire. La presión osmótica es la diferencia de presión que existe a través de una membrana semipermeable que separa la fase sólida, del agua libre y la solución del

suelo. Finalmente la presión total será la suma de los valores de la presión osmótica y matricial; y por lo tanto su valor será la diferencia de presión que existe en una membrana semipermeable que separa el agua pura, de un suelo que contiene agua en solución. Una membrana semipermeable ideal es aquella que sólo es permeable al agua.



Representación esquemática de las presiones Matricial y Osmótica, en un sistema suelo-agua que está en equilibrio isotérmico.

3 - REPRESENTACION GRAFICA DEL POTENCIAL MATRICIAL. CURVAS DE pF

Un suelo saturado de agua y en equilibrio con el agua libre del mismo, estará sometido a la presión atmosférica; y la presión hidrostática y la presión (o succión) valdrán cero.

Cuando haya una leve succión (por ejemplo si la presión del agua es ligeramente la subatmosférica) y se aplica al agua de un suelo saturado, esta no fluirá hasta que la presión sea aumentada a un valor crítico, que sobrepase al del vacío de los poros de diámetro grande. Esta presión crítica se llama "presión de entrada de aire". Tiene un valor generalmente pequeño cuando la textura es gruesa o el suelo es compacto. De todas formas, en los suelos con textura gruesa los poros tienen un tamaño uniforme, y poseerán una entrada de aire más diversa y sutil que la que tendrían los suelos con textura fina. Esta presión se verá aumentada, cuanta más agua se extraiga del suelo y más de los poros de diámetro grande, los cuales no pueden retener agua para la presión aplicada y entonces se vacían. Teniendo en cuenta la ecuación de la capilaridad ($-P = \frac{2\gamma}{r}$), podemos predecir que un incremento gradual de la presión sea el resultado del vacío progresivo efectuado en los poros pequeños, ya que solo los poros muy pequeños retienen agua cuando la presión tiene valores altos.

De forma parecida, al aumentar la presión en el agua del suelo se acusa un fuerte descenso de la hidratación de las coberturas envolventes de la superficie de las partículas de suelo. Aumentando la presión se observa un descenso de la humedad. El agua permanecerá en equilibrio con el suelo teniendo en cuenta el tamaño y volumen de los poros que estén llenos de agua, y de esta forma estará el agua del suelo en relación con la presión matricial.

Esto puede medirse experimentalmente y se representa de

forma gráfica mediante una curva de retención de agua en función del diámetro de los poros que es la curva de pF.

En la tabla I, pagina 29 se indica la relación existente entre el diámetro de los poros, la presión y el valor de pF correspondientes.

Hasta ahora, no hay una teoría satisfactoria para poder predecir la presión matricial, teniendo en cuenta la humedad y las propiedades básicas del suelo. Han sido propuestas algunas ecuaciones empíricas, para describir las características de la humedad del suelo para algunos suelos y en limitados tipos de succión.

Visser (1966) expresa la presión matricial:

$$\Psi = \frac{a (f - \theta)^b}{\theta^c}$$

Ψ = presión matricial

f = porosidad

θ = volumen de agua

a, b, c = constantes

El uso de esta ecuación es complicado debido a la dificultad existente en calcular el valor de las constantes.

Gardner et Al, (1970) propuso la ecuación

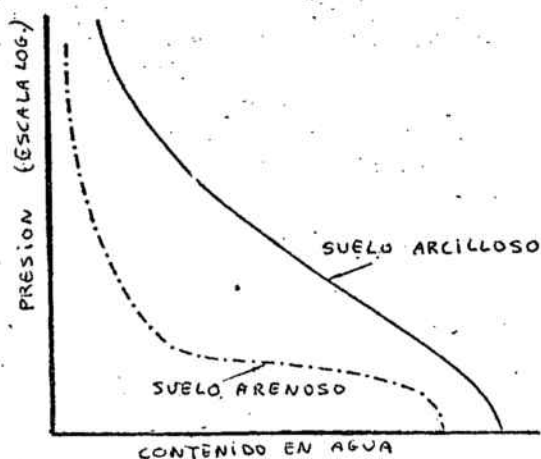
$$\Psi = a \theta^b$$

b = 4,3 para una arena fina. Esta relación limita la curva de retención de agua, pero puede usarse en procesos cuyo contenido en agua sea pequeño.

La cantidad de agua retenida a valores relativamente bajos de presión matricial (entre 0 y 1 baria) dependen en primer lugar de la capilaridad y del tamaño de los poros y su distribución; por tanto dependerá de la estructura del suelo. Por

otra parte, la retención de agua a una presión alta, es debida al incremento de la adsorción y estará menos influenciada por la estructura, pero más por la textura y superficie de las partículas del suelo. De acuerdo con Gardner (1968), el contenido de agua a una presión de 15 barías (límite más bajo de humedad permitido por las plantas) está íntimamente relacionado con el área superficial del suelo. De lo que se deduce que la curva de retención de agua por un suelo, está condicionada por la textura del mismo.

Por lo general a un mayor contenido de arcilla, hay mayor retención de agua, para una determinada presión y por lo tanto el descenso de la curva será más gradual. En un suelo arenoso, la mayoría de los poros son relativamente anchos y a una determinada presión se vaciarán, quedando en el suelo solamente una pequeña cantidad de agua retenida. En un suelo arcilloso, la distribución del tamaño de los poros es más uniforme, reteniendo más cantidad de agua, por lo cual el incremento de la presión matricial provocará un descenso más gradual en la curva del contenido de agua de un suelo arcilloso, que un suelo arenoso. Kivisaari, S.(1971).



Efecto de la textura sobre la retención de agua por un suelo.

La estructura del suelo afecta también la forma de la curva de humedad del mismo, sobre todo cuando la presión es baja. Un suelo con estructura maciza posee poca porosidad total y en general el volumen de los poros es pequeño; esto significa que habrá poca agua de saturación y el contenido de agua al aplicarle una presión baja disminuirá. Por otra parte, el tamaño de los poros intermedios y microporos, es adecuado, permaneciendo inalterados. De lo que se deduce que la curva para un suelo con estructura maciza y la de otro con estructura particular (grano suelto) pueden ser casi idénticas cuando la presión que se aplica es alta. Cuando la presión es muy alta, el agua permanece en el suelo debido a la adsorción, y a partir de todo esto se deduce que la retención del agua por un suelo es un atributo bastante más textural que estructural.

Si dos suelos diferentes en textura o estructura se equilibran hidricamente al estar en contacto entre ellos, pasado un tiempo tendrán el mismo potencial, pero habrá una discontinuidad respecto al contenido de agua que será debido a las diferentes curvas de humedad que poseerán .

En un suelo con estructura particular de grano suelto, una vez obtenida la curva de humedad, puede calcularse la distribución de los poros y su tamaño. Es de importancia señalar el movimiento del agua en el suelo no saturado, cuando la presión es subatmosférica el agua no tiende a pasar a la atmósfera; para fluir espontáneamente por el suelo y pasar a la atmósfera, la presión del agua deberá exceder a la atmosférica.

La pendiente de la curva de humedad de un suelo, indica la variación en el contenido de agua en función de la variación del potencial matricial y generalmente se caracteriza como la capacidad de agua específica, C_{θ}

$$c_{\theta} = \frac{d \theta}{d \bar{\sigma}_p} \quad \delta \quad c_{\theta} = - \frac{d \theta}{d \psi}$$

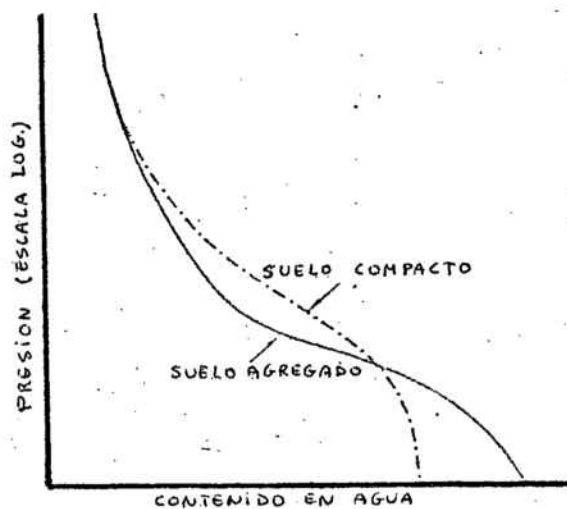
siendo:

θ = Volumen de agua

$\bar{\sigma}_p$ = Potencial matricial

ψ = Presión matricial

Este es un factor importante a considerar cuando se desea saber la cantidad de agua que puede acumular un suelo y las posibilidades que tendrán las plantas con ella. El valor de la capacidad de agua depende de la textura, humedad y del tipo de histéresis



Efecto de la estructura sobre la retención de agua por un suelo.

La relación entre el potencial matricial y la humedad del suelo, generalmente no se expresa por un único valor. Para obtenerla pueden seguirse dos caminos diferentes:

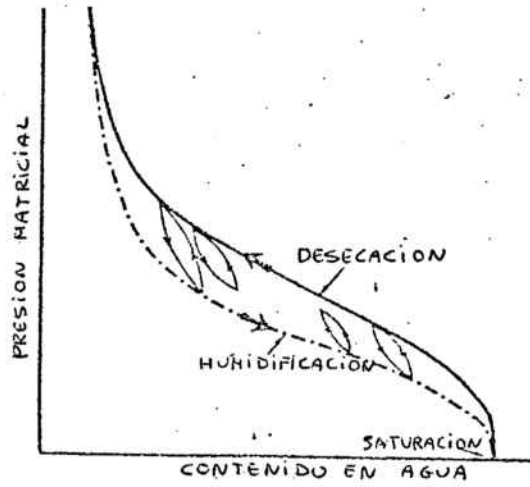
a) Deseccación. Tomando una muestra previamente saturada de agua y aplicando gradualmente sobre ella diferentes presiones que secan el suelo. Se toman sucesivas medidas de la humedad a cada una de las presiones aplicadas.

b) Humidificación. Humedeciendo gradualmente una muestra de suelo seco inicialmente, mientras se va reduciendo la presión.

Cada uno de estos caminos, saturación a sequedad y viceversa, dan una curva continua, sin embargo ambas curvas no son idénticas. Es decir, que para un mismo contenido en agua, pueden existir dos valores diferentes de potencial matricial según que se haya procedido por desecación o bien por humidificación, siendo siempre mayor el valor obtenido por desecación. Esta dependencia del contenido de agua en el equilibrio, en función del proceso seguido, se llama histeresis.

El efecto de histeresis es debido a una serie de factores tales como: cambios de estructura, contenido de aire en el suelo y no uniformidad en la distribución de los poros. Este fenómeno es más acusado en suelos con textura arenosa.

Hay que tener en cuenta el fenómeno de histeresis al estudiar suelos que esten simultaneamente sometidos a periodos húmedos y secos, o bien secuencialmente en los diversos horizontes de un perfil de suelo. Las relaciones entre la presión matricial Ψ y el contenido en agua θ pueden ser muy variadas debido a los diferentes factores que actuan sobre el fenómeno de histeresis. Esto ha sido estudiado por Haines (1930), Miller and Miller (1955 a,b) (1956), Poulouvassilis (1962), Philip (1964), Topp and Miller (1966) y Top (1969).



Fenómeno de Histeresis. Curvas del contenido de agua de un suelo, obtenidas por desecación y humidificación.

4 - TECNICAS EMPLEADAS PARA LA MEDIDA DE LAS CURVAS DE pF

La medida de la humedad, es pues un dato esencial para el estudio de la fertilidad física y de la economía del agua del suelo. Existen varios métodos para su determinación, tales como:

- a) Pesada de una muestra de suelo sometida a 105° C.
- b) Medida de la resistencia eléctrica de un bloque de yeso, dentro del cual están incluidos dos electrodos y que está en íntimo contacto con el suelo. La corriente que atraviesa el yeso varía con el grado de humedad y este varía de tal forma que tienden a igualarse el pF del yeso con el del suelo.
- c) Mediante una sonda de neutrones.

La determinación de la humedad de un suelo, no es suficiente para describir el estado del agua del mismo. Es necesario obtener una descripción de la cantidad y del estado de energía del agua del suelo (potencial de la humedad del suelo). En realidad las dos propiedades humedad y potencial, pueden medirse directamente usando para ello las curvas de retención de agua (curvas de pF).

Cuando hay equilibrio, el potencial del agua del suelo es igual al potencial del vapor de agua atmosférico. Si la temperatura se mantiene constante y los efectos de la gravedad son despreciables, el potencial de vapor será la suma de los potenciales osmótico y matricial, actuando el aire como una membrana semipermeable que deja pasar solamente moléculas de agua.

A temperatura ambiente la cantidad de agua de un suelo puede expresarse en función del potencial. Bolt and Frissel (1960)

$$pF = 6,5 + \log. (2 - \log. RH)$$

en donde $pF = \log$. (potencial osmótico+potencial matricial) expresados en cm. de una columna de agua y RH la humedad.

La humedad total del potencial del suelo, se obtiene sumando los potenciales matricial y osmótico, y refiriendo todo esto a unos índices que den idea del estado de energía del agua del suelo, respecto al agua que toman las plantas.

La suma de las presiones matricial y gravitacional se llama generalmente potencial hidráulico e indica cuantitativamente la dirección y la intensidad de las fuerzas que ocasionan el movimiento del agua en el perfil del suelo.

Existen métodos que miden el potencial matricial o el total del suelo independientemente y otros que dan el valor conjuntamente. Todo ello dependerá de los valores de presión a que se desee trabajar.

La medida de potencial matricial, presión hidráulica y gradientes hidrostáticos de un suelo, puede efectuarse en el campo mediante el empleo de Tensiómetros que fundamentalmente consisten de una placa porosa de cerámica, permeable al agua y a los solutos del suelo, que está conectada a un manómetro. El inconveniente de los tensiómetros, reside en que sólo pueden medir presiones inferiores a una atmósfera. Para la medida de presiones más altas se emplean Osmómetros que poseen membranas semipermeables.

También se han usado diversos tipos de termopares picrométricos (Richards y Ogata 1958) para la medida del potencial total de la humedad de un suelo, recurriendo para ello a técnicas crioscópicas o higroscópicas, pero solamente pueden usarse para presiones inferiores a 15 atmósferas (aproximadamente pF 4,5):

Otras técnicas se basan en la centrifugación y son válidas para presiones comprendidas entre 1-3 y 1 atmósfera

(pF 2,5 y 3 respectivamente).

Actualmente las técnicas más empleadas para medir el contenido de humedad de un suelo y trazar la curva de pF correspondiente están basadas en fenómenos de presión (Richards 1953) o bien por succión, el primero permite trabajar desde presiones muy bajas hasta 16 atmósferas y el segundo entre valores de $4/100$ a $1/2$ atmosfera (pF 1,6 a 2,7 respectivamente).

Nosotros hemos empleado extractores de membrana sometidos a diferentes presiones (15, $1,1/3$ y $1/10$ atmosferas), para determinar la capacidad de retención de agua por un suelo y las correspondientes curvas de pF.

5 - CURVA DE pF: CURVA DE RETENCION DE AGUA A DIFERENTES VALORES CRITICOS DE PRESION CAPILAR O MATRICIAL.

La cantidad máxima de agua que un suelo puede retener se llama "capacidad máxima de retención de agua". Pero normalmente la cantidad total de agua retenida por un suelo es menor; sobre todo si el agua no está en contacto directo con la capa freática. Esta cantidad de agua corresponde a un estado de equilibrio que se establece entre la gravedad, las fuerzas capilares y la evaporación.

Teniendo en cuenta que las pérdidas de agua resultantes del drenaje interno, de la evaporación y del tiempo no podrán ser compensadas por el aporte (por ascensión capilar) del agua de profundidad, se ha querido determinar la cantidad de agua que se mantiene durante varios días en un suelo (suponiendo que no sea absorbida por las raíces); esta cantidad que corresponde a la capacidad normal de retención se llama "capacidad de campo".

Para determinar este valor en el laboratorio, hay que eliminar el agua que pudiera estar retenida en los grandes capilares, sometiendo la muestra del suelo estudiado a una succión o a una presión. Experimentalmente se ha podido establecer que el contenido en agua correspondiente a la capacidad de campo es igual a la cantidad de agua que es retenida a una presión de $1/3$ at. si el suelo es arcilloso o limoso y de $1/10$ at. si el suelo es arenoso.

En el estudio de la economía del agua del suelo hay que considerar también que las plantas se empiezan a marchitar antes de que el suelo este completamente seco. La cantidad de agua que contiene el suelo en el momento en que las raíces ya no pueden absorber el agua retenida se llama "punto de marchitamiento permanente".

Hay que destacar que el valor del punto de marchitamiento permanente de un suelo no es el mismo para todas las especies vegetales, pues cada una de ellas tiene una fuerza de succión radicular determinada.

El conocimiento del punto de marchitamiento medio tiene un gran interés práctico, pues todo suelo cuyo contenido en agua en un momento determinado, sea inferior al punto de marchitamiento, corre el riesgo de hacer fracasar el cultivo al cuál sirve de sustrato.

El punto de marchitamiento se determina corrientemente en el laboratorio (desde 1950) sometiendo las muestras de suelo, previamente saturadas de agua, a una presión de 15 at.

La capacidad de campo menos el contenido en agua en el punto de marchitamiento da la cantidad total de agua útil del suelo.

La granulometría del suelo, es decir, la distribución de los granos del suelo en función de su diámetro (textura, análisis mecánico o granulométrico) es sin duda la información más importante para caracterizar los constituyentes sólidos del suelo.

Una información no menos importante es la de la distribución de los poros del suelo, igualmente en función de su diámetro, pues este diámetro determina la fuerza de succión capilar. Cuanto mayor sea la fuerza de retención capilar, más energía deberá emplear el sistema radicular para absorber el agua. La economía del agua (y del aire) del suelo, que constituye el criterio esencial de la fertilidad física del suelo, dependerá de la distribución de los poros.

La curva de pF nos da la cantidad de agua retenida por los poros a diferentes succiones capilares (o presiones). Según lo dicho anteriormente $pF = \log. \bar{\alpha} = f(H)$ siendo H el contenido

en agua expresado en % del peso de materia seca. Según esta curva podemos también establecer los tipos de poros que regulan la economía del agua del suelo (tabla I, pag 29 y gráfica I pag.30):

-El agua en los poros cuyo diámetro es inferior a $0,2\mu$ es retenida con una succión (tensión) que permitiría una ascensión capilar teórica de 15.495 cm; esta agua no puede ser utilizada por las plantas (valor $pF = 4,19$).

El agua en los poros cuyo diámetro oscila entre $0,2$ y $1,0\mu$ es retenida con una succión que permitiría una ascensión capilar teórica entre 15.495 y 3.100 cm; esta agua es difícilmente utilizable por las plantas.

El agua en los poros cuyo diámetro oscila entre 1 y 9μ es retenida con una succión que permitiría una ascensión capilar teórica de 3.100 cm. ($pF = 3,49$) a 344 cm. ($pF = 2,54$). Esta agua es fácilmente utilizable por las plantas.

El agua en los poros cuyo diámetro es superior a 9μ solo es retenida temporalmente, ya que sufre un drenaje que puede ser de tres tipos:

a) Drenaje lento, si los poros tienen un diámetro de 9 a 30μ . (succión capilar de 344 a 100 cm. que corresponde a un pF entre $2,54$ y $2,0$).

b) Drenaje rápido, si los poros tienen un diámetro de 30 a 300μ (succión capilar de 100 a 10 cm. o un pF que oscila entre $pF 2,0$ y $pF 1,0$)

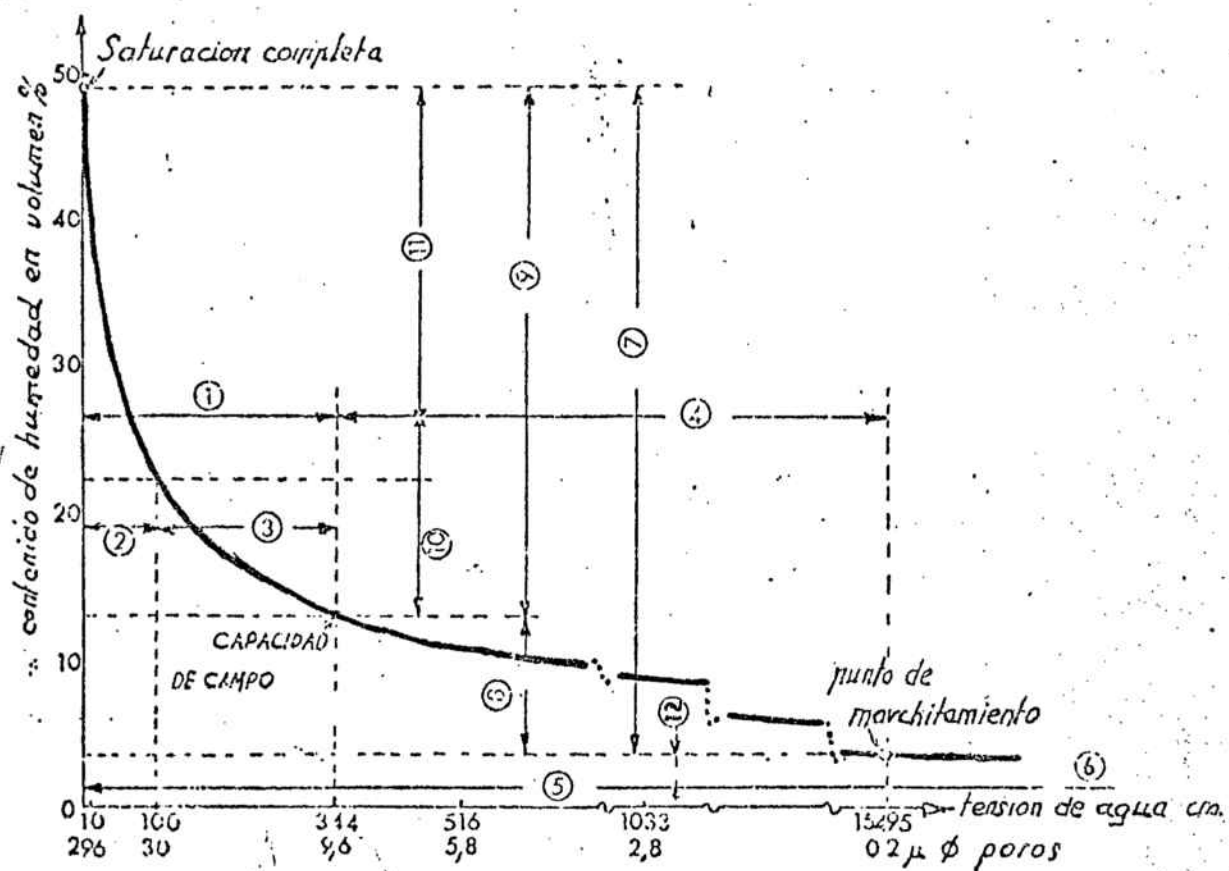
c) Drenaje instantáneo, si los poros tienen un diámetro superior a 300μ .

Diámetro de los poros en μ .	Cm. de presión		PF ó log. de cm. de agua	Energía equivalente en erg.g.	Presión en milibares	Presión en atmósferas	RETENCION DE AGUA UTIL
	H ₂ O	Hg					
(3.000)	1		0			0	
296,61 (300)	10		1	$9,81 \times 10^3$	9,8	1/100	
49,44 (50)	60	4,4	1,78	$5,89 \times 10^4$	58,9		
28,80 (30)	103		2,01	$1,01 \times 10^5$	101,0	1/10	
8,66 (9)	344	25,3	2,54	$3,88 \times 10^5$	388,0	1/3	
5,75 (6)	516		2,71	$5,06 \times 10^5$	506,0	1/2	
2,87 (3)	1.033		3,01	$1,01 \times 10^6$	1.013	1	
1,44 (1,5)	2.066		3,32	$2,03 \times 10^6$	2.027	2	
0,96 (1,0)	3.099		3,49	$3,04 \times 10^6$	3.040	3	
0,57 (0,6)	5.165		3,71	$5,07 \times 10^6$	5.076	5	
0,29 (0,3)	10.330		4,01	$1,01 \times 10^7$	10.134	10	
0,19 (0,2)	15.495		4,19	$1,52 \times 10^7$	15.201	15	

1 baria = 10^6 din.cm⁻² = 0,987 atmósferas = 14,5 PSI = 1.020 cm. Agua

TABLA I

RELACION ENTRE DIAMETRO DE LOS POROS, PRESION Y VALOR DE PF



CURVA DE pF

- | | |
|-------------------------------|--|
| 1. poros de drenaje | 7. volumen de poros de uso |
| 2. poros de drenaje rápido | 8. volumen de poros que retienen el agua |
| 3. poros de drenaje lento | 9. volumen de poros de drenaje |
| 4. poros que retienen el agua | 10. volumen de poros de drenaje lento |
| 5. poros de uso | 11. volumen de poros de drenaje rápido |
| 6. poros que no se usan | 12. volumen de poros que no se usan |

GRAFICA I

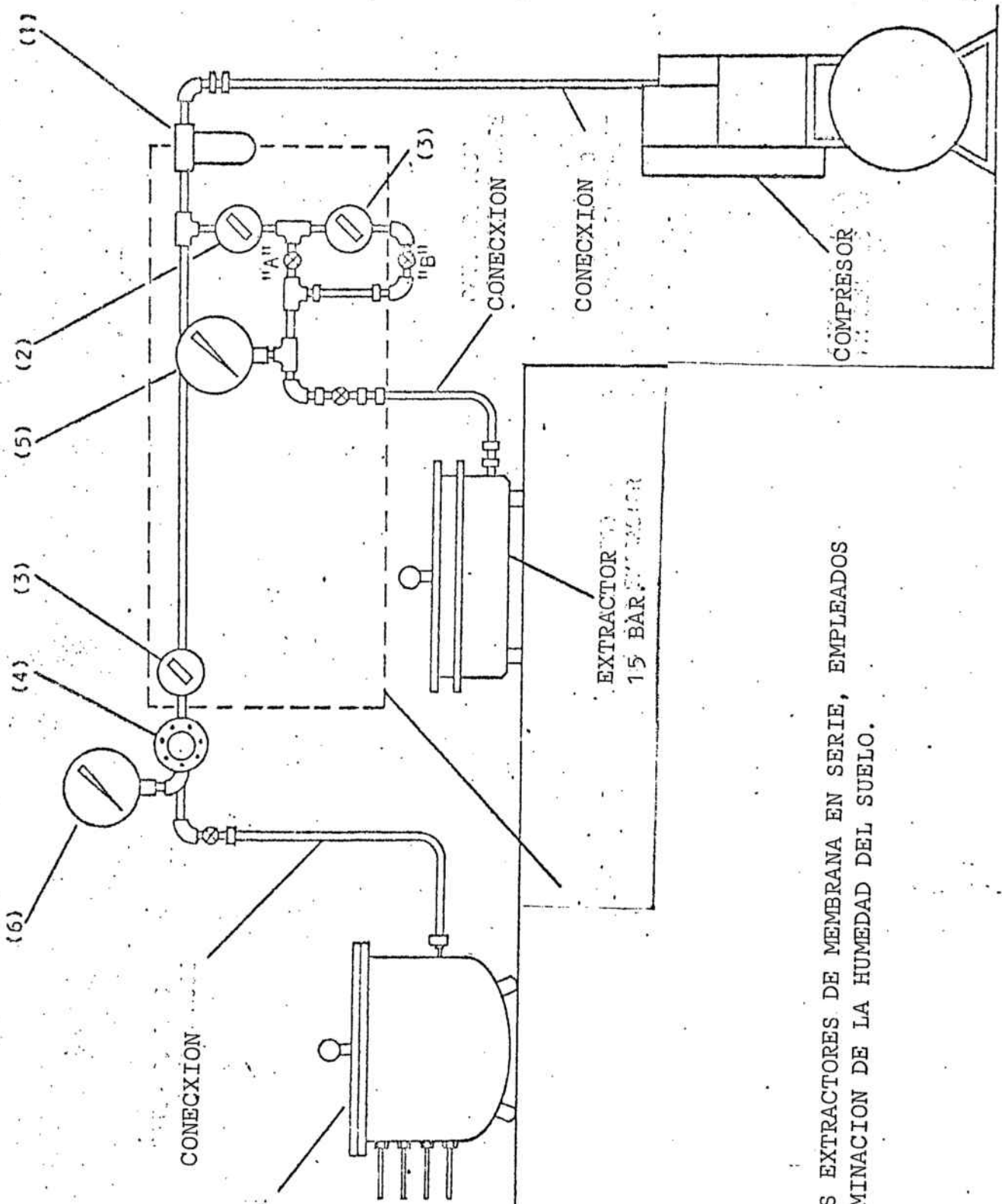
III. TRABAJO EXPERIMENTAL

1.- TECNICA EMPLEADA PARA LA DETERMINACION DE LA HUMEDAD DEL SUELO MEDIANTE EXTRACTORES DE MEMBRANA SOMETIDOS A DIFERENTES PRESIONES.

El aparato utilizado consta de un compresor que suministra aire comprimido, a cuatro extractores dispuestos en serie. La presión es distinta para cada extractor y está controlada mediante reguladores a 15 at, 1 at, 1/3 y 1/10 at, respectivamente. Los extractores están formados por un depósito y una tapa ambos de construcción fuerte, son de acero y van revestidos y niquelados cuidadosamente a fin de proveer resistencia máxima a la corrosión. El cierre de los extractores se realiza mediante unos pernos, que tienen cabezas rectangulares especiales que se adaptan a una ranura compresora en el fondo del anillo abrazadera inferior, en el otro extremo de los pernos se sitúan unas tuercas de palomilla para asegurar la fijación de los mismos. La tapa está provista de un anillo de neopreno, dispuesto convenientemente en una ranura, que crea un cierre a presión en la parte superior de la brida inferior de sujeción.

En el interior del extractor se sitúan unas células de plancha cerámica de presión. El extractor ha sido diseñado para un máximo de cuatro células de plancha cerámica de presión, apiladas una sobre otra.

Se conecta un tubo de goma de 6'' de longitud a la espiga de salida de cada célula de plancha cerámica de presión. La célula, junto con el tubo de goma, se coloca con el tubo hacia arriba dentro del extractor. El extremo libre del tubo de goma puede introducirse sobre el extremo del tubo efluente que entra al depósito.

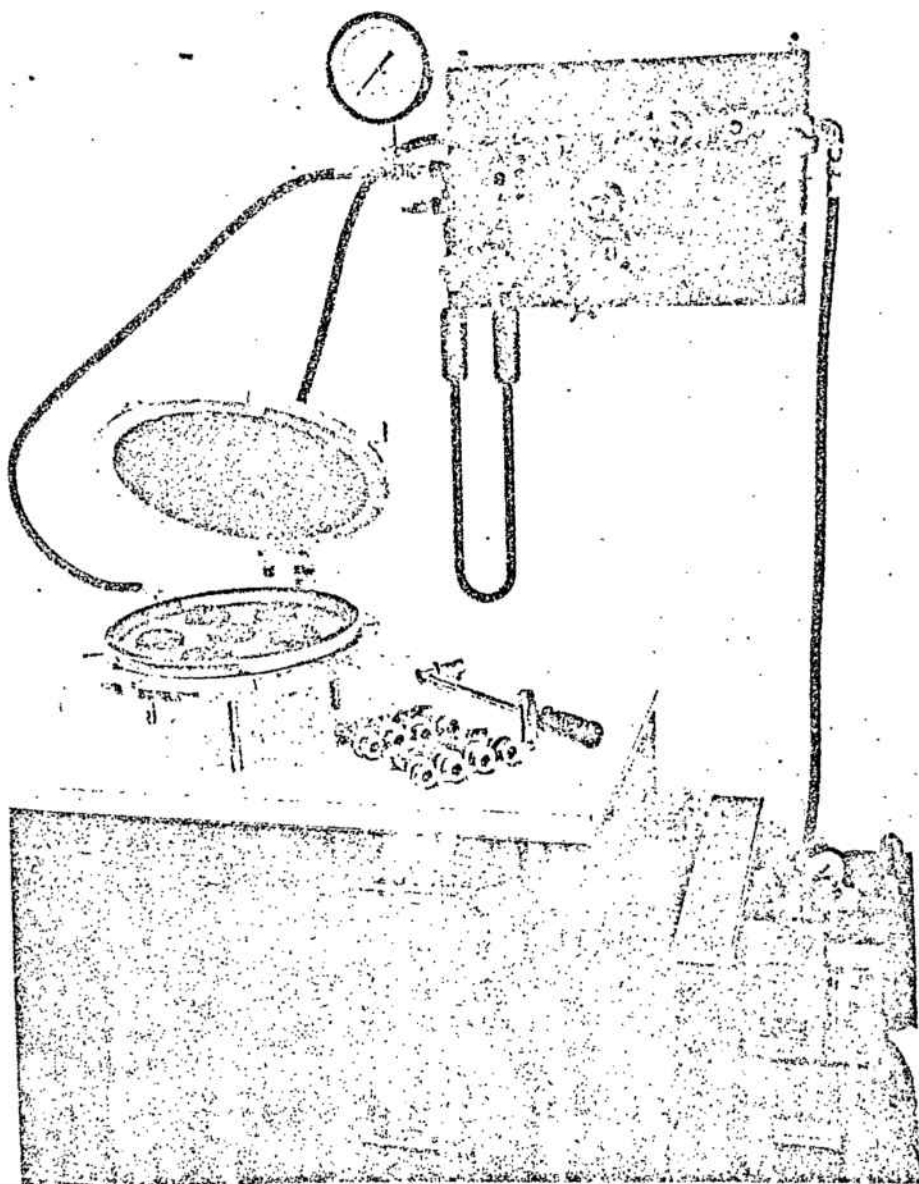


EXTRACTOR
5 BAR.

EXTRACTOR
15 BAR.

ESQUEMA DE DOS EXTRACTORES DE MEMBRANA EN SERIE, EMPLEADOS PARA LA DETERMINACION DE LA HUMEDAD DEL SUELO.

- 1. FILTRO DE AIRE
- 2. REGULADOR
- 3. REGULADOR
- 4. REGULADOR
- 5. MANOMETRO
- 6. MANOMETRO



EXTRACTOR DE MEMBRANA EMPLEADO PARA LA DETERMINACION DE LA HUMEDAD DEL SUELO.

En caso de no utilizarse ninguna de las cuatro células, el resto de los orificios en el lado del depósito se cierran con los machos provistos. La tapa puede centrarse ahora sobre el depósito, sujetándola en su lugar con los seis conjuntos de pernos para cierre.

Suministro de presión y control.

Para todos los trabajos de extracción se necesitó una fuente de presión gaseosa regulada. Nosotros hemos empleado aire atmosférico. Se utiliza aire comprimido de un compresor.

El control de la presión se efectúa por el procedimiento de la "doble regulación" que consiste simplemente en poner dos reguladores en serie. El primer regulador se ajusta a una presión algo más elevada que el segundo, a fin de abastecer una presión razonablemente constante al segundo regulador. La presión del segundo regulador a su vez será muy constante.

Funcionamiento de las células de plancha cerámica de presión.

Cada célula de plancha cerámica de presión consiste en una plancha de cerámica porosa cubierta por un lado con un diafragma fino de neopreno, sellado a los bordes de la plancha cerámica. Una rejilla interna entre la plancha y el diafragma proporciona un paso para el flujo de agua. Una espiga de salida que va a través de la plancha conecta este paso a un accesorio de tubo efluente, que está en conexión con la atmósfera fuera del extractor.

Para utilizar la célula de plancha cerámica de presión, se colocan una o más muestras de suelo sobre la superficie cerámica porosa, que se mantiene en posición por medio de anillos de retención de altura adecuada. Las muestras de suelo junto con las planchas cerámica-porosas se saturan entonces de agua. Esto se rea-

liza normalmente dejando una cantidad de agua sobre la superficie de la célula durante varias horas. Después de que la plancha de cerámica porosa de la célula de plancha de presión y la muestra de suelo están completamente saturadas de agua, puede montarse la célula en el recipiente de presión y utilizar presión de aire para efectuar extracción de humedad de las muestras de suelo bajo condiciones controladas.

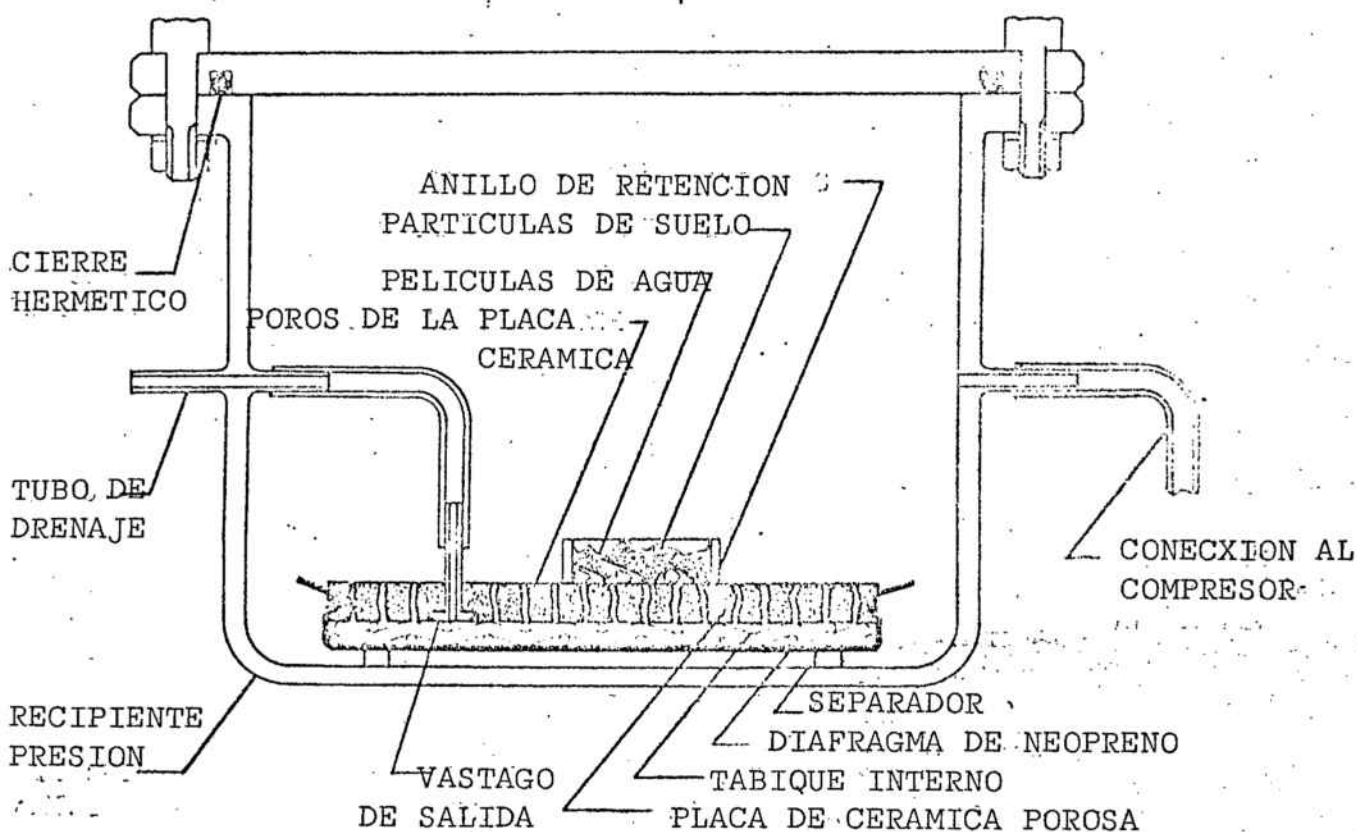
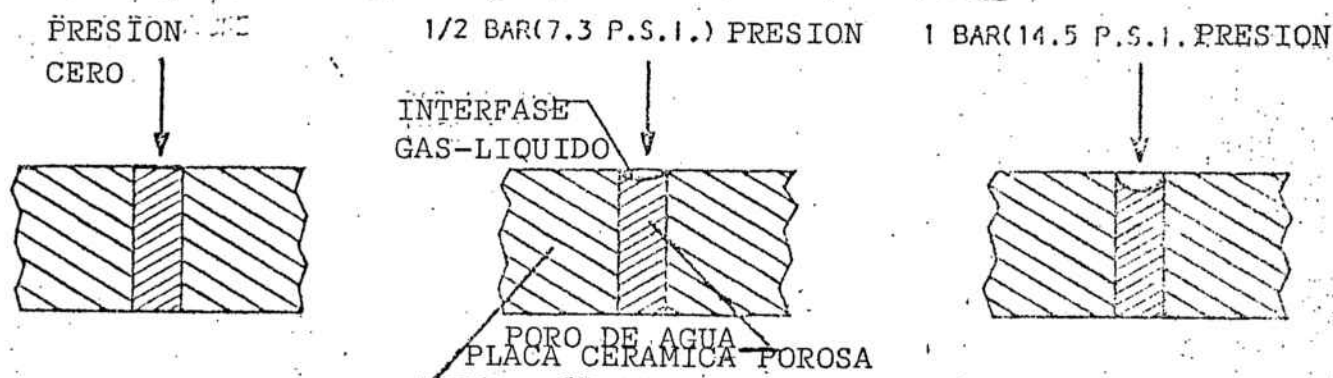


FIG. 2

"Sección transversal de la célula de plancha cerámica de presión y muestra de suelo en el extractor".

Tan pronto como la presión de aire dentro de la cámara se eleva por encima de la presión atmosférica, la presión más la-

ta dentro de la cámara fuerza el agua sobrante a través de los poros microscópicos en la plancha cerámica y hacia afuera por el vástago de salida a través del paso provisto por la rejilla. Sin embargo, el aire de alta presión no fluirá a través de los poros en la plancha cerámica, ya que los poros están llenos de agua y la tensión de superficie del agua en la superficie de contacto gas-líquido de cada uno de los poros soporta la presión de forma parecida a un diafragma de goma flexible.



"Cambios en el radio de la curva en la interzona gas-líquido con presión".

La presión de aire máxima que cualquier plancha cerámica porosa mojada puede soportar antes de dejar pasar el aire a través de los poros está determinada por el diámetro del poro.

Cuanto más pequeño sea el tamaño del poro, más elevada habrá de ser la presión de aire para atravesarlo. El valor de presión que finalmente rompe estos meniscos de agua se llama "presión de burbujeo" o "el valor de entrada de aire" para la célula.

Durante la prueba, a cualquier presión de aire establecida en el extractor, la humedad del suelo fluirá alrededor de cada una de las partículas de suelo y pasará hacia afuera a través de la plancha cerámica, hasta el momento en que la curvatura efectiva de las películas de agua por toda la muestra de suelo sea la misma que la de los poros en el plato. Cuando esto acontece se alcanza un equilibrio y el flujo de humedad cesa. Al aumentar la presión de aire en el extractor, el flujo de humedad del suelo de las muestras comienza nuevamente y prosigue hasta que se alcanza un nuevo equilibrio. En el punto de equilibrio existe una relación exacta entre la presión del aire en el extractor y la succión del suelo (y por tanto el contenido de humedad) en las muestras.

El extractor utiliza las células de plancha cerámica de 1 atmósfera y las células de plancha cerámica de 15 at.

Las células de plancha cerámica de 1 at. son ideales para la determinación rutinaria de los porcentajes 1 at, 1/10 de at. y 1/3 de at. para catalogar terrenos así como todos los demás estudios de equilibrio de humedad del suelo, dentro de los límites 0-1 at. de succión del suelo. La "presión de burbujeo" de estas células es superior a 1 at. (14,5 P.S.I.). Estas células tienen la más alta permeabilidad de cualquiera de las células de plancha de presión y por ello, el tiempo para alcanzar el equilibrio será el más corto posible.

Las células de plancha cerámica de 15 at. no se adaptan normalmente para usarlas dentro del campo 0-1 at. de succión de suelo debido al pequeño tamaño de su poro y a su permeabilidad relativamente elevada. Pueden sin embargo, emplearse de manera efec-

tiva en este extractor para estudios de equilibrio de humedad del suelo en el campo 1-5 at. de succión del suelo. La "presión de burbujeo" en estas células es superior a 15 at. (220 P.S.I.)

Realización de un ensayo para estudios de retención de humedad.

Para obtener resultados consistentes y precisos es necesario manejar las muestras de suelo de forma adecuada.

Procedimiento utilizado: Se preparan cuatro muestras de 25 g. para cada tipo de suelo a estudiar, estas muestras se colocan en los anillos de retención situados sobre la plancha cerámica. Cuando se efectúan estudios de equilibrio de humedad, es conveniente que las alturas de las muestras no sean muy grandes, para mantener razonable el tiempo que se tarda en alcanzar el equilibrio. Siempre que sea posible, las alturas de muestras de suelo deben limitarse a 1 cm. Luego se nivelan las muestras y se dejan durante 48 h. con un exceso de agua sobre la placa, a fin de que las muestras de suelo se saturen de humedad. Pasadas las 48 h. se quita el agua sobrante mediante una pipeta o jeringa, se montan las placas en el extractor y se conectan los tubos de derrame, cerrando la tapa del extractor.

Tan pronto como la presión se aplica, la humedad comenzará a fluir por los tubos de derrame dependiendo de la textura del suelo y de la presión aplicada. Las muestras de 1 cm. de altura alcanzarán el equilibrio y se pueden sacar en cualquier momento pasadas las 48 h. del comienzo de la extracción.

Una vez hecha la extracción se pesan 10 g. de cada una de las muestras previamente sometidas a diferentes presiones y se llevan a una termobalanza para determinar el porcentaje de humedad de la muestra, el cual dependerá de la presión aplicada en cada caso.

Funcionamiento de la termobalanza

El aparato funciona siguiendo el principio del secado por el calor mediante una corriente de aire. El aparato está constituido por una cámara de desecación, de forma cilíndrica, en la cual es posible disponer simultáneamente, sobre un plato giratorio, diez navesillas introducidas por una puerta. Un ventilador suministra, al interior de la cámara, aire frío que se calienta al pasar por unas resistencias eléctricas. La regulación automática de la temperatura está asegurada por un termómetro de contacto y un relevador. El aire cargado de humedad puede ser evacuado continuamente a través de unas aberturas practicadas en la cubierta y de este modo, el proceso de desecación es muy rápido.

Por debajo de la cámara de desecación está montada una balanza de una sensibilidad del 0,1%. De este modo es posible, en cada momento, leer rápidamente y con precisión, sobre una escala óptica graduada en %, la pérdida de peso de 10 muestras pesadas y sometidas a la influencia del calor. Cuando no se detecta variación en la pérdida de peso es que la desecación está terminada. Se lee entonces en la escala el contenido en agua. Este valor leído en la escala corresponde al contenido en agua expresado en tanto por ciento de peso húmedo, que se transforma en peso seco.

Una vez hecha esta transformación ya podemos trazar la curva de pF.

2. ANALISIS GRANULOMETRICO

FUNDAMENTO: Separación mecánica de las distintas fracciones del suelo por sedimentación continua según el método del Hidrómetro (Boyocus).

REACTIVOS: Solución de agua oxigenada de 22 volúmenes.

Solución dispersante:

Hexametáfosfato sódico 35,70 gr.

Carbonato sódico 7,94 gr.

Agua hasta 1 litro.

Eter etílico.

PREPARACION DE LA MUESTRA: Se toman dos muestras de suelo de 40 gr.; en una de ellas se determina el peso de estos 40 gr. cuando estén secos a 105° C durante la noche.

La otra muestra de 40 gr. se destina a análisis granulométrico. Previamente se destruye la materia orgánica con agua oxigenada de 22 volúmenes en un baño maría a 80°C. Para romper la espuma que se forma se añade eter etílico.

En las muestras en las que la conductividad del extracto 1/5 es mayor de 1,0 mmhos/cm. (equivale a una resistividad de $0,20 \times 10^4$), se lavan, hasta la eliminación de sales para evitar la floculación de los coloides.

Después de pasar la totalidad del suelo a una botella de 1 litro, se enrasa aproximadamente a 300°C y se añaden 50 c.c. de la solución dispersante. Agitar durante la noche en agitador rotatorio 120 r.p.m.

DETERMINACION DE FRACCIONES:

a) Fracciones menores de 50 micras.

Una vez agitada la suspensión del suelo con el dispersante, se pasa a las probetas de sedimentación y se completa con agua destilada hasta 1 litro. En otra probeta idéntica añadir 50 c.c. de dispersante y completar con agua para que adquieran la temperatura homogénea.

Las medidas con el hidrómetro se realizan a los 30 segundos, 1, 3, 10, 30 y 90 minutos; y a las 7 y 19 horas. Se agita con un agitador de probetas y se mide el tiempo con un cronómetro.

Calculos.

El cálculo de los diámetros de las partículas para los tiempos en que se hacen las lecturas, se ha realizado por la fórmula de Stokes.

t en minutos; d en micras.

$$d = \frac{\theta}{\sqrt{t}}$$

siendo

$$\theta = 1.000 \sqrt{\frac{30 \eta s}{g(\rho_s - \rho_l)}}$$

Los valores de θ en función de R (lectura en el vástago del hidrómetro), para la temperatura de 30°C vienen dados en la siguiente tabla:

<u>Profundidades</u>	<u>θ</u>	<u>Profundidades</u>	<u>θ</u>
-5	50,4	18	44,5
-4	50,1	19	44,2
-3	49,9	20	43,9
-2	49,6	21	43,7
-1	49,4	22	43,4
0	49,2	23	43,1
1	48,9	24	42,8
2	48,7	25	42,5
3	48,4	26	42,2
4	48,2	27	41,9
5	47,9	28	41,6
6	47,7	29	41,3
7	47,4	30	41,0
8	47,2	31	40,7
9	47,0	32	40,4
10	46,7	33	40,1
11	46,4	34	39,8
12	46,2	35	39,5
13	45,9	36	39,2
14	45,6	37	38,9
15	45,3	38	38,6
16	46,0	39	38,3
17	44,8	40	38,0

Para cualquier temperatura a que tenga lugar la sedimentación, los valores de \underline{d} vienen dados por:

$$d = \frac{\theta}{\sqrt{t}} \sqrt{\frac{\eta_t^a}{\eta_{30^\circ}}}$$

La siguiente tabla da los valores

$$\sqrt{\frac{\eta}{\eta_{30^{\circ}}}}$$

$$\sqrt{\frac{\eta}{\eta_{30^{\circ}}}}$$

Temperatura

10°	1,2779
11°	1,2600
12°	1,2425
13°	1,2256
14°	1,2092
15°	1,1934
16°	1,1779
17°	1,1629
18°	1,1483
19°	1,1341
20°	1,1203
21°	1,1069
22°	1,0938
23°	1,0811
24°	1,0685
25°	1,0565
26°	1,0446
27°	1,0331
28°	1,0218
29°	1,0117

Después se realizan las tablas del diámetro de las partículas a la temperatura que se ha hecho la lectura R.

A partir de los valores de las lecturas directas R y con ayuda de las tablas, teniendo en cuenta la temperatura, se pueden calcular los valores del diámetro de las partículas

valor \underline{d} , para cada uno de los tiempos de sedimentación respectivos.

Se calcula el valor $R - R_2$, siendo R_2 la lectura del hidrómetro para la solución dispersante a la temperatura de la determinación y los valores $\underline{P\%}$ que vienen dadas por:

$$P \% = (R - R_1) f$$

siendo $P \%$ el peso expresado en % de las fracciones determinadas y f es un factor calculado a partir del peso de la muestra secada a 105°C . durante la noche.

$$f = \frac{100}{\text{Peso de muestra secada a } 105^\circ\text{C}}$$

Los valores $P \%$ y d se llevan a un papel semilogaritmico (los $P \%$ en la escala aritmética) y se unen por rectas los puntos así obtenidos. Sobre esta gráfica se interpolan los valores de diámetro: 50, 20, 5 y 2 micras y se toman los $P \%$ correspondientes, hay que tener en cuenta que estos valores son acumulativos.

Por diferencia se calculan los porcentajes para los intervalos 50 - 20, 20 - 5, 5 - 2, y 2 micras.

b) Fracciones mayores de 50 micras.

Realizadas las medidas de las fracciones de 50μ , mediante el hidrómetro, se pasa el contenido de las probetas a través de una torre de tamices para separar las fracciones de 50μ .

Siguiendo el sistema americano, se emplean los tamices de 0,2 mm. (200μ .) y el de 0,05 mm. (50μ .)

Con chorro de agua, sin separar los tamices se ayuda

a que se produzca la clasificación de tamaños, eliminando las fracciones más finas. Lo que ha quedado retenido en cada uno de ellos se recoge con chorro de agua en una capsula previamente tarada, para desecar a 105° C. durante la noche y pesar al día siguiente.

Cálculos

Los valores obtenidos y que corresponden a los 40 gr. de suelo tomado, se multiplican por el factor (calculado anteriormente), para obtener el % de cada fracción en los 100 gr. de suelo seco a 105° C.

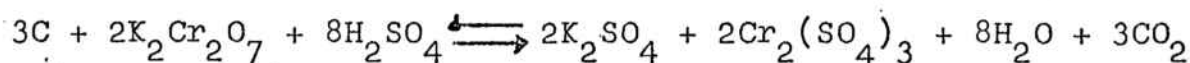
3. DETERMINACION DE LA PERDIDA POR DESECACION

Se somete la muestra de suelo a 105° C. durante 8 horas en una estufa, refiriendo la pérdida a 100 gr. de muestra. (P.P.D.).

4. MATERIA ORGANICA

FUNDAMENTO: Oxidación de la materia orgánica presente en la muestra, con un exceso de dicromato potásico en medio fuertemente sulfúrico y valorar este exceso con sulfato ferroso-amónico (Sal de Mohr) en presencia de ácido fosfórico y usando difenilamina como indicador. Método propuesto por Walkey - Black 1947.

Según la ecuación de óxido - reducción :



REACTIVOS:

Dicromato potásico N

Ac. sulfúrico concentrado

Ac. fosfórico concentrado

Difenilamina (0,5% en SO_4H_2 del 80%).

PROCEDIMIENTO: A 1 gr. de suelo se le agregan 10 c.c. de Dicromato potásico N y 20 c.c. de ácido sulfúrico concentrado. Se agita y se deja media hora en reposo. Se añaden después 100 c.c. de agua destilada, 10 c.c. de ácido fosfórico y unas gotas de difenilamina, que se valora con sulfato ferroso amónico.

Para transformar el carbono orgánico en materia orgánica se utilizó el factor 1,742 debido a Washman.

5. NITROGENO

FUNDAMENTO: Método de Kjeldahl a escala semi-microanálisis. Modificado por Jackson-1962.

REACTIVOS:

Acido sulfúrico 1 : 1

Mezcla catalizadora:

Sulfato de cobre.....28 gr.

Selenio... .. 1 gr.

Sulfato potásico.....100 gr.

Solución de hidróxido sódico saturado

Acido clorhídrico N/70, esta solución

ácido contiene además el indicador

constituido por:

Rojo de metileno.....50 mgs

Verde de Bromocresol.....75 "

Alcohol de 9620 c.c.

para..... 5 l.

de solución de sulfato amónico
 10% ClH N/70.

PROCEDIMIENTO:

A) Ataque Kjeldahl.

A una cantidad exactamente pesada de suelo se le adiciona 1,5 gr. de mezcla catalizadora pulverizada y se ataca con Ac. sulfúrico en un matraz Kjeldahl, hasta coloración verde clara.

B) Destilación del amoniaco.

Se verifica en el aparato "Bouat", una vez frio el matraz se coloca en el aparato y se le añade solución de hidróxido sódico hasta alcalinidad, se destila en caliente con arrastre de vapor y el amoniaco desplazado se recoge sobre disolución de ácido clorhídrico N/70 e indicador, valorándose con este mismo ácido hasta restablecimiento del color inicial.

La disolución de ácido clorhídrico N/70 que está en el matraz de recogida del amoniaco, es ajustada previamente, destilando una solución de sulfato amónico, para obtener el punto inicial.

6. CARBONATOS TOTALES.

FUNDAMENTO: Medida del volumen de anhídrido carbonico desprendido por acción del ácido clorhídrico sobre los carbonatos de la muestra de suelo.

REACTIVOS:

Acido clorhídrico 1 : 1
 Carbonato cálcico

PROCEDIMIENTO: Calibrado del Calcímetro Bernard con carbonato cálcico puro y deducción de este ensayo del peso de muestra a tomar, para que las lecturas obtenidas representen directamente porcentajes de carbonato cálcico.

2.- Determinaciones analíticas

El objeto de esta tesina ha sido la puesta a punto de las técnicas necesarias para la determinación de la capacidad de retención del agua por el suelo (CURVAS DE pF).

Una vez conseguido este fin, hemos efectuado un muestreo, para determinar las curvas de pF de algunos suelos. Utilizando para ello 22 muestras de suelos de distinta textura, procedentes de la región Litoral Catalana al Norte y al Sur de Barcelona.

Las determinaciones analíticas realizadas sobre dichas muestras, han sido las siguientes:

1. Análisis granulométrico.
2. Materia orgánica.
3. Nitrógeno total.
4. Carbonatos totales.
5. Capacidad de retención de agua a diferentes presiones.
(Curvas de pF).

De los resultados obtenidos se han podido agrupar las muestras de suelos en cinco grupos, atendiendo a las diversas clases texturales a que pertenecen, según la clasificación internacionalmente adoptada (Soil Classification 7 th approx. y F.A.O.):

- 1º Grupo.-Clase textural:areno-francosa (8 muestras)
- 2º Grupo.-Clase textural:franco-arenosa (5 muestras)
- 3º Grupo.-Clase textural:franco-arcillo-arenosa (4 muestras).
- 4º Grupo.-Clase textural:franco-arcillosa (2 muestras)
- 5º Grupo.-Clase textural:arcilla (3 muestras)

Dentro de cada clase textural las muestras de suelo están ordenadas en función del contenido decreciente en materia orgánica.

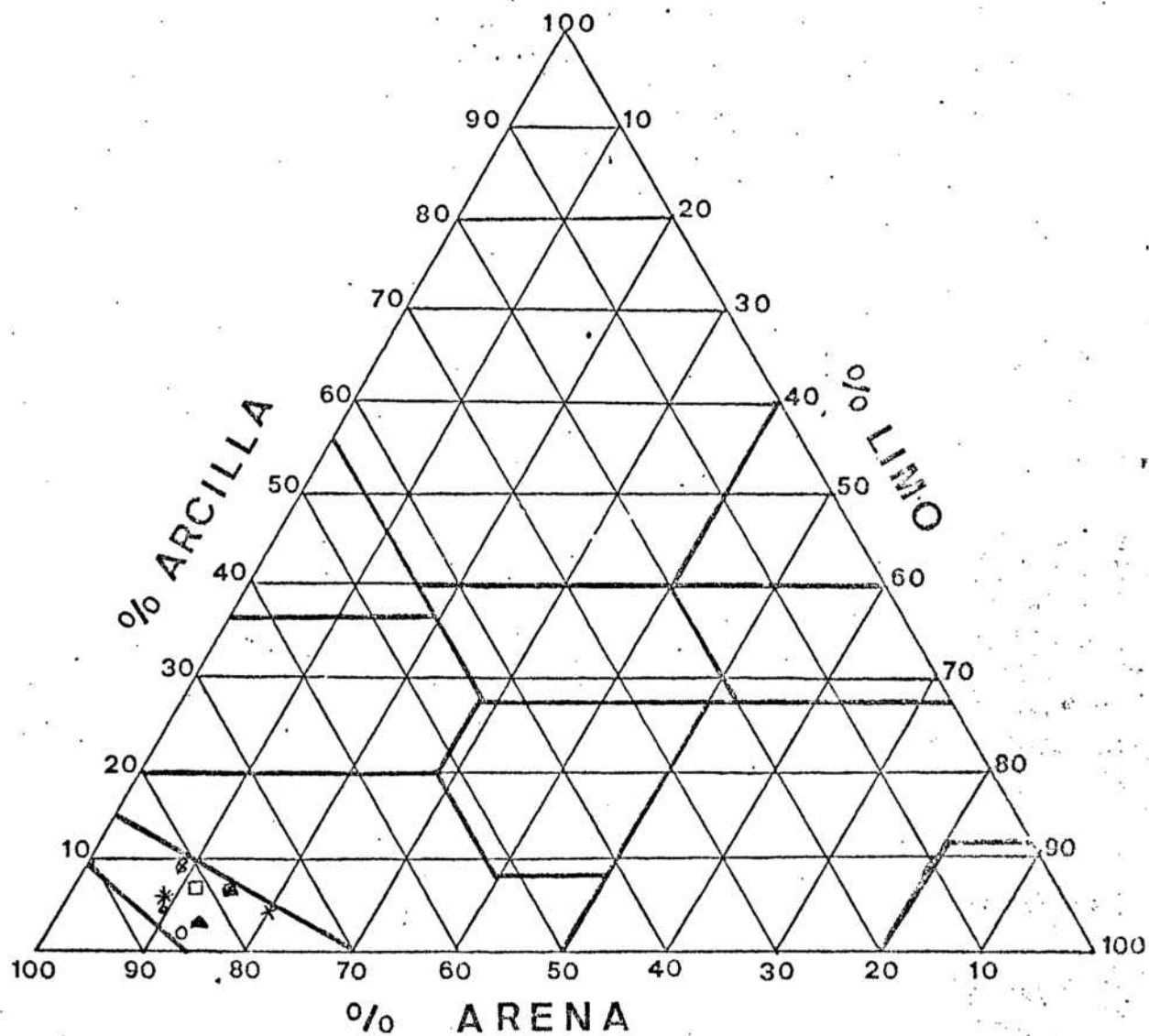
I GRUPO

CLASE TEXTURAL: ARENO-FRANCOSA

ANALISIS GRANULOMETRICO% TAMAÑO DE LAS PARTICULAS EN mm.

<u>Nº muestra</u>	<u>Arena</u> <u>Gruesa</u> <u>2-0,2</u>	<u>Arena fina</u>		<u>Limo</u> <u>0,02-0,002</u>	<u>Arcilla</u> <u>0,002</u>
		<u>0,2-0,05</u>	<u>0,05-0,02</u>		
5	68,54	10,90	6,08	8,85	5,53
4	46,02	21,55	9,09	13,14	10,11
17	34,50	30,35	17,06	10,90	7,11
16	14,55	47,46	14,22	16,59	7,11
1	46,36	20,94	6,62	20,38	5,60
3	68,91	11,29	4,04	9,60	6,06
15	20,82	47,95	16,05	10,70	4,46
6	60,85	12,53	8,86	12,84	4,87

<u>Nº muestra</u>	<u>% Arena</u>	<u>% Limo</u>	<u>% Arcilla</u>
5	85,52	8,85	5,53
4	76,66	13,14	10,11
17	81,91	10,90	7,11
16	76,23	16,59	7,11
1	73,92	20,38	5,60
3	84,24	9,60	6,06
15	84,82	10,70	4,46
6	82,24	12,48	4,87



CLASE TEXTURAL: ARENO-FRANCOSA

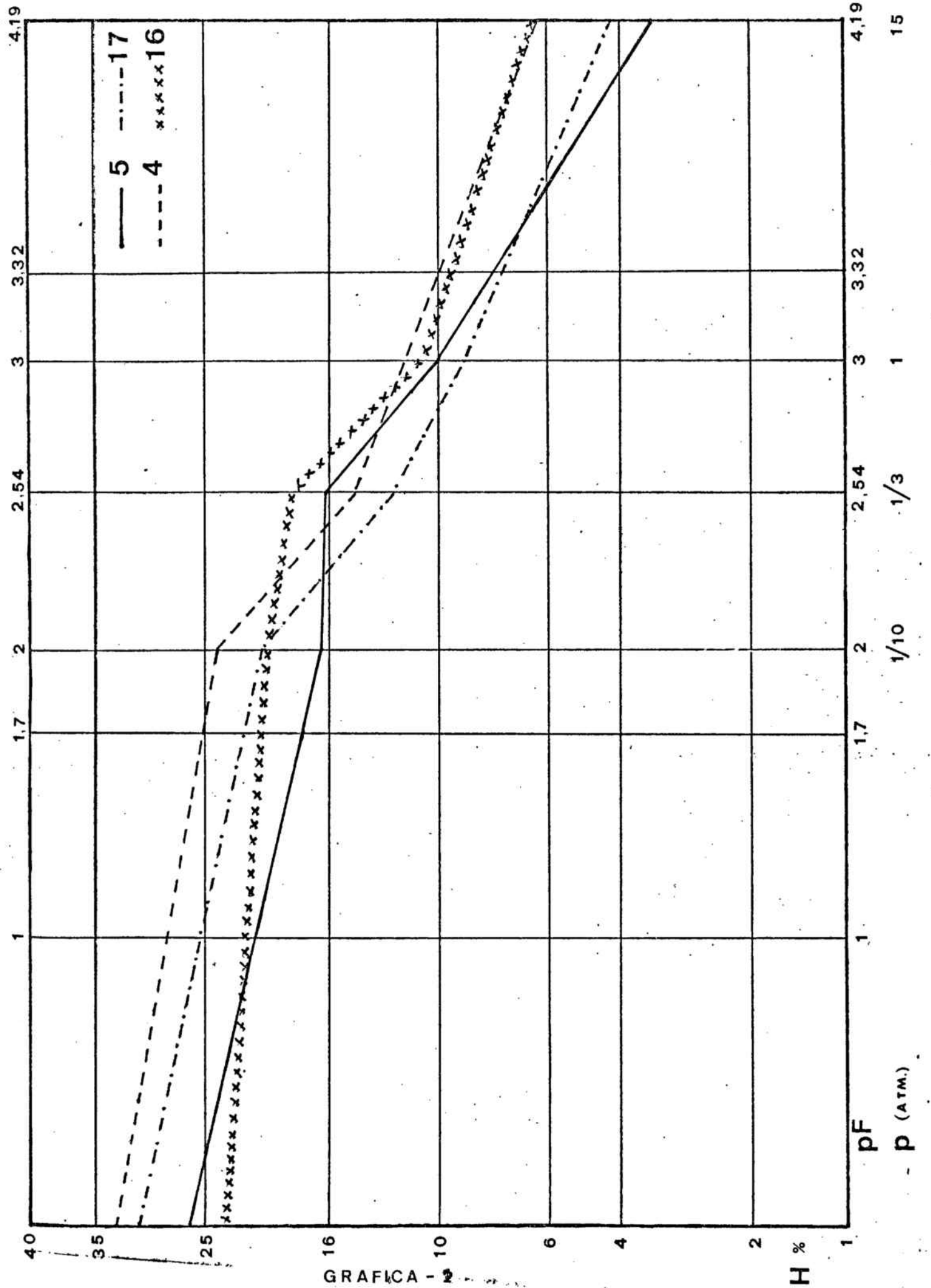
- | | |
|-----|------|
| × 1 | ○ 15 |
| ⊗ 4 | ■ 16 |
| ● 5 | □ 17 |
| * 3 | ▲ 6 |

RESULTADOS ANALITICOS

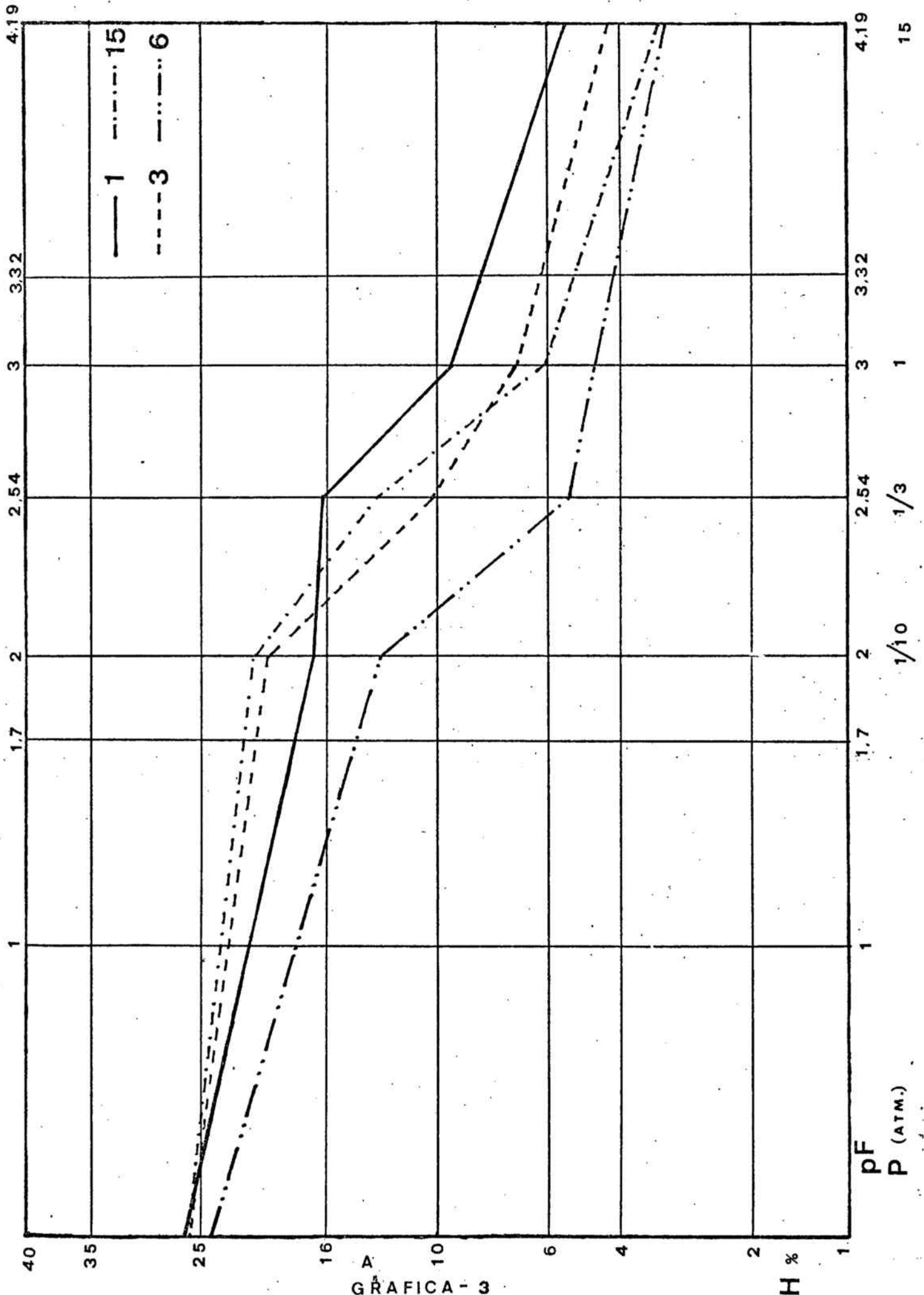
<u>Nº Muestra</u>	<u>Materia orgánica %</u>	<u>Carbono %</u>	<u>Nitrogeno %</u>	<u>C/N</u>	<u>CO₃Ca%</u>
5	3,60	2,09	0,209	9,97	—
4	1,31	0,76	0,151	5,04	—
17	1,14	0,66	0,076	8,68	20,16
16	1,12	0,65	0,080	8,15	19,32
1	0,74	0,43	0,112	3,88	14,45
3	0,72	0,42	0,101	4,15	—
15	0,25	0,14	0,014	10,06	20,66
6	0,06	0,04	0,004	11,25	6,63

RETENCION DE AGUA A DISTINTAS PRESIONES

<u>Nº Muestra</u>	gr. agua por 100' gr: suelo seco					Humedad
	<u>H₁₅</u>	<u>H₁</u>	<u>H_{1/3}</u>	<u>H_{1/10}</u>	<u>H₀</u>	<u>H_%</u>
5	3,56	10,07	16,33	16,79	26,62	1,85
4	6,25	12,46	14,88	24,09	33,20	1,70
17	4,37	9,14	13,46	20,71	30,19	0,70
16	6,51	11,09	13,63	20,16	23,75	1,05
1	5,69	9,51	16,09	16,87	26,50	2,30
3	4,47	7,26	10,48	19,97	26,34	1,25
15	3,47	6,25	13,43	21,20	26,45	1,70
6	3,44	4,82	5,56	13,33	24,32	1,20



GRAFICA - 2



GRÁFICA - 3

H %

P (ATM.)

— 1 —
 - - - 3 - - -
 - · - - 6 - · - -

1
 1/3
 1
 15

II GRUPO

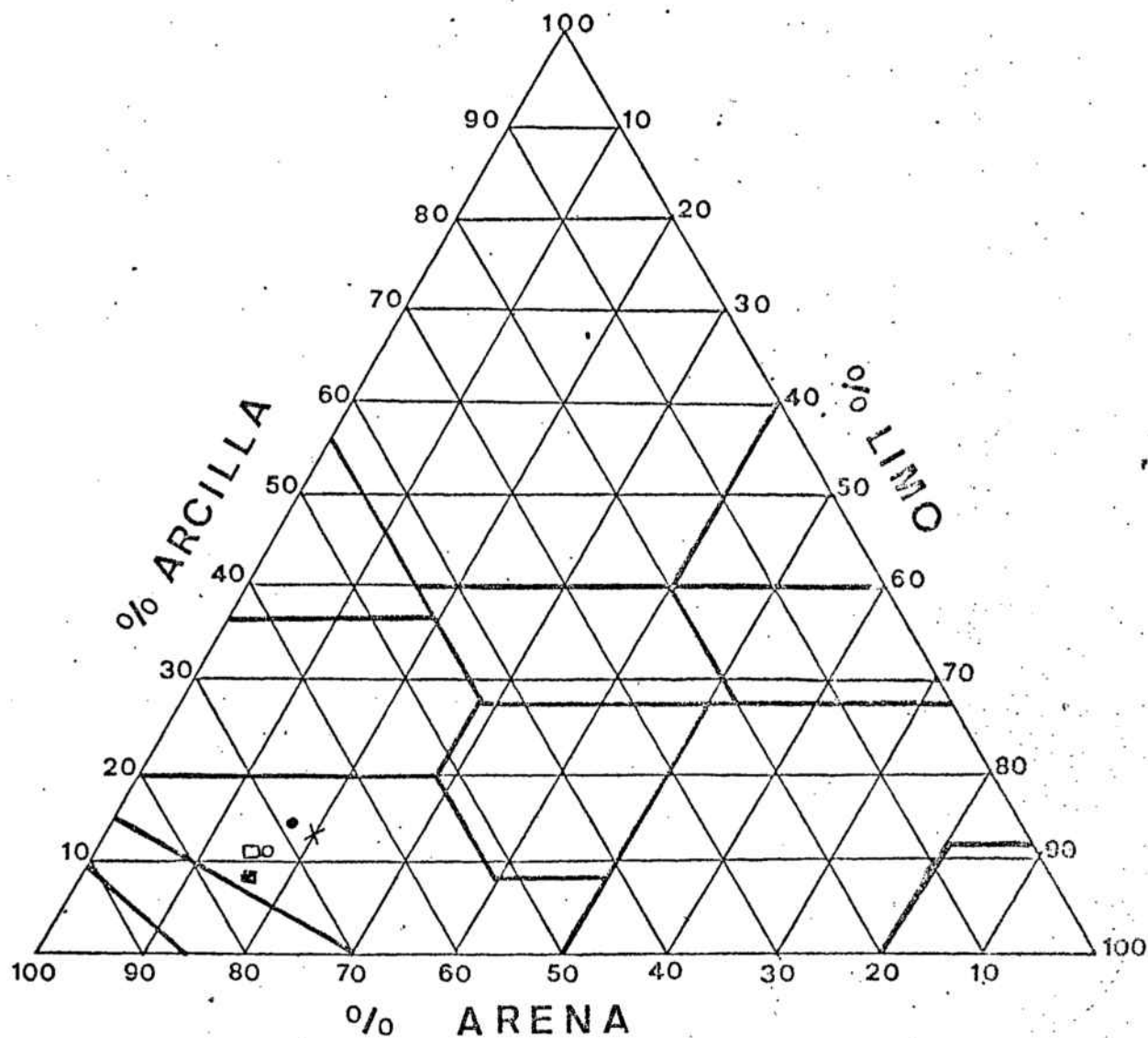
CLASE TEXTURAL: FRANCO-ARENOSA

ANALISIS GRANULOMETRICO

% TAMAÑO DE LAS PARTICULAS EN mm.

<u>Nº muestra</u>	Arena	Arena fina		Limo	Arcilla
	<u>Gruesa</u> <u>2-0,2</u>	<u>0,2-0,05</u>	<u>0,05-0,02</u>	<u>0,02-0,002</u>	<u>0,002</u>
19	15,33	31,87	20,19	20,19	12,29
20	41,74	17,86	9,37	17,80	13,11
8	60,34	12,01	3,45	15,28	8,87
18	15,81	37,13	21,18	15,65	10,13
9	41,86	21,03	9,03	14,74	13,31

<u>Nº muestra</u>	<u>% Arena</u>	<u>% Limo</u>	<u>% Arcilla</u>
19	67,39	20,19	12,29
20	68,97	17,80	13,11
8	75,80	15,28	8,87
18	74,12	15,65	10,13
9	71,92	14,74	13,31



CLASE TEXTURAL: FRANCO-ARENOSA

× 19

□ 18

● 20

○ 9

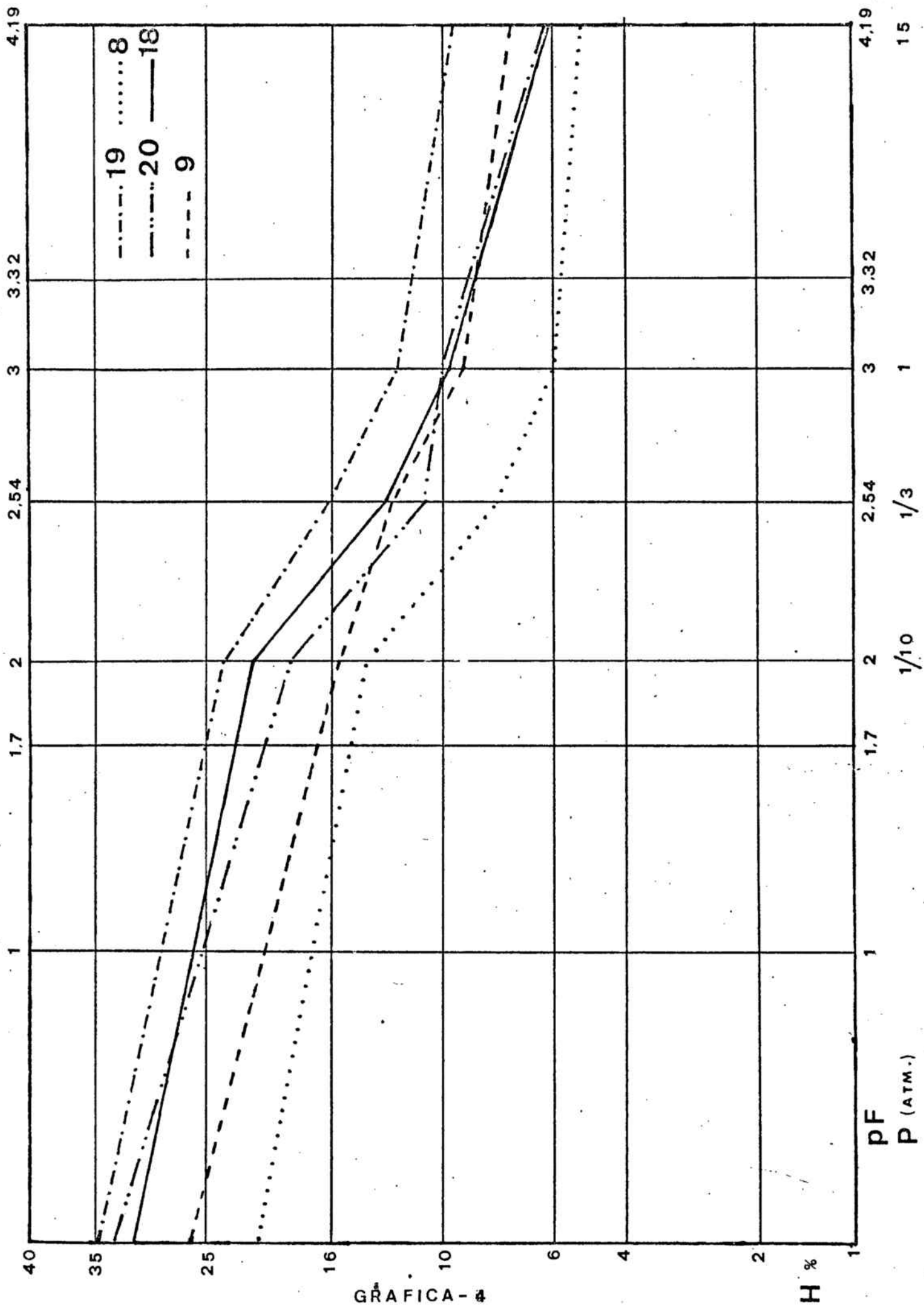
■ 8

RESULTADOS ANALITICOS

<u>Nº Muestra</u>	<u>Materia orgánica %</u>	<u>Carbono %</u>	<u>Nitrogeno %</u>	<u>C/N</u>	<u>CO₃Ca %</u>
19	2,06	1,20	0,164	7,33	25,03
20	1,53	0,89	0,120	7,42	32,01
8	1,40	0,81	0,090	8,20	16,20
18	1,16	0,68	0,081	8,38	22,60
9	0,96	0,55	0,093	6,01	---

RETENCION DE AGUA A DISTINTAS PRESIONES

<u>Nº Muestra</u>	gr. agua por 100 gr. suelo seco					Humedad
	<u>H₁₅</u>	<u>H₁</u>	<u>H_{1/3}</u>	<u>H_{1/10}</u>	<u>H₀</u>	<u>H_%</u>
19	9,58	12,59	16,08	23,87	34,85	1,80
20	6,36	10,08	11,26	18,75	32,72	2,15
8	5,20	6,02	8,18	14,24	21,12	3,45
18	6,22	9,89	13,35	21,91	31,10	1,35
9	7,69	9,20	13,15	15,49	26,91	2,15



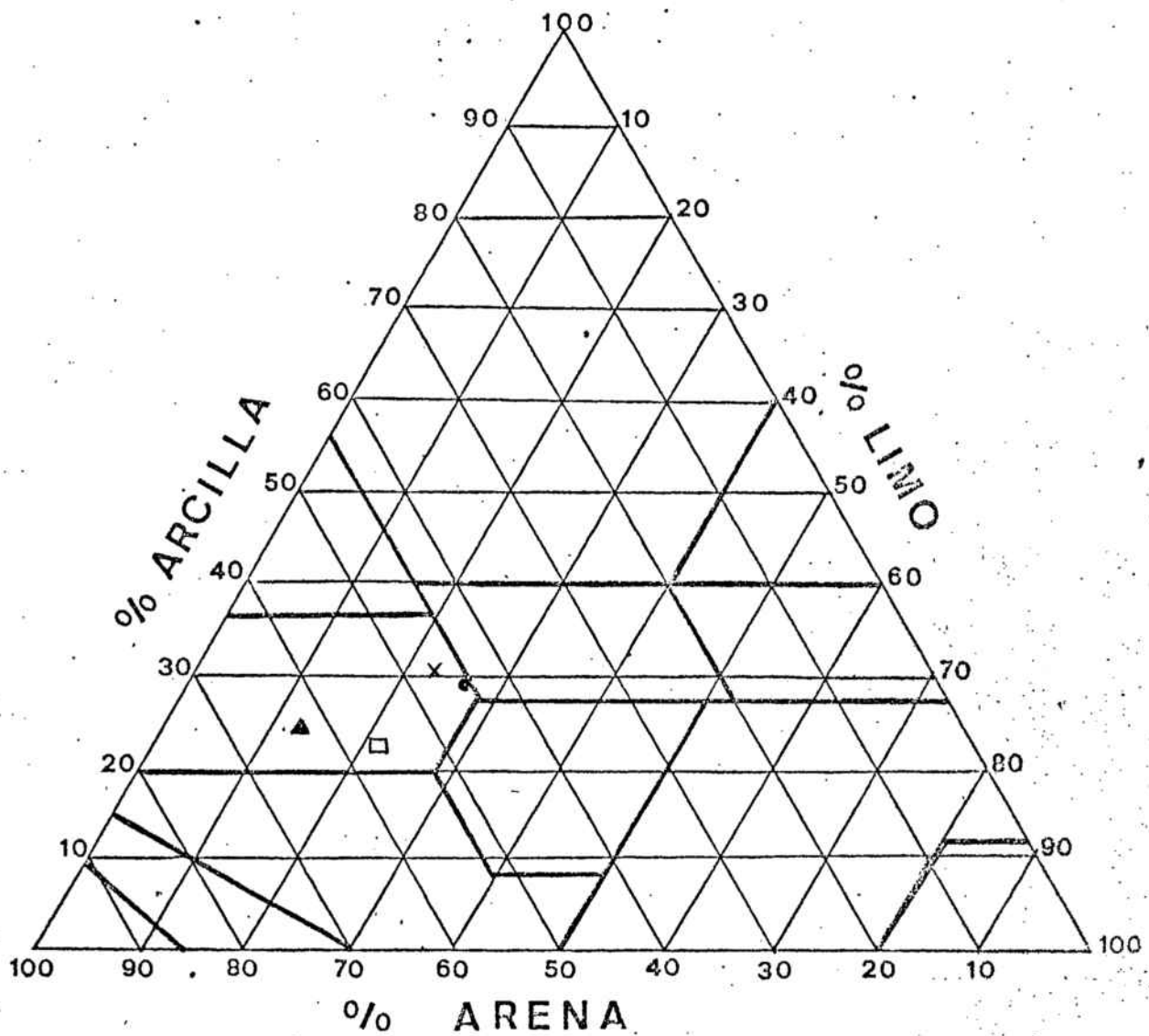
III GRUPO

CLASE TEXTURAL: FRANCO-ARCILLO-ARENOSA

ANALISIS GRANULOMETRICO% TAMAÑO DE LAS PARTICULAS EN mm.

<u>Nº Muestra</u>	<u>Arena Gruesa 2-0,2</u>	<u>Arena fina</u>		<u>Limo 0,02-0,002</u>	<u>Arcilla 0,002</u>
		<u>0,2-0,05</u>	<u>0,05-0,02</u>		
23	30,49	9,39	7,26	22,77	30,03
24	27,67	9,38	7,50	26,26	29,07
2	35,51	14,09	7,11	20,87	22,30
7	45,95	14,84	2,91	12,59	23,71

<u>Nº Muestra</u>	<u>% Arena</u>	<u>% Limo</u>	<u>% Arcilla</u>
23	47,14	22,77	30,03
24	44,55	26,26	29,07
2	56,71	20,87	22,30
7	63,70	12,59	23,71



CLASE TEXTURAL: FRANCO-ARCILLO-ARENOSA

× 23

□ 2

● 24

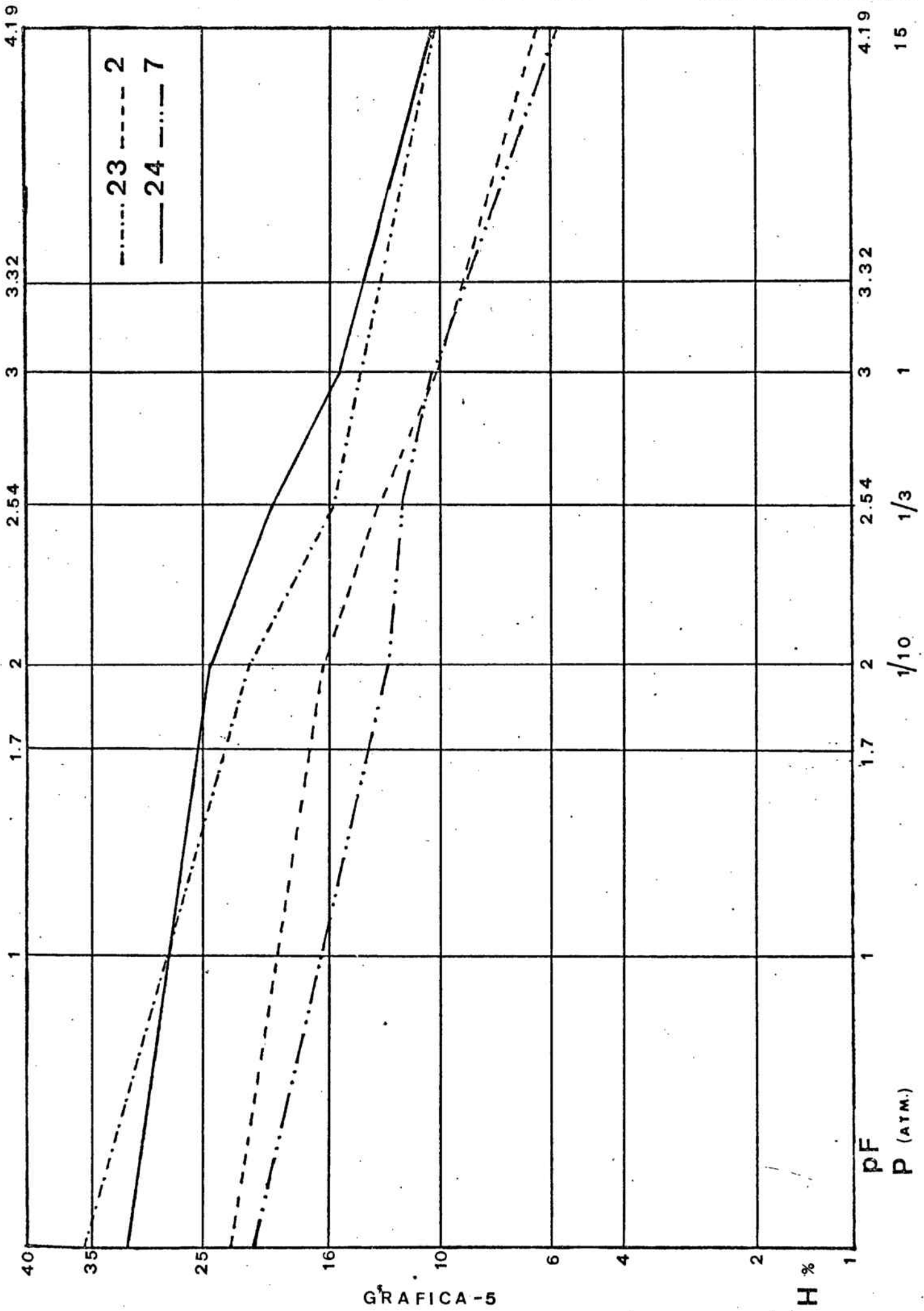
▲ 7

RESULTADOS ANALITICOS

<u>Nº Muestra</u>	<u>Materia orgánica %</u>	<u>Carbono %</u>	<u>Nitrógeno %</u>	<u>C/N</u>	<u>CO₃Ca %</u>
23	1,53	0,89	0,133	6,69	28,34
24	1,18	0,69	0,119	5,79	35,03
2	0,63	0,37	0,058	6,32	33,61
7	0,59	0,34	0,034	10,17	—

RETENCION DE AGUA A DISTINTAS PRESIONES

Nº Muestra	gr. agua por 100 gr. suelo seco					Humedad
	<u>H₁₅</u>	<u>H₁</u>	<u>H_{1/3}</u>	<u>H_{1/10}</u>	<u>H₀</u>	<u>H%</u>
23	10,13	14,23	15,81	21,92	35,52	2,60
24	10,33	15,66	19,91	24,43	31,71	2,75
2	6,33	10,28	13,66	16,28	22,71	2,15
7	5,89	10,58	12,41	13,02	21,48	2,30



GRAFICA-5

IV GRUPO

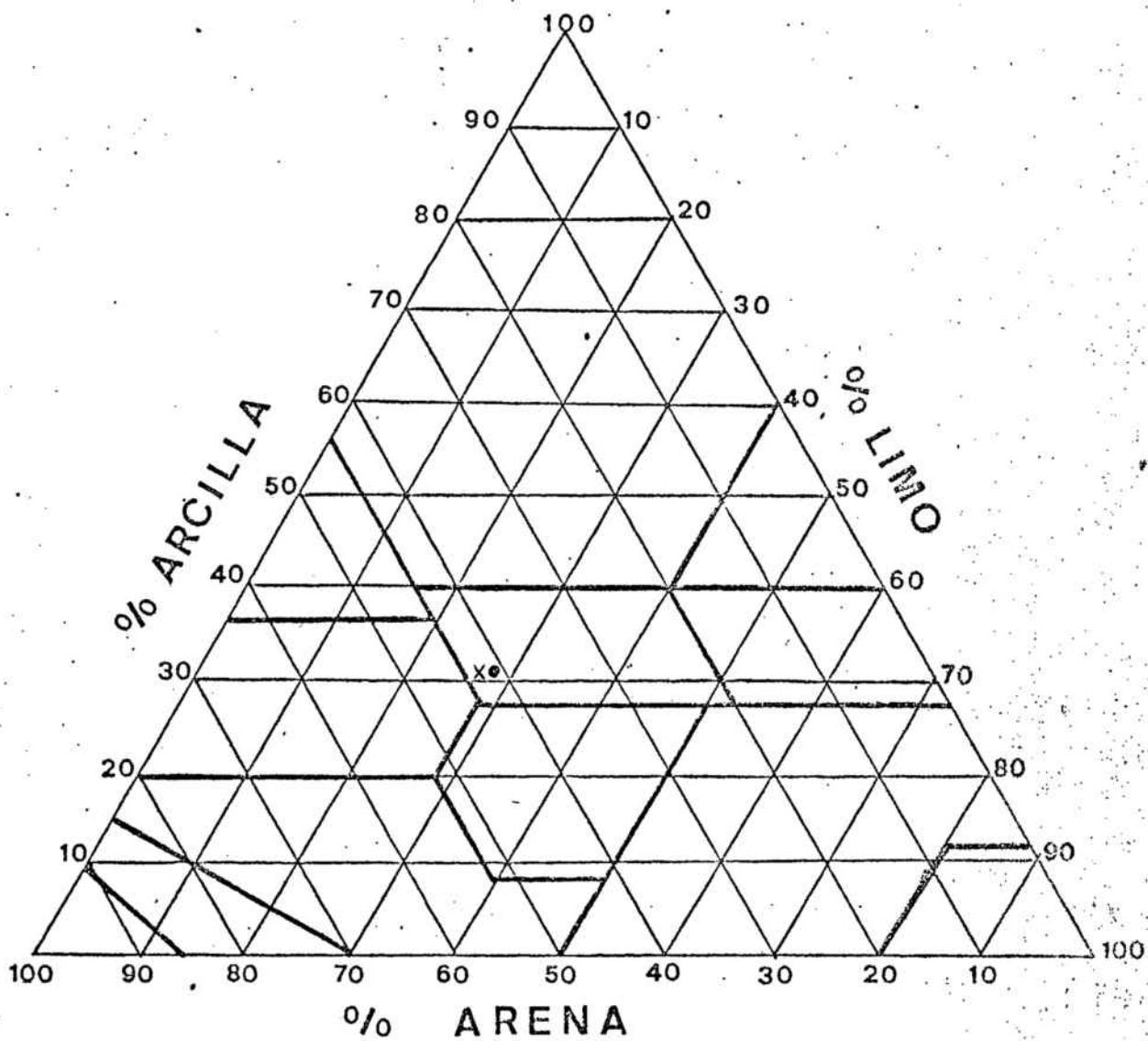
CLASE TEXTURAL: FRANCO-ARCILLOSA

ANALISIS GRANULOMETRICO

% TAMAÑO DE LAS PARTICULAS EN mm.

<u>Nº Muestra</u>	<u>Arena Gruesa 2-0,2</u>	<u>Arena fina</u>		<u>Limo 0,02-0,002</u>	<u>Arcilla 0,002</u>
		<u>0,2-0,05</u>	<u>0,05-0,02</u>		
22	18,73	12,85	9,63	27,44	31,29
25	23,65	9,00	8,64	26,90	31,71

<u>Nº Muestra</u>	<u>% Arena</u>	<u>% Limo</u>	<u>% Arcilla</u>
22	41,21	27,44	31,29
25	41,29	26,90	31,71



CLASE TEXTURAL: FRANCO ARCILLOSA

x 22

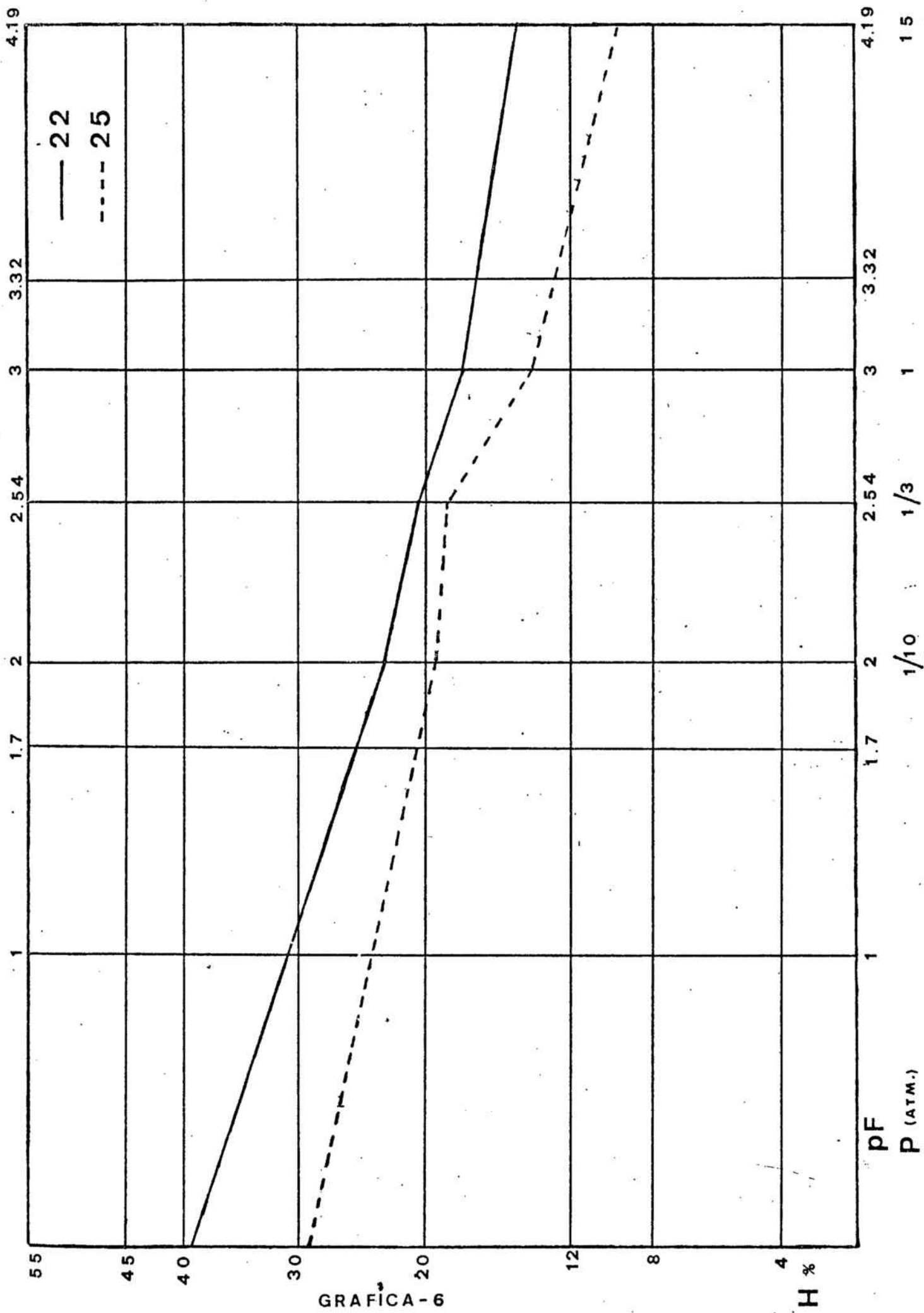
• 25

RESULTADOS ANALITICOS

<u>Nº Muestra</u>	<u>Materia orgánica %</u>	<u>Carbono %</u>	<u>Nitrógeno %</u>	<u>C/N</u>	<u>CO₃Ca %</u>
22	1,96	1,15	0,137	8,35	20,32
25	0,17	0,10	0,030	3,30	36,93

RETENCION DE AGUA A DISTINTAS PRESIONES

Nº Muestra	gr. agua por 100 gr. suelo seco					Humedad
	H_{15}	H_1	$H_{1/3}$	$H_{1/10}$	H_0	$H_{\%}$
22	14,69	17,70	20,12	23,57	39,27	4,00
25	9,30	13,94	18,41	19,40	29,06	3,65



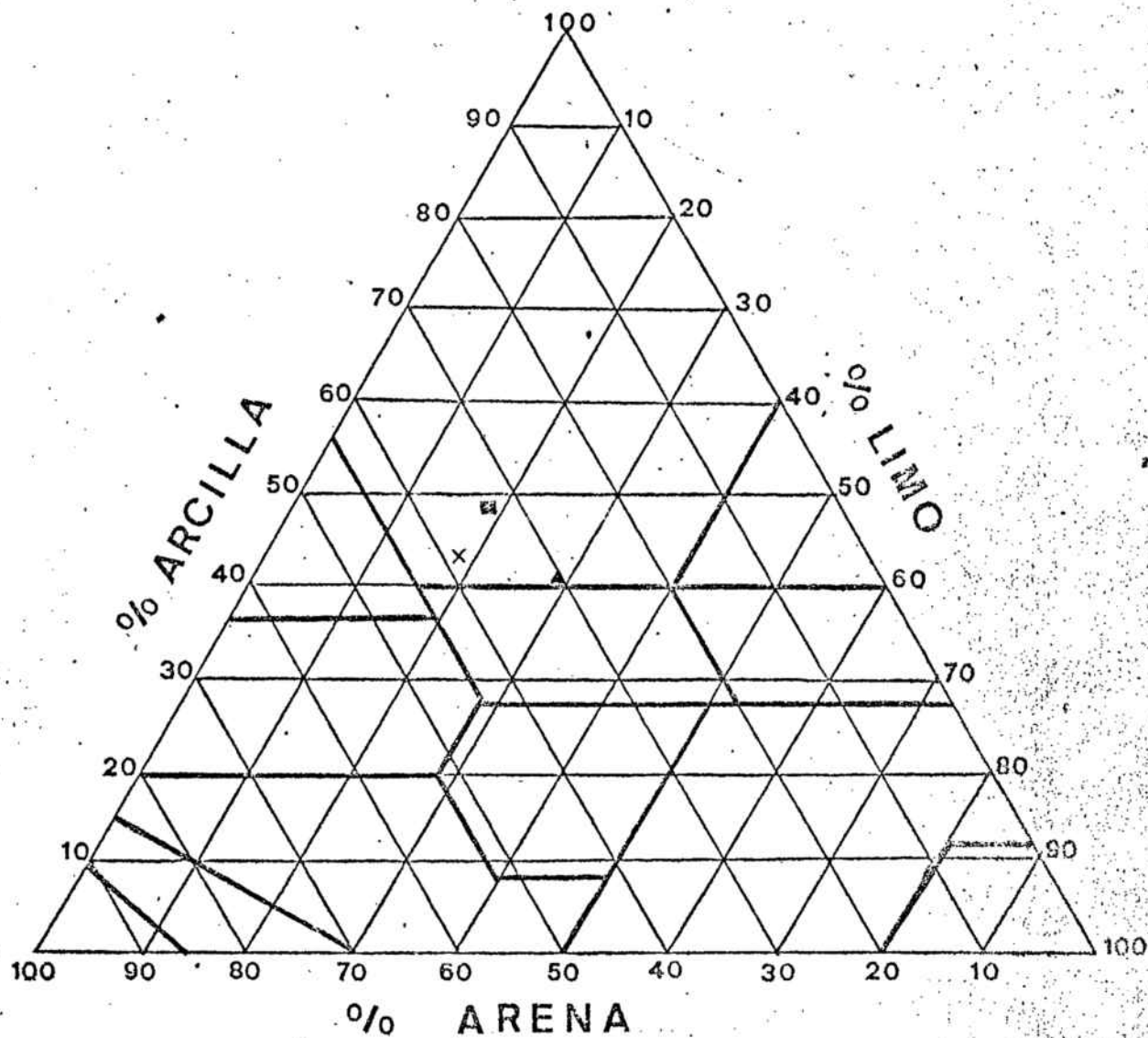
V. GRUPO

CLASE TEXTURAL: ARCILLA

ANALISIS GRANULOMETRICO% TAMAÑO DE LAS PARTICULAS EN mm.

<u>Nº Muestra</u>	<u>Arena Gruesa 2-0,2</u>	<u>Arena fina</u>		<u>Limo 0,02-0,002</u>	<u>Arcilla 0,002</u>
		<u>0,2-0,05</u>	<u>0,05-0,02</u>		
31	16,24	9,59	4,50	29,80	40,87
21	16,31	11,99	10,37	17,91	43,37
30	10,32	9,13	12,40	19,80	48,35

<u>Nº Muestra</u>	<u>% Arena</u>	<u>% Limo</u>	<u>% Arcilla</u>
31	30,33	29,80	40,87
21	38,67	17,91	43,37
30	31,85	19,80	48,35



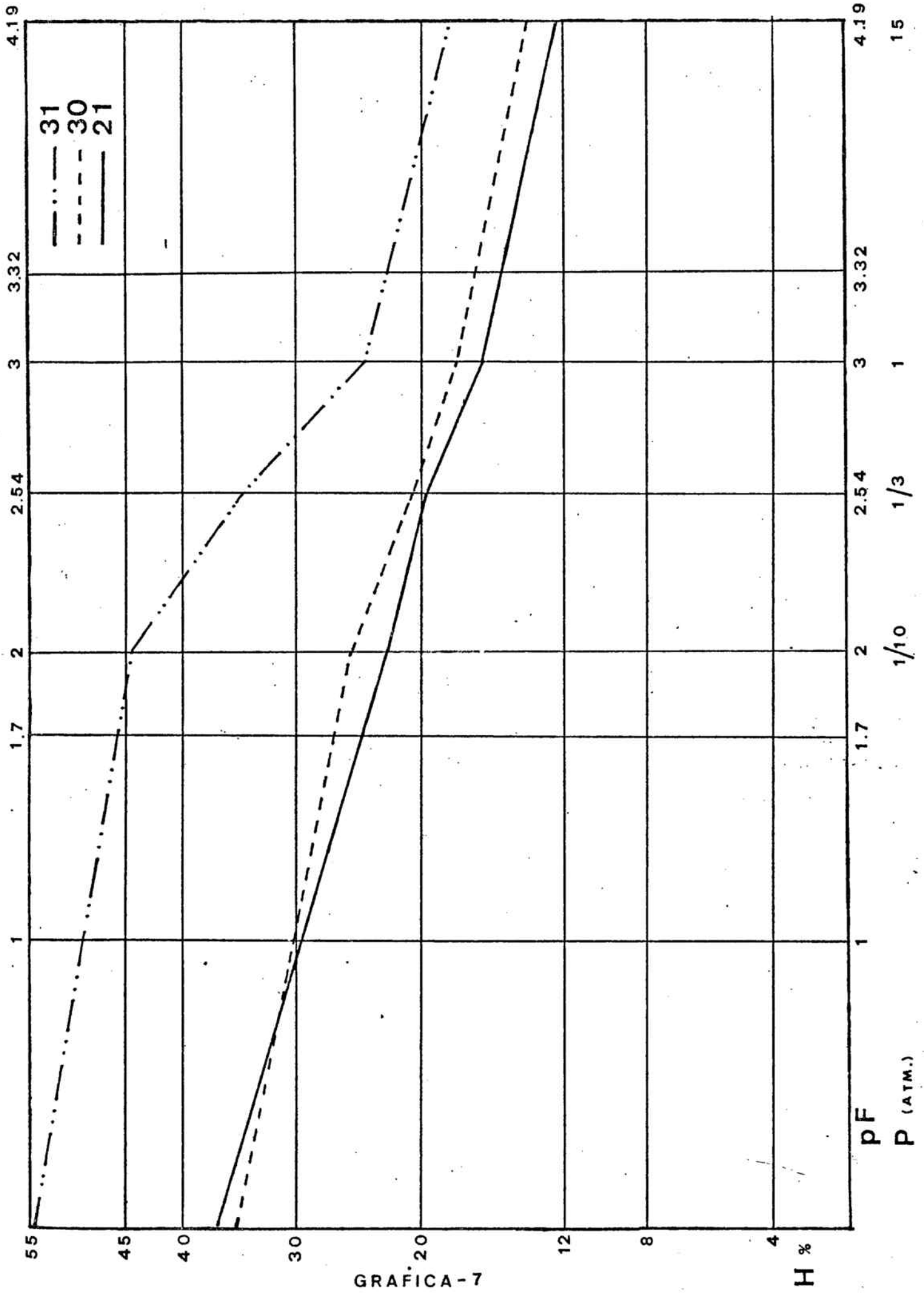
21 x
 CLASE TEXTURAL: ARCILLA 31 ▲
 30 ▣

RESULTADOS ANALITICOS

<u>Nº Muestra</u>	<u>Materia orgánica %</u>	<u>Carbono %</u>	<u>Nitrógeno %</u>	<u>C/N</u>	<u>CO₃Ca %</u>
31	4,74	2,75	0,547	5,02	6,32
21	0,35	0,18	0,041	4,42	13,27
30	0,36	0,61	0,032	10,15	15,84

RETENCION DE AGUA A DISTINTAS PRESIONES

<u>Nº Muestra</u>	gr. agua por 100 gr. suelo seco					Humedad
	<u>H₁₅</u>	<u>H₁</u>	<u>H_{1/3}</u>	<u>H_{1/10}</u>	<u>H₀</u>	<u>H_%</u>
31	18,12	24,48	35,80	44,56	54,72	4,10
21	12,68	16,10	19,73	22,95	37,66	4,50
30	14,06	17,87	21,07	25,60	35,95	2,84



IV. COMENTARIO DE RESULTADOS Y
CONCLUSIONES

Del estudio efectuado en esta tesina, se pueden deducir las conclusiones siguientes:

1.- Los resultados obtenidos en la determinación del potencial energético del agua retenida por el suelo (curvas de pF), utilizando la técnica de Richards (1949), que se ha puesto a punto en este trabajo, indican que es idónea para ser utilizada en el estudio de los mismos.

2.- El análisis de las curvas de pF obtenidas (gráficas 2,3,4,5,6,7), muestran que la capacidad de retención del agua útil esta condicionada por la textura y contenido en materia orgánica de la forma siguiente:

a) En suelos pertenecientes a una misma clase textural y con analoga proporción de arcilla, se ha observado que retienen mayor cantidad de agua los que poseen mayor contenido en materia orgánica.

b) En suelos pertenecientes a una misma clase textural y con analoga proporción de materia orgánica, se ha observado que retienen mayor cantidad de agua los que poseen mayor contenido en arcilla.

3.- El agua de drenaje que posee un suelo, depende fundamentalmente de la textura; de tal forma, que para un suelo con textura arenosa existirá proporcionalmente mayor contenido en agua que en uno arcilloso, cuando la presión aplicada es debil, debido posiblemente al volumen y distribución de los poros.

4.- Se ha observado que los suelos con mayor contenido en fracciones finas son los que retienen mayor cantidad de agua sometendolos a altas o a bajas presiones, esto se manifiesta al observar las gráficas de las curvas de pF que muestran una pendiente suave.

5.- De los intentos realizados para determinar el contenido total de sales y los cationes alcalinos y alcalinoterreos so-

lubles que poseen las aguas de drenaje extraídas de un mismo suelo a diferentes presiones, a pesar de las dificultades, parece ser que hay una tendencia a aumentar la salinidad y el contenido de cationes alcalino y alcalinoterreos solubles paralelamente con el incremento de la presión. No se ha podido afirmar cuales son los factores que influyen en este fenómeno así como tampoco determinar cuantitativamente la intensidad del mismo.

Se han efectuado algunas determinaciones al respecto, pero debido a los fenómenos de intercambio iónico que poseen las placas de cerámica ha sido difícil valorar exactamente la cantidad y la clase de sales existentes respecto a las presiones aplicadas.

Se han seguido varios tratamientos diferentes sobre las placas de cerámica así como se han efectuado algunas variaciones en la técnica empleada para la determinación de la humedad del suelo mediante extractores de membrana. No detallamos los procesos seguidos para este fin ni tampoco los resultados que se han obtenido, ya que no se han resuelto aun todos los inconvenientes y será motivo de estudio en próximos trabajos.

- ASLYNG, H.C. et alt. (1962). Soil physic terminology, draft report. Inter. Soc. of Soil Sci. Bull. 20.
- ASLYNG, H.C. et alt. (1963). Soil physic terminology. Inter. Soc. of Soil Sci. Bull. 37,7
- ALI, M.H. y BISWAS, T.D. (1971). Retention and release of soil water as related to mineralogy of the soil clays. J. Indian Soc. Soil Sci. India, 19 n° 4, 363-368.
- BAVER, L.D. (1956). Soil Physics. Wiley. New York.
- BEAR, J. ZASLAUSKY, D. and IRMAY, S. (1968). Physical principles of water percolation and seepage. UNESCO. Paris.
- BLACK, C.A. (1968). Soil Plant relationships. Wiley. New York.
- BUCKINGHAM, E. (1907). U.S. Dep. of Agr. Bur. of Soils, Bull. 38.
- CARDUS AGUILAR, J. (1975). Conduite de l'higrometrie en serre et sous abri. Besoins en eau des plantes en fonction des conditions climatiques de l'abri: Travaux effectués a Cabrils, sur les relations eau/temperature, In-solation.....Conférence-Gembloux.
- CHAMAYOU. Les relations entre la réserve en eau et le travail du sol. Minist. Agric. Bull. tech. Inform. Fr. (1973) N° 278, 185-190.
- COWAN, I.R. (1965). Transport of water in soil-plant-atmosphere system. J. Appl. ecol. 2
- DE BOOD, M. (1975). Caractères physiques et disponibilité en eau des substrats.
- DE LEENHEER, L. et WAEGEMANS, G. (1970). La science du sol. Mereaux Bruxelles.
- DE LEENHEER, L. (1972). L'économie en eau, son étude et son importance pour l'évaluation de la fertilité physique du sol.
- DE LEENHEER, L. (1972). Différents aspects de l'étude de la fertilité physique du sol et le problème d'un bon critère pour son évaluation.

- DUCHAUFOR, P. (1975). Manual de Edafología. Toray-Masson
- F.A.O. Guia para la descripción de perfiles de suelos.
- FELIPO ORIOL, M^a T. (1973). Tesis Doctoral. Facultad Farmacia. Barcelona.
- GARDNER, W. (1920). The capillary potential and its relation to soil moisture constants. Soil Sci. 10, 357-359.
- GARDNER, W.R. and WIDTSON, S.A. (1921). The movement of soil moisture. Soil Science. II - 215-233.
- GARDNER, W.R. (1960). Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci. 89
- GARDNER, W.R. (1970). Field measurement of soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33-832-833.
- GROENEVELT, P.H. y BOLT, G.H. (1972). Water retention in soil. Soil Sci. U.S.A. 113, n^o 4, 238-245.
- HAINES, W.B. (1930). Studies in the physical properties of soils. V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated these with. J. Agr. Sci. 20, 97-116.
- HILLEL, D. (1971). Soil and water. Physical Principles and Processes. Academic, Press. New York and London.
- IWATA, S. (1972). On the definition of soil water potentials as proposed by the I.S.S.S. in 1963. Soil Sci. U.S.A. 114 n^o 2 89-92.
- JACKSON, M.L. (1964). Análisis Químico de suelos. Omega.
- KIVISAARI, S. (1971). Influence of texture on some soil moisture constants. Acta agral. fenn. Finl. n^o 123, 217-222.
- LANG, A.R.G. and GARDNER, W.R. (1970). Limitation to water flux from soils to plants. Agro. J. U.S.A. 62, n^o 6, 693-5.
- MILLER, E.E. and MILLER, R.D. (1955 a). Theory of capillary. How: I-Practical implications. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 19 267-271.

- MILLER, E.E. and MILLER, R.D. (1955 b). Theory of capillary flow: II- Experimental information. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 19, 271-275.
- MILLER, E.E. and MILLER, R.D. (1956). Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys. 27, 324-332.
- PARLANGE, J.Y. (1971). Theory of water movement in soils: VI. Effect of water depth over soil. Soil Sci. U.S.A. 113, n° 5, 308-312.
- PARLANGE, J.Y. and AYLOR, D. (1972). Theory of water movement in soils. IX. The dynamics of capillary rise. Soil Sci. U.S.A. 114, n° 2, 79-81.
- PHILIP, J.R. (1964). Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. J. Geophys. Res. 69, 1553-1562.
- PHILIP, J.R. (1966). Plant water relations: Some physical aspects. Ann. Rev. Plant Physiol. 17.
- POULOVASSILIS, A. (1962). Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. Soil Sci. 93, 405-472.
- PUECH, J. (1969 para 1970). Capacité de cession de l'eau des sols et essai d'interprétation des débits. Ann. Agron. Fr. 20, n° 5, 505-16.
- PUECH, J. (1972). Rôles de la texture et de l'humidité initiale dans la cession d'eau de différentes terres. C.R. Acad. Sci. D. Fr. 275 n° 1347-1349.
- RICHARDS, L.A. (1949). Measuring moisture tension. Soil Science 68: 95-112.
- RICHARDS, F. (1953). Mitt der schweiz. Anstalt. f. d. forst. Versuchsw. XXIX, 1-17-37.
- RICHARDS, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids in porous media. Physics. 1 318-333.
- RICHARDS, L.A. GARDNER, W.R. and GEN OGATA. (1956). Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Amer. Proc. 20 310-314.

- RICHARDS, S.J. and MARSH, A.W. (1961). Irrigation Based on soil suction measurements. Soil Sci.Amer.Proc. 25 65-69
- SOIL CLASIFICATION. 7 th. Approximation (1960).
- SCHOFIELD, R.K. (1935). The pF of the water in soil. Trans.Inter. Cons. Soil Sci. 3 rd, 2 37-48.
- SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA.(1971). Glossary of Soil Science Terms July 1971. Apendix III.
- SPANNER, D.C. (1973). The components of the water potential in plants and soils.J. exper.Bot.G.B. 24, n°82, 816-819.
- TANNER, C.B. and ELRICK, D.E.(1958).Volumetric porous (preassure) plate apparatus for moisture hysteresis measurement. Soil Sci.Soc.Amer.Proc. 22 - 575-576.
- TOPP, G.C. and MILLER, E.E. (1966). Hysteresis moisture characteristic and hydraulic conductivities for glass-bead media. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30, 156-162.
- TOPP, G.C.(1969). Soil water hysteresis measured in a sandy loam and composed with the hysteresis domain model. Soil Sci. Soc, Amer. Proc. 33, 645-651.
- WISSER, W.C. (1966). Progress in the knwoledge about the effect of soil moisture content ou plant production. Inst. Land Water Management, Wageningen, Netherlands, Tech. Bull. 45