



FACULTAD DE **AGRONOMÍA**
UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

Dpto. SUELOS y AGUAS

Propiedades Físicas del Suelo

MONTEVIDEO-URUGUAY
2004

Ing. Agr. L. Rucks
Ing. Agr. F. García.
Ing. Agr. A. Kaplán
Ing. Agr. J. Ponce de León.
Ing. Agr. M. Hill

PROPIEDADES FISICAS DEL SUELO.

Autores *

Las propiedades físicas de los suelos, determinan en gran medida, la capacidad de muchos de los usos a los que el hombre los sujeta. La condición física de un suelo, determina, la rigidez y la fuerza de sostenimiento, la facilidad para la penetración de las raíces, la aireación, la capacidad de drenaje y de almacenamiento de agua, la plasticidad, y la retención de nutrientes. Se considera necesario para las personas involucradas en el uso de la tierra, conocer las propiedades físicas del suelo, para entender en qué medida y cómo influyen en el crecimiento de las plantas, en qué medida y cómo la actividad humana puede llegar a modificarlas, y comprender la importancia de mantener las mejores condiciones físicas del suelo posibles.

I. LA TEXTURA DEL SUELO

I.1. Introducción

Es precisamente esta proporción de cada elemento del suelo lo que se llama la textura, o dicho de otra manera, **la textura representa el porcentaje en que se encuentran los elementos que constituyen el suelo; arena gruesa, arena media, arena fina, limo, arcilla.** Se dice que un suelo tiene una buena textura cuando la proporción de los elementos que lo constituyen le dan la posibilidad de ser un soporte capaz de favorecer la fijación del sistema radicular de las plantas y su nutrición.

En geología, el término textura aplicado a las rocas, tiene sentido diferente, designa el modo en que los elementos constituyentes de la roca se agrupan en el espacio confiriéndole su conformación general.

I.2. Origen de la textura del suelo

Hay que considerar en primer término la *roca madre*; el suelo tendrá indiscutiblemente una tendencia congénita a ser arcilloso, limoso, arenoso, según que la roca sea arcillosa, limosa, o arenosa, en el caso de rocas sedimentarias y sedimentos, o bien que sea capaz de producir esos elementos en el curso de su alteración, si se presenta al estado de roca consolidada y coherente.

Esta tendencia puede ser favorecida o contrarrestada por la *evolución*. El *humus* aparece normalmente con todos los factores que condicionan su naturaleza (vegetación, clima, medio pedológico, etc.). El suelo puede entonces enriquecerse con humus cálcico y estabilizarse, o puede descalcificarse y ser lixiviado. En este caso, la proporción de arcilla disminuye en la superficie y aumenta en la profundidad. El humus puede dar lugar a migraciones capaces de transformar radicalmente la textura original, como por ejemplo en la podzolización. Mientras se produce esta evolución, la alteración de la roca madre puede continuar, puede enlentecerse y hasta detenerse.

Todas estas eventualidades influyen sobre la textura del suelo. Esta depende por lo tanto, en grados diversos, de la naturaleza de la **roca madre y de los procesos de evolución del suelo**. En resumen, la textura de un suelo será el resultado de la acción de los factores de formación de suelo y su intensidad de acción.

Clasificación y propiedades de las partículas del suelo

Clasificación por Tamaño

La composición por tamaño de las partículas (granulométrica) de un suelo, es el porcentaje de materia mineral en peso de cada fracción, obtenida por separación de las partículas minerales en dos más clases por tamaño mutuamente excluyentes.

Las propiedades de las partículas gruesas y finas del suelo difieren considerablemente, pero no hay una división natural marcada de ninguna clase de tamaño de partícula. Sin embargo, para propósitos prácticos se han establecido algunos límites. Comúnmente en los suelos se separan por lo menos tres clases por tamaño usualmente denominados **arena, limo y arcilla**. El procedimiento usado para medir la composición granulométrica es el análisis granulométrico o mecánico. Los numerosos métodos de análisis están basados en el hecho de que la velocidad de caída de las partículas del suelo a través del agua aumenta con el diámetro de las mismas, o en una combinación de esta propiedad con el uso de tamices para separar las partículas gruesas.

Se han propuesto varias y diferentes clasificaciones de las fracciones. Citaremos dos de las más importantes, la establecida por el Departamento de Agricultura de U.S.A. y la propuesta últimamente por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo. Se exponen ambas en el **cuadro 1**.

Cuadro 1. Clasificación de las partículas del suelo

	Sistema del Depto. de Agricultura de EE.UU.	Sistema Internacional
Fracción del Suelo	Diámetros límites en mm.	Diámetros límites en mm.
Arena muy gruesa	2.00 - 1.00	
Arena gruesa	1.00 - 0.50	2.00 - 0.20
Arena Media	0.50 - 0.25	
Arena fina	0.25 - 0.10	0.20 - 0.002
Arena muy fina	0.10 - 0.05	
Limos	0.05 - 0.002	0.02 - 0.002
Arcilla	Menos de 0.002	Menos de 0.002

Todas las clasificaciones por tamaño, tienen en común el límite de dos micras (0.002 mm) para la fracción arcilla y difieren fundamentalmente en la subdivisión de la fracción arena.

En la siguiente figura se presenta la relación en tamaño de las partículas de arena, limo y arcilla

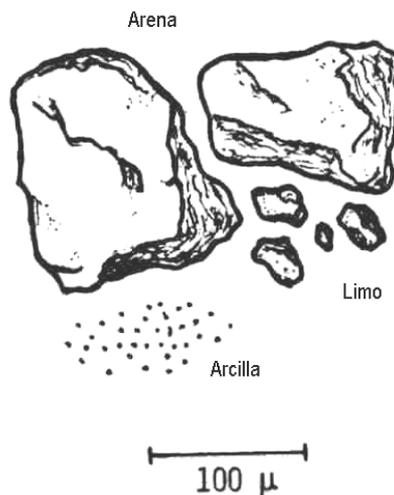


Figura 1. Relación en tamaño de partículas de arena, limo y arcilla.

Naturaleza física de las fracciones del suelo

Las fracciones gruesas, arena y grava, cuando no están cubiertas de arcilla y limo carecen prácticamente de plasticidad y de tenacidad. Su capacidad de retener agua es escasa y debido a los grandes espacios entre sus partículas separadas, el paso del agua gravitacional es rápido. Facilita así el drenaje y el eficaz movimiento del aire. Los suelos en los que predominan la arena o la grava, por esto, son de carácter abierto poseen un buen drenaje y aireación y no ofrecen resistencia al laboreo.

Las partículas de arcilla normalmente son laminares como la mica, y si se humedecen son muy plásticas. Cuando se moja la arcilla con una cantidad adecuada de agua, se expande y se vuelve pegajosa

Las partículas de limo tienden a ser irregulares, distintas en forma y raras veces lisas o pulidas. Son en su mayoría partículas microscópicas, siendo el cuarzo el mineral dominante. La fracción limo posee alguna plasticidad, cohesión y adsorción debido a una película de arcilla que recubre las partículas de la fracción, pero desde luego, en mucho menor grado que la propia fracción de arcilla.

La dominancia de fracciones finas en un suelo, le determina una textura que tiende a retardar el movimiento del agua y aire. Un suelo así será altamente plástico y fuertemente adhesivo cuando esté demasiado mojado, y será pesado y convertido en terrones al secarse, a menos que se trabaje adecuadamente. La expansión y contracción suele ser grande, al mojarse y secarse alternativamente, y la capacidad de retener agua de los suelos de textura fina es alta en general. Como acaba de decirse tales suelos se llaman pesados por sus cualidades de difícil laboreo, en contraste marcado con los livianos, de fácil laboreo, los suelos arenosos.

Sin embargo, suelos de textura fina pueden poseer buenas características de drenaje y aireación, si tienen una buena estructura. Esta propiedad se discute adelante.

Superficie específica de fracciones del suelo.

La Superficie específica de una partícula, se define, como el total de superficie de partículas por unidad de volumen (m^2/m^3) o de masa (m^2/gr), por lo que a menor tamaño de partículas, mayor será su superficie específica. También depende de la forma de las mismas. En la **Tabla 2** se observa el cambio de superficie de una esfera, de un determinado volumen, al cambiar de forma, a discos de diferente radio.

Tabla 2. Area de la superficie en relación con la forma de las partículas.

Forma	Radio (cm)	Volumen (cm^3)	Superficie (cm^2)	Aumento en la superficie (%)
Esfera	1×10^{-4}	4.2×10^{-12}	1.26×10^{-7}	
Disco				
$h = 1 \times 10^{-4}$ cm	1.155×10^{-4}	4.2×10^{-12}	1.56×10^{-7}	23.8
$h = 5 \times 10^{-5}$ cm	1.67×10^{-4}	4.2×10^{-12}	1.84×10^{-7}	45.8
$h = 2 \times 10^{-5}$ cm	2.58×10^{-4}	4.2×10^{-12}	4.51×10^{-7}	257.8
$h = 1 \times 10^{-5}$ cm	3.65×10^{-4}	4.2×10^{-12}	8.59×10^{-7}	538.9

Fuente: Baver et al., 1972

En general las partículas alargadas o aplanadas tienen mayor superficie específica que las cúbicas o esféricas. La forma de las partículas es muy importante en determinar su superficie específica ya que está determinando el "arreglo" de las mismas en determinado volumen.

Las arcillas, al ser laminadas, se caracterizan por presentar una alta superficie específica. Algunas como la montmorillonita presentan superficie interna además de externa.

La figura 2 y Tabla 3. muestran como algunas propiedades varían a medida que el tamaño de las partículas se hace menor.

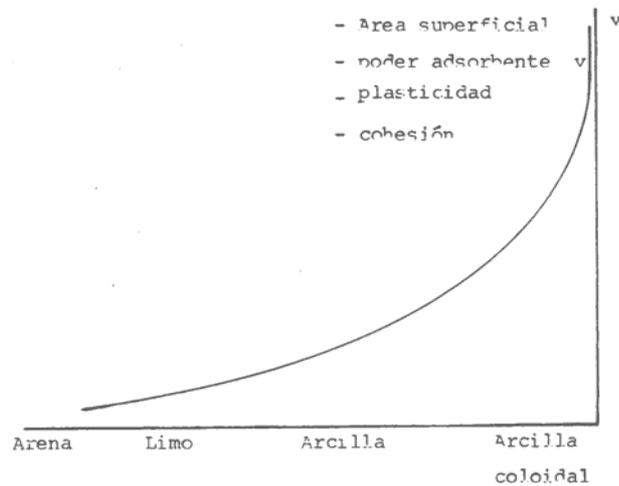


Figura 2.- A mayor finura de la textura de un suelo, mayor es la superficie eficaz presentada por sus partículas. Nótese que la adsorción, la plasticidad y todas las demás propiedades físicas citadas siguen la misma dirección y que sus intensidades suben rápidamente a medida que se acercan al tamaño coloidal.

Tabla 3. Superficie específica, capacidad de intercambio de cationes y densidad de carga de varios minerales de arcilla

Mineral de Arcilla	Superficie específica m ² /gr	Capacidad de intercambio catiónico (me/gr.)	Densidad de carga (me/m ² x 10 ³)
Caolinitas	5 - 20 *	0.03 - 0.15 **	6 - 7.5 ***
Illitas	100 - 200 *	0.10 - 1040 **	1.0 - 2.0 ***
Montmorillonitas	300 - 500 *	1.00 - 1.50 **	3.0 - 3.3 ***
Vermiculitas	700 - 800 *	0.80 - 1.50 **	1.1 - 1.9 ***

* Fripiat (1964)

** Grim (1962) (Usado con permiso de Mc. Graw - Hill Book Co.)

*** Calculado según los datos de las columnas segunda y tercera.

Fuente: Baver et al., 1972

Densidad de carga.

La carga total en la superficie de un mineral se denomina densidad de carga. Corresponde a la suma de cargas generadas por sustituciones isomórficas + las cargas generadas por las disociaciones de los grupos funcionales en bordes.

La mayoría de los suelos tienen carga negativa por que el balance de la carga en arcillas y materia orgánica es negativa. Solo algunos suelos que tienen altos contenidos de alófanos y óxidos, desarrollan cargas positivas netas en superficie de partículas, a pH suficientemente bajos.

La densidad de carga se determina midiendo la superficie específica (unidad de superficie) y la CIC (centimoles) de la arcilla y luego se calcula los centimoles por unidad de superficie.

Composición mineralógica de las fracciones del suelo

Desde el punto de vista mineralógico, existen ciertas relaciones generales entre las fracciones granulométricas y los minerales que las componen, de acuerdo a los principios ya vistos.

A medida que las partículas minerales disminuyen de tamaño, aumenta su superficie específica y también su susceptibilidad a los procesos de alteración química. En consecuencia, las diferencias de estabilidad de los minerales serán un importante factor que determine el cambio en composición mineralógica con el tamaño de partícula. Estos cambios son particularmente marcados a medida que nos aproximamos al tamaño de la fracción arcilla.

Normalmente la composición mineralógica de las fracciones arena y limo se considera separadamente de la fracción arcilla. Esta distinción resulta de las diferencias marcadas en composición mineralógica, y en consecuencia, los métodos usados para la determinación de la mineralogía de la arena y limo por un lado, y de la arcilla por otro.

Fracciones arena y limo

Las partículas de arena más bastas son, casi siempre fragmentos de roca, sobre todo de cuarzo, existiendo además cantidades variables de otros minerales primarios. La composición mineralógica de estas fracciones sigue los principios vistos anteriormente y varía para los distintos suelos según la roca madre y el grado de meteorización.

Fracción arcilla

En esta fracción se encuentran generalmente diversos minerales secundarios. Convencionalmente se pueden clasificar en silicatos y no silicatos. Los silicatos incluyen la caolinita, montmorillonita, illita, vermiculita y alofán, entre otros. La variación que existe entre estos grupos de arcillas en plasticidad, cohesión, adhesión, capacidad de intercambio catiónico y otras propiedades es muy grande. Por eso, es un dato de considerable importancia el saber qué tipo de arcilla domina en un suelo o cuáles coexisten.

Los no filosilicatos incluyen: cuarzo y otras formas de sílice (SiO_2); óxidos e hidróxidos de hierro, tales como hematita o goethita; óxidos e hidróxidos de aluminio tales como gibbsita; y carbonato de calcio. Parte del material mineral de la arcilla de los suelos es cristalino y parte amorfo.

Composición química de las fracciones del suelo

Desde el punto de vista general, la composición elemental de los suelos varía de acuerdo a la naturaleza de la roca madre y los cambios producidos durante la meteorización, acumulación de materia orgánica y prácticas de manejo. Un factor importante es la movilidad relativa de los distintos elementos, que determina pérdidas diferenciales durante los procesos de meteorización y formación del suelo. Así, el SiO_2 es el constituyente más abundante en las rocas ígneas y en la mayoría de los suelos, en cambio las bases, Ca, Mg, K y Na presentan porcentajes más bajos en los suelos que en las rocas ígneas debido a su remoción preferencial durante la meteorización.

Las fracciones del suelo no son uniformes en composición química, como se puede deducir de las diferencias que presentan en composición mineralógica. Debido a que el cuarzo (SiO_2) es dominante en la arena y limo, estas dos fracciones son, por lo general, inactivas químicamente. Incluso los minerales primarios que pueden contener elementos nutrientes en su composición química son, en general, tan insolubles como para hacer esencialmente nula su asimilación, o muy a largo plazo. Una excepción a esta regla general es la fracción de algunos limos que contienen minerales de potasio, tales como las micas, las cuales ya se sabe que abandonan el potasio, con suficiente rapidez para abastecer, al menos en parte las necesidades de la planta. Químicamente las arcillas son silicatos aluminicos que pueden tener F, Mg, Na, K, etc. en su estructura y tienen además capacidad de adsorber y ceder una serie de iones.

Esto nos lleva al razonamiento lógico que las arenas, formadas esencialmente por cuarzo, tengan menor contenido de nutrientes, y que la fracción arcilla tenga más. Esto lo vemos en los datos obtenidos en el cuadro 2. Las relaciones generales señaladas por estos datos son reales para la mayor parte de los suelos, aunque puedan ocurrir algunas modificaciones.

Cuadro 2.- Composición química de las fracciones de los suelos de montalto

Fracciones	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃	TiO ₃	CaO ₃ %	MgO%
Arena	86.3	5.19	6.77	1.05	0.37	1.02
Limo grueso	81.3	3.11	7.21	1.05	0.41	0.82
Limo fino	64.0	9.42	12.00	1.05	0.32	2.22
Arcilla gruesa	45.1	13.50	21.10	0.96	0.38	2.09
Arcilla fina	30.2	17.10	22.80	0.88	0.08	1.77

(J.S. Joffe y R. Kumin, 1942, citado por Buckman y Brady, 1965)

Faiyler, Smith y Wade (1908, por Black, 1967) analizaron el contenido de Ca, Mg, K y P en las fracciones de varios suelos y encontraron que el porcentaje para todos ellos era mayor en la fracción arcilla y menor en la fracción arena.

El conocimiento de la cantidad total de los nutrientes individuales en los suelos, tiene un valor muy limitado para predecir el suministro de los mismos para el crecimiento vegetal. La razón es que la disponibilidad de cada nutriente en el suelo, o cantidad efectiva es menor que la total, e incluso pobremente correlacionada con esta última. Por esto, en los intentos para caracterizar químicamente los suelos desde el punto de vista del suministro de nutrientes para las plantas, el objetivo es determinar su disponibilidad y no la cantidad total. El análisis total se realiza ocasionalmente, para determinar cambios que pueden ocurrir en la composición del suelo en largos períodos de tiempo en experiencias de campo, o para comparar suelos vírgenes y cultivados. Su mayor aplicación, es como fuente de información complementaria en investigación en mineralogía, formación y clasificación de suelos.

Los aspectos referentes a composición de partículas minerales ya fueron desarrollados en el tema Composición mineral del suelo.

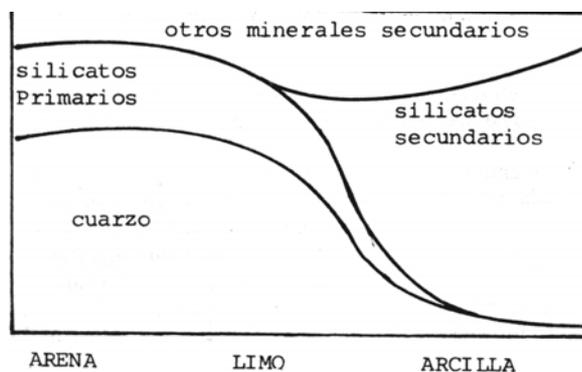
Determinación de la textura

Análisis granulométrico y análisis físico

La determinación de la textura consiste simplemente en indicar, para un suelo dado la proporción que ocupa en él cada elemento constituyente: arena gruesa, arena fina, limo y arcilla. Se determina igualmente la cantidad de grava y gravilla. En suma, es un análisis granulométrico. Hace unos años se empleaba para esta operación, la expresión de análisis físico, la cual se utiliza todavía pero ha tomado un sentido algo diferente; engloba el análisis granulométrico y las otras dosificaciones cuya interpretación permite hacerse una idea de las propiedades físicas del suelo.

Esos análisis son a menudo largos y su detalle presenta poco interés aquí. Su descripción se presenta en bibliografía recomendada para el curso.

Las técnicas utilizan por un lado tamices para separar las partículas mas gruesas. Luego las técnicas se basan en principios de sedimentación para separar limos y arcillas.



Apreciación de la textura en el terreno

El Edafólogo y el Agrónomo tienen siempre interés en formarse una idea de la textura en el terreno, anticipándose así con prudencia sobre los resultados del análisis. Esta preocupación, interviene, en particular cuando el edafólogo debe elegir un perfil representativo de la zona estudiada para extraer las muestras que enviará al laboratorio. Existen dos procedimientos de apreciación rápida, uno visual, otro al tacto, que se complementan.

Examinando con una lupa de mediano aumento (5 ó 6), los planos de separación de un terrón recién fraccionado se distingue fácilmente con un poco de costumbre, la arena gruesa y la arena fina y se puede hacer una idea al examinar los agregados, de la proporción que representan esos elementos. La determinación de la textura por el tacto, se explica en detalle en el cuaderno práctico.

Siempre es más fácil hacer un juicio relativo, es decir, encontrar que una tierra es más arcillosa o más arenosa que la examinada anteriormente. Pero es más delicado formular una apreciación absoluta, indicando por ejemplo, el lugar de un suelo ubicándolo en un triángulo de textura (ver más adelante). Esta precisión no se obtiene más que con la impresión al tacto; y con una cierta experiencia, ejercitándose en el laboratorio de constitución conocida.

Interpretación de los resultados

Los resultados del análisis físico deben permitir, en principio:

- En todos los casos, definir el tipo granulométrico del suelo
- Proveer los elementos para prever o explicar las propiedades físicas de un suelo, cualquiera que sea el caso dado
- Determinar las condiciones o los resultados de la pedogénesis en el caso de un estudio pedológico
- Por último, en el caso de un suelo cultivado, dar indicaciones sobre su comportamiento bajo el efecto de las técnicas culturales.

El análisis físico se efectúa en función de esos objetivos y la interpretación de sus resultados constituye no solamente la parte esencial de esta operación, sino simplemente su razón de ser.

Clases Texturales.

Para determinar el tipo granulométrico o clase textural de un suelo, se recurre a varios métodos. Se utilizan cada vez más los diagramas triangulares, siendo el triángulo de referencia un triángulo rectángulo o un triángulo equilátero. Se usa actualmente, de un modo casi unánime, un triángulo equilátero. Cada uno de sus lados a un eje graduado de 10 en 10, de 0 a 100, sobre el cual se transporta la cantidad del elemento que representa; en general un lado del triángulo corresponde a la arcilla, el otro al limo, el tercero a la arena. Ver Figura.

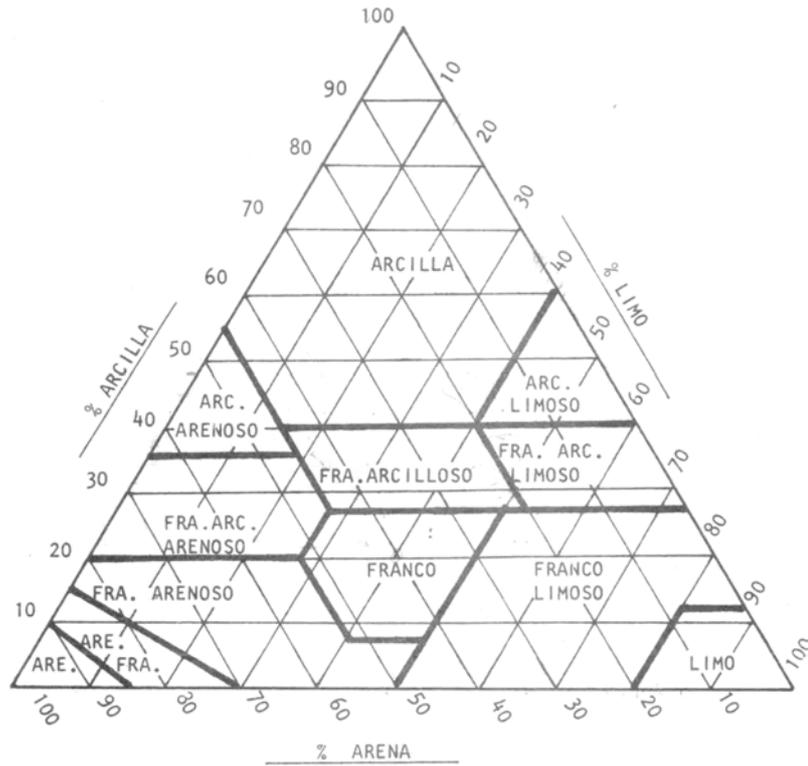


Figura 2 bis. El interior del triángulo está dividido en casillas, cada una de ellas representa una clase textural de suelo caracterizado por las proporciones de uno o de dos elementos dominantes; suelos arenosos, limosos, arcillosos, arcillo arenosos, etc.

Se utiliza el triángulo de la siguiente manera: cuando se dispone del análisis granulométrico de un suelo, su tenor en arcilla, en limo y en arena, determina un punto que se sitúa en el triángulo, en el interior de una casilla, y que permite identificarlo y darle un nombre asimilándolo a la clase textural representada por esa casilla por ejemplo, franco, arcillo arenoso, etc. Ver cuadro.

	<u>Términos generales</u>	<u>Clases texturales</u>
SUELOS ARENOSOS	Suelos de textura gruesa	Arenosos Arenosos-francos
	Suelos de textura moderadamente gruesa	Franco-arenosos Franco-arenosos finos
		Franco arenosos muy finos
SUELOS FRANCO	Suelos de textura media	Franco Franco-limoso Limoso
	Suelos de textura moderadamente fina	Franco arcilloso Franco arcillo arenoso Franco arcillo limoso
SUELOS ARCILLOSOS	Suelos de textura fina	Arcillo arenoso Arcillo limoso Arcilloso

No existe acuerdo internacional en cuanto a las casillas, o sea las clases texturales que contiene el triángulo, y en consecuencia hay varios triángulos texturales, que se usan en distintos países o regiones.

La utilización de un triángulo, llamado de texturas no conduce más que a una primera aproximación en la interpretación del análisis de un suelo. En conclusión, tales triángulos, permiten, en principio, situar un suelo en un conjunto caracterizado por propiedades texturales; su empleo contribuya a fijar las ideas y normalizar en alguna medida la interpretación de los resultados del análisis granulométrico.

2. POROSIDAD DEL SUELO

2.1 Generalidades

El crecimiento de las plantas, del que depende su producción económica, está determinado por factores atmosféricos, biológicos y edáficos. Estos últimos son físicos y químicos, siendo los primeros las propiedades del suelo que determinan el crecimiento radicular y la dinámica del aire y del agua. Estas propiedades del suelo, están determinadas por las características cuantitativas y cualitativas del espacio del suelo no ocupado por sólidos, denominado espacio poroso.

Dentro del espacio poroso se pueden distinguir macroporos y microporos. Los primeros no retienen el agua contra la fuerza de la gravedad, y por lo tanto son los responsables del drenaje y la aereación del suelo, constituyendo además, el principal espacio en el que se desarrollan las raíces. Los segundos son los que retienen agua, parte de la cual es disponible para las plantas. La porosidad total o espacio poroso del suelo, es la suma de macroporos y microporos. Las características del espacio poroso, dependen de la textura y la estructura del suelo.

Respecto al efecto de la textura, y volviendo sobre lo expresado en el capítulo 1, debe hacerse hincapié en que cuando en la textura domina la fracción arcilla, en la porosidad total del suelo hay muchos más microporos que cuando domina la fracción arena. En este caso existe una gran cantidad de macroporos en el espacio poroso. Lo anterior se comprende claramente, si se piensa que entre las microscópicas partículas de arcilla los espacios son pequeños; en cambio entre las partículas de arena los poros son mayores.

En cuanto a la magnitud de la porosidad total, es mayor cuando en la textura dominan las fracciones finas que cuando dominan las gruesas. Los suelos arcillosos poseen más porosidad total que los arenosos. El efecto de la estructura se discute en el próximo capítulo.

2.2 Formas de expresión y determinación

La porosidad, se expresa como el porcentaje del volumen del suelo ocupado por poros. O lo que es lo mismo, el porcentaje del volumen del suelo no ocupado por sólidos. Supóngase que en 10 cm^3 de suelo existen $4,5 \text{ cm}^3$ no ocupados por sólidos. La porosidad total de este suelo será 45 por ciento.

La porosidad total se determina directamente, en muestras de suelo imperturbadas, es decir tal como están en el campo, sin ninguna deformación que altere la ubicación de las partículas sólidas, y por lo tanto los espacios que dejan entre ellas. El procedimiento es el siguiente:

- a) Determinar exactamente el volumen de las muestras. Esto se logra utilizando aparatos muestreadores que toman un volumen de suelo imperturbado conocido, estando el suelo en un contenido de humedad en el que las arcillas estén completamente expandidas. En general se emplean anillos o cilindros con filo en su parte inferior. La obtención de muestras es relativamente fácil cuando en el suelo no hay raíces ni piedras.
- b) Se saturan las muestras totalmente de agua, es decir se llena completamente el espacio poroso con agua. Si no se hubieran tomado las muestras con los coloides totalmente expandidos, al saturarlas se podría producir expansión y por lo tanto cambio de volumen. De esta manera, si se toma como volumen de las muestras el que toma el aparato muestreador, se cometería un error.
- c) Se determina el peso de la muestra saturada de agua.
- d) Se seca la muestra en estufa a 105° C y se determina su peso seco.
- e) Por diferencia entre el peso saturado y el peso seco, se conoce la cantidad de agua que ocupaba el espacio poroso de la muestra. Esta cantidad está expresada en unidades de peso, y suponiendo que la densidad del agua permanece incambiada igual a uno, un gramo de agua es igual a un cm^3 de agua. Por lo tanto la diferencia entre los pesos saturado y seco de las muestras es igual a los cm^3 de porosidad total que poseen.
- f) Se expresa el volumen de porosidad total como porcentaje del volumen de las muestras imperturbadas, y de esta manera, se obtienen los porcentajes de los volúmenes de las muestras ocupados por poros.

Otra forma de determinar la porosidad total de suelos, es a través de la determinación de sus densidades aparente y real. A continuación se las define:

2.2.1. Densidad aparente

Es la relación que existe entre el peso seco (105° C) de una muestra de suelo, y el volumen que esa muestra ocupaba en el suelo:

$$D.a. = \frac{\text{peso de los sólidos de la muestra o peso seco (a)}}{\text{Volumen de los sólidos de la muestra (b) + Volumen poroso (c) de la muestra}}$$

2.2.2. Densidad real

Es el promedio ponderado de las densidades de las partículas sólidas del suelo. En la muestra a la que se hizo referencia para definir la D.a., la densidad real sería:

$$D.r. = \frac{\text{peso seco de la muestra}}{\text{Volumen de los sólidos de la muestra}}$$

Si se divide la D.a. por la D.r. se tiene:

$$D.a./D.r. = \frac{a/b+c}{b} = \frac{a}{b} + \frac{c}{b} = \frac{\text{Volumen de sólidos}}{\text{Volumen total}}$$

por lo tanto, $(D.a./D.r.) \cdot 100 =$ Volumen de sólidos por ciento;

entonces, $100 - (D.a./D.r.) \cdot 100 =$ Volumen poroso por ciento es decir, que el porcentaje del volumen de la muestra ocupado por poros =

$$100 [1 - (D.a./D.r.)]$$

La determinación de la densidad aparente se realiza en muestras imperturbadas, obtenidas de la misma forma que se describió en el punto a) del procedimiento directo de determinación de la porosidad total. A estas muestras se les determina el peso seco a 105° C. Se cuenta entonces con los dos elementos necesarios para calcular la densidad aparente: el peso de los sólidos y el volumen que la muestra ocupaba en el campo, que incluye el de los sólidos y el espacio poroso. Existen otros métodos para determinar densidad aparente que no los analizaremos y también puede determinarse en agregados individuales obteniéndose en general valores superiores a cuando se determine en la masa del suelo dado que no tiene en cuenta la porosidad entre agregados.

En cuanto a la densidad real, varía evidentemente con la proporción de los elementos que constituyen el suelo, en tanto tienen diferentes densidades. El cuarzo 2,6 los feldespatos 2,7 la materia orgánica 1,5. En general, la densidad real de los suelos que no poseen cantidades anormales de minerales pesados, está alrededor de 2,65 si los contenidos de materia orgánica no superan a 1% (De Leenheer, 1967; De Boodt, 1965). Estos autores proponen reducir el valor 2,65 en 0,02 por cada 1% de aumento en el contenido de materia orgánica, hasta tenores de 5% de este componente del suelo. Para contenidos mayores proponen determinar la densidad real directamente. A pesar de lo anterior, en los cálculos estándar se ha usado el valor 2,65.

La densidad real se determina obteniendo el peso seco de la muestra de suelo y el volumen de los sólidos de la muestra. Eso último se realiza con un aparato denominado picnómetro, y el procedimiento significa la aplicación del principio de Arquímedes. Es decir, determina que volumen de agua desplazan los sólidos al ser sumergidos. En la figura 3 se representa esquemáticamente el cálculo de A. aparente

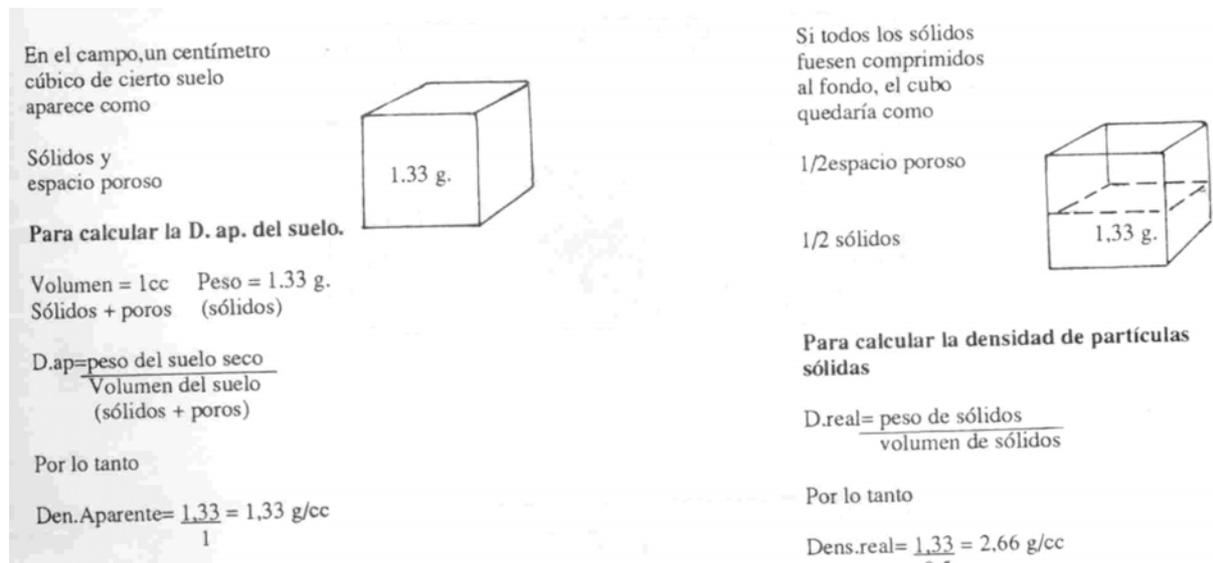


Figura 3. Densidad aparente y densidad real en los suelos. La densidad aparente es el peso de las partículas sólidas en un volumen estándar de suelo imperturbado (sólidos + espacio poroso). La densidad de partículas es el peso de las partículas sólidas en un volumen estándar de dichas partículas. En este caso particular la densidad aparente es la mitad de la densidad real y el % de espacio poroso es 50%.

2.3. Fraccionamiento de la porosidad

Se ha explicado como se determina la porosidad total del suelo. Interesa conocer como se distribuye esa porosidad en macroporos y microporos, debido a que cada una de estas fracciones de la porosidad total es responsable de diferentes factores de crecimiento de las plantas. La macroporosidad es responsable de la aereación y drenaje del suelo, además de ser el espacio en que se desarrollan las raíces, y parte de la microporosidad retiene el agua que dispondrán las plantas para su crecimiento, como ya se mencionó.

Normalmente se determina la macroporosidad, saturando de agua una muestra imperturbada similar a las que se utilizan para determinar porosidad total y densidad aparente, y dejando que pierda toda el agua que no es capaz de retener contra la fuerza gravitatoria. La muestra se pesa saturada y luego que dejó de drenar agua, y la diferencia entre esos pesos se toma como la cantidad de cm³ de agua que ocupaban los macroporos de la muestra. La macroporosidad, también se expresa como porcentaje del volumen de suelo en que se encuentra. Durante todo el proceso se evitan pérdidas de agua por evaporación, trabajando en una atmósfera saturada.

Para acelerar la pérdida del agua no retenida, suele aplicarse presión a la muestra por medio de aparatos especiales. La presión aplicada no elimina de la muestra más que el agua no retenida contra la gravedad.

La microporosidad se puede determinar por diferencia entre la porosidad total (determinada por alguno de los procedimientos ya descritos) y la macroporosidad, o directamente. Para hacerlo de esta forma, se pesa la muestra una vez que perdió el agua que ocupaba los macroporos y luego de ser secada a 105 °C. La diferencia entre estos dos pesos es el volumen de agua que ocupaba los microporos, expresado en cm³. El volumen de microporos también se expresa como porcentaje del volumen de la muestra en la que se encontraron.

En la figura 4 se muestra la distribución y variación en profundidad de macro y microporos y su relación en la textura.

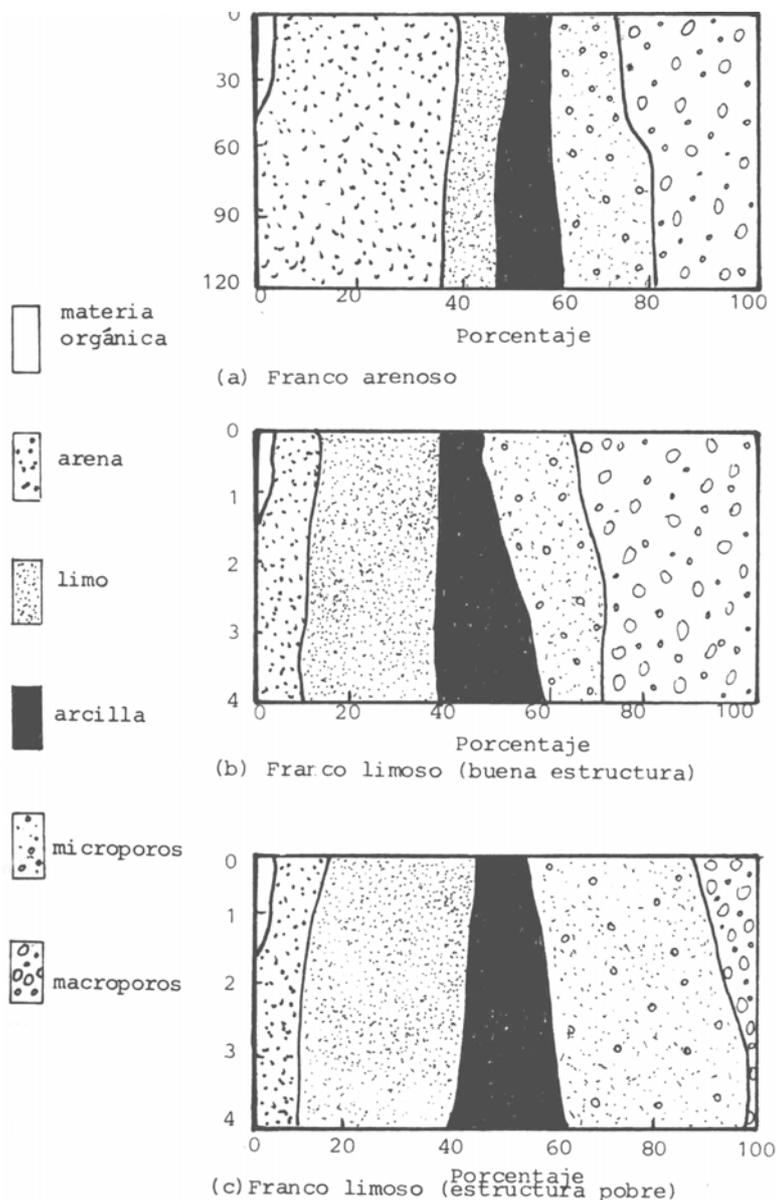


Figura 4. Distribución de materia orgánica, arena, limo, arcilla y poros (macroporos y microporos) en un suelo franco arenoso (a) y 2 suelos franco limosos, uno en buena estructura (b) y otro con estructura pobre (c). Ambos suelos franco limosos tienen más porosidad total que el suelo franco arenoso, pero el franco limoso con estructura pobre tiene menos macroporos que los otros dos suelos.

3. ESTRUCTURA DEL SUELO

Se la define como el arreglo de las partículas del suelo. Se debe entender por partículas, no solo las que fueron definidas como fracciones granulométricas (arena, arcilla y limo), sino también los agregados o elementos estructurales que se forman por la agregación de las fracciones granulométricas. Por lo tanto, «partícula» designa a toda unidad componente del suelo, ya sea primaria (arena, limo, arcilla) o secundaria (agregado o unidad estructural).

El arreglo entre las partículas del suelo, la estructura, determina el espacio entre las mismas, que son predominantemente macroporosos. Según el nivel de observación, se puede hablar de macroestructura o microestructura. La macroestructura, es el arreglo de las partículas secundarias y primarias visibles a simple vista. La microestructura es el arreglo de las partículas primarias para formar las secundarias; de ella depende en alto grado la macroestructura. Al atender a la microestructura, se observa que los componentes coloidales del suelo (plasma) actúan como cemento de los granos más gruesos (esqueleto).

La figura 5 presenta una clasificación de la macroestructura según el Soil Survey Manual del U.S.D.A. (1951). La estructura granular o migajosa presenta unidades esféricas o casi esféricas, con bordes más o menos redondeados. Los contactos entre estas unidades se dan en pocos puntos y queda mucho espacio entre ellos (algo similar a lo que ocurre entre los granos de arena). Si las unidades mayores son «desarmadas», se ve que están compuestas por unidades más pequeñas que poseen las mismas características. Se desprende de lo anterior que las partículas secundarias tienen porosidad interna (cosa que no ocurre en los granos de arena).

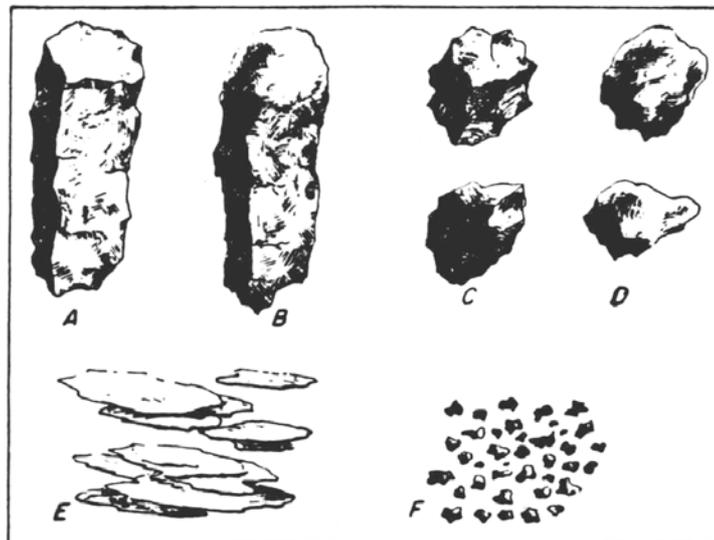


Figura 5. Ilustración de algunos tipos de estructura de suelo A, prismática, B, columnar, C, bloques angulares, D, bloques subangulares, E, laminar y F, granular.

El otro extremo, la estructura a grano simple, es el resultado de la ausencia de plasma (coloides), por lo que los granos de arena y limo no están formando agregados. La porosidad aquí, depende de la textura y del empaquetamiento de las partículas primarias.

En las estructuras prismáticas los agregados presentan caras definidas y los contactos entre agregados presentan caras definidas y los contactos entre agregados son a través de caras. El empaquetamiento entre estas unidades es normalmente denso. Si rompen en agregados más pequeños, es a través de caras. Por lo tanto, los agregados son densos y en general menos porosos que los de la estructura granular.

Se puede decir en general, que a estructura empeora desde el extremo granular al de grano simple. Es decir, las condiciones de arraigamiento, dinámica del aire y dinámica del agua son peores. Sin embargo, existen suelos de estructura a grano simple (en el país hay ejemplos) que poseen muy buenas condiciones físicas, mejores que las de muchos suelos bien estructurados, se trata de suelos de texturas arenosas.

La estructura del suelo y su estabilidad juegan un rol fundamental en muchos procesos del suelo y su interacción con las plantas: erosión, infiltración de agua, exploración radicular, aereación y resistencia mecánica. Esto indica que todas las prácticas agronómicas deberían hacerse con carácter de conservación de la misma.

3.1 Génesis de la estructura: Agregación de partículas.

Para que se desarrolle la estructura del suelo, es imprescindible que existan coloides floculados, que actúen como cemento entre las partículas primarias mayores. Sin embargo, se debe hacer notar que no alcanza con que los coloides estén floculados para que se desarrolle la estructura, debe además, existir alto contenido de coloides.

No es preciso insistir en los fenómenos que conducen a la floculación de los coloides electronegativos. En general, cuanto mayor es la saturación del complejo coloidal con cationes de alto potencial iónico - como por ejemplo el Calcio-, la estructura de los suelos es mejor, particularmente en el caso del calcio. En el otro extremo, cuando el complejo coloidal está saturado con una alta proporción de cationes de bajo potencial iónico, como el Sodio, la estructura es mala.

Estos conceptos se ilustran en el cuadro 3, con los datos de suelos del Uruguay (Durán, Kaplán y Zamalvide, 1970).

Cuadro 3. - Tipos de estructuras, con datos de suelos del Uruguay.

Tipo de estructura	% mo	% arcilla	% Sat. Bases	% Sat en Ca	% Sat en Na	pH	% Sat. en Al	Suelo
Granular	7	45	90	75	0.81	7.0	0.0	a
Bloques angulares	5	25	70	35	1.6	5.6	0.0	b
Grano simple	1.5	7	34	20	0.05	5.1	20.0	c
Laminar y grano simple	5	9	96.5	25	25	6.5	0.0	d
Columnar	1	35	100	20	45	8.5	0.0	c

A partir de la información que se presenta en el cuadro se puede concluir:

a) La presencia de Na en cantidades importantes, pero sin que exista además una concentración salina alta en el suelo, se da asociada a malas estructuras. En los suelos d y e hay cantidades de coloides suficientes como para cementar agregados, sin embargo la estructura es mala. De esto se debe deducir que el Na en estos casos mantiene dispersos a los coloides y por lo tanto no puede haber buena agregación.

b) Es muy probable que el efecto floculante del Ca no sea la única causa de buena estructura en el caso del suelo a, ya que hay muchos coloides y además, en presencia de Ca en gran cantidad, es sabido que la materia orgánica evoluciona a un humus muy estable y polimerizado, que forma complejos firmes y estables con la arcilla. En el suelo b, hay menos coloides, menos Ca en el complejo de intercambio, y menor saturación, por lo tanto es lógico que su estructura sea peor a la del suelo a.

c) En el caso del suelo c, en que hay mucho Al intercambiable los coloides están totalmente floculados. Sin embargo la floculación de los coloides no alcanza para tener buena estructura y la principal explicación, es que están en muy poca cantidad.

Entonces, queda claro que para que haya agregación, es condición necesaria pero no suficiente que exista floculación.

La formación de la estructura se estudiará separando dos tipos de procesos, el desarrollo de las uniones entre las partículas primarias y la separación o individualización de las partículas secundarias.

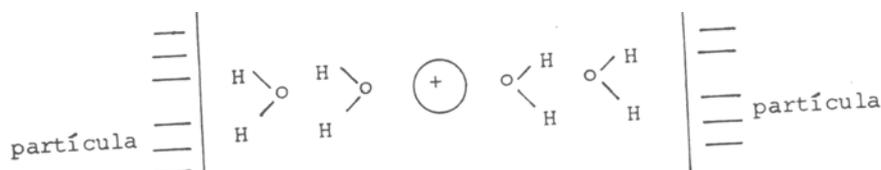
3.1.1. Desarrollo de las uniones

Existen diferentes agentes que actúan en el desarrollo de las uniones que forman los agregados. Estos son Físicos, químicos y biológicos. Se presentan a continuación.

a) Uniones entre partículas de arcilla y entre éstas y las de otras fracciones minerales

Para que se desarrollen este tipo de uniones es fundamental que ocurra deshidratación. A medida que va quedando menos agua las partículas se van acercando, y la tensión superficial del agua las mantiene unidas. El congelamiento actúa de la misma manera cuando ocurre lentamente; los cristales crecen en los poros gruesos y atraen el agua que está en los más delgados.

Russell (1934), cit. por Baver et al. (1972), propuso que las partículas son atraídas por la acción de cationes que hacen de puente entre las moléculas de agua y sirven para ordenar a los dipolos:



Pero este mecanismo no es imprescindible, ya que si no existieran los cationes en el centro del puente las fuerzas de cohesión molecular pueden explicar la unión (Baver, 1956). Esta cohesión molecular es una especie de atracción polar entre las moléculas de agua y es responsable de la «estructura» que tiene el agua líquida (De Boodt, 1965). Este nuevo mecanismo se puede representar así:

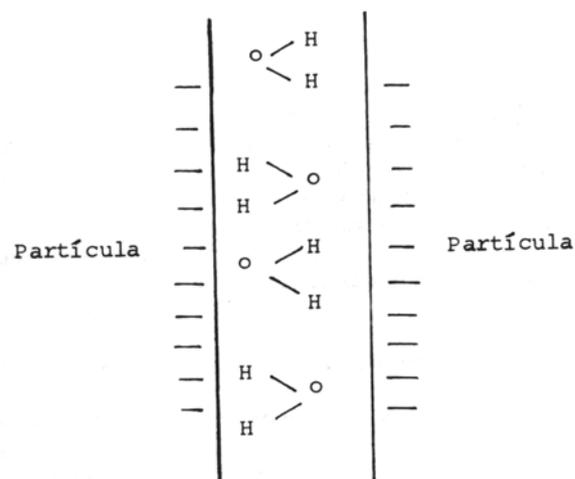
Cuando desaparecen completamente las moléculas de agua, las partículas se unen por fuerzas de cohesión entre sólidos (coherencia). Estas fuerzas se originan en puentes de H (atracción entre posiciones con O y posiciones con H) y fuerzas de Van der Waals (atracción de masas y parcialmente eléctrica). Las superficies de las partículas de arena así como las de arcilla están compuestas principalmente por átomos de oxígeno y algunos iones oxidrilo, por lo que entre ellas es posible el desarrollo de uniones tipo hidrógeno (Black, 1975). Una vez que se alcanza la unión entre sólidos, no se revierte fácilmente.

La magnitud de la cementación producida por este mecanismo en una masa de material, crece con el contenido de arcilla, ya que aumenta la superficie específica. La naturaleza de los materiales también influye: los minerales arcillosos de más C.I.C. y más superficie específica son los que tienen más efecto cementante.

Este tipo de uniones se desarrolla en un tiempo relativamente corto.

b) Uniones de la materia orgánica con minerales arcillosos y otros materiales minerales

Se ha encontrado que la materia orgánica produce más cementación por unidad de masa que la arcilla (Black, 1975). Demolon y Hénin (1932), citados por Baver et al. (1972), encontraron que agregando a un sistema de arena de cuarzo humus coloidal o arcilla coloidal en cantidades iguales se produjo una agregación de 82,5% con el humus y de 31% con la arcilla.



Baver et al. (1972), presentan datos que demuestran que la agregación está correlacionada positivamente con los contenidos de arcilla y materia orgánica. La correlación con la cantidad de materia orgánica es mayor cuanto menor es el contenido de arcilla y viceversa. Al respecto, Bak y Cayssials (1974), encontraron en muchos suelos del Uruguay que la materia orgánica sólo tiene relación con la estructura de los horizontes A, donde hay más materia orgánica, y que la arcilla tiene relación significativa sólo con la estructura de los horizontes B, donde hay más arcilla. Los elementos orgánicos capaces de producir uniones de partículas son los productos de la síntesis producida por los microorganismos, los productos de la descomposición que efectúan de los restos orgánicos y sus propios tejidos.

c) Productos de la síntesis

La naturaleza de estos productos ha sido investigada por muchos autores. El principal papel se lo atribuye a los polisacáridos (Baver et al. 1972, Black, 1975).

Las grandes y flexibles moléculas de los polisacáridos tienen gran número de grupos OH, y diverso contenido de grupos amina, carboxilo, fenol y otros. Se producen en gran cantidad y rápidamente, cuando los desechos vegetales son degradados por la microbiología del suelo. Pero con la misma velocidad con que son producidos, también son degradados. Pueden considerarse productos transitorios en el ciclo de la materia orgánica, dependiendo su velocidad de producción y descomposición de las

condiciones ecológicas que afectan la actividad microbiana y de las características de los restos vegetales.

Los polisacáridos son adsorbidos en las superficies de las arcillas. En las montmorillonitas la adsorción se produce en las superficies externas e internas. Las posiciones con grupos carboxilo, no se unen en los planos basales, sino en los bordes. Esto se da especialmente en los minerales arcillosos 1:1. La energía de adsorción depende mucho de la flexibilidad de las moléculas, ya que ella determina el número de puntos de contacto. La unión se hace a través de puentes H entre los H de los grupos funcionales del polímero orgánico, y los oxígenos de los planos basales de los cristales de los minerales arcillosos. También intervienen fuerzas de Van der Waals. Además los cationes intercambiables actúan como puente entre los polisacáridos y las arcillas.

d) Productos de la descomposición

Como es sabido, los ácidos húmicos son productos muy estables de la descomposición biológica de la materia orgánica. Son mezclas de polímeros de alto peso molecular, siendo su unidad básica un núcleo aromático (fenólico o quinónico) al que se unen cadenas alifáticas (poliurónidos, polisacáridos, péptidos). El peso molecular es alto en general, pero crece muchísimo con el grado de polimerización (ác. fúlvicos 900 a 1000, ác. húmicos pardos 5000 y ác. húmicos grises 50000 a 100000). La importancia relativa de los núcleos aromáticos y de las cadenas alifáticas también varía en estos compuestos. En los ácidos fúlvicos, la importancia de las cadenas alifáticas es mayor que la de los núcleos aromáticos y la situación se revierte completamente en los ácidos húmicos grises.

Swaby (1949), citado por Baver et al. 1972), indican la posibilidad de atracción polar entre los compuestos orgánicos y las fracciones minerales especialmente con la fracción arcilla, con la que forma complejos muy estables. Este enlace se produce entre los grupos OH, NH₂, y COOH, en ese orden de importancia y las arcillas, cuyas superficies están cargadas negativamente. Para que se produzca la unión sería fundamental la ocurrencia de deshidratación, es decir, una estación seca. Los ácidos húmicos y los polisacáridos mencionados como productos de la síntesis, ocuparían el lugar del agua en las intercapas. También se dan uniones en los bordes de fractura de los cristales de arcilla. Si bien Baver et al. (1972) señalan que sería imposible la unión polar entre los ácidos húmicos y los cristales de arcilla dada la carga neta negativa de ambos coloides, citan a Beutelspacher (1955) quien ha encontrado evidencias de que son adsorbidos en sitios con carga positiva. También se dan uniones tipo H y por fuerzas de Van der Waals, pero el mecanismo de unión más probado es a través de cationes polivalentes que actúan como puente, tal los casos del Ca, Al y Fe (Evans y Russell, 1959, cit., por Black, 1975), o hidróxidos y óxidos de Fe y Al, cumpliendo la misma función dada su carga positiva (varios autores citador por Baver et al., 1972).

En todos los casos, se indica que la C.I.C. de los complejos arcilla-humus es menor a la que resulta de adicionar por separado la de la materia orgánica y la arcilla. La explicación reside en que la interacción química que se da entre los coloides al unirse, particularmente a través de cationes o coloides positivos, anula posiciones de intercambio. Además hay evidencia de bloqueo estérico de posiciones de intercambio (Evans y Russell 1959 cit. por Black, 1975). El efecto de estos productos en la estructura es muy duradero.

d) Tejidos microbianos

Aparte del efecto directo que producen en la estructura por medio de los productos de sus actividades de síntesis y descomposición, provocan agregación de materiales por acción de sus propios tejidos. Esto es fácilmente visualizable en el caso de los hongos, cuyos tejidos filamentosos (micelios) forman una red alrededor de las partículas del suelo uniéndolas. Según Martín (1945) citado por Baver et al. (1972), el 50% del efecto estabilizador de la estructural producido por los hongos, se debe a la acción mecánica de sus micelios. En cambio, sólo el 20% del efecto de las bacterias se debe a la acción mecánica de sus células. Según una serie de autores citados por Baver et al. (1972) el efecto global de los hongos es más importante que el de las bacterias, excepto en condiciones anaeróbicas.

También se ha encontrado que luego de la incorporación de restos vegetales al suelo (sin lo cual no se producen ni efectos directos ni indirectos), las bacterias tienen efecto antes que los hongos. El efecto directo se produce antes, y también termina antes que el de los productos de síntesis.

En la figura 6 aparecen esquemáticamente diferentes uniones que se pueden dar entre partículas .

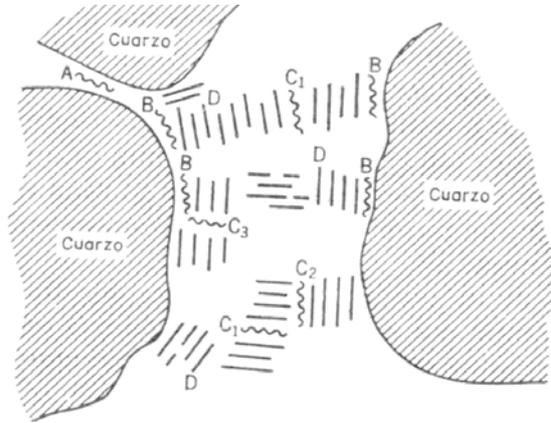


Fig. 6: Arreglos hipotéticos de partículas de cuarzo, arcilla y materia orgánica. A, cuarzo + coloide orgánico + cuarzo, B, cuarzo + coloide orgánico + arcilla; C, arcilla + coloide orgánico + arcilla; C1, cara con cara; C2, borde con cara; C3 borde con borde; D, borde de arcilla + cara de arcilla. Emerson , 1959, citado por Black, 1965.

Resumen del efecto de la materia orgánica en la agregación

En la figura 7 se presentan datos de Moguer (1965), citados por Baver et al. (1972), que sirven para resumir la discusión anterior. Se trata del horizonte superficial de un mismo suelo en todos los casos. La agregación que se produce en las primeras semanas se debe al efecto de los cuerpos microbianos. El abono verde, fácilmente descomponible y con baja relación C/N, muestra un máximo agudo durante la acción intensa de su fermentación. La paja de trigo no tuvo una fermentación tan intensa y produjo un incremento menor de la población microbiana. El estiércol ya ha sido fermentado antes de incorporarse al suelo, por lo que su efecto se manifiesta, a través de los productos de síntesis que ya posee al ingresar al suelo y los de su descomposición en el mismo.

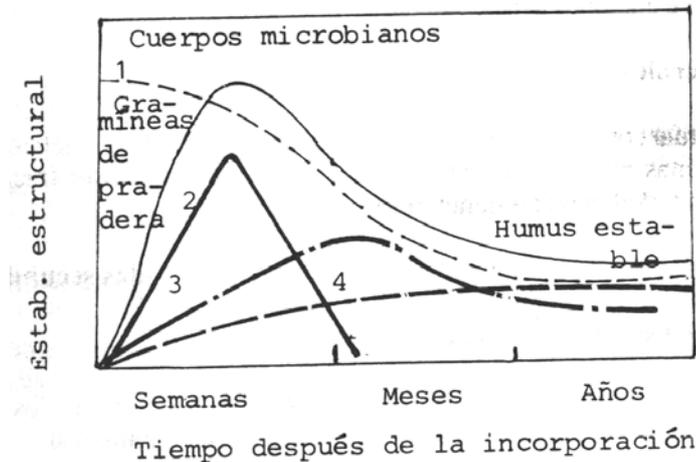


Figura 7.- Horizonte superficial de un mismo suelo en diversos casos (Monnier, 1965).

CURVAS 2, 3, 4: Se incorporan a un suelo totalmente desagregado

2: abono verde con baja relación C/N

3: paja de trigo con alta relación C/N

4: estiércol fermentado

CURVA 1: Se trata del mismo suelo que el de las curvas restantes. En el tiempo inicial se encontraba desde hacía años bajo vegetación de pradera y fue arado y puesto en cultivo intensivo, sin agregado de materia orgánica.

En el caso del suelo bajo pradera que se pone en cultivo, se observa el deterioro que se produce en la estructura debido a: 1) Aumento de la velocidad de descomposición de la materia orgánica del suelo

causada por los incrementos periódicos de aereación que provocan en el suelo las labores, 2) disminución en el aporte de residuos orgánicos al suelo bajo cultivo en relación al suelo bajo pasturas 3) menor efecto de crecimiento de raíces (se discute adelante), 4) destrucción mecánica de agregados por pasaje de maquinaria y pisoteo y 5) disminución relativa de la protección de la parte aérea de las plantas contra el efecto destructor de la estructura que provoca la lluvia. Algunos aspectos del efecto de la materia orgánica en la estructura de los suelos ya fueron desarrollados en el tomo «La materia orgánica del suelo».

Efecto de los coloides de Fe y Al

Los óxidos e hidróxidos de Fe y Al tienen un efecto importante en las uniones entre partículas para formar la estructura. Ya se ha mencionado su efecto como puente de unión entre la materia orgánica y la arcilla para formar los complejos arcilla-humus. También son importantes en la floculación de los coloides electronegativos, debido a su carga positiva, es sabido que una vez que los coloides electropositivos floculan son prácticamente irreversible, ya lo hagan solos o unidos a coloides electronegativos. Actuando solos, sin formar complejos con la materia orgánica o con la arcilla, tienen efecto cementante muy fuerte al estado floculado. Son los responsables de la agregación en los suelos laterítico (Oxisoles) y en los horizontes B de algunos suelos desarrollados en clima húmedo bajo vegetación acidificante (Spodosoles).

En nuestro país, los suelos que poseen mayor contenido de óxidos de Fe, desarrollados sobre basalto (Zamalvide et al. 1974), son los que tienen mayor estabilidad estructural (Back y Cayssials, 1974). Si bien son suelos con alto contenido de materia orgánica (alrededor de 8%) uno de los efectos indudables de los óxidos de Fe, y también de los de Al es estabilizar la materia orgánica humificada, formando complejos muy estables junto con la arcilla.

El proceso de formación de uniones por estos elementos es de larga duración, y tiene fundamental importancia en su desarrollo la ocurrencia de estaciones secas.

Efecto de otros minerales secundarios

El CaCO_3 y el SiO_2 pueden actuar como cemento de las demás partículas del suelo, generalmente en horizontes subsuperficiales produciendo zonas muy compactas más o menos resistentes a ser fracturadas (fragipanes y duripanes). (Black, 1975). Estos fenómenos no tienen importancia en el Uruguay.

Procesos que producen separación o individualización de partículas secundarias

Efecto de alternancia entre el humedecimiento y secado

Se ha comprobado que este proceso tiene un efecto notable en la génesis de los agregados del suelo. En la figura 8 se presentan datos de Haines (1923), citados por Baver et al. (1972) y por Hénin et al. (1972), que sirven para discutir estos procesos. Se observa que la disminución de volumen del suelo, es igual al volumen de agua que se pierde en la desecación hasta que entra aire en el suelo. A partir de ese punto, la contracción es mucho menor que el volumen de agua perdido. Se observa que el volumen del material arcilloso luego de los ciclos alternados de humedecimiento y secado es mayor que el volumen original. Esto quiere decir que el material tiene un mayor espacio poroso luego de sufrir estos procesos, es decir, el suelo se ha «soltado». La masa compacta inicial, se ha transformado en un conjunto de agregados que dejan entre sí cierto espacio poroso.

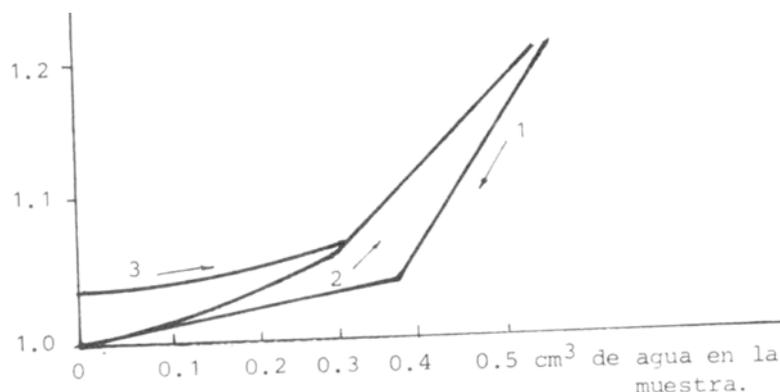


Figura 8- Material arcilloso compacto de un horizonte B, sometido a secado y humedecimiento alternado.

La transformación del material arcilloso compacto en agregados más pequeños se puede deber a:

- a) Dispersión del material cementante durante la hidratación
- b) Disminución de la cohesión entre sólidos provocada por la hidratación
- c) Compresión del aire atrapado y explosión de los agregados grandes durante la hidratación.
- d) Esfuerzos y tensiones desiguales que resultan de la expansión y contracción no uniforme del material durante el secado y humedecimiento.

Todos los fenómenos que ocurren durante la hidratación son más intensos cuanto mayor sea la afinidad por el agua que tiene el material. Se ha encontrado una relación lineal entre la debilidad de los agregados del suelo y la rapidez con que se mojan en el aire los suelos bajo cultivo y pradera (Emerson y Grundy, 1954, citados por Baver et al., 1972).

Se ha observado que agregados sintéticos de caolinita, illita y montmorillonita se deshacen cuando se mojan en el aire; en el vacío, no se deshacen los de caolinita, lo hacen algo los de illita. Sin embargo, en la montmorillonita, la expansión diferencial aparece como más importante, aunque también hay participación de la explosión de aire atrapado cuando el proceso no es en el vacío.

Panabokke y Quirk (1957), citados por Baver et al., 1972, atribuyen en general a la expansión y contracción diferencial el papel más importantes junto con la explosión por aire atrapado. En cuanto a los procesos a) y b), se les atribuye el tercer lugar de importancia.

El desecamiento y humedecimiento alternados, son los procesos responsables del desarrollo de la estructura en los horizontes B, en particular a través de la expansión y contracción diferencial. El efecto de estos procesos se ve contrarrestado en parte, por la presión que ejercen sobre los horizontes subsuperficiales los horizontes superficiales que es mayor cuanto mayor es la humedad. Por lo tanto, los procesos que se dan durante el humedecimiento están más reprimidos que los que se dan durante el desecamiento. Por esta razón, y por la escasa participación de la materia orgánica y la vegetación, los subsuelos son siempre más compactos y de agregados mayores que los horizontes superficiales. A su vez, el tipo de estructura en los subsuelos, se ve afectada por la cantidad de minerales arcillosos presentes.

Efectos de la vegetación

Su acción es muy importante en la formación de la estructura del suelo: a) produce residuos que son la fuente de energía para la actividad microbiana en la producción de polisacáridos y humus; b) el sistema radicular no solo contribuye a la cantidad de residuos, sino que influye en la formación de agregados; c) la cubierta vegetal protege la estabilidad de los agregados superficiales contra la acción destructora de la lluvia.

Es bien conocido que la mejor estructura de la capa arable, del punto de vista agrícola, la presentan los suelos desarrollados bajo pradera. La masa del suelo se encuentra penetrada por un sinnúmero de raíces, y los agregados, redondeados (gránulos o bloques finos subangulares), están engarzados en la intrincada red del sistema radicular de las gramíneas.

Aunque no se conoce exactamente cual es el mecanismo de formación de agregados por parte de los sistemas radiculares, se atribuye a las acciones siguientes:

- a) Efectos de presión producidos por las raíces al crecer.
- b) Desecación desuniforme de la masa del suelo.
- c) Secreción de sustancias con efecto agregante por parte de las raíces.
- d) Interacción en la rizósfera, en la que intervienen microorganismos productos secretados por las raíces, y residuos de las mismas.

El efecto a), a pesar de que ha sido el más aceptado desde antiguo, se demostró que tiene muy poco efecto (Rogowski y Kirkham, 1962, cit. por Baver et al., 1972). El efecto b) se piensa que es de los más importantes, y la desecación actúan junto con los rehumedecimientos, como ya se explicó. El efecto c) puede existir pero no ha sido comprobado. El efecto d) parece muy importante, en especial debido a que en la vecindad de las raíces siempre hay gran actividad biológica, lo que se explicaría por el constante suministro de fuentes de energía (raíces muertas y secreciones).

El efecto beneficioso de las pasturas en la agregación depende mucho del tiempo de crecimiento ininterrumpido.

Efecto de la fauna (lombrices)

Las lombrices ingieren tierra y materia orgánica parcialmente descompuesta, y excretan cilindros bien agregados, en la superficie o debajo de ella. Además forman un sistema de galerías que aumentan el espacio poroso del suelo. De esta manera contribuyen a la buena estructura del suelo.

Darwin (1881), citado por Baver et al. (1972), calculó que la producción anual de cilindros por las lombrices en cuatro suelos diferentes entre 16,8 y 40,6 tt/há y que se llevaban a la superficie 5 mm de suelo por año.

La actividad de las lombrices depende de la especie, tipo de vegetación, o tipo de residuos que recibe el suelo, y de la duración de la vegetación. El efecto es óptimo en pasturas de larga duración, donde la población de lombrices es muy alta.

Los cilindros excretados por las lombrices, son cementados fundamentalmente por mucopolisacáridos producidos por bacterias en el intestino de las lombrices. También se ha propuesto que hay formación de humato cálcico en el intestino, a partir de la materia orgánica en descomposición y el Ca que excretan las glándulas calcíferas de las lombrices (Swaby, 1949, citado por Baver et al., 1972).

Compuestos químicos sintéticos

Se han probado compuestos sintéticos consistentes en largas cadenas flexibles, con muchos grupos funcionales capaces de formar puentes H con los materiales del suelo, o ser atraídos en forma polar, o que establezcan uniones a través de cationes puente. En general, son efectivos pero de corta duración y alto costo. Se les utiliza a nivel experimental.

Congelamiento y descongelamiento

Si bien se trata de un proceso que carece de importancia en las condiciones de nuestro país, será discutido brevemente por poseer gran relevancia en lugares donde en invierno nieva.

Su efecto, al igual que el que produce el humedecimiento y secado alternados, posee corta duración, excepto que haya materia orgánica suficiente. Esto puede ocurrir en los horizontes superficiales que son los más afectados por el proceso que se discute.

El efecto de este proceso puede causar agregación o dispersión del material, según las condiciones de humedad del suelo y la velocidad con que se produce el enfriamiento.

ESTABILIDAD DE LA ESTRUCTURA.

Se refiere a la resistencia que los agregados del suelo tienen a desintegrarse o romperse frente a la acción del agua y manipulación mecánica (laboreo).

Un factor muy importante en afectar la estabilidad de la estructura es el contenido de agua que hay en el suelo ya que determina el grado en que las fuerzas mecánicas causan destrucción en la estructura.

También existen relaciones entre estabilidad de los agregados y algunos constituyentes del suelo son ilustrados en la fig. 10 con datos de Kempler y Koch, (1966) para 500 suelos de la parte oeste de USA y Canadá. Hay fuerte influencia del contenido de arcilla (a). Sin embargo la presencia de partículas de arcilla no asegura estabilidad. Si hay sodio en el complejo de intercambio la arcilla puede ser inestable. La estabilidad incrementa marcadamente con el contenido de materia orgánica en los suelos, (b), especialmente en aquellos con contenidos menores a 2%. Los óxidos de Fe y Al pueden actuar solos o en combinación con materia orgánica estabilizando agregados.

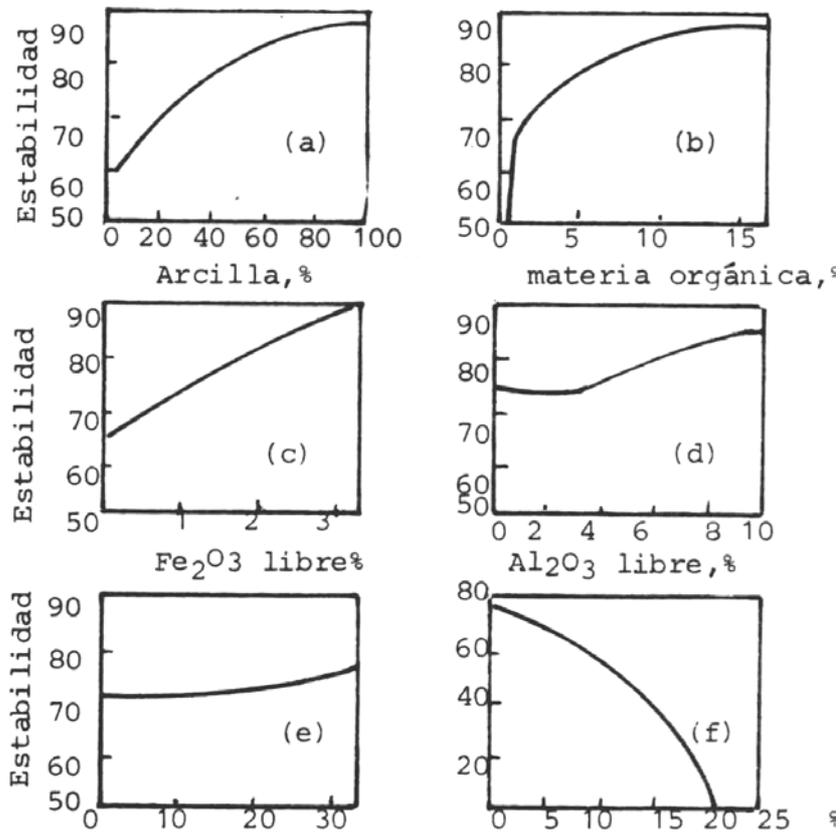


Figura 10. Relación de la estabilidad de la estructura con varios constituyentes en los suelos de las zonas árida, semiárida y subhúmeda del oeste de USA y Canadá (Kemper y Koch, 1966).

El laboreo y otras operaciones agrícolas generalmente van causando un descenso en la estabilidad de los agregados. Este efecto se ve disminuido cuando los niveles de materia orgánica del suelo se mantienen altos y los laboreos de suelo se realizan a niveles de humedad óptimo.

Efecto del sistema de cultivo en la estructura de suelo.

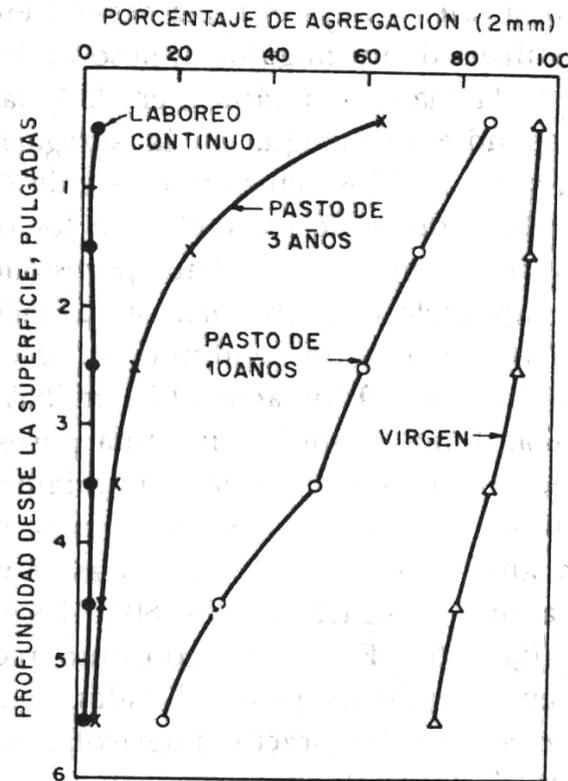
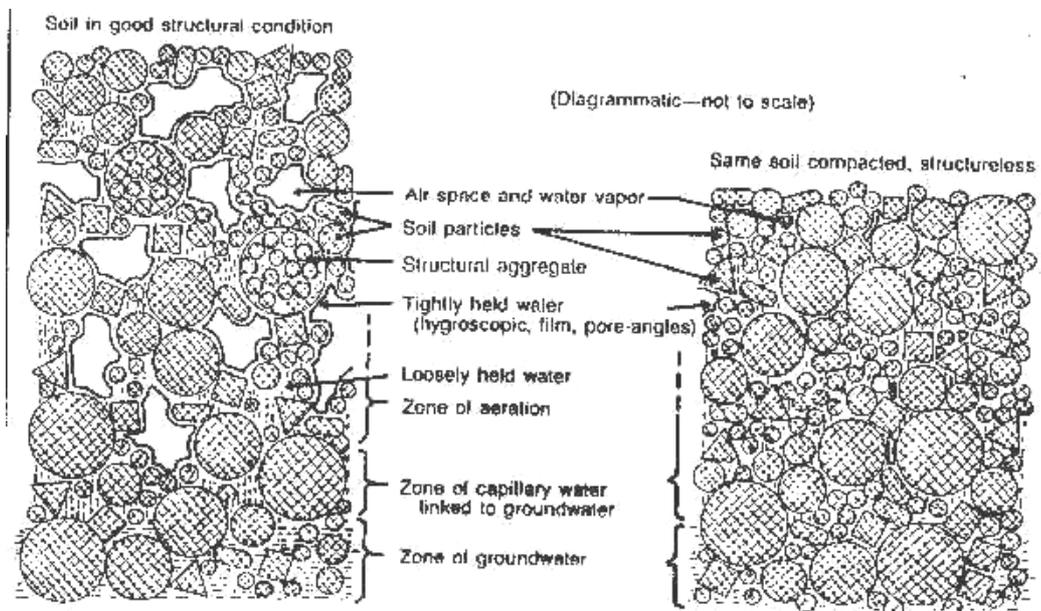


Fig. 11. Perfiles de estructura de suelos (Según Gracen, 1958, citado por Bayer, 1972)

En la siguiente figura, se presenta un esquema de los efectos de la compactación en la estructura de suelo. En el lado izquierdo, el suelo se presenta bien estructurado conservando el espacio poroso y propiedades naturales. Del lado derecho se perdió la estructura por compactación. El suelo pierde profundidad por compactación y erosión.



Caracterización de la estructura. Métodos para determinar la misma

La caracterización de la estructura, se puede hacer morfológica o cuantitativamente. La evaluación morfológica de la estructura, consiste en determinar el tamaño, la forma y el grado en que se manifiesta la estructura de cada horizonte del suelo.

Las medidas cuantitativas se pueden clasificar en tres grupos:

- a) Las que determinan la distribución por tamaño de los agregados junto con su resistencia a la destrucción (estabilidad).
- b) Las que determinan el porcentaje de fracciones finas que se encuentran agregada en unidades mayores. Esta es una medida de la agregación que en general se correlaciona con la estabilidad.
- c) Las medidas de densidad aparente, macroporosidad y penetrabilidad, que son índices indirectos del estado estructural del suelo.

El método más usado dentro del grupo a, es el de tamizado en húmedo. La muestra de suelo se ubica en el tamiz superior de una batería de tamices con aberturas sucesivamente más pequeñas hacia abajo. El conjunto se sumerge y levanta en agua mecánicamente a un ritmo determinado y durante un tiempo estándar. Pasado este tiempo, se determina el peso seco de los agregados que quedaron en cada tamiz, así como de la parte que se dispersó totalmente por el tratamiento. De esta forma se obtiene la distribución por tamaño de los agregados resistentes a la destrucción por este tratamiento. Es normal efectuar el mismo tratamiento a otra muestra similar, pero fuera del agua. De esta forma, comparando los resultados del tamizado en agua y en seco, se tienen una medida de la resistencia de los agregados a la destrucción por agua. Por detalles sobre esta técnica ver Kemper (1965).

Las técnicas del grupo b, han sido empleadas en algunos trabajos con suelos en nuestro país (Sombrock, 1969 C.L.M.) y consisten en determinar, qué porcentaje de la arcilla está dispersa naturalmente en el suelo.

Existe una técnica que emplea en parte principios de las del grupo a y b, y que fue utilizada en suelos de nuestro país por Back y Caysials (1971), y se encuentra descrita en el libro de Hénin et al. (1972). Las medidas de los grupos a y b se pueden considerar como índices de la estabilidad de la estructura, y brindan poca (grupo a), o ninguna información (grupo b) sobre el espacio poroso y su distribución por tamaños. Son medidas que tienen utilidad en estudios sobre erosión de suelos, pero al no brindar información sobre el espacio poroso, son índices de poco valor para estudios de dinámica del aire y del agua, y penetración radicular, (Clement, 1961, citado por Black 1975).

La determinación de la densidad aparente y la macroporosidad ya se discutieron en el capítulo anterior. Por lo que sólo resta explicar cual es el método más utilizado para estimar la penetrabilidad del suelo por las raíces, dentro de las medidas indirectas de la estructura (grupo c).

La medida de la resistencia a la penetración, se realiza con un instrumento denominado penetrómetro. Este instrumento posee un elemento semejante a una aguja, que se introduce en el suelo por impactos de una determinada magnitud, o por medio de una presión constante. Luego de aplicados cierto número de impactos, o un tiempo determinado de presión constante, según el tipo de aparato, se determina la profundidad de suelo penetrada por la aguja. También se puede medir la presión o número de golpes requerido para llevar la aguja a una profundidad constante. Las medidas obtenidas con este aparato se toman como índice de la resistencia mecánica que ofrece el suelo al crecimiento radicular, lo cual depende de la magnitud del espacio poroso grueso, y su rigidez, la que es afectada por el contenido de humedad del suelo. Sin embargo la resistencia del penetrómetro es mayor que la resistencia de las raíces. alguna de las razones que explican esto es que el penetrómetro no puede variar de la línea de avance cuando hay un agregado resistente en el camino.

Relaciones suelo-planta, determinadas por la textura y la estructura a través de sus efectos en la porosidad

El crecimiento general de las plantas depende en muy alto grado de su desarrollo radicular. No existiendo limitantes atmosféricas, biológicas, ni de nutrición mineral y suministro de agua, es la macroporosidad y su mayor o menor rigidez quien regula el crecimiento de las raíces y a través de éste el de toda la planta.

Es muy difícil separar los efectos de suministro de oxígeno que se discuten en el capítulo V y los de resistencia mecánica, de los que son responsables las características cuantitativas y cualitativas de la macroporosidad.

Respecto a la renovación de oxígeno se debe adelantar desde ya, que el mecanismo más importante es la difusión (movimiento siguiendo gradientes de concentración). Se ha estimado que entre los demás mecanismos capaces de renovar el oxígeno del suelo, sólo alcanzan a explicar 2/1000 partes del mismo.

A su vez, la velocidad de difusión depende del gradiente de concentración de oxígeno y un factor que es directamente proporcional al cuadrado de la superficie disponible para el flujo gaseoso, en la sección perpendicular a la dirección del mismo. Es decir que la difusión depende del cuadrado del espacio poroso no ocupado por agua. El espacio poroso ocupado por agua se considera que no interviene significativamente en la difusión, ya que el oxígeno y el anhídrido carbónico se difunden 10.0000 veces más despacio en el agua que en el aire.

En las condiciones óptimas de humedad para las plantas, sólo los macroporos se encuentran sin agua. De esto se deduce su gran importancia en la aereación del suelo. Pero además, como ya se ha mencionado, son el principal espacio en el que crecen las raíces, ya que no encuentran en ellos obstáculos, aunque su crecimiento también depende de la rigidez de los macroporos.

De manera que al establecer relaciones entre los macroporos y el crecimiento y producción de las plantas, a igualdad de los demás factores, no se puede saber cuánto del efecto es sólo aereación, o cuánto es debido a resistencia mecánica al crecimiento de los órganos subterráneos.

En la figura 12 se presentan resultados obtenidos por García y Canale (1975), estudiando el efecto del espacio poroso grueso en la producción de Papa a niveles de fertilidad limitantes en suelos de textura media y arenosa, en el cultivo de la primavera de 1974.

Se observa que la macroporosidad resultó un buen índice de la producción, es decir que las propiedades que determina afectaron al cultivo en forma importante y por cada 1% de aumento en la macroporosidad se obtuvo media a tonelada de aumento en los rendimientos.

Durante el ciclo de este cultivo se produjo una intensa sequía, por lo que se puede suponer que la aereación no fue limitante, y sí lo fue la resistencia al crecimiento de órganos subterráneos, particularmente en los suelos de textura medias. Esto se puede ver más claramente a través de la distribución por tamaño de los tubérculos producidos (cuadro 4).

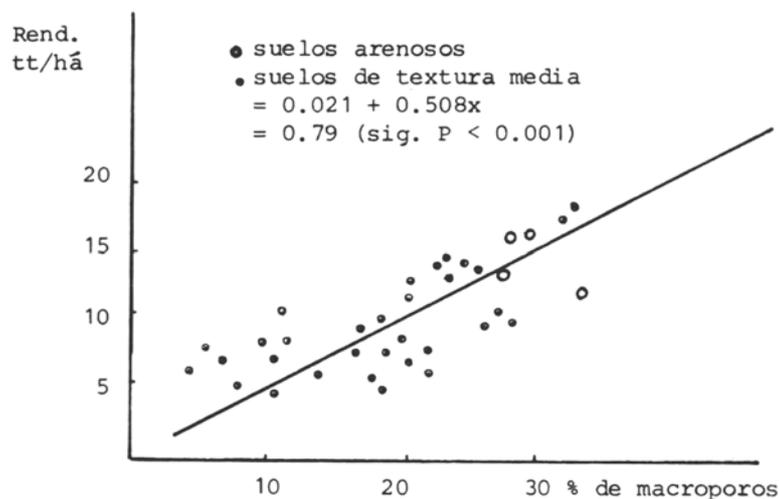


Figura 12.- Efecto del espacio poroso grueso en la producción de papa (García y Canale, 1975).

En este trabajo, los rendimientos también se correlacionaron con los valores de densidad aparente. Considerando solamente a los suelos de textura media, se obtuvo un coeficiente de correlación de -0,45 (sig. $P < 0,1$). Considerando todos los suelos no se obtuvo correlación.

Lo que explica los resultados anteriores, es que en la densidad aparente refleja la porosidad total, y lo que influye en el caso que consideramos es solo macroporosidad. Cuando se discutió el efecto de la

textura en la porosidad, se explicó que los suelos de textura fina en general poseen más porosidad total, con predominio de microporos. En cambio en los de textura gruesa ocurre lo contrario. Esto quiere decir que diferencias de densidad aparente entre suelos de textura diferente, no significan necesariamente diferencias en el mismo sentido de la macroporosidad. Más aún, los suelos arenosos que en general tienen más poros gruesos que los de texturas más finas (excepto que estos estén muy bien estructurados), poseen los valores de densidad aparente más altos.

Cuadro 4.- Relación entre el tamaño de la papa y la textura del suelo

Suelos	% de tubérculos mayores a 4,5 cm	% de tubérculos entre 2 y 4,5 cm	% de tubérculos menores a 2 cm	% de macroporos promedio
De textura media	34,68	58,76	6,56	13
Arenosos	63,86	29,08	7,06	20

Sin embargo, en suelos de igual textura, la densidad aparente es un buen índice de la macroporosidad, ya que la variabilidad de la microporosidad es mínima. Domínguez y Lazbal (1976), encontraron una correlación de 0,86 (sig PL < 0,001) entre macroporosidad y producción de papa y - 0,63 (sig, PL < 0,05) entre densidad aparente y producción de papa, dentro de un ensayo para evaluar el efecto de algunas medidas de manejo sobre el cultivo en un suelo de textura media.

Ya se ha mencionado, que la humedad tiene importancia en la aereación del suelo y penetrabilidad por raíces. La figura 11 explica claramente las interacciones entre la humedad del suelo, la aereación y la resistencia mecánica al arraigamiento, en sus efectos sobre el crecimiento radicular.

Las gráficas punteadas de la figura 13 relacionan la penetrabilidad mecánica del suelo, con su contenido de humedad medido a través de su potencial de matriz o m (ver cuadro 8). Se trata en todos los casos del mismo suelo, al que por diferentes tratamientos se le ha llevado a tres niveles de comparación o contenido de macroporos, evaluados por los valores de densidad aparente. Se observa que independientemente del suelo crece con su compactación (densidad aparente). También se observa que con independencia del grado de compactación, a medida que el suelo se seca, y se hace más coherente, aumenta su resistencia mecánica.

Las gráficas de trazo entero relacionan el crecimiento de radículas de semillas de maíz que se produjo en cada una de las situaciones de compactación, con el contenido de humedad del suelo. Se observa que con independencia del contenido, de humedad, el crecimiento radicular es menor cuando el nivel de compactación del suelo es mayor; esto es el resultado de una mayor resistencia mecánica, como ya se hizo notar, junto con una aereación más deficiente al existir menos macroporos.

Si consideramos el efecto de la variación de humedad, con independencia del nivel de compactación, se observa que las gráficas muestran un máximo para el crecimiento radicular, y que ese máximo coincide con un contenido de humedad caracterizado por un -100 cm de agua aproximadamente. Este contenido de humedad es el óptimo para el crecimiento de las plantas, y se denomina capacidad de campo. La disminución de crecimiento que se produce a contenidos de humedad mayores, se debe a exceso de agua en el suelo, que ocupa macroporos y limita la aereación. La disminución que se produce en el crecimiento a contenidos de humedad menores, se debe a disminución de la disponibilidad de agua para las plantas.

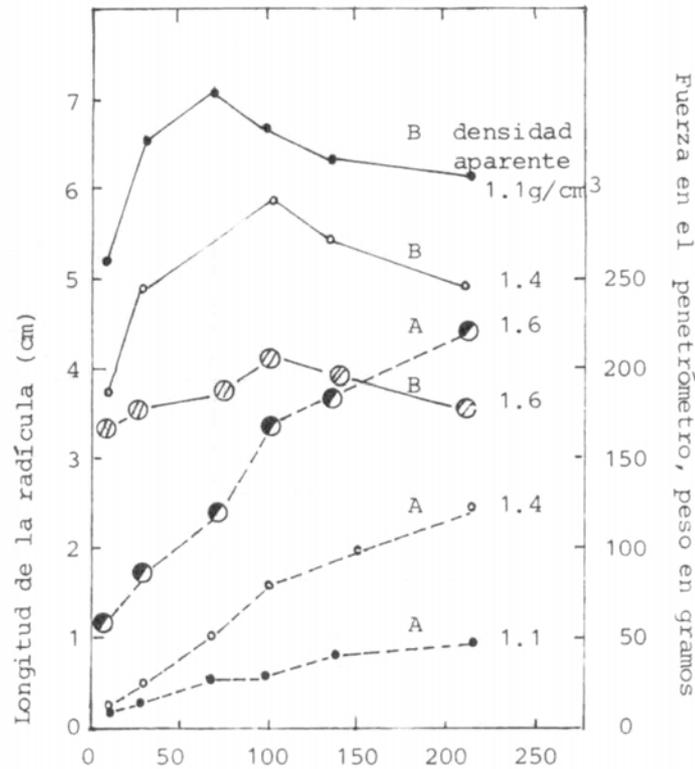


Fig. 13. Efecto de la densidad aparente y de la tensión de humedad en la resistencia del suelo a la penetración (A) y en el alargamiento de las raíces (B) (Eavis, 1970)

4. CONSISTENCIA DEL SUELO

Definición y concepto

Consistencia del suelo es usualmente definida como el término que designa las manifestaciones de las fuerzas físicas de cohesión y adhesión, actuando dentro del suelo a varios contenidos de humedad. Estas manifestaciones incluyen:

- El comportamiento con respecto a la gravedad, presión y tensión.
- La tendencia de la masa del suelo de adhesión a cuerpos extraños o sustancias.
- Las sensaciones que son evidenciadas y sentidas por los dedos del observador.

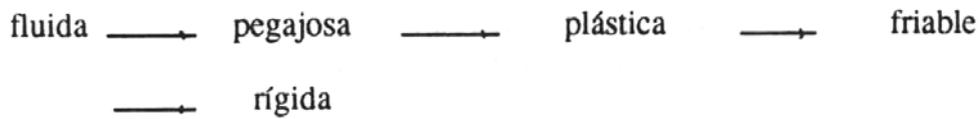
Esta definición implica que el concepto de consistencia del suelo incluye algunas propiedades del suelo, como resistencia a la compresión, friabilidad, plasticidad, viscosidad.

Al observador de campo estas propiedades son expresadas a través de los sentidos. Observaciones de campo e investigaciones experimentales indican que la consistencia del suelo varía con textura, materia orgánica, el total de materia coloidal, estructura (en cierto grado) y contenido de humedad. Atterberg describió los cambios en consistencia de una masa de suelo.

Consistencia en función de la humedad

Es bien conocido el hecho de que los suelos muestran comportamientos distintos contenidos de humedad. Atterberg (1911) fue uno de los primeros en darle importancia a esta propiedad de los suelos; describe los cambios de consistencia con la humedad del siguiente modo:

«Cuando mezclamos polvo de arcilla con mucha agua, obtenemos una pasta arcillosa fluida. Con menos agua la pasta fluye pero es más densa. Evaporando el agua, la arcilla pasa gradualmente a una masa pegajosa (se pega a los dedos, madera o metales). Luego desaparece la pegajosidad, y la arcilla puede ser fácilmente moldeada sin pegarse a los dedos, este es el denominado estado plástico. Con un desecamiento aún mayor, la masa de suelo puede desmenuzarse, y los pedazos pueden ser unidos nuevamente bajo presión considerable (friable). Finalmente se pierde incluso esta condición (masa dura y rígida)».



De acuerdo con esto se pueden esperar que se presenten cuatro formas esenciales de consistencia en los suelos (se excluye el estado viscoso).

- a) Consistencia pegajosa, que se manifiesta por adherencia y pegajosidad a otros objetos.
- b) Consistencia plástica, manifestada por la elasticidad y capacidad de ser moldeada.
- c) Consistencia blanda o suave, caracterizada por la friabilidad.
- d) Consistencia dura o rígida.

La relación de estas formas de consistencia con el contenido de humedad del suelo se muestra esquemáticamente en figura 14.

A bajo contenido de humedad el suelo es duro y muy coherente a causa del efecto de cementación entre partículas secas. Si el suelo es trabajado con estas condiciones se producen terrones. Cuando el contenido de humedad aumenta, son adsorbidas moléculas de H₂O, sobre la superficie, lo cual decrece la coherencia e imparte friabilidad a la masa del suelo.

Esta zona de consistencia friable representa el rango óptimo de humedad del suelo, para el laboreo. Cuando el contenido de humedad aumenta, la cohesión de los films de agua alrededor de las partículas hace que el suelo permanezca unido y el suelo se vuelve plástico.

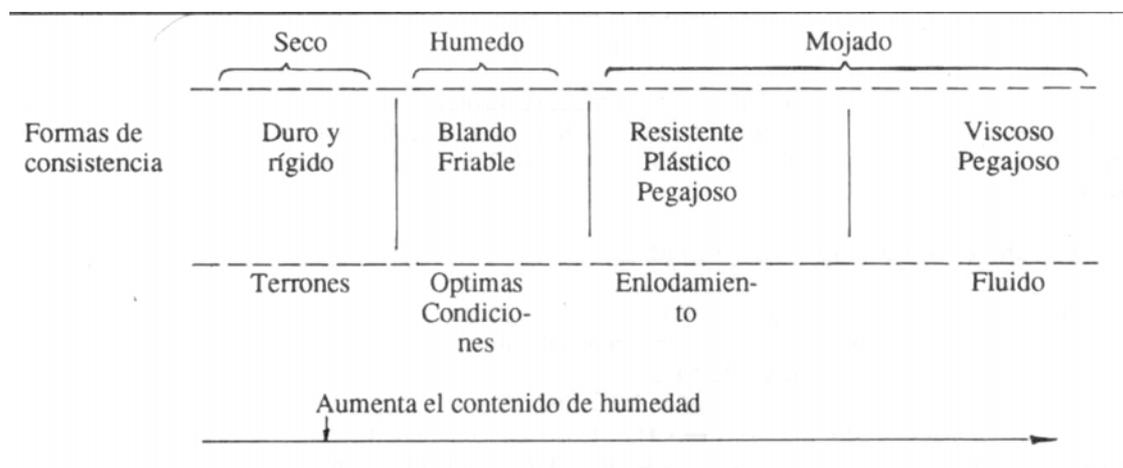


Figura 14.- Relación de las formas de consistencia, con el contenido de humedad del suelo.

Los suelos son fácilmente enlodados en este contenido de humedad. Algunos suelos exhiben pegajosidad dentro del estado plástico, otros la presentan recién cuando se aproximan al estado viscoso.

Por lo tanto, podríamos resumir que las fuerzas de cohesión nos van a indicar la distinta rigidez o tenacidad que toma el suelo a distintos contenidos de humedad (el suelo puede estar duro, friable, plástico o viscoso). La adhesión que se manifiesta a contenidos de humedad que sitúen al suelo dentro del estado plástico o viscoso, determina la pegajosidad de este suelo.

Consistencia de suelos húmedos y mojados

Friabilidad

Caracteriza la facilidad de desmenuzarse del suelo. El rango de humedad en los cuales los suelos están friables, es también el rango de humedad en la cual la condición es óptima para la labranza. Los suelos están aptos para el laboreo cuando están friables y mullidos: los gránulos individuales están blandos, la cohesión es mínima.

Hay suficiente humedad entre las partículas individuales como para minimizar el efecto de cementación que es el dominante en la zona de consistencia rígida. Por otro lado, no hay suficiente agua presente para causar la formación de distintos films (películas) alrededor de los contactos de partículas para producir la cohesión que existe en el rango plástico. Los agregados están unidos, al menos en parte, por la orientación de moléculas de agua entre partículas individuales. La naturaleza bipolar del agua hace posible dicha adsorción orientada.

Plasticidad

Ha sido demostrado que los suelos (excepto los no plásticos, como las arenas) se vuelven más plásticos cuando aumenta el contenido de humedad. Ellos son resistentes y exhiben considerable cohesión, pudiendo ser moldeados.

Mellor define la plasticidad como la propiedad que habilita a las arcillas para cambiar de forma cuando están sujetas a una fuerza deformante superior a las fuerzas cohesivas y mantener esa forma cuando la fuerza deja de ser aplicada. La forma permanece después que el agua es removida. Las arenas pueden ser moldeadas cuando están mojadas pero el moldeado no perdura cuando se secan: por lo tanto las arenas no son plásticas.

Análisis físico de la plasticidad

La plasticidad es el efecto resultante de una presión y una deformación. La magnitud de la deformación que puede soportar un suelo con un determinado contenido de humedad está dado por la distancia que las partículas pueden moverse sin perder su cohesión. La presión que se requiere para producir una deformación específica es un índice de la magnitud de las fuerzas de cohesión que mantienen las partículas juntas. Estas fuerzas varían con el espesor de los «films» de agua entre partículas. Puesto que la deformación total que puede ser producida varía con el tamaño y forma de las partículas, es evidente que la superficie total presente determina el número de films de agua contribuyentes a la cohesión.

De este modo, la plasticidad es la propiedad que expresa la magnitud de las fuerzas de los «films» de agua dentro del suelo ya que éstos a su vez, permiten que el suelo sea moldeado sin romperse hasta un determinado punto.

Cohesión y adhesión

Es necesario distinguir entre ambas en un análisis de las causas de la plasticidad:

Adhesión: Se refiere a la atracción de la fase líquida sobre la superficie de la fase sólida. Las moléculas de agua por tanto, pueden adherirse tanto a la superficie de las partículas de suelo, como a los objetos que se ponen en contacto con el suelo.

Cohesión: En suelos mojados es la atracción que existe entre las moléculas de la fase líquida que están como puentes o «films» entre partículas adyacentes.

Coherencia: Se refiere a la cohesión entre las partículas sólidas. Las fuerzas de la cohesión y coherencia explican la unión de las partículas entre sí en los distintos estados de consistencia.

«Films» de agua y cohesión

Haines ha desarrollado un concepto teórico de cohesión en un suelo ideal sobre la base de las fuerzas de tensión superficial que surgen de las películas de agua entre las partículas.

El suelo ideal es considerado como formado por esferas uniformes que están arregladas en uno u otro tipo de empaquetamiento (abierto o cerrado). En el abierto hay 6 puntos de contacto y en el cerrado hay 12 puntos de contacto por partícula (Fig. 15). A bajos contenidos de humedad la mayoría de las películas de agua se encuentran como anillos alrededor de los puntos de contacto. Cada una de estas películas

tiende a unir las partículas. La fuerza cohesiva total es equivalente a la suma de todas las fuerzas individuales ejercidas por cada película en cada punto de contacto

Analizando los trabajos de Haines, Fisher ha demostrado que la fuerza total de unión ejercida por cualquier película de agua es igual a la presión ejercida por la interfase agua-aire. La fuerza total la determina la siguiente fórmula:

$$F = \frac{2\pi a T}{1 + \tan \frac{\theta}{2}}$$

a = radio de las partículas

T = tensión superficial (fuerza con la cual las moléculas del líquido se atraen entre sí, ocupando la menor superficie)

θ = ángulo del menisco de agua

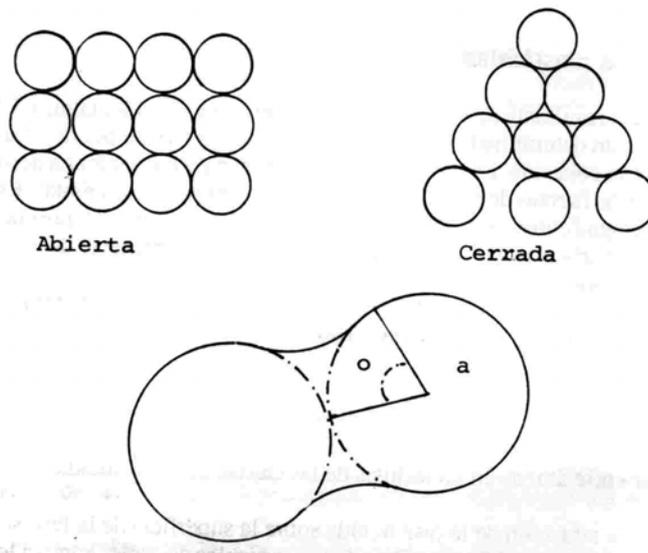


Figura 15. Cohesión del suelo en relación con las fuerzas de tensión superficial.

Sin embargo, se ve que la cohesión, fuerza ejercida por los «films» de agua, es directamente proporcional a T (al igual que en la fórmula), e inversamente proporcional al radio de las partículas. Esto último se explicaría porque al haber menor radio de partículas hay más puntos de contacto, mayor número de films y por lo tanto aunque la fuerza ejercida por cada «film» sea algo menor, el mayor número de films hace mayor la cohesión.

Nichols ha demostrado que la cohesión aumenta hasta un máximo y luego decrece rápidamente al ir aumentando el contenido de humedad; esto se debe a que la cohesión es función del número y espesor de los «films».

En la ecuación vista, la cohesión disminuye al aumentar θ . Por tanto la máxima cohesión se obtiene al contenido de humedad en el cual hay un film en todos los puntos. Cuando el espesor del film aumenta al aumentar la humedad del suelo por encima de este punto, la cohesión decrece.

El número de «films» depende del contenido de coloides. Los suelos arcillosos exhiben por lo tanto mayor cohesión que los arenosos. Las partículas laminares producen mayores efectos cohesivos que las esféricas.

Nichols trabajando con suelos sintéticos obtuvo los siguientes datos. La cohesión aumenta con el contenido de arcilla pero decrece con el de humedad. Esto se debe a que los contenidos de humedad más bajos citados para cada caso (cuadro 4) corresponden a los puntos de máxima cohesión.

Variación de la cohesión con la humedad

Atterberg y sus colaboradores fueron los primeros en estudiar los cambios en las propiedades cohesivas de los suelos como función de la humedad. La técnica consiste en hacer ladrillos con el suelo, desecándolos a varios contenidos de humedad diferentes y determinando la fuerza necesaria para hacer penetrar una cuña de metal en la masa. Los resultados están ilustrados en las curvas A y B de la gráfica (fig. 16).

La cohesión aumenta con el descenso en el contenido de humedad; esto se debe al decrecimiento con el espesor del film de agua. La arcilla tiene una cohesión mucho mayor que el franco arenoso fino, como resultado de mayor cantidad de «films» y mayor superficie de contacto.

Cuadro 4.- Relación de cohesión con el contenido de humedad del suelo

SUELO	Contenido de humedad	Cohesión gr x pulgada
arena 2/3, arc. 1/3	10,90	17,25
	12,90	15,00
arena 1/3, arc. 2/3	12,73	26,40
	13,10	22,50
arena fina pura	13,55	56,00
	17,50	49,00

Hay dos porciones distintas en cada una de estas curvas (A y B). Atterberg y sus colaboradores notaron que el color oscuro común del suelo húmedo, cambiaba y se hacía más claro en el punto de inflexión de la curva. Ellos consideraron que esta inflexión representaba el límite de contracción del suelo y la entrada del aire dentro de los poros, que originalmente estaban llenos de agua.

La cohesión en valores de humedad por encima de este punto (en absisa), está dada primariamente por las fuerzas de los «films», pero por debajo del mismo (valores de humedad menores), el factor dominante es la cohesión entre moléculas sólidas o coherencia.

Por lo tanto, la coherencia del franco arenoso fino (curva B), aumenta sólo débilmente con el descenso del contenido de humedad por debajo del punto de inflexión; no obstante, la coherencia de la arcilla, aumenta rápidamente con bajos contenidos de humedad.

Esta experiencia fue hecha a partir de suelos enlodados a los que les fue permitido desecarse. Esta técnica produce máximo contacto entre partículas lo cual causa alta cohesión molecular o coherencia en el estado seco.

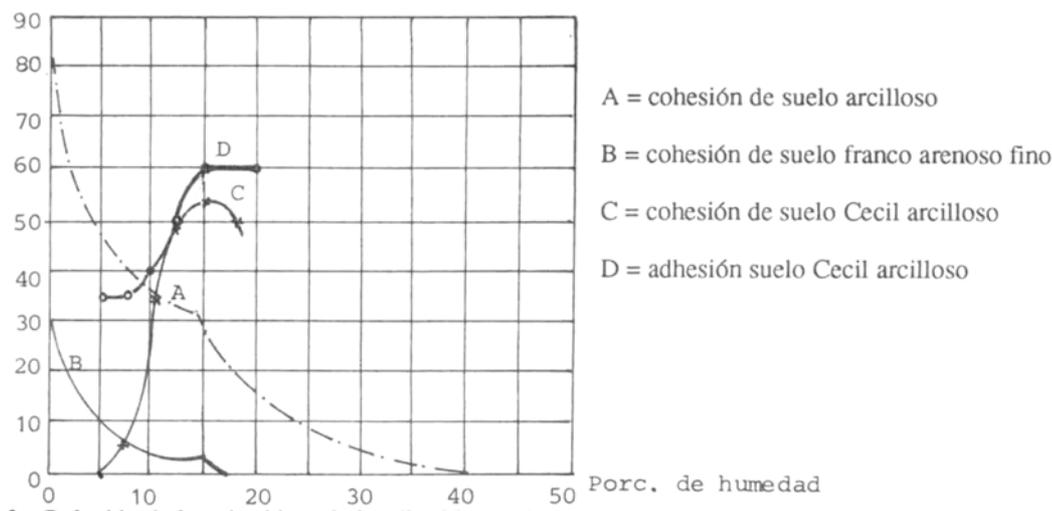


Figura 16. Relación de la cohesión y de la adhesión con la humedad del suelo. Las curvas A y B han sido tomadas de Johannsen (1914), quien empleó suelos batidos; las curvas C y D son de los datos de Nichols (1929,1931), quien partió de material seco y suelo y lo fue humedeciendo

Nichols estudió la relación de la cohesión con el contenido de humedad de suelos no enlodados, midiendo la fuerza necesaria para despedazar una porción de suelo comprimido. Sus resultados son muy ilustrativos del punto de vista del concepto, del film de agua como generador de cohesión. La curva C muestra la variación en la cohesión de la arcilla cuando el contenido de humedad es aumentado. El suelo seco suelto no tiene cohesión. En tanto se forman «films» de agua, la cohesión aumenta rápidamente hasta un máximo y luego decrece. La disminución representa la pérdida de cohesión que resulta de un engrosamiento de las películas de agua entre las partículas. El máximo de cohesión se incrementa con el contenido de arcilla del sistema.

Las curvas A y B de Johannsen y la C de Nichols podrían parecer contradictorias y a primera vista. Por ejemplo, la curva A muestra un aumento en la fuerza cohesiva por debajo de un 15% de humedad, mientras que la curva C muestra un descenso. Esta diferencia está dada por el método de preparación de la arcilla. El primero ha sido enlodado y secado; el C ha partido del estado seco y se ha adicionado humedad. Se puede notar que la cohesión en la curva C comienza a decrecer con la humedad después de alcanzar un máximo; se vuelve enlodado por encima del 15% de humedad. Consecuentemente, ambas curvas concuerdan a contenidos de humedad iguales o superiores a este punto: hay un descenso en cohesión con el aumento de humedad en ambos casos.

El punto a partir del cual la cohesión decrece a mayores contenidos de humedad corresponde al límite inferior de plasticidad. En la curva C las fuerzas que determinan la cohesión del suelo son las fuerzas producidas por las moléculas de los films de agua. Esta cohesión disminuye cuando el «films» se hace continuo y comienza a engrosarse.

En la curva A las fuerzas que determinan la cohesión del suelo a contenidos de humedad mayores del 15%, son las fuerzas producidas por el «film» de agua continuo, (las fuerzas vistas en la curva C y en la A hasta aquí, Baver las define como cohesión propiamente dicha). A partir de este punto a menores contenidos de humedad, van a seguirse manifestando estas fuerzas de cohesión pero cada vez con menor intensidad y va a manifestarse muy fuertemente la coherencia (cohesión entre sólidos), ya que al ir desecando el suelo las partículas más finas con alta actividad superficial se han ido orientando y uniendo (pasaríamos a la consistencia dura o rígida). Esto explicaría el aumento de cohesión del suelo a pesar de que decrece el contenido de humedad.

«Films» de agua y adhesión

La adhesión de un objeto extraño a un suelo debería darse solamente a contenidos de humedad por encima del máximo de cohesión. A estos elevados contenidos de humedad, el agua estaría retenida menos fuertemente por las partículas y sería atraída sobre la superficie del objeto para formar films de enlace entre el objeto y el suelo. La adhesión del suelo hacia el objeto es por medio de estos films. El contenido de humedad al cual ocurre la máxima adhesión depende del total de agua requerida para satisfacer los «films» entre partículas individuales y las fuerzas atractivas en la superficie de los objetos

extraños. Nichols ha observado que la fuerza de adhesión de los suelos hacia el metal es una función lineal del contenido en coloides.

El contenido de humedad para la máxima adhesión, es uniformemente más alto que el de máxima cohesión en el mismo grupo de suelos. Esto lo muestra la curva D en la gráfica de la fig. 13. Las curvas de adhesión y cohesión tiene forma de S, la primera está colocada apenas más alta en la escala de humedad, tal como se expresa en la teoría del «film» de agua en cuanto a adhesión y cohesión.

Plasticidad del suelo

Se espera que la plasticidad varíe con el tamaño y forma de la partícula, ya que es un fenómeno de superficie asociado con films de agua. Las partículas que la exhiben plasticidad, pero numerosos datos muestran que la plasticidad aumenta con el contenido de partículas pequeñas. Atterberg fue el primero que puso en claro que las partículas laminares son las más plásticas.

Estos dos hechos muestran que la plasticidad es una función del total de superficie y del número de contactos por superficie útil. Consecuentemente las fuerzas cohesivas entre partículas son mayores a causa del incremento de la tensión del film. Esto muestra entonces que la cantidad total y naturaleza del material coloidal determina la plasticidad en considerable magnitud.

El material coloidal actúan como un lubricante entre partículas gruesas y disminuye su fricción. Además incrementa la tensión del film como resultado de la mayor superficie expuesta. Cualquier explicación de la plasticidad del suelo entonces, debe incluir una evaluación de las propiedades superficiales de los coloides del suelo.

Teoría del «film»

Si el material coloidal en los suelos actúa como un lubricante entre las partículas gruesas, es muy probable que los coloides laminares estén orientados de manera que sus superficies planas estén en contacto. Esta orientación aumenta la cantidad de contactos entre las partículas coloidales. El incremento de contacto, junto con el incremento en la proporción de la superficies de films de agua con respecto a la masa de partículas, pueden ser considerados como los productores de los efectos plásticos.

En otras palabras, dentro de un cierto rango de humedad, los efectos de la tensión de los films de agua entre las partículas coloidales, planas y orientadas, que imparten al suelo sus propiedades cohesivas, permiten al suelo quedar moldeado en cualquier forma deseada. El rango de humedad al cual se producen estos fenómenos corresponde al rango de plasticidad del suelo.

La orientación de las partículas y su posterior deslizamiento de una sobre otras, se produce cuando se ha adicionado suficiente agua como para producir un «film» alrededor de cada partícula. El total de agua necesaria para producir estos «films» corresponde al contenido de humedad al cual el suelo deja de ser friable. Con un exceso de agua el «film» se vuelve tan grueso que la cohesión entre las partículas decrece y la masa de suelo se vuelve viscosa y fluye.

Un posible mecanismo de estos efectos plásticos se ilustra en la figura 4.

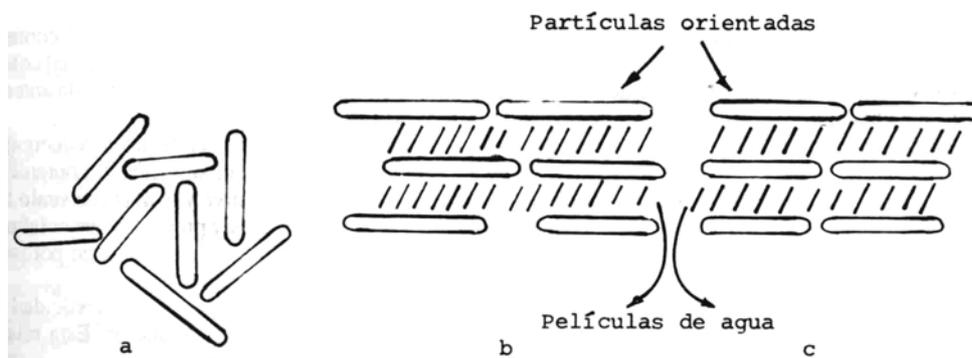


Figura 17.- Teoría del «film»

Las partículas coloidales en un suelo a bajos contenidos de humedad están probablemente desordenadas (fig. 17 a). Las partículas se recubren por un «film» de agua adsorbido, cuando el porcentaje de humedad en el sistema aumenta. Cuando el contenido de humedad es suficiente para

alcanzar el límite inferior de plasticidad, las partículas se orientan cuando se les aplica una presión (fig. 17.4 b). La tensión de estos «films» de agua adsorbidos mantiene juntas las partículas adyacentes. Cuando la presión es incrementada por encima de la tensión de estos «films» que mantiene unidas las partículas, éstas se deslizan unas sobre otras. Después que la presión cesa, las partículas no retoman su posición original porque están unidas en sus nuevas posiciones por la tensión de los «films» húmedos (fig. 17 c). Este concepto permite una explicación bastante sencilla del fenómeno de plasticidad en los suelos.

Caracterización de la Plasticidad del suelo.

a. Constantes de Atterberg

Atterberg estudió la plasticidad a través del rango de humedad en el cual se manifiesta la plasticidad. Es decir el rango de humedad que va desde que el suelo comienza a ponerse plástico hasta que se hace viscoso. Propone tres valores:

a) **Límite superior de plasticidad**, (límite líquido) o sea el contenido de humedad al cual el suelo fluirá muy poco al aplicarle una fuerza. También se define como el contenido de humedad en el que el suelo pasa de plástico a viscoso.

b) **Límite inferior de plasticidad**, (límite Plástico) o sea el contenido de humedad al cual el suelo puede ser escasamente arrollado en forma de fideo.(aprox. 3 mm de espesor). También se define como el contenido de humedad en el que el suelo pasa de friable a plástico.

c) **Número de plasticidad**, o sea la diferencia entre el límite superior y el límite inferior.

El número de plasticidad se toma como un índice de plasticidad. La determinación de los índices superior e inferior de plasticidad se hace por diferentes métodos basándose en los estados antedichos.

Significado de los límites de Atterberg

El límite inferior de plasticidad representa el contenido de humedad en el cual hay un cambio de consistencia de friable a plástico. La orientación de las partículas y su deslizamiento unas sobre otras se produce en este punto puesto que hay suficiente agua para formar un «film» alrededor de cada partícula.

Evidencias experimentales indican que la cohesión es máxima en el límite inferior de plasticidad. El contenido de humedad de este límite depende de la naturaleza y cantidad del material coloidal presente. El material coloidal regula el número de «films» y la naturaleza del coloide determina la cantidad de agua que es adsorbida antes que las películas de agua alrededor de cada punto de contacto estén formadas.

Como quedó establecido, el límite inferior de plasticidad de un suelo representa el mínimo porcentaje de humedad de un suelo, al cual puede ser moldeado. El límite superior de plasticidad significa el contenido de humedad al cual los «films» de agua se vuelven tan gruesos que la cohesión disminuye y la masa de suelo fluye bajo la aplicación de una fuerza. Esto también depende del número de «films» que hay presentes; esencialmente es el contenido de humedad al cual la mayoría de los «films» unidos ocupan la mayoría del espacio poroso del suelo.

Una estrecha relación lineal existe entre la humedad contenida en el límite superior de plasticidad y la humedad equivalente (humedad a capacidad de campo), dentro de un amplio rango de suelos. Esta relación sugiere que unos pocos «films» gruesos existen alrededor de las partículas en ese límite.

El número de plasticidad es una medida indirecta de la tensión de los «films», esto es de la fuerza requerida para moldear el suelo. El número de plasticidad es proporcional a las diferencias de las tensiones del límite superior e inferior de plasticidad. Es una función del número de «films» y representa la cantidad de agua que debe ser agregada al sistema suelo para aumentar el grosor del film desde un punto al cual se da la máxima tensión hasta un punto en el cual el suelo fluye. En base a esta ecuación la plasticidad ha de ser proporcional a la relación $(F_1 - F_2)/F_2$, donde F_1 , y F_2 son las tensiones en los límites superior e inferior de plasticidad respectivamente.

Esta relación se mantiene en suelos arcillosos extremadamente diferentes, que han sido diluidos con limo para variar su número de plasticidad. La naturaleza del material coloidal cambia la constante de proporcionalidad. Esto era de esperarse ya que la fuerza de adhesión del agua sobre la superficie varía con el tipo de coloide.

b. Límite de Contracción.

Otro valor que caracteriza la consistencia de un suelo es el límite de contracción . Este límite es el contenido de humedad al que un suelo pasa de consistencia dura(seco) a friable (húmedo).. (ver fig. .18).

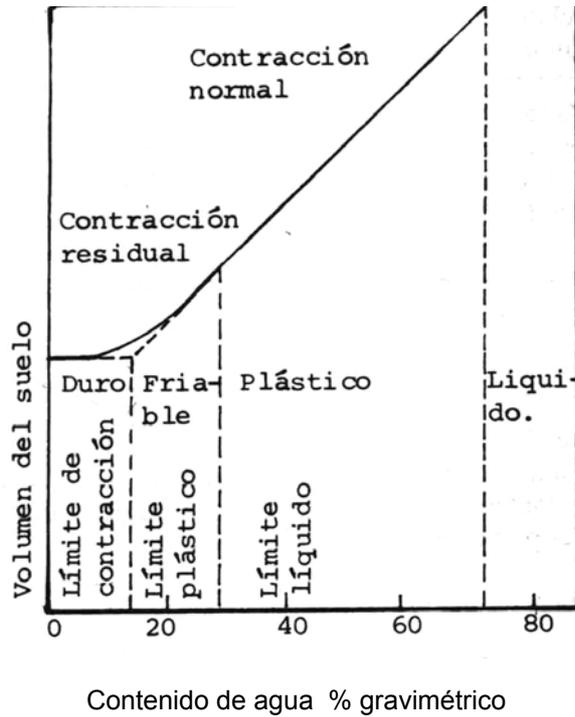


Fig. 18. Estados de consistencia y contracción de un suelo con alto contenido de arcilla.

Algunos ejemplos de rango de valores para límites de contracción, plástico o líquido de suelos en agricultura son dados a continuación (Archer, 1975).

Cuadro 5. Límites de consistencia, % de agua en peso

Textura	arcilla %	límite de con- tracción	límite plástico	límite líquido
franco arenoso	12	14	16	21
franco arcillo arenoso	23	18	25	40
arcilloso	51	13	36	83

Los suelos arenosos al no ser plásticos no están representados en el cuadro.

Archer 1975, encontró para un grupo de suelos que el límite líquido era de similar magnitud que la capacidad de campo. Sus datos también muestran que el contenido de humedad en el coeficiente de marchitez permanente era mayor que el límite de contracción en suelos de alto contenido de arcilla y menor en aquellos de bajo contenido de arcilla.

Factores que afectan la plasticidad y las constantes de Atterberg

Contenido de arcilla

Siendo la plasticidad una función de las fracciones más fines del suelo, los distintos suelos tendrán diferente plasticidad de acuerdo con la cantidad de arcilla que contienen. Atterberg y otros muestran que un incremento en el porcentaje de arcilla produce un aumento en ambos límites de plasticidad en la

escala de humedad y concomitantemente aumento en el número de plasticidad. Esto es lo que indican los resultados en la fig. 17. Se deduce que el contenido de humedad en el límite inferior de plasticidad se vuelve ligeramente menor en la medida que el contenido de humedad en el límite inferior de plasticidad se vuelve ligeramente menor en la medida que el contenido de arcilla decrece. El contenido de arcilla de ese suelo fue variado por la adición de limo. Esto debe ser esperado ya que se necesita más cantidad de agua para satisfacer la fuerza superficial de la arcilla que del limo.

Hay un notorio efecto al decrecer el contenido de arcilla y es el que se manifiesta en la rápida disminución del límite superior de plasticidad y la consiguiente disminución del número de plasticidad. Se necesita un mayor contenido de humedad para obtener plasticidad en un suelo con alto contenido de arcilla que en otro con menos contenido de arcilla.

Russell informa que el número de plasticidad es una función lineal del contenido de arcilla (partículas menores de 5 m). Esta relación es expresada por:

$$P.N. (\text{número de plasticidad}) = 0.6 \text{ a cont. de arc.} - 12$$

Suelos que contengan menos del 20% de partículas menores de 5 m, generalmente no muestran plasticidad.

Se han encontrado resultados similares en suelos sintéticos trabajando con partículas menores de 1 m: $P.N. = 0,66C - 10$. En este caso, suelos conteniendo menos del 15 % de arcilla no desarrollan plasticidad. Cualquier cambio marcado en la forma de las partículas, afecta estas relaciones.

Naturaleza de los minerales del suelo

Atterberg investigó en qué magnitud los diferentes minerales de los cuales derivan los suelos afectan la plasticidad. Sus estudios muestran que solamente los minerales que tienen una estructura laminar, muestran plasticidad cuando son pulverizados. Cuarzo y feldspatos, no tienen estructura laminar y por lo tanto no desarrollan plasticidad. Talco, muscovita, biotita y otros minerales cuyas artificiales tienen forma laminar presentan plasticidad. Estas diferencias son atribuidas a la mayor superficie e incremento de las superficies de contacto en las partículas laminares.

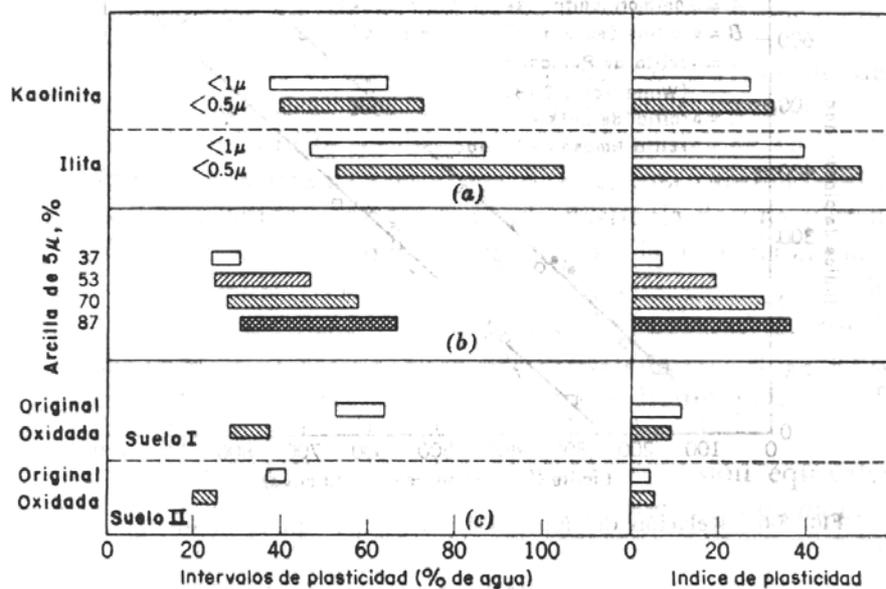


Figura 19.- Factores que afectan a los límites de Atterberg. a) Efecto del tamaño de las partículas (según White, 1949); b) efecto del contenido de arcilla; c) efecto de la materia orgánica.

Aunque en realidad son pocos los suelos que satisfacen suficientes cantidades de minerales primarios como para afectar la plasticidad, muy marcadamente, sin embargo, el hecho de que las partículas minerales secundarias tienen estructura laminar similar a los antedichos minerales, ayudan a explicar la plasticidad de los suelos. En algunos casos la presencia de mica en la fracción limo puede causar plasticidades más altas que la que son de esperar debido al contenido de arcilla solamente.

Composición química del coloide

Se demostró que las propiedades físico-químicas de la arcilla varían con la relación sílice/sesquióxidos. La capacidad de adsorción de la superficie coloidal para los cationes y las moléculas de agua decrece cuando la relación se vuelve menor. El mismo efecto se manifiesta en las constantes de Atterberg.

Los suelos con baja relación sílice/sesquióxidos se vuelven plásticos con un contenido de humedad menor que los suelos con relación sílice/sesquióxidos más altas. Ambos límites, para relaciones altas o bajas, aumentan o disminuyen en la misma proporción, se deduce que el número de plasticidad será aproximadamente el mismo o no sufrirá variación para dichas relaciones.

Desde que la humedad adsorbida y la cantidad de agua requerida para producir un film es menor en suelos de baja relación sil/ses., es evidente que el límite inferior de plasticidad será menor para estos suelos.

Una vez que suficientes «films» se forman para desarrollar efecto plástico, la cantidad de agua necesaria para aumentarlos hasta el punto en que fluye, depende del número de «films», este número no es el mismo para ambos tipos de suelos. Esto indica que los minerales caoliníticos se vuelven plásticos con contenidos de humedad menores que los tipos montmorilloníticos. Se debería tener en cuenta que este argumento puede destruirse en las verdaderas lateritas donde grandes cantidades de óxidos de Fe Al están presentes.

Contenido de materia orgánica

La materia orgánica ejerce un efecto interesante sobre la plasticidad del suelo. Medidas de las constantes de plasticidad de diferentes suelos, usualmente muestran que los límites de plasticidad en los horizontes superficiales son más altos en la escala de humedad que los de los horizontes inferiores. Este efecto está aparentemente asociado con la presencia de materia orgánica en el horizonte superficial. La oxidación de la M.O. con H₂O causa un decidido descenso de ambos límites (es decir se vuelve plástico con menos agua).

El suelo I (fig. 19), con un contenido de materia orgánica de 3,5%, se vuelve plástico a una humedad de 36.5%. La remoción de la materia orgánica baja este límite a 19.8% de humedad. Además, el suelo oxidado fluye a 25.1% de humedad, mientras que el suelo con materia orgánica es aún friable hasta un contenido de 36.5% de humedad. El número de plasticidad no ha sido cambiado por la oxidación de la materia orgánica. Las medidas de plasticidad en un suelo virgen y otro cultivado en Missouri muestran el mismo efecto de la materia orgánica. El área dedicada a pasturas (no cultivada) tiene un 3.9% de materia orgánica y el área cultivada 2.6%. El límite inferior de plasticidad del área virgen es 27% de humedad, la del área cultivada 22%. Así, la oxidación de la materia orgánica en el campo a través de medios naturales, producen efectos similares a la oxidación artificial en laboratorio.

La causa de este decidido descenso de los límites de plasticidad sobre la escala de humedad (en los oxidados) sin un efecto realmente significativo sobre el número de plasticidad, es perfectamente comprensible sobre la base de la teoría del «film». La materia orgánica tiene una alta capacidad de absorción de agua. La hidratación de la materia orgánica debe ser suficientemente completa antes que suficiente agua sea disponible para formar un «film» alrededor de las partículas minerales. consecuentemente el límite inferior de plasticidad ocurre a un contenido relativamente alto de humedad. Después que los «films» están formados, prácticamente toda el agua adicional funciona solamente para aumentarlos hasta que se produzca el flujo. La presencia de M.O. tiene pequeño efecto sobre este tipo de agua y entonces no influye sobre el número de plasticidad.

Los resultados que se aprecian en la figura 18 ponen de manifiesto la importancia de considerar el rango de plasticidad sobre la escala de humedad en discusiones sobre la consistencia del suelo. Es evidente, a partir de estos datos, que los suelos pueden poseer el mismo número de plasticidad pero exhiben plasticidad a un contenido de humedad completamente diferente.

La presencia de M.O. extiende la zona de friabilidad hasta un mayor contenido de humedad. La presencia de materia orgánica en el suelo B nos permite cultivar hasta 52.2% de humedad sin enlodar el suelo.

Significado práctico de las constantes de Atterberg

El trabajo original de Atteberg fue aparentemente conducido con la confianza de obtener algún criterio físico para la clasificación de suelos. Terzaghi ha sugerido que los límites de plasticidad pueden servir como un índice para la clasificación física de los suelos. Suelos con un alto límite superior de plasticidad

deben contener o una gran cantidad de fracciones excesivamente finas o son ricos en partículas laminares. Suelos que tienen un alto límite superior y un bajo número de plasticidad deberán estar en un fino estado de división. Si el número de plasticidad es alto, seguramente existe una abundancia de partículas laminares.

Russell encontró que las constantes de Atteberg son índices muy satisfactorios de la consistencia del suelo y del grado de acumulación de arcilla en el perfil.

Wher ha interpretado que el índice inferior de plasticidad es la humedad sobre la cual el suelo está en peligro de ser enlodado al cultivar. Si el número de plasticidad es pequeño, indica la facilidad de labranza sin enlodamiento. Si este número es amplio, hay peligro considerable de enlodamiento del suelo, si es trabajado a una humedad por encima del límite inferior. Esta correlación se debe al hecho de que suelos con números de plasticidad pequeños, son suelos con alto porcentaje de fracciones gruesas, donde el porcentaje de macroporos va a depender de la granulometría fundamentalmente. Por lo tanto, el peligro de enlodamiento (ver «enlodamiento» más adelante) o sea el deslizamiento de unas partículas sobre otras (las más finas) orientándose con una consiguiente disminución del volumen específico aparente, no va a darse, o se dará en un menor grado. En cambio, números de plasticidad grandes nos indican suelos con alto porcentaje de arcilla, en los cuales el enlodamiento sí se da.

Las constantes de Atteberg están consideradas como los mejores índices de la capacidad de laboreo. No obstante, estudios del significado de las constantes de Atterberg muestran que hay algunas relaciones entre estas constantes y la capacidad de laboreo, no hay evidencias suficientes, para asegurar conclusiones más específicas. Es satisfactorio, sin embargo, considerar el límite inferior de plasticidad como el punto al cual el suelo será enlodado si es trabajado en ó sobre ese contenido de humedad.

Puesto que consistencia del suelo es un término usado para designar la manifestación de las fuerzas físicas de cohesión y adhesión actuando dentro del suelo a varios contenidos de humedad, se puede esperar una clara correlación entre estas constantes y las fuerzas físicas involucradas en el laboreo.

Nichols ha mostrado que entre otras, las siguientes propiedades dinámicas están relacionadas con los problemas de labranza coeficiente de resistencia interna, «valor de rotura» de los suelos, fricción del suelo y metal, y resistencia del suelo a la compresión. La suma de los efectos de todas estas propiedades dinámicas están expresados en la fuerza requerida para arrastrar a cualquier implemento a través del suelo.

c. Punto de pegajosidad de los suelos

Atterberg ha sugerido que el punto de despegado es un carácter importante de la consistencia. Este punto representa aquel contenido de humedad en el cual el suelo no se adhiere más a un objeto extraño. Es generalmente determinado pasando una espátula de níquel a través de una masa húmeda y amasada de suelo. El contenido de humedad es regulado hasta que se alcance el punto en que el suelo no se adhiere a la espátula. Los valores de Atterberg muestran que el punto de despegado y el límite superior de plasticidad varían dentro del mismo contenido de humedad. En suelos altamente plásticos, el punto de despegado se encuentra levemente por debajo del límite superior; con suelos levemente plásticos el punto de despegado se encuentra por encima del límite superior.

Keen y Coutts han puesto considerable énfasis en el valor de este tipo de determinaciones para caracterización de suelos. Ellos trabajaron con el punto pegajoso que se alcanza y visualiza en aquel contenido de humedad en el cual las fuerzas de atracción del suelo por agua están satisfechas. Esto significa que representa la suma de agua adsorbida por el material coloidal del suelo y el agua que se encuentra en los pequeños poros de la masa de suelo.

De acuerdo con la teoría de cohesión y adhesión, el punto pegajoso debe encontrarse aproximadamente en el mismo contenido de humedad en el cual se da el máximo de adhesión. Este punto no obstante, puede ser alcanzado sin necesidad de una completa saturación del suelo con agua.

Keen y Coutts han correlacionado el punto pegajoso con varias propiedades del suelo. Observaron la alta correlación de 0,865 entre las variaciones del punto pegajoso y la pérdidas de materia orgánica por ignición (quemado de la materia orgánica). La correlación entre el punto pegajoso y el contenido de arcilla es de solo 0,317 en suelos que contienen materia orgánica, pero se eleva a 0,675 cuando se oxida la materia orgánica, estos resultados señalan que el valor del punto pegajoso depende primariamente de la materia coloidal orgánica e inorgánica del suelo, ya que estos materiales son responsables de las variaciones de humedad de este punto luego de producida la ignición. Una relación

lineal entre el punto pegajoso y el contenido de arcilla se obtienen en suelos tratados con agua oxigenada.

Los efectos de la arcilla y la materia orgánica en el punto pegajoso son semejantes a sus influencias en los límites inferior y superior de plasticidad. Ha sido demostrado que el contenido de humedad en el cual se manifiesta la plasticidad es mucho más alta en presencia de material coloidal orgánico e inorgánico.

Consecuentemente, debido a que el punto de pegajosidad está situado generalmente por encima del límite superior de plasticidad en la escala de humedad, y a que ambas medidas dependen de las relaciones de los films de agua, puede esperarse una cercana semejanza en los efectos mencionados anteriormente.

El punto de pegajosidad tiene el significado práctico de representar el máximo de humedad al cual el suelo se despegará del arado durante las operaciones de laboreo. Más aún, Keen y Scott-Blair demostraron que hay una relación lineal entre el valor del punto pegajoso y la rigidez estática o yield value del suelo. Desde que el Yield Value se correlaciona con la fuerza de tracción sobre el dinamómetro, el punto pegajoso está necesariamente relacionado a la fuerza que es necesaria para producir la tracción de implementos a través del suelo durante las operaciones de labranza.

d. Enlodamiento de los suelos

Cuando los suelos húmedos o mojados son sometidos a un esfuerzo las partículas se orientan con una disminución en el volumen específico. Los suelos se enlodan.

Bomfan y Rubin introdujeron el término «enlodabilidad» para expresar la susceptibilidad de los suelos a enlodarse. El enlodamiento se define como la reducción en el volumen específico aparente de un suelo realizando un trabajo mecánico sobre él. Son reconocidas las clases de fuerzas deformantes del suelo como tomando parte en el enlodamiento. Estas son, las fuerzas perpendiculares asociadas con compresión, y las fuerzas perpendiculares asociadas con compresión, y las fuerzas tangenciales que producen rotura por deslizamiento. La enlodabilidad por lo tanto, es el cambio en el volumen específico aparente de un suelo por unidad de trabajo gastado en producir tal cambio. Se debe a una combinación entre compresión y rotura por desplazamiento.

Los anteriores autores desarrollaron ecuaciones para mostrar el cambio en volumen por unidad de trabajo dV/dW está relacionado con el espacio poroso lleno de aire. El efecto de ambas fuerzas (compresión y rotura por delizamiento) en el enlodamiento de un suelo franco arcilloso limoso se muestran en la figura 20.

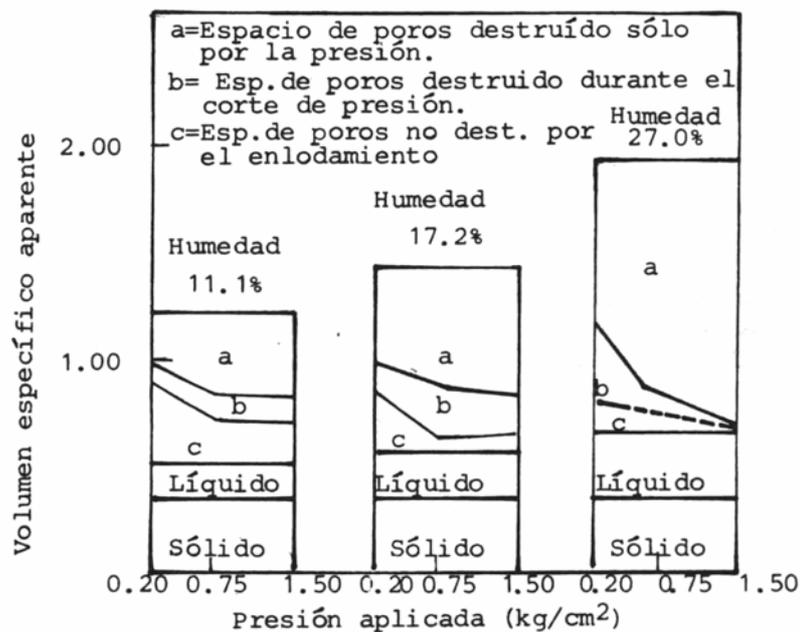


Figura 20.- Efectos de la compresión y rotura por deslizamiento, en el enlodamiento de un suelo arcilloso.(Bodman y Rubin,1948).

En estos resultados hay varias cosas importantes a resaltar:

- a) Probablemente la más significativa, es el aumento de la destrucción de los poros llenos de aire con un aumento en el contenido de humedad. Al alto contenido de humedad de 27% lo cual es prácticamente igual a la humedad equivalente (capacidad de campo) muy pocos poros llenos de aire permanecen ante la aplicación de una fuerza de 1,5 kg/cm².
- b) La compresión es la mayor fuerza responsable del enlodamiento dentro del rango de humedad usado.
- c) El efecto de la rotura por deslizamiento se hace más pronunciado a medida que aumenta el contenido de humedad.

El enlodamiento, entonces, es un cambio estructural asociada con la consistencia del suelo. El máximo de enlodamiento ocurre en el rango mojado de la consistencia del suelo.

Consistencia de suelos secos

Un suelo enteramente seco con una compactación normal generalmente exhibe una extremada dureza o coherencia en el campo. La medida de esta coherencia va a variar con la estructura del suelo ya que la porosidad determina el número de partículas por unidad de volumen. Esto a su vez se correlaciona con la cantidad de superficie de contacto y coherencia de la masa de suelo.

Medidas de la consistencia de suelos secos se basan generalmente en la coherencia que presentan panes de suelo secos (como ladrillos). El suelo es mojado, amasado, moldeado en forma de ladrillos rectangulares o cilíndricos y secado.

La tenacidad o coherencia es determinada luego golpeándolo o quebrándolo. En el primer caso, la fuerza del golpe se determina en una dirección paralela a su eje mayor. En el segundo caso, la fuerza o tensión para quebrar el ladrillo a la mitad. Esta última es una propiedad física muy importante y es afectada por el contenido de arcilla y humus.

Puchner y Atterberg señalaron la importancia de la coherencia entre partículas de arcilla, como la causa principal de la alta resistencia a la rotura por compresión o quebrado. Los suelos silíceos tienen mayor resistencia que los lateríticos a la rotura por compresión o golpe aún cuando la cantidad de arcilla sea similar. Estos hechos pueden ser aplicados por las diferencias en las propiedades superficiales de las arcilla coloidales.

Los coloides lateríticos que están compuestos primordialmente por arcillas tipo caolinitas, poseen baja actividad superficial. Ya que solamente existen débiles fuerzas atractivas en la superficie, es de esperar una baja coherencia entre las partículas.

Indudablemente, la forma de las partículas es un factor importante en la coherencia de ladrillos secos. Las partículas laminares pueden ser orientadas para dar un empaque denso durante el amasado de los ladrillos. Estas partículas con su alta superficie específica y mayor cantidad de contactos por unidad de superficie han de producir una coherencia muy tenaz, como indican las observaciones experimentales.

La coherencia de suelos secos, por lo tanto, debe ser visualizada como dependiendo de la cantidad de contactos superficiales por unidad de volumen de la masa del suelo y la magnitud de las fuerzas atractivas en la superficie. En las partículas secas, la coherencia se da en ausencia de moléculas de agua en la superficie.

La atracción se da entre partículas sólidas. Esto se evidencia por el hecho de que la adición de pequeñas cantidades de agua forman una fina capa de moléculas de agua en la superficie de las partículas individuales.

RESISTENCIA DE LOS SUELOS AL ESFUERZO CORTANTE

La resistencia del suelo a la cortadura es la resistencia interna máxima del suelo al movimiento de sus partículas (ó sea la resistencia al deslizamiento del suelo sobre el suelo).

La resistencia a la cortadura «S» de un suelo es expresada en términos de cohesión «C» y de fricción por la ecuación de «Coulomb»

$$S = C + \tan \phi p$$

donde «S» es la resistencia a la cortadura, «C» es la cohesión, «p» la presión efectiva normal al plano de corte, tan α es el coeficiente de fricción y ϕ es el ángulo de fricción (S,C y p tienen dimensiones de fuerza por unidad de área).

Relación con la plasticidad

El valor de este corte en suelos plásticos aumenta proporcionalmente al esfuerzo aplicado en dirección normal al plano de corte (Nichols, 1932). El valor de corte en un suelo no consolidado aumenta linealmente con la humedad hasta alcanzar un máximo cerca del límite plástico y luego decrece hasta un nivel muy pequeño en el límite líquido (figura 21).

A la luz de las teorías peliculares de la plasticidad, esto era de esperar, puesto que la tensión y cohesión máximas de la película ocurren cerca del contenido de humedad del límite plástico; estas fuerzas en el límite líquido son muy pequeñas y se produce el flujo fácilmente.

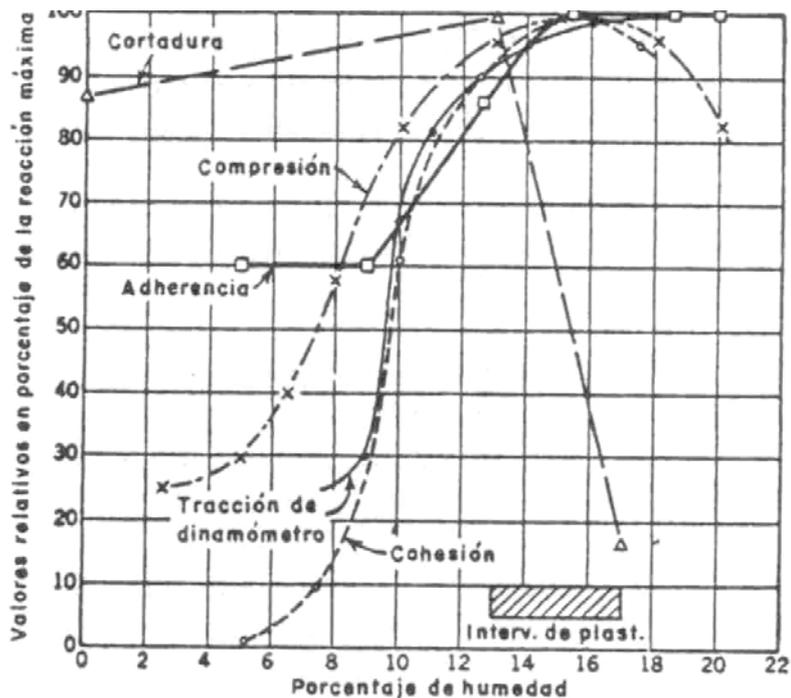


figura 21. Los factores dinámicos de labranza en relación con la humedad del suelo y el intervalo de plasticidad. (El valor máximo de cada uno de los valores se ha tomado como valor 100).
Baver et al. 1973

RESISTENCIA A LA PENETRACION

La resistencia de un suelo a la penetración de un instrumento de sondeo, es un índice integrado de la compactación de suelo, contenido de humedad, textura y tipo de arcilla. Es un índice de resistencia del suelo. Es una determinación que implica a la consistencia y estructura del suelo. El instrumento usado para determinarla se denomina penetrógrafo y mide la fuerza necesaria para penetrar el suelo con una sonda.

En la figura 22 se presenta el efecto de la humedad en las diferentes lecturas del penetrógrafo.

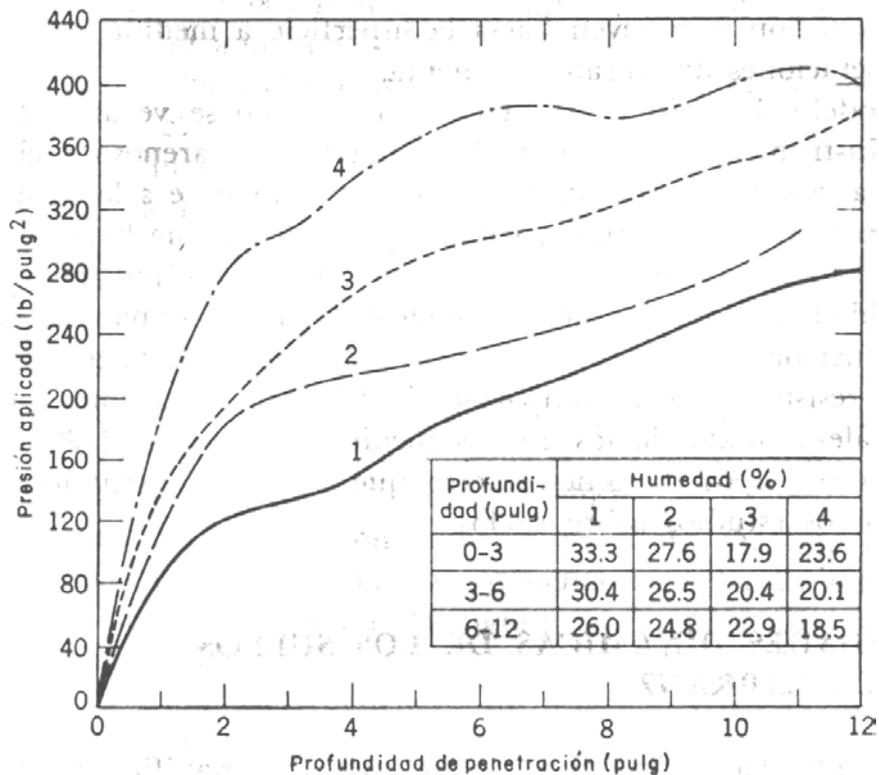


Figura 22. Efecto de la humedad del suelo en las lecturas del penetrómetro. (Shaw y Col. 1942. citado por Baver y Col., 1973)

AERACION Y ATMOSFERA DEL SUELO

Introducción

La respiración aeróbica de las raíces de las plantas implica una absorción continua de O₂ y producción de CO₂. Los procesos metabólicos de las raíces que crecen en suelos bien drenados son detenidos casi inmediatamente si el intercambio de O₂ y CO₂ es interrumpido. Un intercambio inadecuado puede disminuir los rendimientos de las plantas si dura un día y puede llegar a matar las raíces si continúa por varios días. Se afectan los procesos esenciales de la respiración, retardando tanto la absorción de agua como de nutrientes por la planta; además limita los procesos biológicos relacionados con la mineralización de la materia orgánica, y en este sentido afecta aspectos relacionados con la fertilidad de los suelos.

La aereación es el intercambio de oxígeno y anhídrido carbónico entre la atmósfera y el suelo y las raíces de las plantas. En los suelos bien drenados la mayor parte del intercambio gaseoso se da a través del suelo, mientras que en suelos saturados de agua el intercambio a través de la planta misma es de gran importancia.

Si un suelo está saturado con agua, los gases se deben mover en disolución en la misma, siendo este movimiento muy lento, bajo condiciones naturales, para ser efectivo. Si el suelo tiene poros con aire, los gases disueltos en el agua tienden hacia un equilibrio con los de la fase gaseosa. Si los poros llenos de aire se interconectan con la superficie del suelo, el intercambio gaseoso con la atmósfera puede ocurrir parcialmente a través del agua y parcialmente a través de la fase gaseosa, pero el intercambio se produce más rápidamente a través de la fase gaseosa porque la velocidad de difusión es mucho mayor que a través de la fase líquida del suelo.

Aún cuando el intercambio gaseoso puede ocurrir por movimiento de aire hacia y desde el interior de los suelos por cambios en la velocidad del viento, temperatura, presión y contenido de agua, tal intercambio, es de menor importancia comparado con el de difusión gaseosa.

Respiración en el suelo

La principal causa de la absorción de O₂ y producción de CO₂ en los suelos es la respiración por las raíces de las plantas y microorganismos. La velocidad de respiración está controlada por condiciones tales como la temperatura, suministro de agua y tipo y cantidad de tejido respiratorio.

Deherian y Demoussy, 1896 (citado por Black, 1975) encontraron durante la incubación de muestras de suelo húmedo, que la producción de CO₂ aumentaba con la temperatura desde 22° C hasta un máximo de 65° C y luego decrecía. Atribuyeron el máximo de 65°C a la actividad microbiana. La respiración de las raíces, por otra parte, aumenta rápidamente con la temperatura. Berry y Norris (1949; citado por Black, 1975) encontraron que la velocidad de respiración de raíces de cebolla era 3 veces mayor a 30°C que a 15°C.

En relación con las condiciones hídricas del suelo, la población microbiana del mismo tiene un rango de adaptación mayor que las plantas superiores. Pueden llevar a cabo la respiración en suelos demasiados secos para el crecimiento de las plantas, así como en suelos saturados de agua. En suelos relativamente secos hay un amplio espacio poroso ocupado por aire, que permite un rápido intercambio gaseoso, y por lo tanto, la respiración de los microorganismos no es competitiva con las plantas. En suelos mojados, el intercambio gaseoso es lento, y la respiración de los microorganismos puede ser suficiente para agotar el suministro de O₂ en el suelo en un período tan corto como un día. Algunas plantas y microorganismos están adaptados a condiciones anaeróbicas.

En el cuadro 5 se ilustra la importancia relativa de las plantas y organismos del suelo en el consumo de O₂ en el suelo bajo condiciones favorables para el crecimiento vegetal.

Las medidas se realizaron en el campo. De los resultados se deduce que la mayor parte del O₂ fue consumido por procesos que se llevaron a cabo en el suelo en ausencia de plantas superiores. El resultado aún puede ser más significativo si se considera el hecho de que la población de microorganismos en el suelo es mayor en la vecindad de las raíces, por lo que se debe suponer que el efecto del cultivo en el aumento del consumo de O₂ se debe en parte a los microorganismos asociados a las superficies radiculares.

El cuadro 5 también provee datos sobre la magnitud de los volúmenes de O₂ y CO₂ que deben intercambiarse por día entre el suelo y la atmósfera. Si tomamos por ejemplo, un consumo de O₂ de 10 litros por m² y por día corresponde a un volumen de 50 litros de aire. Si suponemos que la respiración es uniforme a través de un metro de profundidad del suelo, y el espacio poroso con aire comprende el 20% del volumen total del suelo, o sea 200 litros de aire, el consumo de O₂ por respiración sería del 25% del total presente por día. Este cálculo es teórico y los valores reales de capacidad para el aire de distintos tipos de suelos son menores, como se verá en el parágrafo siguiente.

Cuadro 5.- Consumo de O₂ en suelo, en presencia y ausencia de un cultivo (Hawkins, 1962; citado por Black, 1975)

SUELO	Lts. de O ₂ consumidos por m ² y por día		
	Total en presencia de un cultivo	En ausencia de un cultivo	Diferencia debida al cultivo (1)
Franco arcilloso arenoso	7.6	4.8	2.8
Orgánico	13.0	9.4	3.6

(1) Papas en el suelo franco arcillo arenoso y tabaco en el suelo orgánico.

Capacidad para el aire

Para estudiar y obtener información de la aereación del suelo se realizan dos clases de medidas, que a su vez caracteriza dos parámetros distintos del aire del suelo, unas cuantitativas y otras cualitativas. La más simple de ambas, es la medida de la cantidad, o sea la fracción del volumen del suelo ocupada por

aire bajo condiciones específicas tales como un contenido de agua determinado (succión de matriz 1/3 ó 1/10 atm). El segundo tipo de medidas del aire del suelo es la determinación de su composición.

El porcentaje del volumen para el aire fue designado por Baver (1956), como capacidad para el aire. Kopecky, 1927, citado por Baver, 1956, define la capacidad para el aire como la «cantidad de aire que queda en el suelo luego que el mismo se ha llevado a un contenido de agua correspondiente al de capacidad de campo» (agua retenida en el suelo luego que el mismo se ha saturado y dejado de drenar por 24 horas). En otras palabras, la capacidad para el aire es equivalente al volumen de los poros no capilares (macroporos).

Relación entre la capacidad para el aire y algunas propiedades físicas

Los factores que afectan la porosidad de los suelos se han mencionado en la parte 2. Las arenas y las turbas contienen poros grandes y tienen alta porosidad no capilar (macroporosidad). Es un hecho aceptado que la mayoría de los suelos arenosos tienen demasiado buena aereación, en desmedro de una adecuada capacidad para retener agua. Las arcillas tienen capacidades para el aire bastante menores, por lo cual para un buen crecimiento vegetal en los suelos arcillosos, uno de los principales requisitos es una aereación adecuada.

Cuadro 6.- Relación entre la capacidad para el aire y algunas propiedades físicas (Kopecky, 1927; citado por Baver, 1956)

Tipo de suelo	Partículas menores de	Porosidad total %	Porosidad capilar %	Capacidad para el aire (macroporos)%
Arcilloso pesado compacto	86.7	48.0	47.6	0.4
Franco arcilloso	67.2	46.1	41.1	5.0
Franco arcilloso	53.4	40.7	33.9	6.8
Franco compacto	46.5	41.1	34.9	6.2
Franco friable	42.6	49.3	37.1	12.2
Arenoso muy fino	48.4	49.3	39.3	10.0
Franco arenoso fino	39.6	49.5	34.6	14.9

Los resultados obtenidos por Kopecky (1927) de la capacidad para el aire de un grupo de suelos (cuadro 6) muestran la correlación con la textura. Estos datos sugieren que el incremento de la capacidad para el aire está en cierta medida correlacionado con la textura, pero también, que dicha relación puede o no cumplirse, dependiendo de la estructura. Así vemos que para una misma textura, franco, la capacidad para el aire varía entre 6.2% en el suelo compactado hasta 12.2% en el suelo friable. Los resultados también puntualizan el hecho de que la capacidad para el aire de los suelos no está necesariamente relacionada con la porosidad total.

Un aspecto de importancia práctica que cabe señalar, es el que el carácter del espacio poroso es un índice que permite interpretar la necesidad de drenaje de los suelos. Kopecky estudió esta relación y estableció que todos los suelos que tienen una capacidad para el aire menos de 10% por volumen necesitan drenaje artificial. Esto se comprende mejor si se tiene en cuenta que la percolación de agua a través del suelo es función de la cantidad y tamaño de los poros mayores. Por lo tanto, implica que la capacidad de suelos para eliminar naturalmente el exceso de agua, así como su necesidad de drenaje artificial está correlacionada con la macroporosidad o capacidad para el aire.

Si las partículas de arcilla están empaquetadas muy juntas, como sucede en un suelo compactado, no quedan poros grandes para la aereación. En cambio, si un suelo arcilloso está bien agregado tendrá suficientes poros grandes entre los agregados para dar una capacidad para el aire adecuada para el

crecimiento vegetal. Doiarenko mostró que el tamaño de los agregados es un factor importante que regula la macroporosidad (cuadro 7). se ve que los agregados menores de 0.5 mm de diámetro daban una capacidad para el aire de sólo 2,7%, en tanto que esa capacidad aumentaba a 29,6% cuando los agregados eran del tamaño de arena muy gruesa (1 a 2 mm). Existe, sin embargo, un límite por encima del cual la capacidad para el aire no puede aumentarse aunque se aumente el tamaño de los agregados.

Es indudable que el estado de agregación de los suelos es muy importante en la determinación de su capacidad para el aire.

La capacidad para el aire de los suelos pesados se puede aumentar por el agregado de materia orgánica, cenizas o arena. La adición de materia orgánica, en forma de residuos, abono o turba, parece ser el medio más práctico para mejorar las relaciones de aereación de los suelos arcillosos. Según experiencias de la Universidad de Ohio (Baver, 1956) sobre la influencia de distintos tratamientos de cenizas y abono orgánico en el espacio poroso de los suelos se concluyó que las cenizas aumentaban la capacidad para el aire, pero disminuían la capacidad de retención de agua. Por otro lado, el abono orgánico aumentaba tanto la porosidad total como la capacidad para el aire.

Cuadro 7.- Relación entre la porosidad del suelo y tamaño de agregado (Doiarenko, Krause, 1931); citado por Baver, 1956)

	Diámetro de agregados en mm.			
	menores de 0.5	1-2	2-3	3-5
Porosidad total %	47.5	54.7	59.6	62.6
Macroporosidad %	2.7	29.6	35.1	38.7
O ₂ % contenido en el suelo	0.1	5.7	6.7	7.5
O ₂ % contenido en el aire del suelo	5.4	19.3	19.4	—

La macroporosidad del suelo superficial es una propiedad muy dinámica; cambia con las condiciones climáticas, intensidad de labores y sistema de cultivos. Las labores culturales generalmente aumenta la porosidad total y la capacidad para el aire en los suelos muy compactos. Por otro lado, una pulverización extrema y compactación por rodillo pueden provocar una disminución en la macroporosidad. El impacto de las gotas de lluvia tiende a dispersar las partículas y produce una compactación superficial (encostramiento), lo cual causa una disminución en la porosidad, especialmente en los poros no capilares.

Es importante recalcar que el efecto más importante del deterioro de la estructura de las capas superficiales es el descenso de la capacidad para el aire. Esto conduce a una pobre aereación, se reduce la actividad biológica y disminuye la capacidad o velocidad de infiltración del agua de lluvia. Si el suelo ha sido compactado en condiciones de humedad excesiva, la capacidad para el aire puede llegar a ser casi cero. La capacidad para el aire de los suelos puede verse incrementada también por las grietas debidas a contracción de las arcillas, por las raíces y por la fauna del suelo.

Experimentos de Baver y Farnsworth (1940) en la producción de remolacha en un suelo arcilloso del NW de Ohio demostraron que su capacidad para el aire puede ser incrementada sustancialmente por un adecuado tratamiento en la preparación de la tierra para el cultivo. El suelo se encuentra en una topografía plana y el drenaje es un factor limitante. La adición de materia orgánica y el laboreo en camellones para elevar la sementera por encima del agua que pudiera acumularse en el campo dio un gran aumento de la macroporosidad. Los resultados se ven en el cuadro 8.

Cuadro8.- Experimentos de Bayer y Farnsworth, 1940; citado por Bayer, 1956, en la producción de remolacha en suelo arcilloso

Parcela N°	Tratamiento	Macroporosidad en % en volumen (0 a 10 cm)	
		Junio 11 1940	Setiembre 23 1940
D-2	Arada otoño 1939, parcela dejada plana	10.3	3.5
D-4	Arada otoño 1939, 10 con abono enterrado, parcela plana	15.2	11.8
E-3	Arada otoño, parcela en camellones	22.6	18.5
E-4	Arada otoño, parcela en camellones y cubierta de paja después del entresaque de remolachas	25.3	25.2
E-13	Arada otoño, 20 ton. abono enterrado, parcela plana	10.4	8.7
E-14	Arada otoño, 20 ton. abono disqueado en la superficie en primavera, parcela plana	16.8	13.9
E-22	Arada primav. parcela plana	15.9	3.9

Del cuadro surge, en primer lugar, que las parcelas dejadas planas y sin materia orgánica (D-2 y E-22) sufrieron un deterioro casi completo de la estructura y capacidad para el aire de Junio a Setiembre (hemisferio norte).

Por otro lado, el agregado de abono no sólo aumentó la capacidad para el aire, sino que se mantuvo durante la estación de crecimiento (D-4, E-13 y E-14); asimismo la disecada del abono en superficie tuvo mayor efecto (E-14) que arando y enterrándolo. El laboreo en camellones llevó a relaciones ideales el espacio poroso; la estructura se mantuvo estable en estas parcelas, debido a que el agua después de las lluvias no permaneció en los camellones.

En los experimentos citados anteriormente, se vio que a medida que se incrementaba la aereación, aumentaban los rendimientos de remolacha, tanto el total como el porcentaje de azúcar. Por ejemplo, los datos obtenidos indican que para una capacidad para el aire de 2%, el rendimiento fue de 2-4 ton/há. y hubo una pérdida del 50% de la población de plantas; para una macroporosidad de 8%, el rendimiento fue de 7-11 ton/há y las pérdidas fueron 12-16%.

En contraste con todo lo expuesto acerca de la importancia y la necesidad de una adecuada aereación para el crecimiento vegetal, existe falta de información sobre los requerimientos y respuesta de los diversos cultivos en este aspecto.

Se han realizado algunas determinaciones de la capacidad para el aire en suelos del sur y litoral del país, formados sobre lodolitas cuaternarias y limos de Fray Bentos respectivamente. Si bien la información es escasa aún y no permite evaluar esta propiedad, el cuadro 9 da algunas cifras a los efectos de tener una idea al respecto.

Composición del aire del suelo

El segundo tipo de medidas para caracterizar el aire del suelo es la determinación de su composición. Esta depende fundamentalmente de la intensidad de los procesos biológicos y de la facilidad con que se renueva por intercambio con el aire atmosférico.

Usualmente, los análisis que se hacen para investigar la aereación son los del contenido de O₂, CO₂ y N₂ más gases inertes en un volumen dado. Originalmente se determina por análisis químico; ahora se usan además los métodos físicos, la cromatografía, etc.

Los principales componentes del aire del suelo son los mismos que aquellos de la atmósfera; N₂, O₂, CO₂, gases inertes y vapor de agua. Sustancias tales como metano e hidrógeno existen en cantidades insignificantes.

Cuadro 9.- Capacidad para el aire en suelos del sur y litoral del país (Durán y Kaplan, 1965 y García, Kaplan, 1974).

Tipo de suelo	Profundidad en cm.	Porosidad total, %	Macroporosidad, %	
Suelo Sayago (sobre Lodolitas) Hor. A franco arcillo limoso	2,5 - 11	52.0	11.0	
	13 - 21	49.0	7.0	
	Hor. B ₂ arcillo limoso	25 - 33	49.0	2.0
		38 - 46	47.0	1.0
Suelos de la Escuela Paysandú sobre limos de Fray Bentos				
Suelo 2a Hor. A ₁ franco arcilloso	2,5 - 11	46.0	9.3	
Suelo cultivado del Dpto. de San José				
Hor. B ₂ arcilloso	28 - 36	43.6	7.9	
Suelo 4a Hor. A ₁ franco arcillo limoso	2,5 -	55.8	11.0	
Hor. B ₂ arcilloso	5 - 58	46.4	0.2	
Suelo 2 Hor. A ₁ franco arcilloso en campo natural (4,8% M.O.)	2,5 - 11	50.4	8.1	
cultivado (3.8% M.O.)	2,5 - 11	45.7	7.2	
Hor. A _p franco compactado	4 - 12	45.0	3.3	
	4 - 12	49.1	12.5	

Desde el punto de vista cuantitativo, la principal diferencia entre el aire del suelo y el de la atmósfera, es el contenido de CO₂. El porcentaje de CO₂ de la atmósfera es alrededor de 0.03%; los contenidos extraídos de las capas superficiales de suelos bien aereados fluctúan entre 0.2 y 15 de CO₂ aunque se han encontrado valores aún mayores bajo ciertas circunstancias.

El contenido de O₂ de la atmósfera es 21%, en tanto que en el suelo los porcentajes son menores aunque esta diferencia es relativamente pequeña, a menos que por alguna circunstancia el suelo haya sido enriquecido con CO₂ por encima de los valores usuales de 0.2 a 1%.

Bajo condiciones aeróbicas el volumen de CO₂ producido en el suelo es aproximadamente igual al volumen de O₂ consumido, por lo que la suma del porcentajes de CO₂ y O₂ es aproximadamente el mismo en el aire del suelo que en la atmósfera. Sin embargo, si el suelo está inundado (como en un cultivo de arroz) no contiene aire en el sentido usual de la palabra. En su lugar los gases de la atmósfera se disuelven en el agua de las capas superficiales y son arrastrados en profundidad. El O₂ disuelto se consume en los primeros centímetros del suelo y se producen gases tales como CO, NO₂, metano, CO₂ y H₂ que salen a la superficie en forma de burbujas (la cantidad de estos gases producidos es mayor

que el O₂ que entra al suelo). Esas burbujas si bien contienen todos los gases mencionados, están compuestas fundamentalmente por N₂ que deriva del N₂ atmosférico disuelto en el agua.

El grado en que difieren el aire del suelo y el atmosférico está determinado por la velocidad con que se consume el O₂ y se produce otros gases, y por la velocidad del intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera.

El consumo de O₂ y la producción de CO₂ generalmente son mayores en la parte superior del suelo y es allí también donde la velocidad del intercambio gaseoso es mayor. El resultado neto es que la semejanza entre la composición del aire del suelo y del atmosférico es mayor en las capas superficiales y cada vez se diferencia más a medida que aumenta la profundidad. La figura 23 ilustra como se aparta la composición de aire del suelo del atmosférico, a medida que aumenta la profundidad hasta la zona de agua libre, para dos suelos. También se observa la relación complementaria entre el O₂ y el CO₂, sí como la asociación que existe entre la composición del aire del suelo con la capacidad para el aire en ambos suelos, a diferentes profundidades. Se puede observar que el suelo A tiene mayor volumen de aire y mayor porcentaje de O₂ en el aire que el suelo B.

Para una velocidad dada de consumo de O₂ y de producción de CO₂ en el suelo, la diferencia de composición entre el aire del suelo y el atmosférico disminuye con el aumento en la velocidad de difusión. La velocidad de difusión aumenta algo con la temperatura y es aproximadamente proporcional a la parte del volumen del suelo ocupada por espacio poroso libre, como se verá en la sección V.

Se han hecho varias experiencias para ver el efecto de la composición del aire del suelo en diversos cultivos. Una manera de estudiar ese efecto es por pasaje de mezclas conocidas de gases. Stolwijk y Thimann (1957; citado por Black, 1975) usando aire enriquecido a diferentes grados con CO₂ observaron cierta inhibición en el desarrollo radicular de porotos, girasol y avena. En experimentos similares con tabaco, Harris y Van Bavel (1957, citado por Black 1975) encontraron que cuando el O₂ se reducía en la mezcla de un 20% a un 15 ó 10%, y en ausencia de CO₂ la respiración de las raíces no disminuía sensiblemente mientras que cuando esa misma reducción (15% de O₂) se daba en presencia de 5% CO₂, la respiración descendía considerablemente. Estos resultados indican que la respuesta de las raíces frente a la pobre aereación, fue principalmente una respuesta a la toxicidad del CO₂.

Grable y Danielson (1965, citado por Black 1975) estudiaron los efectos del O₂ y CO₂ en el crecimiento radicular en maíz y soja. Sus resultados, indican, en contraste con los experimentos anteriores que la respuesta de las raíces a la pobre aereación no fue principalmente una respuesta a la toxicidad del CO₂. La velocidad de crecimiento radicular en la soja fue mayor cuando el suelo era aereado con una mezcla de gases conteniendo 5% de CO₂ que cuando contenía 0.03%.

En términos generales los resultados experimentales muestran que la inhibición del crecimiento u otras funciones está asociado con un aumento en la concentración de CO₂ y una disminución de la concentración de O₂. Sin embargo, las experiencias contradictorias vistas anteriormente y otros resultados experimentales recientes, indican que la composición del aire del suelo, no es un buen índice de la aereación para el crecimiento vegetal.

Recientemente, la tendencia es a usar menos la composición del aire del suelo como un índice de la aereación y a usar la velocidad de difusión del O₂ en el agua del suelo. Existen dos razones importantes que explican este cambio. La primera es que es cuestionable la validez de los datos sobre la composición del aire del suelo obtenidos a partir de las muestras de aire extraídas por succión (Taylor y Abrahams 1953, citado por Black 1975).

En segundo término, estudios más detallados sobre las condiciones existentes en los suelos, llevaron a desarrollar el concepto de que el aire del suelo no tiene toda la importancia que se le asignaba en la aereación del mismo. Esto se debe al hecho de que el protoplasma de las raíces, donde se consume O₂ y se produce CO₂, está separado del aire del suelo por un «film» de agua. Por lo tanto, la aereación del suelo para el crecimiento radicular involucra la transparencia de O₂ y CO₂ a través del agua así como del aire.

Las velocidades de difusión de O₂ y CO₂ en el aire son relativamente altas. Sin embargo, debido a efectos de solubilidad, las concentraciones de O₂ y CO₂ en el agua del suelo son bastante diferentes del aire, particularmente en lo que se refiere al O₂. Debido a estos efectos de solubilidad y difusión, las concentraciones de O₂ y CO₂ de la solución en contacto con el protoplasma radicular puede ser bastante diferentes de las existentes en la interfase agua-aire. Es así que para una concentración constante de O₂ en el aire del suelo, el suministro de O₂ al protoplasma radicular decrecerá con un aumento en el contenido de agua del suelo, debido al aumento en la distancia de difusión a través del agua (grosor del «film» de agua).

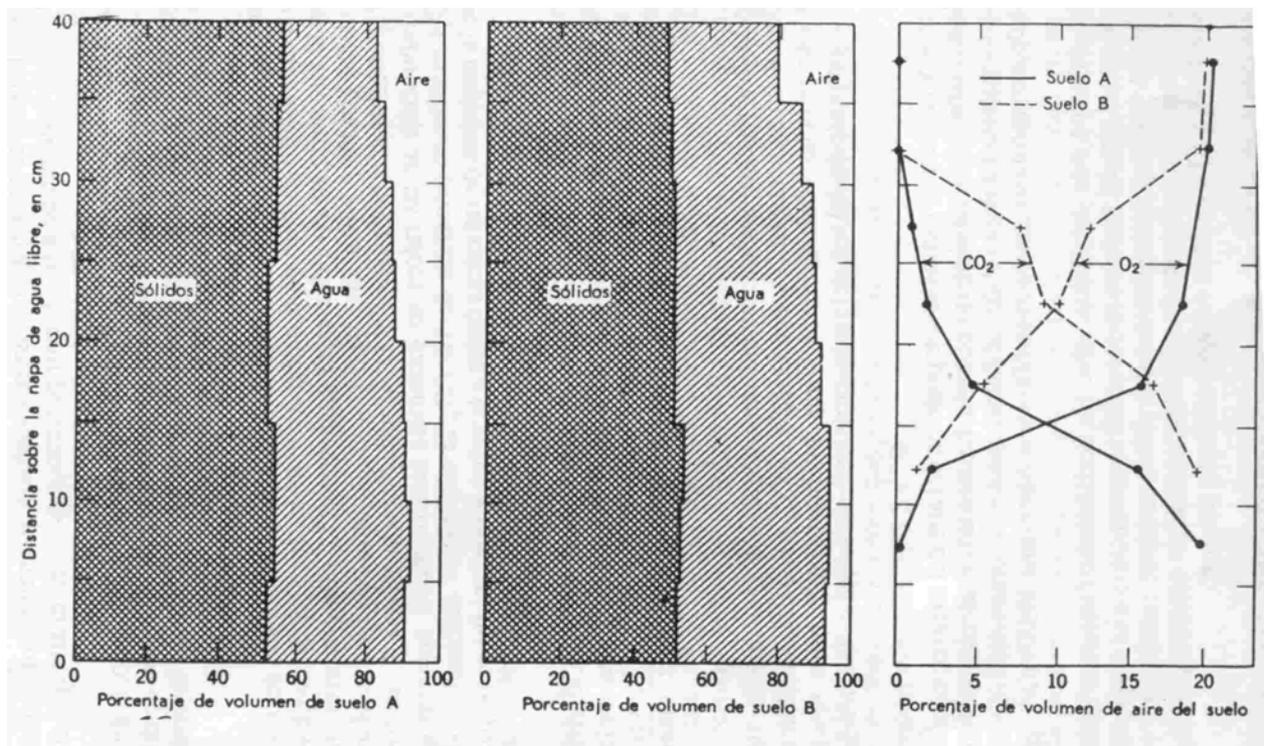


Fig. 23. Volumen porcentual de dos suelos que contienen sólidos, agua y aire y % de oxígeno y anhídrido carbónico en el aire a distintas distancias por encima de la napa freática. (Kristensen y Enoch, 1964). citados por Black, 1975. El suelo A contenía 85% de arena , 7 % de limo, 6 % de arcilla y 2,3 % de materia orgánica, El suelo B contenía 67% de arena , 15 % de limo, 16 % de arcilla y 2,5 % de materia orgánica. Se mezclaron por separado los suelos antes de ponerlos en las columnas y se efectuaron las mediciones después de una semana a 23 ° C.

Factores que afectan la composición del aire del suelo

Propiedades del suelo

Los principales efectos de las propiedades del suelo están asociados con aquellos factores que mejoran la capacidad para el aire y la permeabilidad de los suelos. Estas son: textura, estructura, cantidad de agua y contenido de materia orgánica.

Boynton y Reuther (1938, Baver, 1956) estudiaron el efecto de la humedad y la profundidad sobre la composición del aire del suelo en O₂ y CO₂. Los resultados obtenidos indican que cualquiera sea la estación del año, el porcentaje de CO₂ aumenta con la profundidad. Lo inverso sucede con el O₂.

Es interesante ver las variaciones del O₂ por debajo de los primeros 30 cm del suelo en relación a la humedad. Durante los meses de invierno el contenido de O₂ varía de 0.15 a 0.25%. Cuando el suelo se seca el O₂ de las capas inferiores aumenta rápidamente.

Los resultados de varios investigadores indican amplias variaciones en los contenidos de O₂ y CO₂ en diversos suelos. Cabe remarcar sin embargo, que cualquier característica de los suelos que sea responsable de una gran capacidad para el aire, tal como una textura gruesa o una estructura granular estable, favorecerá un contenido mayor de O₂ y menor de CO₂ del aire del suelo. Esta relación está asociada con la facilidad de renovación del aire.

Efecto de los cultivos y del laboreo

La presencia de plantas tiende a reducir el contenido de O₂ del aire del suelo y a aumentar la cantidad de CO₂. Moller (1879, Baver, 1956) demostró que el aire del un suelo cultivado contenía alrededor de 10 veces más CO₂ que una tierra en barbecho. El cuadro 10 ilustra este aspecto, así como la adición de abono.

Russell y Appleyard el mayor CO₂ a un intercambio desfavorable más que la respiración de las plantas.

Cualquier tratamiento del suelo que aumente el espacio aéreo tal como labores de arada, de subsolación, supuesto que el aumento persista durante un cierto período de tiempo, reduce el contenido de CO₂ y aumenta el de O₂. Contrariamente, cualquier operación que reduzca el espacio poroso tal como los pases de rodillo, aumenta el contenido de CO₂ y por ello disminuye a menudo de pH del suelo.

Cuadro 10.- Efecto del cultivo y abono en el contenido de CO₂ del aire del suelo (Russell y Appleyard, 1915, por Bayer, 1956).

Tratamiento	% de CO ₂ en el aire del suelo en diferentes fechas (hemisferio norte)				
	Mayo 15	Mayo 25	Junio 10	Julio 7	Julio 27
En barbecho sin abono	0,10	0,07	0,08	0,08	0,09
En barbecho con abono	0,22	0,32	0,17	0,36	0,35
Cultivo de trigo	0,61	0,32	0,35	0,48	0,30

Las praderas artificiales de duración muy larga pueden también estimular e incrementar la población de lombrices minadoras cuyos túneles contribuyen a la aereación del subsuelo. Sin embargo esas especies no están en cantidades importantes en tierras de praderas.

Materia orgánica y actividad biológica

Los suelos turbosos contienen generalmente más CO₂ que los suelos minerales. Los datos del cuadro 10 muestran que el agregado de abono aumenta la cantidad de CO₂ en el aire del suelo. La descomposición microbiológica es un factor importante en la producción de CO₂. Es evidente que las grandes diferencias en la concentración de CO₂ del aire del suelo ocurren como resultado de variaciones en la actividad microbiológica. Un ejemplo de la importancia de la misma se vio en el cuadro 1.

Variaciones estacionales

Los datos del cuadro 10 muestran que existen variaciones estacionales en la composición del aire del suelo. Esas variaciones son debidas a los cambios de temperatura y humedad.

Las investigaciones de Boynton y Reuther muestran que el contenido de CO₂ en las capas superficiales es menor en los meses más fríos y mayor en los más cálidos. La baja actividad bacteriana del invierno es responsable de la baja producción de CO₂.

Los bajos porcentajes de O₂ de las capas subsuperficiales están asociados con altos porcentajes de humedad resultado de pocas pérdidas en forma de vapor durante el invierno y primeros meses de primavera. El contenido de O₂ en el subsuelo no aumenta materialmente hasta que el suelo se seca durante el verano.

Russell y Appleyard estudiaron en detalle las causas de esas fluctuaciones en Inglaterra y llegaron a la conclusión de que esas variaciones eran debidas principalmente a las fluctuaciones en la velocidad de cambios bioquímicos. El máximo porcentaje de CO₂ se observó al final de la primavera y otoño y el mínimo se encontró en verano e invierno.

Intercambio gaseoso y factores que lo afectan

La mayoría de los datos obtenidos han demostrado que las cantidades de O₂ y CO₂ de las capas superiores de los suelos no varían mucho. La renovación del aire del suelo se da por difusión y por cambio en las condiciones meteorológicas; temperatura, presión, viento, lluvia, etc. La influencia de los factores meteorológicos es intermitente.

Efecto de la temperatura del suelo

La temperatura puede afectar de dos maneras: a) existen diferencias de temperatura entre las distintas capas de los suelos. Es probable que la contracción y expansión del aire en los poros, así como la tendencia del aire caliente a moverse hacia arriba puede causar intercambio gaseoso entre los horizontes y también con la atmósfera; b) el suelo y la atmósfera tienen generalmente temperaturas diferentes. Esto permite un intercambio gaseoso entre la atmósfera y el aire de las capas superficiales del suelo.

A pesar de estas las diferencias en temperatura no tiene primordial importancia en el intercambio gaseoso.

Efecto de la presión

De acuerdo con la ley de Boyle, cualquier aumento en la presión de la atmósfera causaría una disminución en el volumen del aire del suelo. Esto permitiría que una cantidad equivalente de aire atmosférico penetrara en los poros del suelo. Por otro lado, cualquier disminución en la presión produciría una expansión del aire del suelo y provocaría su salida. Todos estos efectos dependen de la magnitud de los cambios en la presión. Sin embargo, las fluctuaciones en la presión atmosférica tienen poca influencia en la aereación del suelo.

Acción del viento

Se piensa que los efectos de presión y succión que producen los vientos fuertes ejercen cierta influencia en la renovación del aire del suelo. Se ha calculado que la acción del viento no es responsable más que de una pequeña proporción del intercambio gaseoso.

Efecto de la lluvia

La infiltración del agua de lluvia en el suelo puede causar la renovación del aire de dos maneras diferentes: 1º) por el desplazamiento del aire de los poros por agua, la cual luego es nuevamente desplazada por aire; y 2º) por el transporte de O₂ disuelto en el agua.

Si el agua desplaza una elevada proporción del aire de los poros puede darse intercambio gaseoso completo. Sin embargo, en varias instancias queda atrapado una considerable cantidad de aire, que no es forzado a salir por el agua que infiltra. La renovación del aire del suelo por el agua de lluvia es periódica, dependiendo de la distribución de las lluvias.

Efecto de la difusión

Buckingham (1904, citado por Baver 1956), fue un de los primeros investigadores que aplicó la teoría cinética de la difusión de los gases a la aereación del suelo. Dado que, según esa teoría, las moléculas de los gases están en movimiento en todas direcciones, dos gases se mezclan cuando las moléculas de cada gas se mueven en el espacio ocupado por el otro. Este proceso es llamado difusión .

Considerando que el aire del suelo tiende a contener más CO₂ y menos O₂ que la atmósfera, el proceso de difusión en los suelos consiste en el movimiento del CO₂ hacia la atmósfera y del O₂ desde la atmósfera al suelo. Hay una tendencia del aire del suelo a aproximarse a la composición de la atmósfera.

Buckingham aplicó el término constante de difusión para designar la velocidad del flujo de los gases a través del espacio poroso como resultado de los movimientos cinéticos. Esta constante fue definida como los cm³ promedio de cada uno de los gases que pasaría en dirección opuesta a través de una capa de suelo de un cm. de espesor, por segundo y por cm² de sección transversal, cuando la presión parcial de cada gas fuera 1 mm de Hg menor de un lado que de otro de la capa. Cada gas difunde a través de la capa de suelo hacia el lado en que su presión parcial es 1 mm de Hg menor.

Buckingham estudió la difusión del aire y CO₂ a través de capas de varios suelos a diferentes contenidos de humedad. También midió la transmisión del aire y CO₂ a través de las mismas capas bajo pequeñas presiones. Se determinó el espacio poroso libre de agua. Se encontró una correlación positiva entre el espacio libre (el espacio poroso total no ocupado por agua) y la constante de difusión. El agregado de agua al suelo causa grandes descensos en la velocidad de difusión.

Hannen (1892, citado por Baver 1956) mostró que el área transversal total del espacio poroso es el principal factor que afecta la difusión del CO₂. En base a estos datos Buckingham expresó la relación entre la velocidad de difusión y el espacio poroso libre por medio de la siguiente ecuación:

$$D = k \cdot S^2$$

en donde:

D = es la constante de difusión

S = espacio poroso libre de agua

k = constante de proporcionalidad o coeficiente de difusión, cuyo valor es 2.16×10^{-4}

El valor del coeficiente de difusión varía directamente con el cuadrado de la temperatura absoluta e inversamente con la presión total. Esta expresión indica que la velocidad de difusión se reduce a 1/4 cuando el espacio poroso se reduce a la mitad.

Aparentemente el único factor que controla la velocidad de difusión es el espacio poroso, ya que la textura, estructura y contenido de humedad del suelo no afecta materialmente la difusión, salvo por afectar el espacio poroso.

Para un espacio poroso dado, el volumen de CO₂ que difunde del aire del suelo hacia la atmósfera es proporcional al gradiente de concentración de CO₂; sin embargo, la velocidad de difusión no está afectada por el gradiente de concentración del CO₂.

Factores del suelo que afectan la difusión

El proceso de difusión es un proceso continuo, mientras el espacio poroso no sea cero. Los cambios en el espacio poroso pueden ser causados por compactación o por saturación de los poros con agua. La difusión se detiene prácticamente a un 80% de saturación.

Romell (1922, Baver 1956) mostró que en los suelos de texturas finas que tienen una alta capacidad de retener agua se restringe considerablemente el proceso de difusión en condiciones naturales. Sugirió que el coeficiente de difusión puede descender a la mitad o un tercio del proceso libre.

Se ha demostrado también que la presencia de una capa compactada en la parte superficial del suelo restringe la velocidad del CO₂ desde las zonas profundas hacia la atmósfera. Taylor (1949) estudió el efecto de los diferentes contenidos de agua en la difusión. Investigando la difusión en suelos a distintas tensiones de humedad, observó que la difusión es muy pequeña a tensiones menores de 20 cm de agua (0,02 at). Cuando las tensiones son mayores de 30 cm de agua el efecto de la humedad en la difusión es pequeño. Esto se explica por el hecho de que el agua está retenida a bajas tensiones en los poros mayores, y cuando estos poros (poros libres) se saturan con agua, se produce sólo un pequeño cambio en la tensión, pero que corresponde a una reducción muy marcada en el espacio disponible para la difusión.

Taylor también observó que la difusión disminuye con un aumento en la densidad aparente del material. Sin embargo, el tipo de partículas tienen una influencia importante en la porosidad; en consecuencia la Densidad aparente no es un muy buen índice para estimar el movimiento del aire en el suelo.

Permeabilidad de los suelos para el aire

Desde que los procesos de difusión explican aparentemente la mayor parte de la aereación de los suelos se podría esperar una estrecha relación entre los factores que afectan la velocidad de difusión y los que determinan la permeabilidad para el aire. Varios investigadores han demostrado que la permeabilidad disminuye con la profundidad del suelo y cuando aumenta el contenido de agua. La permeabilidad aumenta con el número y tamaño de los poros del suelo.

Nivel de aereación en los suelos

La forma más directa de investigar la aereación de un suelo es determinar la respuesta de las plantas frente a una mejora en la aereación. Esta se puede mejorar por un aumento en el volumen de poros con aire o por un aumento en el volumen de poros con aire o por un aumento de la eficiencia de los poros existentes. El volumen total de poros con aire puede ser aumentado en forma práctica por una mejora en la estructura del suelo o en el drenaje.

La eficiencia de los poros se puede aumentar por dos caminos: a) determinando la mejora en el crecimiento vegetal mejorando la aereación forzada mejora el crecimiento, la aereación es presumiblemente inadecuada, siempre que el tratamiento no cambie las condiciones del suelo. Si no hay una mejora en el crecimiento se supone que la aereación es adecuada; b) suplementando con O₂ en forma de peróxido. Melsted et al (1948, citado por Black 1975) usaron esta técnica, a la vez que la de flujo de aire forzado, suplementando con peróxido de hidrógeno en el agua de irrigación, con resultados similares a los obtenidos con la aereación forzada. Los resultados figuran en el cuadro 11.

Si el crecimiento mejora usando el aire forzado, se presume que es adecuada la cantidad de O₂ y que el CO₂ no está en exceso.

Cuadro 11.- Nivel de aereación en el suelo

Tratamiento	Rendimiento por ha en ton métrica	
	Maíz	Soja
Testigo	5.9	2.8
Aire forzado	9.0	3.0
Peróxido de H	8.9	3.3

Respuesta de las plantas a la aereación

La respuesta de las plantas a las condiciones de aereación de los suelos ya se ha considerado a través de las secciones precedentes. A continuación se enfatiza las respuestas de las plantas.

En la respiración aerobia, los moles de CO₂ desprendidas son aproximadamente igual a los moles de O₂ absorbidas. La evolución del CO₂ excede el consumo de O₂ en la respiración parcialmente anaerobia y la respiración anaerobia tiene lugar sin consumo de O₂.

Las raíces de las plantas parecen estar adaptadas a la respiración aerobia, sin embargo una respiración parcialmente anaerobia tiene lugar si hay deficiencia de O₂. La figura 24 muestra los resultados de medidas de respiración de raíces de cebollas a 15°C y a 30° C, en presencia de distintas concentraciones de O₂ en la mezcla gaseosa usada para la aereación. La velocidad de respiración, indicada por el consumo de O₂ y evolución de CO₂, decrece a bajas concentraciones de O₂.

La respiración a 15°C fue aerobia excepto para la concentración de O₂ más baja, pero la respiración a 30°C fue parcialmente anaerobia para todas las concentraciones de O₂. La concentración de O₂ requerida para producir la máxima velocidad de respiración fue mayor a 30°C que a 15°C.

Probablemente esto se debe a que el uso metabólico del O₂ aumenta más rápidamente con el aumento de temperatura dentro de este rango, que el suministro de O₂ a las raíces a través de los «films» de agua.

Se puede esperar, por lo tanto, que los requerimientos de aereación de plantas que crecen en el suelo aumentan con la temperatura.

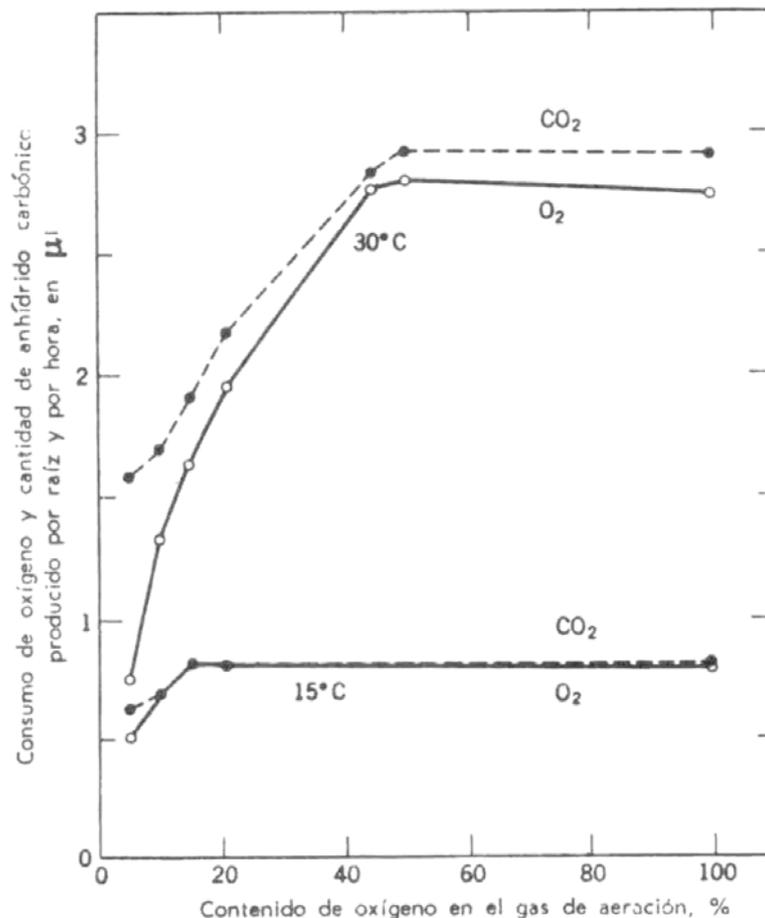


Figura 24.- Oxígeno consumido y anhídrido carbónico producido por los 5 mm de segmento final de raíces de cebolla a dos temperaturas y con distintos porcentajes de oxígeno en la mezcla de gas de aeración. (Berry y Norris, 1949).

El crecimiento de las raíces es particularmente sensible a las condiciones de aereación. La razón probablemente sea que la velocidad de respiración (y por lo tanto el consumo de O₂) es mayor en los ápices radiculares, donde ocurre el crecimiento.

6. EL COLOR DEL SUELO

El color es un carácter del suelo, fácil de observar y de uso cómodo para identificar un tipo de suelo dentro del cuadro regional o local. Generalmente está en relación con los procesos de pedogénesis o con uno de los factores de formación. Pero, por una parte, el proceso que colorea el suelo no es siempre fundamental, y por otra parte, la misma coloración, o matices vecinos bien pueden resultar de causas diferentes. Es así que ese carácter debe ser utilizado con circunspección y sabiendo que raramente tiene valor como criterio de clasificación al nivel de los grandes tipos de suelos.

Veremos a continuación las cuestiones diversas que se relacionan con el color del suelo: elementos y procesos que lo determinan, disposición en los suelos, apreciación e interpretación en el terreno.

Los elementos del color del suelo

Las principales sustancias que confieren al suelo su color son el humus, compuestos minerales como los óxidos, sulfuros, sulfatos, carbonatos. Los colores claros, es decir, el blanco el blancuzco, son debidos a la abundancia de minerales blancos o incoloros. Los horizontes superficiales de suelos evolucionados presentan bastante raramente esos tintes, salvo en los suelos de regiones secas, áridas o desérticas. Pero se encuentran más a menudo en los horizontes del subsuelo o en los suelos poco evolucionados, en los suelos esqueléticos y en los decapitados, en los que la erosión se ha llevado los horizontes superficiales. Los minerales que tienden a provocar estas coloraciones claras son la sílice, el calcáreo en un grado elevado de pureza, el yeso, los cloruros o la arcilla, también desprovista de impurezas.

Los colores negros o pardo muy oscuro son provocados por el humus o el manganeso, estando a menudo este último al estado de bióxido (MnO_2), o también por los sulfuros de hierro.

Toda la gama de coloraciones que van por una parte; desde el rojo y a veces del granate, al beige, pasando por el amarillo, el anaranjado y el pardo, y, por otra parte del gris al verde pasando por los diferentes matices del gris, son casi siempre debidas a los compuestos del hierro, sea que intervengan prácticamente solos, o que se asocien a otros elementos coloreados del suelo para dar el tinte resultante.

Se recordará aquí la naturaleza y el color de estos compuestos del hierro, constituyentes del suelo:

- * La hematita (Fe_2O_3 sesquióxido de hierro), de color rojo, estado amorfo o microcristalino.
- * La goethita ($Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$; o $FeO \cdot OH$), de color amarillo.
- * La stilpnosiderita (limonita) ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), de color amarillo.
- * El hidróxido férrico ($Fe(OH)_3$), de color rojizo.
- * El óxido ferroso (FeO), de color verde grisáceo o azulado. Sería más azul en medio alcalino y verde en medio ácido.
- * El hidróxido ferroso ($Fe(OH)_2$), de color verde grisáceo.

A estos minerales hay que agregar:

- * Los complejos ferroorgánicos de color negro, hierro-arcilla de color variable amarillo o pardo, y los complejos ternarios hierro-arcilla-humus de color pardo.
- * Los complejos ferro y ferrisilícicos, respectivamente grisáceos y rojizos.

El color de los compuestos del hierro está estrechamente unido a las condiciones del medio; traduce, al mismo tiempo que las migraciones de ese elemento, las modificaciones de estado provocadas ya sea por cambios de pH o de rH, ya sea por las variaciones de humedad, o por la circulación de las aguas del subsuelo. Entre todos estos compuestos, los más frecuentes son la hematita, la stilpnosiderita, la goethita, los hidróxidos férricos y ferrosos, los sulfuros de hierro, los complejos hierro-humus, hierro-arcilla, e hierro-silice. Algunas arenas deben su coloración negruzca a la presencia de magnetita (óxido magnético de hierro, Fe_3O_4), o de ilmenita (titanato de hierro), pero estos casos son excepcionales.

En fin, entre todos los elementos capaces de colorear el suelo, el humus, los compuestos del hierro y accesoriamente los del manganeso, son los que intervienen con más frecuencia. El manganeso está a menudo asociado al hierro, pero generalmente en menor proporción que éste.

El origen del color del suelo

Se entiende por origen, no los elementos cromógenos sino los factores o los procesos que han contribuido a asegurar su presencia y su difusión en el suelo, o si se prefiere, los factores y procesos de coloración del suelo.

Se notará, en primer término, una influencia general de la textura; los elementos colorantes actúan mucho más intensamente en los suelos arenosos que en los arcillosos. En lo que concierne a los procesos tratados en este capítulo, la mayoría de ellos se volverán a ver a propósito de las alteraciones o de las acumulaciones de sustancias, y se tratará ahora su papel en la coloración de los suelos.

El origen más simple corresponde a la persistencia en el suelo de la coloración de la roca madre. Los suelos que deben su coloración a los elementos cromógenos de la roca madre, litocromos; son generalmente pobres en humus.

Los procesos de alteración que se ejercen sobre los silicatos ferríferos o ferro-magnesianos, liberan por una parte el hierro bajo las formas minerales enumeradas anteriormente, especialmente bajo forma de hematita, goethita y stilpnosiderita, y por otra parte, el manganeso bajo forma de bióxido. Se puede observar el fenómeno examinando la zona de alteración de una roca madre eruptiva o volcánica, por ejemplo de un granito; se constatará la presencia de una aureola roja o amarilla alrededor de los cristales alterados de los silicatos ferríferos en vías de descomposición.

La oxidación y la hidratación de los compuestos ferrosos y la formación consecutiva de goethita o de stilpnosiderita con aparición de un tinte amarillento son igualmente fáciles de observar al abrir un camino excavado en arcilla; se ve después de un cierto número de meses, que la parte superficial de las arcillas expuestas, pasan del gris-azulado al gris amarillento o al amarillo sucio. Se notará igualmente, en las canteras de calcáreo macizo de color grisáceo azulado, que las partes en contacto con el aire después de cierto tiempo, por ejemplo, a lo largo de las fisuras, toman tintes más o menos amarillentos. Este pasaje del gris al amarillo causado por una oxidación y una hidratación de los compuestos del hierro difundidos en la arcilla o en el calcáreo, generalmente se produce más rápido en un suelo, donde los factores de alteración son más activos que en una roca.

Los otros mecanismos de coloración de los suelos son menos simples, porque se encuentran allí, asociados a las alteraciones, procesos de migración, y de acumulación y aún procesos de pedogénesis más complejos (procesos tipogénicos).

Es así que la rubificación representa el conjunto de los procesos que consisten en dar al suelo tintes netamente rojos, a veces muy intensos. Esta coloración está frecuentemente en relación con la presencia de óxido férrico no hidratado (hematita). El color rojizo puede también desarrollarse bajo la influencia de hidróxidos férricos más o menos impregnados de óxidos férricos, y así se encuentran intensidades de coloración equivalentes en suelos que tienen contenidos de hierro muy diferentes. A menudo, aún, suelos muy rubificados son bastante menos ricos en hierro que otros de color mucho más claro. Es por lo tanto, el estado del hierro, más que su proporción, lo que determina el color. Una coloración roja puede ser resultado de la concentración y de la acumulación de hematita proveniente de la alteración de minerales ferríferos existentes en gran cantidad en la roca madre.

En el caso frecuente en que la rubificación corresponde a un tenor de hierro moderado, se admite que ese elemento se encuentra bajo forma de complejo ferrosilícico o bien que un proceso de deshidratación haya intervenido para llevar, al menos parcialmente, los óxidos hidratados y el hidrato de hierro al estado de hematita (óxido anhidro rojo). Se piensa en efecto, que las propiedades colorantes del hierro son particularmente exaltadas bajo esos estados, y se atribuyen, especialmente, al complejo ferrisilícico el color de los suelos rojos de las regiones mediterráneas.

La lutificación comprende el conjunto de procesos que contribuyen a dar al suelo un tinte amarillo o amarillento. Los suelos de este color son a menudo calificados con el término ocre, aunque ese vocablo se aplique indiferentemente al ocre-amarillento o al ocre-rojo. El elemento cromógeno de los suelos ocre es la goethita. Esta puede resultar simplemente de fenómenos de alteración, por oxidación o hidratación, como vimos anteriormente. Puede también provenir de una liberación del hierro de complejos con el humus, cuando estos son descompuestos. Cuando a consecuencia de la destrucción del humus, el hierro se encuentra al estado de óxidos hidratados, da tonalidades amarillo-herrumbre más o menos amarillentas. La superposición de los tintes negros o pardo-negruzcos debidos al humus, y amarillo, debido a la limonita, produce coloraciones beige más o menos oscuras que tienden a menudo al pardo.

Se llama melanización a los procesos que colorean el suelo de negro. De hecho ciertos pedólogos parecen observar este término esencialmente a la acumulación de la materia orgánica y a su penetración progresiva en el perfil, que el humus, colorea de negro, o de pardo negruzco, envolviendo los elementos minerales (la etimología del término melanización no implica obligatoriamente la intervención del humus sino solamente el ennegrecimiento del suelo; del griego, melan=negro). La presencia de carbonato de sodio tiende, en los suelos alcalinos, a desarrollar igualmente tintes negruzcos debido sin duda a la dispersión del humus.

En fin los suelos hidromórficos son también a menudo negruzcos y esa tonalidad puede deberse al tenor en humus y en manganeso, estando esos dos elementos a menudo asociados, o a la presencia de sulfuro de hierro, que es capaz de añadirse a los elementos precedentes en los horizontes, profundos y a menudo inundados, de los perfiles.

La brunización o brunificación es el proceso de coloración, de los suelos de pardo. Consiste esencialmente, en la formación en medio moderadamente ácido o neutro, de complejos arcilla-humus-óxido de hierro a partir de un humus de tipo mull. El color castaño es debido a la asociación del tinte negro y pardo negruzco del humus y del tinte rojo o anaranjado de los compuestos del hierro; es tanto más oscuro cuanto más ricos en hierro y sobre todo en humus sean esos complejos.

No se ha adoptado ningún término para designar los procesos que confieren al suelo una coloración gris. Esta puede ser litocroma, puede provenir en una roca clara de la acumulación de una cantidad moderada de humus, o cuando es bastante intensa, puede revelar condiciones reductoras o de hidromorfismo.

Los procesos de decoloración también deben tomarse en consideración; son también de naturaleza diversa. El empobrecimiento de un suelo en humus es de los más frecuentes; en ciertos suelos calcáreos es bastante típico como para permitir una clasificación empírica de los suelos válida en agricultura, ya que este empobrecimiento es correlativo de una disminución de la fertilidad y de una sensibilidad mayor a los factores de erosión.

La lixiviación es otro proceso corriente de decoloración de los suelos, cuyo mecanismo es fácil de comprender ya que implica la eliminación del humus y del hierro.

Los procesos de decoloración traen a menudo al suelo a los tintes gris claro, beige, o amarillo claro, a los que se llega por un tipo de dilución de los elementos cromógenos en los suelos ricos en elementos blancos. A menudo la coloración del suelo se produce por una superposición de los elementos cromógenos que acarrea una superposición o una asociación de coloraciones. La famosa «terraroxa» del Brasil debe verdaderamente su color rojo oscuro a granate o violeta, a un fenómeno de ese género. (Roxa en portugués no quiere decir roja sino violeta). Los tintes claros, anaranjado y beige provienen de una mezcla de compuestos trivalentes Hematita, Goethita y Stilpnosiderita con elementos blancuzcos; calcáreo o arena silíceo.

Disposición del color del suelo

Es raro que el color sea el mismo para todo un perfil y, precisamente, las diferencias de tinte permiten a menudo distinguir los horizontes. En un mismo horizonte, el color puede estar al estado difuso, es decir, que a la vista no parece estar relacionado con un elemento granulométrico y que colorea uniformemente la masa del suelo. En otros casos, se puede constatar a la vista que la coloración dominante es debida a la abundancia de acumulaciones o de concentraciones más o menos grandes sobre las que aquella encuentra fijada, o a la existencia de revestimientos que envuelve las partículas de suelo y las penetran más o menos. A menudo, también se constata a lo largo de fisuras o de venas la presencia de un color diferente a la masa y que constituye una marmorización o un veteado. Cuando el suelo comprende fajas o bandas de coloración diferente, se dice que es abigarrado mientras que si el tinte diferente se limita a manchas, el suelo se dice manchado o moteado.

Examen y apreciación del color en el campo

Se comprenderá fácilmente que el color de un suelo es un índice valioso para el estudio de los fenómenos de pedogénesis; tiene un valor indicador cierto que sería irracional no tener en cuenta; se sabe, a este propósito, que el hierro se comporta a menudo como un verdadero indicador coloreado, cuyas manifestaciones son reveladoras de los mecanismos internos de la pedogénesis. A veces la coloración del suelo está en relación con el tipo genético:

- * Los suelos de las regiones áridas son pobres en humus y coloraciones generalmente claras, grises o beiges.
- * Los suelos tropicales son a menudo rubificados.
- * Los suelos sialíticos de las regiones templadas son frecuentemente brunificados por el proceso que les ha valido el nombre de «suelos pardos».
- * Los suelos hidromórficos y los suelos gley son veteados o marmorizados y a menudo oscuros.
- * Los suelos humíferos son negros o pardo oscuros.

Más frecuentemente, la coloración está en relación con un proceso subordinado de pedogénesis y puede, en este caso tomar el valor de un criterio secundario de clasificación utilizable en el cuadro de la región. De todos modos, la coloración del suelo revela la intervención de procesos o factores que el pedólogo debe tratar de identificar.

Los pedólogos están actualmente de acuerdo, para indicar el color, en emplear el Código Internacional MUNSELL. Este código se presenta bajo la forma de un libro cuyas hojas tienen los colores identificados para un sistema de letras y de cifras que dispensa de usar los nombres de colores intraducibles de un idioma a otro. Los colores MUNSELL son obtenidos por la combinación de tres variables llamadas: «hue», «value» y «chroma».

El «hue» es el color espectral dominante, en relación por consiguiente con la longitud de onda de la luz. Así 10R (R= «red» = rojo) representa una dominante espectral roja, de intensidad convencional 10 según la escala del código. El «hue» 2.5Y (Y = «yellow» = amarillo) admite una dominante - amarilla de

intensidad convencional 2.5. El hue 7.5 YR (YR = «yellow red» = amarillo = rojo, naranja) se caracteriza por un dominante naranja cuya intensidad, así como las proporciones de amarillo y de rojo están definidas por las convenciones de la escala MUNSELL. Este componente fundamental, el «hue», varía en tonalidad siguiendo un sistema de coordenadas.

El «value» representa la ordenada de la variación de los tintes; expresa los grados de color, cuando pasa del oscuro («value» más bajo = 2) al claro («value» más elevado = 8); corresponde en consecuencia a un componente gris más o menos fuerte.

El «chroma» constituye la abscisa; determina la escala de los tintes cuando el componente gris se esfuma a favor de una pureza, por lo tanto de una mayor fuerza del color espectral (de 0 a 8).

La combinación «value» y «chroma» se acota por una fracción en la cual el value es el numerador. Así, un suelo cifrado 5YR 6/4 presenta una coloración beige ligeramente rojiza que se puede analizar de este modo:

«Hue» 5YR Tinte de base anaranjado, compuesto de tanto rojo como amarillo.

«Value» 6 Comprende gris bastante claro.

«Chroma» 4 Hace el pasaje del pardo al anaranjado o sea bastante neutro.

El color del suelo varía sensiblemente según la insidencia y la tonalidad de la luz solar y sobre todo con la humedad. Las variaciones de insolación pueden modificar, en el campo la apreciación de los amarillos y los rojos. La humedad tiende siempre a oscurecer la intensidad del color y, para eliminar las interpretaciones diferentes que se pueden introducir por esta variable, se da a menudo, en la descripción de los horizontes, el color en húmedo y en seco. Actualmente se admite si no se formula ninguna precisión sobre la humedad del suelo, que la indicación del color se refiere al suelo húmedo.

Conclusiones

El color es un carácter del suelo al que siempre hay que otorgar una gran atención; su valor indicador debe ser explotado a fondo para demostrarse hasta los procesos o a los factores de pedogénesis que lo han provocado. Por el contrario, se debe ser mucho más prudente cuando se quiere utilizar este carácter como criterio de clasificación: la introducción en la tipología de los suelos pardos, suelos rojos, suelos negros, siempre ha generado confusiones. El color no puede emplearse como criterio de identificación de los suelos más que dentro de los límites de un territorio en que los procesos de pedogénesis ya han sido inventariados.

PROPIEDADES TERMICAS Y CLIMA DEL SUELO

(Extractado de Gaucher, 1968)

Las propiedades térmicas del suelo

No hay vida posible en la superficie del globo sin la radiación solar que cada medio biológico recibe y utiliza a su manera. Medio biológico por excelencia, el suelo no escapa a esta ley, y su comportamiento bajo el efecto de esta radiación, constituye una de sus características que conviene tener en cuenta. Otras fuentes de calor son capaces de ceder calorías al suelo, pero por más importantes que sean a veces, son generalmente despreciables al lado de la radiación solar. Entre el suelo y la atmósfera se produce un intercambio de calorías en el cual el suelo interviene, como lo hace para la lluvia, atenuando o ampliando los efectos del clima: ese intercambio de calorías obedece a reglas generales, válida para todos los suelos, pero existen modalidades particulares en cada tipo de suelos.

Se llaman propiedades térmicas de un suelo a esas modalidades particulares de su reacción bajo el efecto de la radiación solar, y especialmente el modo en que, en razón de su propia constitución, la recibe y la transforma. Todo un conjunto de factores, unos dependientes de las condiciones atmosféricas, otros específicos del suelo, tienen a llevar a este último a un cierto grado de calor, por lo tanto a una cierta temperatura y a conferirle un régimen periódico de variaciones de esta temperatura. En consecuencia, la temperatura del suelo es la resultante, por una parte de la radiación solar y, por otra parte, del comportamiento del suelo bajo la influencia de ésta; es así de alguna manera, la mejor expresión de las propiedades térmicas del suelo.

Cuando se habla de clima, se entiende por este término el conjunto de condiciones atmosféricas, ya a nivel de grandes zonas climáticas, ya a nivel de la región; es, si se quiere, el clima atmosférico en el cuadro zonal o regional. Pero se comprenderá ahora fácilmente, que existe además, a nivel de tipo de suelo, un clima pedológico. Se verá más adelante, cuando se examine el papel del clima en la pedogénesis, que el clima pedológico es muy parecido al microclima, al punto de identificarse a veces con él. El clima pedológico se define por el régimen de temperatura y de humedad, que se ha constituido en el suelo y condiciona su pedogénesis y sus caracteres morfológicos. La temperatura juega un papel fundamental en los procesos de pedogénesis, y se tratará también más adelante en el estudio del clima, considerando como factor en la evolución y de la formación de los suelos.

Se sabe, por otra parte, que la temperatura ejerce una influencia determinante sobre la vida de los vegetales. El calor es necesario a su crecimiento; la temperatura rige la distribución geográfica de las especies; las variaciones de temperaturas provocan, sobre la fisiología de las plantas, efectos diversos que pueden manifestarse por trastornos. El suelo, como se ha visto, amplía o atenúa los efectos de la radiación solar, y en un buen medio biológico, amortigua variaciones. En fin en el suelo mismo, el ritmo de las alteraciones de calentamiento y enfriamiento, que se producen al mismo tiempo que las variaciones de humedad (deseccación y rehumedecimiento) provocan modificaciones en el estado de los coloides arcillosos y húmedos y provocan una transformación de la estructura.

La radiación solar

Se examinará ahora de qué manera la cantidad de calor recibida por el suelo puede variar bajo la influencia de factores independientes de la disposición o de la naturaleza del suelo. El flujo de insolación que éste recibe, cambia de valor según el tiempo y según el punto del globo.

La cantidad de calor aportada al suelo varía primeramente con la duración de la insolación; por consiguiente, con la estación. Una parte del calor de los rayos solares, es absorbida por la atmósfera y esta absorción es evidentemente tanto más grande cuando más espesas son las capas atravesadas y, por consiguiente, los rayos son más oblicuos. La oblicuidad de los rayos varía, para un mismo punto, con la hora del día y con las estaciones, y, en la superficie del globo con la latitud del punto considerado.; cuanto mayor es la proximidad al ecuador, más verticales son los rayos durante un mayor número de horas en el día. (La ley de BOUGUER dice que las cantidades de calor transmitido disminuyen en progresión geométrica cuando la masa atmosférica atravesada crece en progresión aritmética).

Por otra parte, la atmósfera absorbe, mientras es atravesada por los rayos solares, tanto más calor, cuanto más anhídrido carbónico y vapor de agua contenga. El tenor del aire en anhídrido carbónico, es sensiblemente invariable —salvo en el caso de erupción volcánica o de muy grandes incendios de poblaciones vegetales— por lo tanto, es de la humedad de la atmósfera que depende la absorción de las calorías aportadas por los rayos solares y, siendo iguales las demás condiciones, la cantidad de calor transmitido es mayor en los días soleados del invierno porque el aire es más seco. se llama *coeficiente de transparencia* o transmisión, a la relación entre el calor transmitido, y el calor recibido; es un término medio, igual a 0,5 y son las capas más próximas al suelo las que tienen el coeficiente de transparencia más bajo y retienen más calor (figura 25).

La cantidad de calor solar recibida por el suelo se expresa en calorías por centímetro cuadrado; para París es de una media de 270 calorías por día, con un máximo de 486 en verano (influencia de la duración del día) y un mínimo de 68 en invierno).

Recepción de la radiación solar por el suelo

La radiación solar aporta al suelo una cierta cantidad de calor que depende de las condiciones atmosféricas, del período del año, de la hora del día, y de la latitud del lugar. El suelo recibe esta radiación, se calienta, refleja una cierta parte y transmite otra parte a las capas profundas. La relación que se establece entre esas diversas fracciones depende, para un suelo dado, de factores específicos que veremos a continuación.

Inclinación del suelo

La regla de la oblicuidad de los rayos solares, que se ha invocado a propósito de la absorción de calorías por la atmósfera, se encuentra aquí bajo una forma un poco diferente (figura 26).

Se han esquematizado cinco situaciones topográficas diferentes, de un terreno pero de la misma superficie. En (1) un terreno plano, en (2) una ladera expuesta al sur (Europa) y que recibe perpendicularmente la radiación, en (3) y (4) dos laderas de exposición norte, progresivamente más acentuada, en (5) de nuevo un terreno plano. La cantidad de calor recibido es proporcional al ancho del

flujo solar que, en el esquema, está dado respectivamente por a, b, c, d. Para los terrenos (1), (2) y (3) esta cantidad es tanto más débil cuanto más agudo es el ángulo (en realidad es proporcional al seno de a). En las condiciones del esquema, es nula para el terreno (4) y el (5) que debería recibir la misma radiación que (1), (es decir a) no recibe más que d porque está situado a la sombra de (4).

La cantidad de calor que llega al suelo es máxima cuando la superficie es perpendicular a la radiación; el suelo recibe así el máximo de radiación. En las otras inclinaciones, la cantidad de calor recibida es tanto más débil cuanto más agudo sea el ángulo entre la radiación y la superficie del suelo (ver fig. 22). Este ángulo traduce, de hecho, la oblicuidad de la radiación con respecto al suelo.

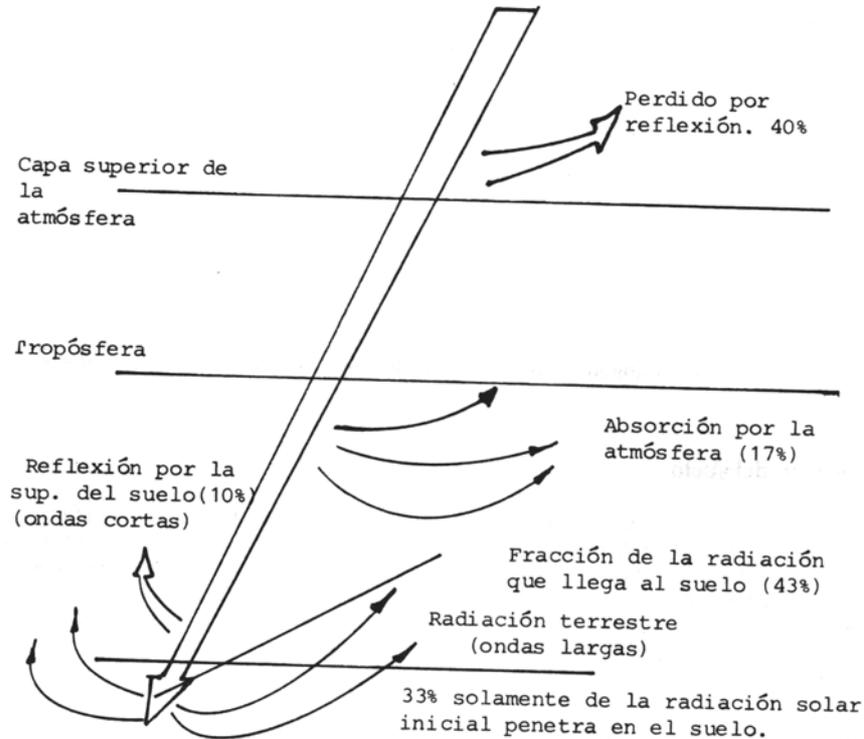


Figura 25.- Balance la radiación solar desde la parte superior de la atmósfera hasta el suelo

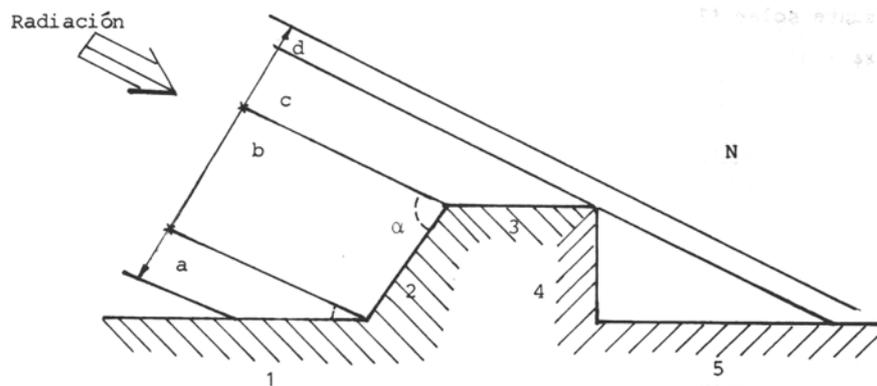


Figura 26.- Influencia de la inclinación y de la exposición sobre la radiación recibida por el suelo

Exposición del suelo

Lo que se ha dicho a propósito de la inclinación del suelo, nos permite comprender rápidamente el papel de la exposición. El espesor de las capas de la atmósfera atravesadas por la radiación solar es mínimo cuando el sol pasa por el meridiano, es decir, a mediodía y es en consecuencia en la mitad del día que la cantidad de calor que llega al suelo es máxima. Los terrenos expuestos de tal modo que reciban normalmente la insolación durante esta parte del día, son los que reciben la mayor cantidad de calor.

Partiendo de esta insolación máxima se puede apreciar fácilmente, en un paisaje dado, la fracción de insolación recibida por los suelos que tienen una exposición diferente (figura 2).

En las regiones accidentadas sucede que las zonas situadas en la sombra durante una gran parte del día y las laderas expuestas al norte (hemisferio norte), reciben una insolación muy reducida y a veces nula en los valles muy encajonados. Así, las condiciones topográficas que determinan la inclinación y la exposición del suelo tienen una influencia directa sobre la cantidad de calor que llega a éste.

Color del suelo

La cantidad de calor absorbido o reflejado por el suelo depende, en gran parte, de su color, ya que juega el mismo papel cualesquiera que sean los cuerpos considerados. Se sabe que los cuerpos blancos son los que reflejan más las radiaciones caloríficas que reciben, mientras que al contrario, los cuerpos negros las absorben al máximo. Lo mismo pasa con los suelos. Se admite que los suelos oscuros pueden absorber hasta el 80% de la radiación solar, mientras que esta absorción desciende hasta 30% en los suelos claros.

En los países cálidos y en períodos de fuerte insolación, se pueden observar accidentes de quemaduras en los vegetales situados en suelos blancos o blancuzcos y ciertas frutas situadas en la proximidad de la tierra pueden presentar quemaduras; este hecho se produce a veces en los racimos de uvas. Se podría deducir erróneamente que esos suelos se han recalentado, cuando en realidad los accidentes de quemaduras han sido producidos por el calor reflejado. Los suelos rojos tienen un poder absorbente bastante elevado y superior al de los suelos amarillos. Las diferencias de temperatura registradas, por los experimentadores, entre un suelo negro y uno blanco, varían entre dos y tres grados centígrados para profundidades ya apreciables: 15 cm. (A. D. Hall) y 40 cm (A. Vernet).

Se verá más adelante que el suelo en virtud de su poder emisor, irradia calorías pero como el poder emisor es independiente del calor, la absorción de los suelos oscuros no está compensada por la irradiación.

Calor específico y textura del suelo

Se sabe que el calor específico es la cantidad de calorías que es necesario aportar a un cuerpo para aumentar en 1° C la unidad de masa. El suelo se calentará, por lo tanto, tanto más rápidamente cuanto más débil sea su calor específico; pero como esto no es el mismo para cada uno de sus elementos constitutivos, la rapidez de calentamiento del suelo depende de su textura.

Se da a continuación, el calor específico de los elementos del suelo llevados a la unidad de peso (calorías/gramo) y la unidad del volumen (calorías/cm³) (según Demolon).

	CALOR ESPECIFICO	
	(cal/gr)	(cal/cm ³)
arena	0,10	0,51
arcilla	0,23	0,55
calcáreo	0,21	0,55
humus	0,47	0,58

Se ve que las diferencias por unidad de peso son sensibles, y se explica así que los suelos arenosos se calientan rápidamente en primavera, y se enfrían igualmente rápido en otoño. Por otra parte si se tuviera en cuenta la porosidad de los constituyentes del suelo, como el calor específico del aire es muy bajo, las cifras referidas al volumen se reducirían sensiblemente del tercio a la mitad (de 35 a 50%). Es así que al aumentar la porosidad del suelo los trabajos de labranza disminuyen el calor específico «aparente» por analogía con la densidad aparente.

Humedad del suelo

Por definición, el calor específico del agua es de una caloría por gramo, o por centímetro cúbico; es sensiblemente 5 veces más elevado que la media del calor específico de los constituyentes del suelo. Así, el agua se calienta mucho más lentamente que el suelo, y éste se calienta mucho más lentamente cuanto más húmedo es. Por otra parte en las capas superficiales, una parte del calor recibida por el suelo se utiliza en evaporar el agua. Pero por otra parte, la conductividad para el calor, es mayor que la del aire y el calor tiende a transmitir mejor si, en los poros del suelo, la proporción de agua es mayor que la de aire. Se notará en fin, que todo cambio de estado del agua del suelo —condensación, vaporización,

solidificación, fusión— repercute sobre la temperatura del suelo y amortigua la amplitud de sus oscilaciones. De este modo, en el calentamiento del suelo, la humedad juega un papel más determinante que la textura.

De todos modos, los efectos de los dos factores se suman en los suelos arenosos, que como se sabe; tienen la capacidad de retención más baja. También se comprenderá cómo al reducir la humedad de las tierras, el drenaje les permite calentarse más rápidamente en primavera y asegura así un mejor despertar de la vegetación.

La cobertura del suelo

Los obstáculos que se interponen entre la variación solar y el suelo influyen evidentemente sobre el calentamiento y también el enfriamiento de éste. Los que intervienen más frecuentemente son: la vegetación, la nieve y los residuos vegetales.

Los vegetales forman un revestimiento más o menos denso al que se agrega la sombra que ellos forman; de modo que se designa su influencia bajo el nombre de umbría. La umbría intercepta una parte de la radiación solar y por consiguiente reduce las posibilidades de calentamiento del suelo. En los países tropicales y ecuatoriales, donde la superficie del suelo alcanza temperaturas bastante elevadas como para que la vida microbiana se paralice, se practican cultivos cuyo objetivo principal es producir sombra. En esas regiones se puede observar una diferencia de 20°C entre el suelo desnudo y un suelo bajo bosque. La vegetación disminuye también el enfriamiento del suelo durante la noche y así la diferencia de temperaturas máximas y mínimas se reduce. Demolon cita una amplitud de la variación diaria en Versailles, en verano, de 11°C para un suelo desnudo y de 8° para un suelo empastado.

La nieve constituye, igualmente, al final del invierno, una pantalla muy eficaz por ser mala conductora del calor y por estar dotada de un poder emisor elevado; pero durante los períodos fríos del invierno se opone a la pérdida de calor del suelo.

En fin, los rastrojos, la paja, las hojas, los residuos y desperdicios vegetales diversos son utilizados igualmente, en las regiones cálidas, para proteger el suelo contra una insolación demasiado fuerte y para disminuir la evaporación es la práctica del «mulching». En cultivos hortícolas se recurre, para obtener los mismos efectos, al empleo de papeles especiales.

Fuente de calor del suelo, además de la radiación solar

El suelo puede recibir calorías de otras diversas fuentes de calor. Las lluvias cálidas que sobreviven en verano, en las regiones ecuatoriales y tropicales, constituyen ciertamente la más importante de esas fuentes de calor accesorias. Su papel en la pedogénesis de los suelos de esas regiones, no puede negarse; en efecto, el agua cae generalmente en abundancia bajo esos climas y, en razón de su calor específico elevado puede aportar al suelo una cantidad apreciable de calorías. Las lluvias de verano de los climas templados, tienen un papel más modesto, lo mismo que el rocío y los fenómenos de condensación que son exotérmicos.

Hemos visto, al estudiar los coloides, que después de haber sido desecados, el humus y la arcilla desprenden calor cuando se vuelve a producir la hidratación. Para el humus, el calor desprendido llega a 20 calorías por Kg; para las arcillas las cifras son bastantes variables (de 3 a 15 calorías). Se ha observado que bajo la influencia de una lluvia de verano, la elevación de la temperatura puede llegar a varios grados en un suelo húmifero.

En fin, la descomposición de la materia orgánica es, en realidad, una verdadera combustión lenta y por consiguiente, un fenómeno exotérmico. La cantidad de calor desprendido por humificación ha sido medida por Hesselink (citado por Demolon): 1 gr. de humus equivaldría a un potencial térmico de 4,7 a 5,4 calorías, lo que representaría, para una hectárea de tierra, un equivalente de 60 toneladas de antracita; pero el aumento de temperatura correspondiente no pasaría de 1°C. El calor desprendido por la fermentación del estiércol es utilizado por los horticultores para calentar los almácigos (cama caliente).

Reacción del suelo a la radiación solar

Albedo, calentamiento y enfriamiento del suelo

La radiación solar representa la fuente principal, si no la única, del calor recibida por el suelo. Las causas de pérdida de calor son más numerosas y se distinguen cuatro:

- a) Primero, el suelo refleja una cierta proporción de la radiación.
- b) Pierde, después otra proporción de calorías, bajo forma de radiaciones oscuras en virtud de su poder emisor.
- c) Una cierta cantidad de calorías se utiliza para provocar la evaporación del agua del suelo.
- d) En fin, otra fracción de calorías recibida se propaga en profundidad gracias a la conductividad del suelo.

Hemos visto que la absorción, o la reflexión del calor recibido dependía en gran parte del color del suelo. La vegetación, formando pantalla refleja igualmente una parte de la radiación, del mismo modo que la nieve. Es por lo tanto, interesante considerar la relación entre la energía reflejada y la energía incidente: esta relación se llama albedo, es del orden de 10 a 20% para los suelos cultivados y es más elevado para suelos cubiertos de vegetación, praderas o bosques, donde puede llegar y sobrepasar al 50%. El albedo es uno de los factores de la evaporación.

El poder emisor del suelo se manifiesta por la difusión de radiaciones caloríficas oscuras. (Estas, a diferencia de las radiaciones luminosas, son incapaces de atravesar el vidrio, de aquí el empleo de este material en los invernáculos). En cierto modo es una radiación oscura que arrastra una pérdida de calorías. Las pérdidas debidas al poder emisor, se producen tanto de día como de noche. En el día, son tanto más elevadas cuanto más aumenta la energía radiante. Durante la noche, no son compensadas por la radiación solar y el suelo se enfría esa radiación nocturna es tanto más intensa cuanto más claro esté el suelo. El poder emisor es más elevado en los suelos sueltos y secos que en los suelos compactos y húmedos; aumenta por lo tanto en los suelos recién trabajados. La cubierta vegetal contribuye a reducir las pérdidas de calorías por radiación y, ya que disminuye también el calor incidente, ejerce un efecto regulador que se manifiesta por una disminución de la amplitud térmica.

La evaporación del agua es un fenómeno endotérmico; la transformación en vapor de un gramo de agua a 10°C absorbe 599,55 calorías. Se estima así, que se necesitan 59 calorías por centímetro cuadrado, equivalente a 15% de la radiación media de verano en Europa templada, para evaporar una lluvia de 1 mm (Demolon). De este modo, las técnicas agrícolas que se oponen a la evaporación tienden a disminuir el enfriamiento del suelo.

En fin, las calorías recibidas en la superficie se propagan a las capas inferiores gracias a la conductibilidad del suelo; así, el horizonte superficial se enfría en beneficio del subsuelo. Al igual que el poder emisor, la conductibilidad del suelo aumenta proporcionalmente a la cantidad de energía radiante recibida. El suelo posee una conductibilidad igual, en término medio, a tres veces la del agua y a 110 veces la del aire. El aire contenido en el suelo juega un poco el papel de aislante térmico, y, al estar asegurada la conductibilidad, por las partículas sólidas y por el agua situada en contacto suyo, el calor se propagará tanto más lentamente cuanto, para una misma porosidad, el suelo contenga más aire y menos agua.

El agua aumenta la conductibilidad del suelo en la medida en que no tienda a suprimir todo contacto entre las partículas sólidas, cuya conductibilidad es mayor; la conductibilidad del suelo pasa entonces por un máximo para una cierta humedad, después de la cual decrece. En efecto, las arenas secas son las que tienen la conductibilidad térmica más débil; ellas se calientan rápidamente en la superficie sin dejar que este calor se propague en profundidad. Por otra parte las técnicas agrícolas que aumentan la porosidad, disminuyen paralelamente la conductibilidad; tal es, por ejemplo, la influencia del laboreo, de enterrar la paja o las materias orgánicas.

La temperatura del suelo y sus variaciones; perfil térmico

Ahora se puede considerar cual es el ritmo cotidiano y anual de las oscilaciones de la temperatura del suelo y la representación de esas oscilaciones en las capas profundas. Para un suelo dado, y en superficie, la oscilación diurna depende de la radiación solar y de la irradiación nocturna; la temperatura mínima se observa algunos instantes después de la salida del sol y la máxima una hora después del pasaje del sol por el meridiano, o sea a la hora 13.00.

Se registran en ciertos casos, en la superficie del suelo, temperaturas sensiblemente superiores a las del aire ambiente. El record parece haber sido registrado en Java: 80°C (E. Mohr, citado por Pedro). Varios observadores han indicado 70°C (en Pusa, en la India; en la Costa de Marfil y en los EE.UU., en Arizona). En Pusa la temperatura del suelo alcanzaba 70°C mientras que la del aire era 50°C (Demolon).

En Arizona se han notado las temperaturas siguientes:

1 m. sobre el suelo 44°

al ras del suelo 50°

capa superficial 50°

10 cm de profundidad 35°

Es necesario pensar que 70°C representa la temperatura de la pasteurización. Por eso, en las regiones tropicales y subtropicales donde se registran a veces temperaturas de ese orden, no es de extrañar que se constate un debilitamiento de la actividad de los microorganismos en las capas superficiales del suelo, sobre todo porque la radiación ultravioleta agrega además sus efectos específicos. Después de algunas semanas de insolación ardiente, se observa que la población microbiana se puede reducir en un 90%.

Los tejidos vegetales son quemados y destruidos desde que las temperaturas alcanzan los 54°C, y la germinación ya no es posible. (Se sabe que si estas temperaturas muy elevadas reducen sensiblemente la población microbiana, provocan por el contrario, cuando la desecación que suponen alterna con las fases de humedecimiento, un aumento de la fertilidad del suelo por efecto de procesos físico-químicos todavía mal conocidos, pero probablemente relacionados con la liberación de iones asimilables por parte de las arcillas).

En el lado opuesto, y también en las condiciones extremas, se observa que el rigor del enfriamiento y el hielo que provoca se mide en la progresión del frío en profundidad, para las temperaturas inferiores a 0°C.

Siempre para un suelo dado y en su superficie, la oscilación anual depende de las condiciones meteorológicas del año; las temperaturas máxima y mínima están ligeramente desplazadas en relación a los períodos más calurosos y más fríos del año. Así, para la región parisina, el máximo se observa en julio o en agosto y, el mínimo en enero o en febrero (figura 27).

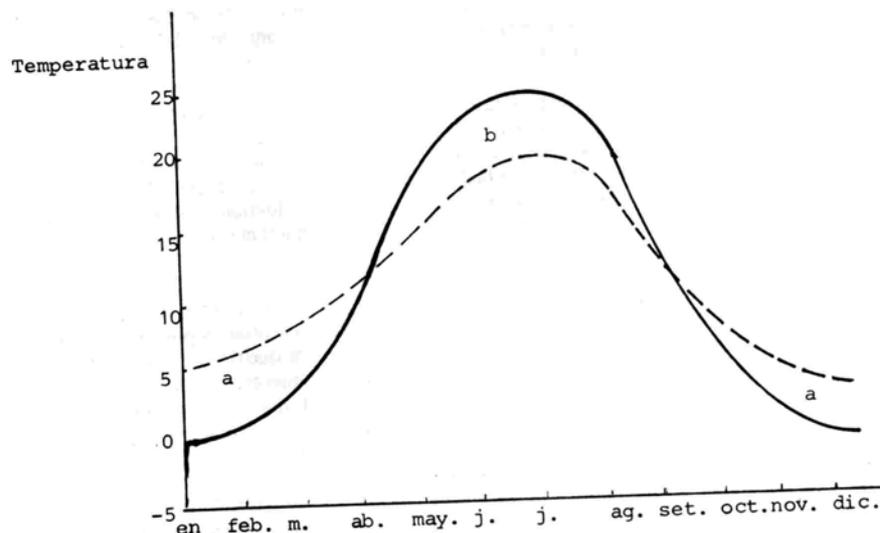


Figura 27.- Variaciones de la temperatura con la profundidad en el curso del año (hemisferio norte).

En trazo lleno la oscilación a 0.1 m de profundidad en trazo punteado, la misma oscilación a 1 m de profundidad. Las zonas a y a' corresponden a los meses durante los cuales la temperatura aumenta con la profundidad, la zona b a los meses durante los cuales disminuye.

Para el caso de las variaciones diurnas, varios investigadores señalan la influencia del tipo de suelo, tipo de cubierta superficial y radiación entrante.

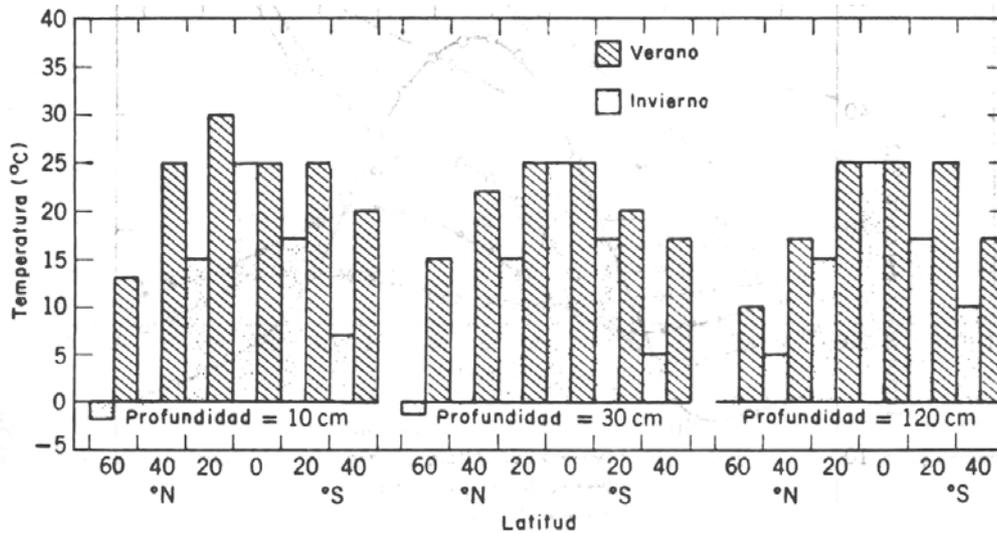


Figura 28.- Variación en la temperatura del suelo con la latitud en el hemisferio occidental. (Chang, 1957 citado por Baver et. al, 1980)

El pedólogo se interesa particularmente por la temperatura media, y las desviaciones estacionales a nivel de los horizontes en los cuales la pedogénesis se rige por fenómenos de alteración de las materias orgánicas en el horizonte superficial y de las materias inorgánicas en el conjunto del perfil, pero sobre todo en la roca madre; bajo un clima, el espesor del perfil y la profundidad de la roca madre son variables determinantes.

La propagación de las oscilaciones estacionales en el suelo se representan por los perfiles térmicos. Con esta expresión se designa un esquema que tiene por abscisas las temperaturas y como ordenadas las profundidades a las cuales se han medido.

Se constata, por medio de esas gráficas, que las capas profundas, en las que se encuentran las raíces, tienen, en invierno una temperatura sensiblemente superior a la de la superficie en esas condiciones los procesos de pedogénesis pueden también ser activos. La propagación en profundidad de la onda térmica está influida por la diferencia de naturaleza de los horizontes.

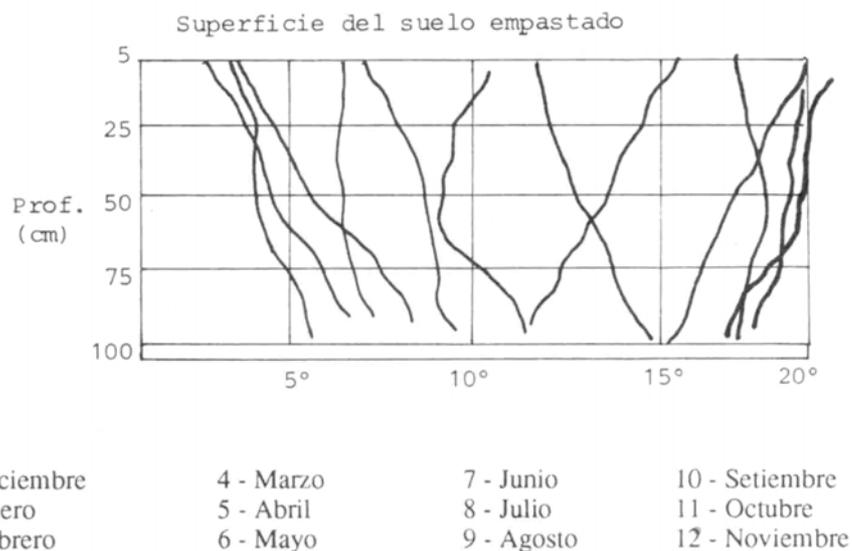


Figura 28. Perfiles térmicos mensuales (Según Geslin) Versailles, tierra limosa recubierta de pasto , período 1930 - 1941

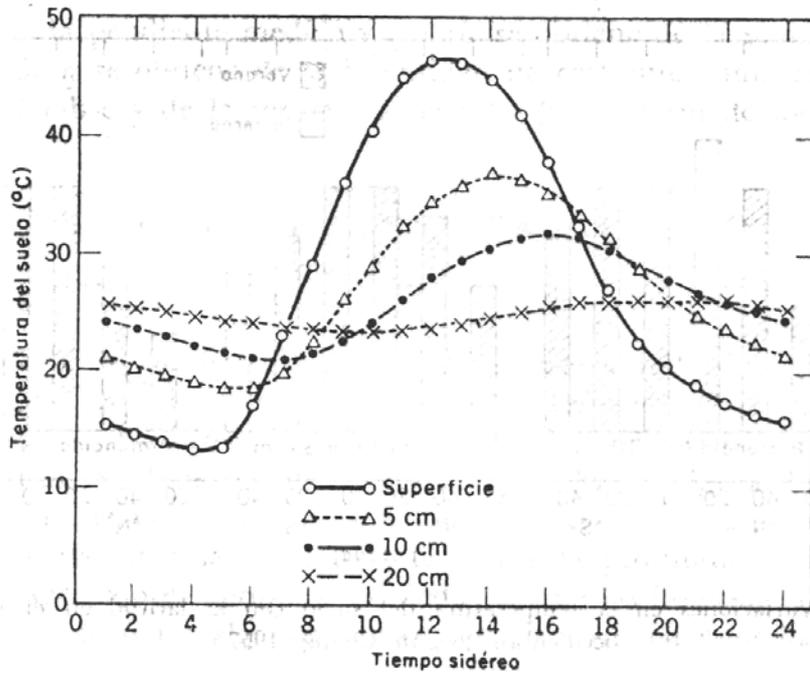


Figura 29. Variaciones diurnas en la temperatura de un suelo. (Yakuwa, 1945, citado por Baver et al, 1980)

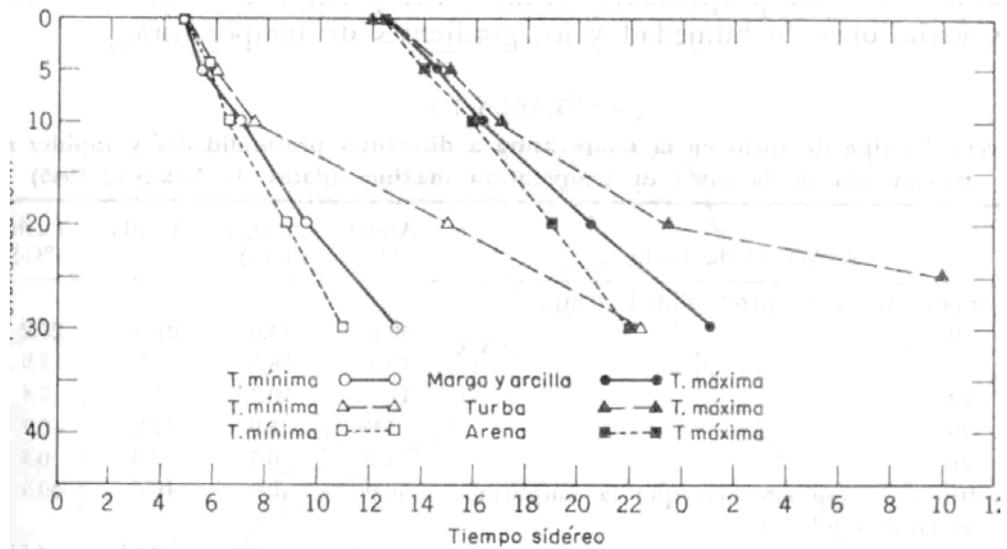


Fig29. Relación del tipo de suelo con la rapidéz de penetración de las ondas de temperatura maxima y minima (Datos de Yakuwa, 1945: 0=medianoche; 12 = 12:00 a.m. ; 22 = 10 p.m.)

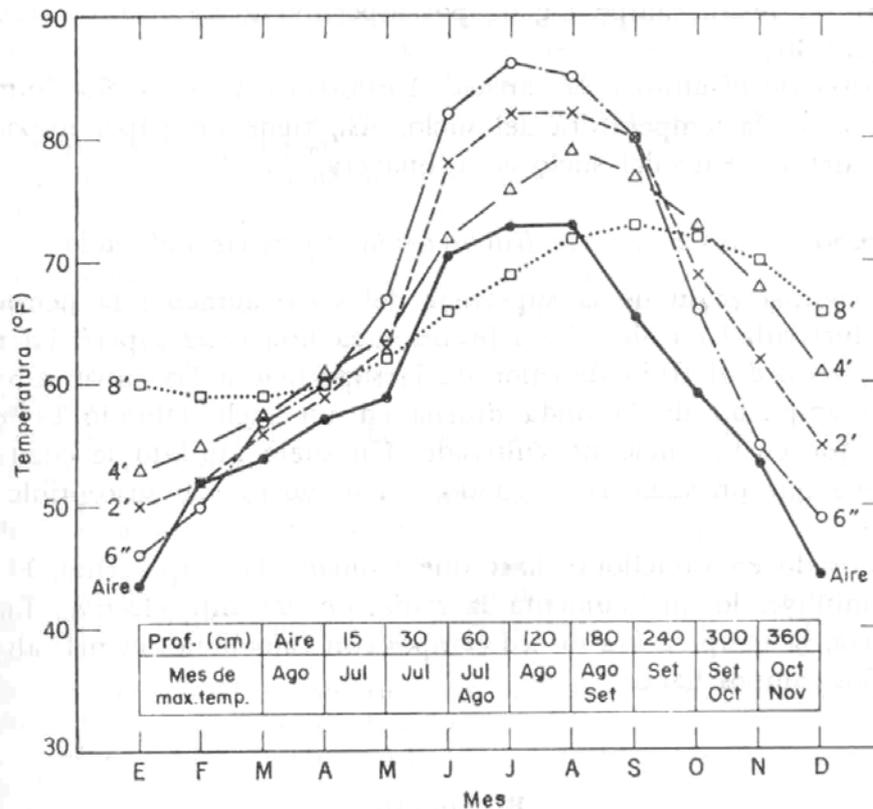


Fig. 8. Variación mensual de la temperatura del suelo en relación con la profundidad. (Baver et. al., 1980 según datos de Smith, 1932)

Conclusiones

No se volverá a insistir sobre la importancia que revisten las propiedades térmicas del suelo en lo concerniente a la distribución y el crecimiento de los vegetales, por haber sido tratados estos temas al principio del capítulo. Se recordará, por el contrario, que la temperatura del perfil hasta la roca madre tiene una incidencia capital sobre el ritmo de las alteraciones y la naturaleza de sus productos.

En este sentido, no se puede dejar de constatar que, bajo los climas tropicales, el subsuelo da, en la mano, una impresión de calor, mientras que al contrario, en los países templadas se siente una sensación de frescura; la temperatura media de las aguas del subsuelo traduce también esta diferencia. Se comprende su importancia, cuando se sabe por ejemplo, que las diversas especies mineralógicas de arcilla exigen temperaturas definidas para formarse (para la caolinita temperatura media superior a 15°C). Para explicar la pedogénesis, el pedólogo debe evocar este aspecto de las propiedades térmicas del suelo, a los diferentes niveles del perfil.

Por otra parte, hay que tener cuidado de no despreciar el papel de las oscilaciones diarias de la temperatura en los horizontes superficiales, y de las oscilaciones estacionales de los horizontes más profundos: esas oscilaciones, cuyo ritmo se asemeja a los efectos de una bomba, crean gradientes que modifican periódicamente las condiciones a las cuales están sometidas la economía del agua y los otros factores físicos, químicos y biológicos de la nutrición vegetal y, de la pedogénesis. Esas variaciones temporales del medio pedológico, no parecen haber sido suficientemente analizados hasta ahora por los agrofísicos, con la intención de deducir hasta ahora las consecuencias que acarrearán sobre el comportamiento de las plantas y la vida del suelo.

En fin, igualmente es necesario señalar que, en los intercambios de calorías, el suelo se comporta de tal manera que tiende a regularizar su temperatura, y ésta es también una forma de conservadurismo que hace del suelo un buen medio biológico.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, C. y VELOZO, C. Contribución a la caracterización de suelos del área basáltica alrededores de Laureles, Depto. de Salto; primera aproximación. Tesis Ing. Agr. Montevideo, Uruguay, Facultad de Agronomía, 1974. 30 p.
- BAK, H. y CAYSSIALS, R. Estabilidad estructural de algunos suelos del Uruguay. Montevideo, Ministerio de Agricultura y Pesca, Dirección de Suelos y Fertilizantes, 1974. 58 p. (Mimeografiado).
- BAVER, L.D. Soil physics. 2ed. New York, Wiley, 1956. 398 p.
- BAVER, GARDNER, W.H y GARDNER, W. R. Física de suelos. México, CRAT, 1973. 52p p.
- BLACK, C.A. Relaciones suelo-planta. México, CRAT, 1975. v.1.
- BRADY, Nyle, C. The nature anual prosperties of Soils. 9th edition Collier, Mac Millan Publishers N.Y. 750 p.
- DE BOODT, M. Soil physics. Gante, Bélgica, International Training Centre for Post-Graduate Soil Scientists. 1965.
- DE LEENBEER, L. Considerations critiques sur la valeur des resultats de la determination de la porosité totale et de la distribución des pore du sol. Pedologie nO. 17:2. 1967.
- DOMINGUEZ, J.E. y LAZBAL, E. Evaluación del efecto del manejo anterior del suelo sobre macroporosidad, densidad aparente y rendimiento del cultivo de papa. Tesis Ing. Ag. Montevideo, Uruguay, Facultad de Agronomía, 1965.67 p.
- DURAN, A y KAPLAN, A. Determinación de la densidad aparente, macroporosidad y microporosidad en algunos suelos del Uruguay. Montevideo, Facultad de Agronomía, 1965 (Mimeografiado).
- DURAN, A. y KAPLAN y ZAMALVIDE, S.P. Datos de perfiles representativos de los grandes grupos de suelos del Uruguay. Montevideo, Facultad de Agronomía, 1970. (Mimeografiado).
- GARCIA, F y KAPLAN, A. Evaluación de un método para determinar densidad aparente, macroporosidad y microporosidad en el suelo. Tesis Ing. Agr. Montevideo, Uruguay, Facultad de Agronomía., 1974. 49 p.
- GARCIA, F., KAPLAN, A. y CANALE, F. Importancia de algunas propiedades físicas del suelo en los rendimientos y calidad del cultivo de papa. Revista de la Asociación de Ingenieros Agrónomos del Uruguay. (2a. época) N° 2:30-33. 1975.
- GAUCHER, T. Traité de pédologie agricole; le sol et ses caractéristiques agronomiques. Paris, Dunod, 1968. 578 p.
- HEMIN, H., GRAS, R. y MONNIER, G. El perfil cultural, Madrid, Mundi-Prensa, 1972.
- KEMPER, W. D. Aggregare stability; methods of soil analysis. New York, Academic Press, 1965. pp. 511519. (Agronomy - Monograph N° 9).
- MARSHALL, T.J. y HOLMES, J.W. Soil physics Cambridge University Press 1979. 345 p.
- SOMBROCK, W. G. Soil studies in the Merim Lagoon Basin. Treinta y Tres, Uruguay, FAO/CLM/PNUD, 1969. 325 p. (Merim Lagoon Regional Project).
- US. DEPARTAMENT OF AGRICULTURE. Soil survey manual. Washington, D.C., 1951. 593p. (USDA. Agricultural Handbook N° 18).