

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
FACULTAD DE CIENCIAS

PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL AGUA  
DESDE EL PUNTO DE VISTA GEOELECTRICO

TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE FÍSICO

PRESENTA

JUANA CRUZ HERNANDEZ



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

## CONTENIDO

### Prólogo

#### I. - GENERALIDADES.

- I.1. - Importancia del Agua.
- I.2. - Ciclo del Agua en la Naturaleza.
- I.3. - Balance del Agua en el Planeta.
- I.4. - Clasificación de las Rocas.
  - I.4.1 - Rocas Igneas.
  - I.4.2. - Rocas Sedimentarias.
  - I.4.3. - Rocas Metamórficas.

#### II. - PRINCIPALES PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA.

- II.1. - Estructura Molecular
- II.2. - Densidad y Peso Especifico.
  - II.2.1. - Densidad
  - II.2.2 - Peso Especifico.
- II.3 - Propiedades Térmicas.
- II.4. - Propiedades Electromagnéticas.
  - II.4.1. - Variación de la Conductividad.
  - II.4.2. - Constante Dieléctrica.
  - II.4.3 - Magnetismo del Agua.
- II.5. - Propiedades Radioactivas.
- II.6. - Propiedades Visco-elásticas.
  - II.6.1. - Compresibilidad.
  - II.6.2. - Dilatación.

11 6.3 - Viscosidad

11 6.4 - Tensión Superficial.

### III.- AGUAS SUBTERRANEAS.

III.1 - Porosidad.

III.2 - Permeabilidad.

III.3 - Manantiales y Pozos.

III.4 - Tipos de Agua en el Subsuelo

III.4.1 - Agua de Retención

III.4.1.1 - Agua Higroscópica.

III.4.1.2 - Agua Pelicular.

III.4.2 - Agua Libre.

III.4.2.1 - Agua Capilar.

III.4.2.2 - Agua Gravífica o de Gravedad.

### IV.- METODOS ELECTRICOS.

#### VI.- RELACIONES FACTOR DE RESISTIVIDAD-POROSIDAD.

VI.1 - Factor de Resistividad.

VI.2 - Índice de Resistividad.

VI.3 - Trabajos Experimentales.

VI.3.1 - Resistividad en Rocas Totalmente Saturadas con Agua.

VI.3.2 - Resistividad de Rocas Parcialmente Saturadas con Agua.

VI.4 - Trabajos Teóricos

#### VII.- MEDICION EN LABORATORIO DE F PARA ARENAS ARCILLOSAS.

VIII - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

VIII.1 - Conclusiones.

VIII.2 - Recomendaciones.

## P R O L O G O

Dentro de la prospección geofísica aplicada a la hidrogeología, el método utilizado con más frecuencia es el de medición de resistividad mediante la distribución de potencial en superficie. Cual de sus variantes se aplique, depende de los objetivos del estudio y las características de la zona involucrada.

Siendo la resistividad de los materiales la propiedad más relevante en este método (lo que le da su nombre), cualquier información que nos permita conocer qué materiales son susceptibles de estar presentes en el subsuelo de un área determinada, nos es de gran utilidad en la interpretación del método resistivo.

Si se cuenta con pozos de exploración estratégicamente distribuidos, se puede medir in situ la resistividad de los materiales para apoyar la interpretación.

En este trabajo, efectuado en laboratorio, se propone un método de medición de la resistividad de arenas arcillosas (que se puede extender sin problema a cualquier material no consolidado) que minimiza los errores experimentales tales como variaciones de la resistividad con la temperatura, la geometría del contenedor de la muestra, etc.

## I.- GENERALIDADES

### I.1.- IMPORTANCIA DEL AGUA

La importancia que tiene el agua para la existencia de vida es indiscutible. Se puede afirmar con toda seguridad que no existe organismo animal o vegetal que pueda sobrevivir en ausencia de ésta, desde el microbio imperceptible hasta los colosos del mundo viviente.

Esta concepción no es una conquista de la ciencia moderna, ya las antiguas civilizaciones le concedían toda su importancia, pues este preciado líquido era uno de los cuatro elementos clásicos, a los que no sólo obedecía la parte compleja de las entrañas de nuestro planeta, sino también el universo entero: fuego, aire, tierra y agua eran las energías y las materias que animaban o constituían todo lo creado.

Así concebía Aristóteles el papel del agua, pero otros filósofos iban más lejos todavía. Tales de Mileto reservaba el papel de los cuatro únicamente al agua y suponía que éste era el verdadero y exclusivo elemento del cual estaban formadas las demás sustancias.

El agua no sólo forma parte de los mares y océanos, sino que también, en estado de vapor, se encuentra en la atmósfera terrestre, donde contribuye a formar las nubes, y en forma de nieves y hielos, cubre las altas montañas o se acumula en las frías y desoladas tierras polares.



Es, además el disolvente universal, donde la mayoría de los materiales sólidos se disuelven, y forma parte de infinidad de sustancias cuyo aspecto no hace sospechar su presencia: la sal cristalizada, el yeso, el ópalo, encierran agua en el seno de su masa.

El agua es el gran arquitecto y escultor de la corteza terrestre. Penetra en las grietas y hendiduras de las rocas y las despedaza al helarse; desgasta, destruye las masas rocosas de las grandes montañas, y sus corrientes impetuosas arrastran los fragmentos arrancados, convirtiéndolos en grava, arena y arcilla, excava y abre los valles que después ella misma rellena de tierra fértil; forma los ríos, verdaderas arterias de la circulación de la tierra; arrastra los minerales y los lleva en su corriente hasta el mar. Por eso, los océanos contienen, no sólo sal, sino también otras sustancias terrestres, incluso plata y oro.

En otro aspecto, puede considerársele como el principal distribuidor de los tesoros inagotables de energía que el Sol envía sobre la Tierra. A medida que los rayos solares calientan la superficie del mar o del suelo, el agua se evapora, este vapor llega a integrar del uno al cinco por ciento de la atmósfera y forma una cubierta protectora con lo que impide el enfriamiento de la Tierra. El vapor a su vez forma nubes, las cuales, al descender la temperatura, producen las benéficas lluvias que suministran la energía y humedad necesarias para el crecimiento de las plantas, cuyas

raíces las absorben del suelo con las sustancias minerales en disolución indispensables para su sustento. Luego, con la savia de las plantas, se eleva hasta las hojas, de donde vuelve a la atmósfera.

La energía solar que la clorofila de los vegetales absorbe permite a éstos elaborar sus frutos, con el concurso del agua, del anhídrido carbónico del aire y las sales del terreno, y esos frutos, utilizados o consumidos como alimentos, son los que permiten la vida sobre la Tierra y la existencia de los animales y del hombre.

Se deduce de todo esto que el aspecto que las rocas o el terreno presentan y la fisonomía de la vegetación, elementos fundamentales de todo el paisaje, al cual se agrega el elemento humano, están regulados por la acción del agua.

## I. 2. - CICLO DEL AGUA EN LA NATURALEZA

El agua realiza un vasto ciclo bajo dos estados principales: gaseoso y líquido-sólido (Fig 1 1). El vapor de agua atmosférico se condensa en las nubes que engendran las precipitaciones P, en forma de lluvia, nieve o granizo.

Al llegar al suelo, una parte de las precipitaciones circula en la superficie hacia la red hidrográfica y las extensiones de agua libre (lagos, mares, océanos) a las que alimenta: es el arroyamiento de superficie R. Otra porción, la infiltración I, atraviesa la superficie, penetra en el

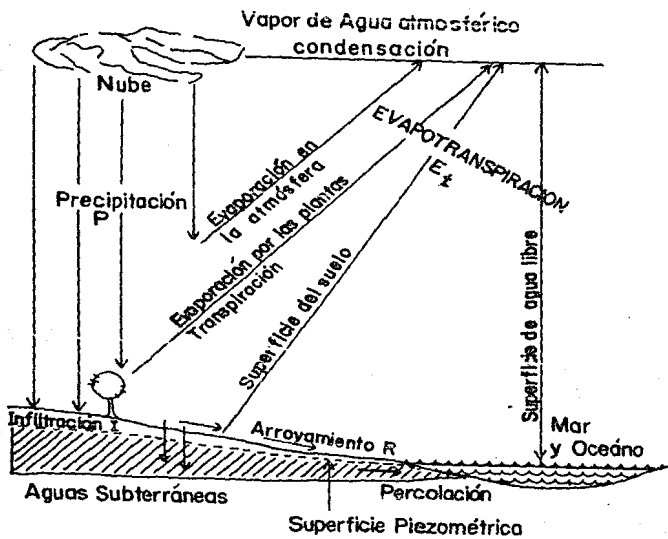


Fig. I.1

suelo y el subsuelo alimentando a las aguas subterráneas que constituyen la reserva de agua del suelo y los depósitos de los mantos acuíferos

Bajo la acción de la temperatura, el agua recupera el estado de vapor en el curso de todas las etapas de su ciclo. Pero sobre todo es en la superficie del suelo donde la evaporación E juega un papel importante. Su acción se extiende a la superficie del suelo, cobertura vegetal, aguas de arroyamiento y superficies de agua libre. A esta acción viene a añadirse la transpiración de las plantas. La transpiración y la evaporación suelen ser agrupadas en un sólo fenómeno, la evapotranspiración  $E_t$ . El vapor de agua así formado vuelve a la atmósfera para condensarse de nuevo y reconstituir las nubes.

Las aguas subterráneas circulan en profundidad hacia la red hidrográfica y reaparecen así en el ciclo.

El ciclo del agua se desarrolla en tres medios distintos, la atmósfera, la superficie del suelo y el subsuelo. De este modo aparecen tres campos de estudio bien delimitados, las aguas atmosféricas, la hidrología de superficie y las aguas subterráneas

La Hidrología Subterránea o Hidrogeología es el estudio de las aguas subterráneas. Es una rama de la Geología. El agua subterránea no es, en efecto, otra cosa que un mineral, pero un mineral muy especial, un mineral líquido como el petróleo, pero en movimiento continuo y renovándose. Por lo

taño. el estudio de este mineral es muy complicado. sobre todo en lo que se refiere a la dinámica de los fenómenos, tanto de circulación como de acciones físicas y químicas.

### I.3. - BALANCE DE AGUA EN EL PLANETA

En años recientes se dió importancia considerable al concepto Balance del Agua en el Mundo (Nace, 1971; Lvovitch, 1970; Sutcliffe, 1970), y las estimaciones más recientes de estos datos enfatizan la ubicación natural de las aguas subterráneas en la hidrósfera. Con referencia a la tabla I.1, si partimos de la consideración de que el 94% del agua terrestre está en los océanos y mares, con altos niveles de salinidad; entonces, las aguas subterráneas constituyen casi las 2/3 partes de las fuentes de agua potable en el mundo. Si limitamos nuestra consideración a las fuentes de agua potable utilizable (menos icebergs y glaciares), las aguas subterráneas constituyen casi el volumen total. Aún si consideramos solamente los regimenes de agua subterránea más "activos", que Lvovitch (1970) estima en  $4 \times 10^6 \text{ Km}^3$  (mucho mejor que los  $60 \times 10^6 \text{ Km}^3$  de la tabla I.1), el panorama del agua potable es el siguiente: aguas subterráneas, 95%; lagos, pantanos, canales, 3.5%; humedad del suelo, 1.5%.

TABLA I.1

## BALANCE DE AGUA EN EL PLANETA

PARAMETRO	SUPERFICIE $\text{km}^2 \times 10^6$	VOLUMEN $\text{Km}^3 \times 10^6$	VOLUMEN %	TIEMPO DE ALMACENAMIENTO
Océanos y mares	361	1370	94	~ 4000 años
Lagos y depósitos	1.55	0.13	< 0.01	~ 10 años
Pantanos	< 0.1	< 0.01	< 0.01	1-10 años
Canales	< 0.1	< 0.01	< 0.01	~ 2 semanas
Humedad del suelo	130	0.07	< 0.01	2 sem-1 año
Aguas subterráneas	130	60	4	2 sem-10 <sup>4</sup> años
Icebergs y glaciares	17.8	30	2	10-1000 años
Agua atmosférica	504	0.01	< 0.01	~ 10 días
Agua biosférica	< 0.1	< 0.01	< 0.01	~ 1 sem

FUENTE: NACE, 1971.

Esta superioridad volumétrica, sin embargo, es modulada por el promedio del tiempo de almacenamiento. El agua de río tiene un tiempo de desvío del orden de dos semanas. Las aguas subterráneas, por otro lado, se mueven lentamente y tiempos de almacenamiento en las decenas centenas o miles de años no son de extrañar.

## I 4.- CLASIFICACION DE LAS ROCAS

Generalmente se piensa que las rocas son duras y pesadas. Sin embargo, la piedra pómez, tan ligera que flota en el agua, es una roca, como lo es la creta, tan blanda que puede desmenuzarse con los dedos; en cambio, el granito es tan duro que apenas se puede romper con un martillo.

También son rocas ciertos materiales duros de origen orgánico: animal y vegetal. Entre estos, está la hulla, que se formó de hojas, tallos y otros órganos de plantas que crecieron en épocas geológicas pasadas. Muchas calizas contienen conchas, caparazones, esqueletos de animales o masas calizas producidas por plantas.

Las rocas son muy distintas unas de otras por su estructura y aspecto, pero sin embargo, se puede distinguir las haciendo grupos caracterizados por un rasgo más sobresaliente que los otros: 1.- rocas ígneas o magmáticas, 2.- rocas sedimentarias o estratificadas y 3.- rocas metamórficas o estratocristalinas.

### I 4.1.- ROCAS IGNEAS.

Los geólogos suponen que en las capas relativamente exteriores de la corteza terrestre existen masas fundidas de roca llamadas magmas, estos magmas salen poco a poco hacia la superficie. Algunas veces, son arrojados al exterior en forma de erupciones; otras veces, rellenan grietas

subterráneas o se extienden en capas entre formaciones más antiguas. Cuando los magmas se solidifican por enfriamiento se convierten en rocas. Como éstas se formaron en el interior de las capas terrestres, por la acción combinada de la presión y el calor, o fueron arrojadas más tarde por los volcanes, se les da el calificativo de ígneas (del latín ignis, fuego).

La mayor parte de las lavas contienen gran cantidad de vapores y gases. Cuando la roca caliente sale a la superficie, los vapores y los gases se dilatan y producen en la lava multitud de burbujas, que persisten en forma de agujeritos cuando ésta se solidifica. La piedra pómez es una variedad de lava que ofrece estas cavidades o agujeritos.

Por su estructura y por la forma como se enfrían las rocas ígneas, se dividen en graníticas o plutónicas, porfíricas o efusivas y vítreas. Si se enfrían y se solidifican lentamente a grandes profundidades, las rocas adquieren una estructura característica: presentan cristales o granos muy gruesos, se forman así las rocas graníticas. Si el magma o roca fundida es impulsado lentamente hacia el exterior, a medida que se enfría, se convierte en una roca porfírica que tiene grandes granos o cristales interpuestos en una masa fundamental, formada por cristales o granos sólo visibles al microscopio. Si el enfriamiento es rápido, la masa se solidifica sin cristalizar; así se forman las rocas vítreas, como las riolíticas, obsidianas y vidrios.



volcánicos.

#### 1.4.2 - ROCAS SEDIMENTARIAS.

Desde el momento en que las rocas ocupan la superficie de la Tierra, son erosionadas por los agentes atmosféricos, las aguas u otros agentes geológicos. Los trozos o porciones que de ellas se desprenden tienden a ser arrastrados por las aguas, hasta llegar a los lagos o al mar, en el fondo de los cuales se depositan y forman los sedimentos. Las rocas formadas por la consolidación de estos sedimentos son las llamadas sedimentarias.

De un modo normal, los materiales más gruesos, como cantos, gravas o guijarros, se depositan más pronto; las arenas tardan más en depositarse, y los productos más finos forman los fangos y limos que quedan cerca de la desembocadura de los ríos. Los fondos oceánicos están tapizados por un finísimo fango. Gradualmente, estos productos arrastrados por las aguas y depositados en ellas originan nuevos sedimentos geológicos, que al consolidarse constituyen rocas. Entre las rocas sedimentarias más importantes están los conglomerados formados por piedras y cantos que fueron cementados por sílice o carbonato de calcio.

El loes es una roca blanda formada por materiales que fueron depositados por los vientos, da origen a extensos bancos y pequeños montículos. La arcilla es una roca

compacta pero blanda, compuesta por particulas muy finas. La pizarra sedimentaria esta formada por limos o arcillas compactas o consolidadas puede ser blanda o dura. La pizarra arcillosa contiene arena, la calcarea contiene caliza; y la bituminosa, una sustancia parecida al alquitran procede de antiguos organismos.

Las margas son mezclas en proporciones normales de arcilla y caliza. Las arenas, formadas principalmente por granitos de cuarzo, constituyen, cuando se aglutinan, las areniscas. Dos caracteres distinguen a las rocas sedimentarias: en primer lugar, están formadas por sustancias que en otro tiempo fueron parte de rocas más antiguas, en segundo lugar, se hallan en forma de capas o estratos y de ahí, que con frecuencia se diga que son estratificadas.

Otros tipos de roca sedimentaria son las orgánicas y las químicas. La primeras se forman por la acumulación de restos de seres vivos vegetales o animales. las segundas, por acciones químicas. Entre las rocas de origen orgánico, están diversas calizas cuya formación se debe a la acumulación de conchas y caparazones de animales, huesos u otros materiales ricos en carbonato cálcico. La creta es una caliza muy blanda compuesta de caparazones microscópicos de foraminíferos. La lumaquela es una variedad formada por conchas consolidadas de almejas pequeñas. De origen vegetal son los carbones, como la turba, el lignito y la hulla.

Entre las rocas sedimentarias químicas, algunas se forman por la evaporación de las aguas en que las diversas sales están disueltas. De este tipo es la sal común o sal gema.

#### I.4.3. - ROCAS METAMORFICAS.

El tercer tipo importante de rocas está constituido por las rocas metamórficas. Se trata de rocas ígneas o sedimentarias que, por el calor, la presión o las acciones químicas han sido transformadas hasta el punto de sufrir intensos cambios o metamorfosis en su estructura primitiva, por lo que se les aplica el elocuente calificativo de metamórficas. El mármol, por ejemplo, es una transformación de la caliza cristalina. La roca metamórfica llamada gneis es un granito metamorfoseado que tiene una estructura laminar especial.

La pizarra ofrece un buen ejemplo de cómo se forma una roca metamórfica. al principio fue cieno; luego, éste se endureció y se convirtió en una roca; las presiones de la corteza terrestre comprimieron la roca hasta que se dividió en capas o láminas, y la pizarra quedó formada. La contracción y la presión pueden transformar hasta las rocas tan duras como el granito. Con frecuencia, la presión ordena algunos de sus minerales en capas más o menos regulares. de esta manera, el granito se convierte, como antes se dijo, en gneis.

Muchos mármoles se formaron de igual manera que la pizarra y el gneis según se deduce al observarlos. presentan una estructura granular cristalina llamada esquistosidad. Otros mármoles se formaron al correr el agua sobre las calizas enterradas profundamente: el agua disolvió partícula por partícula de la caliza y reagrupó esas partículas en masas cristalinas.

El agua transformó también muchas areniscas al depositar cuarzo alrededor de los granos de arena; con el tiempo, cada grano se convirtió en un cristal, que se adhirió a otros. De esta manera, la arenisca se transformó en cuarcita.

El metamorfismo ígneo o por contacto se produjo cuando penetró un magma en los estratos de rocas antiguas. El magma, al comprimirlos y elevar su temperatura, produjo el desprendimiento de gases y vapores, y el depósito de algunos minerales. Estos procesos transformaron mucho las rocas antiguas, y algunas veces, dieron origen a importantes yacimientos minerales.

## II.- PRINCIPALES PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA

El objetivo de este capítulo es poner de manifiesto que el agua posee propiedades físicas y químicas que no se presentan en ninguna sustancia conocida, que aunque convivimos diariamente con ella, las causas de su comportamiento son hasta ahora ignorados.

Esto con el fin de comprender lo difícil que es describir y sobre todo explicar los fenómenos observados cuando se realiza experimentación con esta sustancia extraordinaria.

### II.1.- ESTRUCTURA MOLECULAR.

La molécula de agua es el resultado de una serie de combinaciones entre los isótopos del hidrógeno y el oxígeno, a saber:

H <sup>1</sup>	Hidrógeno	H	O <sup>16</sup>
H <sup>2</sup>	Deuterio	D	O <sup>17</sup>
H <sup>3</sup>	Tritio	T	O <sup>18</sup>

es decir, en teoría pueden existir 18 tipos de moléculas, pero, en la naturaleza son más frecuentes: el agua pura H<sub>2</sub>O, el agua dura D<sub>2</sub>O y el agua semi-dura HDO.

En la práctica se tiene que el isótopo D del hidrógeno se encuentra en una proporción 1/600 [2], por lo que en primera aproximación se acepta la fórmula H O para el agua.

Nuestro conocimiento acerca de la estructura del agua

líquida es escasa y ha sido objeto de fuertes controversias durante los últimos cincuenta años. Pero al menos el área de confusión está delimitada por dos extremos de claridad: la estructura cristalina del hielo  $I_h$  (la forma familiar del hielo en la atmósfera) y la estructura de la molécula monomérica en el vapor son bien conocidas y pueden servir de punto de partida.

Una molécula de vapor de agua consta de un átomo de oxígeno y dos átomos de hidrógeno unidos por fuertes enlaces covalentes, como se muestra en la figura II.1 [3]. Los radios de los cascarones frontera en la figura son igual al radio de Van der Waals. El tamaño equivalente de la molécula es aproximadamente  $3.3 \text{ \AA}$ .

En el vapor, las moléculas están separadas por grandes distancias y se mueven a gran velocidad; su energía de traslación es tan grande que cuando chocan, las fuerzas de Van der Waals son insuficientes para mantenerlas juntas. El vapor se dilata y ejerce presión conforme a la teoría cinética de los gases.

En la estructura del hielo, cada átomo de oxígeno es ligado a otros cuatro mediante enlaces de hidrógeno en una configuración tetraédrica (fig. II.2 y II.3). Los átomos de hidrógeno en el enlace O-H-...-O no están a distancias muy arriba de  $0.96 \text{ \AA}$  del átomo de O, como en la molécula de vapor de agua, pero pueden estar alejados  $0.99 \text{ \AA}$  a  $1.77 \text{ \AA}$  y son libres de moverse una distancia de aproximadamente  $0.78$

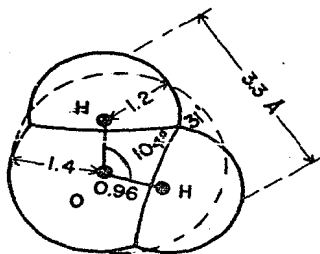


Fig. II.1

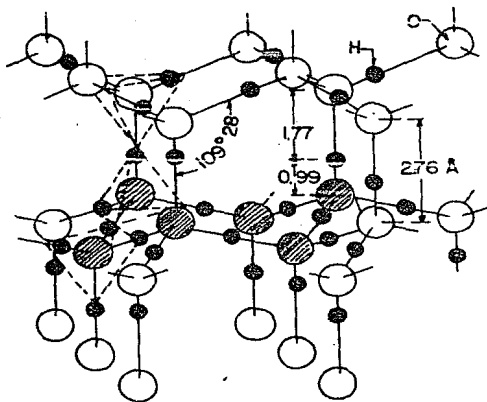


Fig. II.2

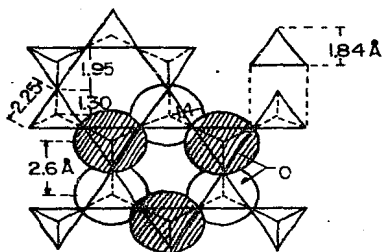


Fig. II.3

Å entre átomos de oxígeno, según Pauling (1961). El volumen por molécula de agua en el hielo es  $32.3 \text{ \AA}^3$ . El volumen por molécula-gramo es  $6.06 \times 10^{23} \times (32.3/10^{24}) = 19.56 \text{ cm}^3$ , y la densidad resultante es  $18\text{g}/19.56 \text{ cm}^3 = 0.92 \text{ g/cm}^3$ .

A fines del siglo XIX se tenía ya muy claro que el agua no es un líquido simple, y científicos tales como Armstrong y Vernon propusieron que ésta contiene complejos o agregados de las moléculas de agua. Las subsecuentes teorías de la estructura del agua trataron de explicar las propiedades anómalas del líquido en términos de la asociación de moléculas de agua para formar mezclas de polímeros: dihidrol ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ), trihidrol ( $\text{H}_2\text{O}_3$ ), etc. Estas primeras teorías de la estructura del agua fueron desechadas por Chadwall en 1927 [4].

Las teorías modernas de la estructura del agua líquida en una forma o en otra, parten del clásico artículo de Bernal y Fowler publicado en el primer volumen del Journal of Chemical Physics (1933). Ellos propusieron que el agua líquida constaba de dos formas estructurales: hielo o agua tetraédrica I de densidad  $0.91 \text{ g/cm}^3$  y otra de estructura parecida al cuarzo (agua quartz-like II) de densidad  $1.06 \text{ g/cm}^3$ . Debajo de  $4^\circ\text{C}$  el agua I era la forma predominante, pero arriba de esta temperatura era reemplazada por el agua II y la transición daba lugar al máximo de densidad. Este modelo tiene una falla conspicua que sus críticos no tardaron en señalar: ¿Cómo puede una sustancia compuesta



solamente por dos formas cristalográficas ser tan fluida a temperatura ambiente ? Solamente mediante ruptura extensa y/o doblamiento violento de los enlaces de hidrógeno es que las formas cristalográficas podrían ser insignificantes. Pero, las deficiencias de esta teoría pueden considerarse un éxito, pues provocaron ideas nuevas concernientes a la estructura del agua líquida.

Se ha clasificado a los modelos del agua en "continuos" y "de mezclas", los "continuos" consideran que el líquido es homogéneo y no hay mezcla de volúmenes con estructuras diferentes, difieren de los modelos "de mezclas" que tratan al líquido como una mezcla de al menos dos estados del agua.

En los últimos años los modelos de mezclas parecen haber sido favorecidos, alcanzando su cenit de popularidad en el análisis cuantitativo por Nemethy y Scheraga (1962) del modelo de mezclas de Frank-Wen (1957). Este modelo presenta al agua líquida formada por grupos de moléculas de agua ligadas por enlaces de hidrógeno, formándose y deshaciéndose constantemente, inmersos en agua más o menos "libre" o monomérica (fig II.4). Los grupos están formándose y fundiéndose al azar debido a las microscópicas fluctuaciones térmicas del fluido. Nemethy y Scheraga calcularon que a temperatura ambiente el promedio de grupos posee cerca de 30 moléculas de agua, mientras otros teóricos han postulado grupos hasta de miles de moléculas.

Aparte de las dificultades en la aplicación

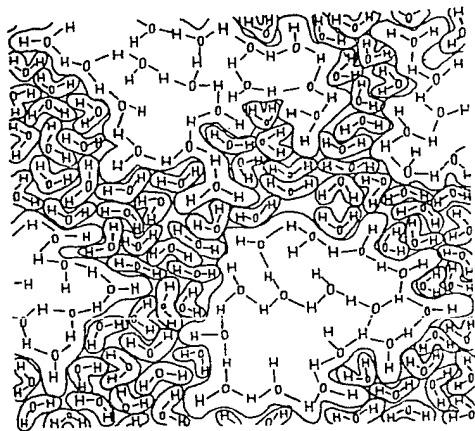


Fig. II. 4

Modelo de Frank--Wen para el agua líquida

cuantitativa de la teoría de Frank-Wen, dos ambigüedades han causado confusión innecesaria. Frank y Wen, en su descripción de los grupos fueron siempre cuidadosos en encomillar términos como "ice-likeness" ("parecido al hielo") y "icebergs". De manera similar Nemethy y Scheraga declararon que "el modelo no es dependiente de la postulación de una estructura semicristalina particular\_\_ el término "ice like" no implica necesariamente que los grupos tienen el arreglo tetraédrico del hielo ordinario\_\_ más aún, arreglos irregulares de las moléculas en los grupos no están excluidos por el modelo". A pesar de estas advertencias, algunos de los críticos del modelo no se han librado por completo de la noción que la estructura de los grupos es la del hielo  $I_h$ . Pero de hecho, según el trabajo de Horne (1966) pudiera haber razones para creer que la estructura del grupo no es la del hielo  $I_h$  y por el momento podemos concluir que los detalles de la estructura de los grupos es desconocida. La segunda dificultad surge de la descripción del agua no agrupada, "libre". Otra vez, a pesar del encomillado, algunos investigadores han interpretado que esto significa que el agua monomérica en el agua líquida goza de la misma libertad para ejecutar movimiento traslacional y rotacional como las moléculas de agua en la fase gaseosa. Por el contrario, aunque no necesita estar específicamente ligada a sus vecinas en el sentido ordinario, una molécula de agua está, sin embargo,

"consciente" de su presencia. Pudiera ser suficientemente "libre" para moverse, pero este movimiento está restringido.

La opinión parece unánime en el sentido de que a medida que la temperatura aumenta, la estructura del agua líquida se pierde. Pero la unanimidad de opinión no va más allá de esta conclusión enteramente cualitativa. Con respecto a este tópico, las corrientes de controversia se centran en dos cuestiones. Intentos cualitativos, basados en las diferentes teorías, para estimar la existencia de estructura (es decir, la existencia de enlaces de hidrógeno) como una función de la temperatura da diferentes respuestas (fig II.5), mientras intentos basados en diferentes tipos de medidas experimentales dan valores para el porcentaje de enlaces de hidrógeno rotos en el líquido a 0°C comprendidos entre 2.5 y 71.5.

Es fácil sobrestimar la importancia de esta dificultad y permitirle oscurecer el hecho de que el agua líquida tiene mucha estructura aun en el punto de ebullición, en otras palabras, que la temperatura no es el único agente que influye en la ruptura de los enlaces de hidrógeno.

La segunda controversia se centra en la posible existencia de inflexiones en la dependencia de las propiedades del agua con la temperatura, en la vecindad de ciertos valores, tales como 30-40°C, debido posiblemente a transiciones estructurales superiores en el agua líquida. Drost-Hansen acumularon (1967) evidencias de estas

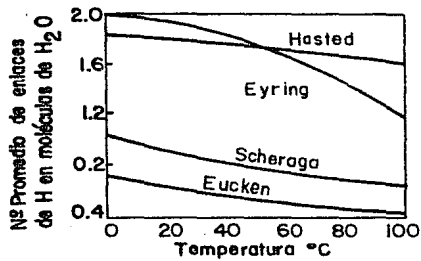


Fig. II.5

reflexiones, tomadas de la literatura, pero Falk y Keil argumentan, no muy convencidos, que esta evidencia debe desecharse como error experimental. En cualquiera de los casos, creemos en la existencia e importancia de estas transiciones y consideraríamos más trágico que prevalecieran actitudes negativas y los intentos por descifrar estos misterios fueran abandonados.

Para mayores detalles acerca de las teorías de la estructura del agua, se remite al lector a los trabajos de Kavanau [5], Samoilov [6], Wicke [7] y Horne [8,9].

## II.2.- DENSIDAD Y PESO ESPECIFICO.

### II.2.1.- DENSIDAD.

La densidad o masa específica  $\rho$  de un fluido homogéneo se define como la masa por unidad de volumen, conforme a la relación:

$$\rho = m/V \quad \text{. . . . . (II.1)}$$

donde

$m$  = masa del fluido

$V$  = volumen ocupado por el fluido.

La ecuación dimensional de la densidad en el sistema internacional es:

$$[\rho] = [m] / [V] = M/L^3$$

La densidad del fluido varía con la temperatura y la

presión. Esta variación es relativamente pequeña para los líquidos y significativa para los gases. La tabla II.1 muestra algunos valores de densidad para líquidos y gases comunes a presión normal (760 mm de Hg) y una temperatura de 15 °C en el caso de los gases [10].

TABLA 11 1

LIQUIDO	DENSIDAD KG/m <sup>3</sup>	TEMPERA TURA (°C)	GAS	DENSIDAD KG/m <sup>3</sup>
Agua	1000	4	Aire seco	1.223
Alquitran	1100-1500	15	Acetileno	1.110
Acetona(100%)	792	15	Amoniaco	0.736
Alcohol Et. (100%)	790	15	Oxigeno	1.352
Glicerina(100%)	1250	20	Nitrógeno	1.183
Mercurio	13596	0	Hidrógeno	0.085
Aceite mineral	880-935	15	Helio	0.170
Aceite veg.	860-950	15	Biox. Carb	1.870
Leche	1020-1050	15	Metano	0.735



En la tabla II 2 se presentan las densidades del agua pura y del aire seco a presión normal y diferentes temperaturas

TABLA II. 2

TEMPERATURA (°C)	AGUA PURA $\rho$ Kg/m <sup>3</sup>	AIRE SECO $\rho$ Kg/m <sup>3</sup>
-20	-	1.395
-10	-	1.342
0	999.9	1.293
4	1000.0	1.274
10	999.7	1.247
20	998.2	1.205
30	995.2	1.165
40	992.2	1.128
50	988.1	1.093
60	983.2	1.060
80	971.8	1.000
100	958.4	0.945

Obsérvese la disminución relativamente pequeña del agua (entre 0 °C y 100 °C cerca del 4%) en comparación con la del aire (entre los mismos límites de temperatura cerca del 27%).

De las relaciones entre densidad y temperatura para el agua, conviene mencionar las usadas por Schoeller (1962), que dan errores porcentuales de 0.01% [11]. Para temperaturas T comprendidas entre 0°C y 42°C,

$$\rho = 0.999973 [1 - (T-3.98)^2 / 503570 \times T + 283 / T + 67.26] \quad (II.2)$$

Y para temperaturas entre 17°C y 102°C,

$$\rho = 0.999973 [1 - (T-3.982)^2 / 466700 \times T + 273 / T + 67 + 350 - T / 365 - T] \quad (II.3)$$

con  $\rho$  en g/cm<sup>3</sup>

La figura II.6 muestra una gráfica de la densidad en función de la temperatura

La influencia de la presión y la temperatura sobre la densidad del agua es en sentido inverso, es decir, la densidad del agua disminuye con el aumento de temperatura y crece con un aumento de presión

### II.2.2 - PESO ESPECIFICO

Para un fluido homogéneo, el peso específico es el peso por unidad de volumen, conforme a la relación:

$$\gamma = G/V \quad (II.4)$$

donde:

$\gamma$  es el peso específico

G - peso del fluido

V - volumen ocupado por el fluido

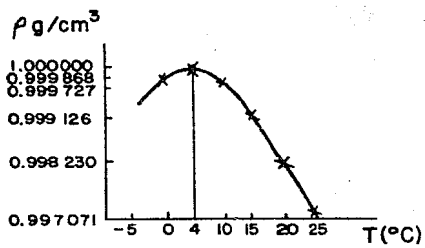


Fig. II.6

Teniendo en cuenta que  $G$  es

$$G = mg$$

en que  $m$  es la masa del fluido y  $g$  la aceleración de la gravedad, y relacionando las ecuaciones (II.1) y (II.4) se obtiene para el peso específico:

$$\gamma = \rho g$$

### II.3. PROPIEDADES TERMICAS.

Las propiedades físicas del agua, en especial las térmicas determinan un comportamiento anormal que no corresponde a ninguno de los líquidos o sólidos comunes.

Podemos remarcar una serie de anomalías que ponen de manifiesto sus características térmicas:

- Al congelarse aumenta su volumen en aproximadamente 10%, a presión normal.
- Tiene densidad máxima a 4°C y es 1.000 g/cm<sup>3</sup>.
- Posee el calor específico más grande entre todas las sustancias sólidas y líquidas.
- La temperatura de solidificación disminuye con el aumento de presión.
- Tiene el calor de evaporación más grande entre todos los líquidos comunes.
- Exceptuando al amoníaco, tiene el calor latente de fusión más alto.

A presión normal el hielo se funde a 0°C. A presión mayor el punto de fusión del hielo baja 0.0072°C por cada

atmosférica, manteniéndose en estado líquido el agua

Si la presión disminuye, el agua se convierte en sólido en las mismas condiciones de temperatura

La cantidad de calor necesaria para aumentar la temperatura a la unidad de masa en un grado se denomina calor específico, varía ligeramente entre un punto y otro de la escala termométrica. La caloría media está definida como una centésima parte del calor necesario para aumentar la temperatura a un gramo de agua de  $0^{\circ}\text{C}$  a  $100^{\circ}\text{C}$ . Este valor corresponde aproximadamente a la cantidad de calor que requiere un gramo de agua para pasar de  $15^{\circ}\text{C}$  a  $16^{\circ}\text{C}$  en condiciones atmosféricas normales. El calor específico tiene una variación de a lo más 1% y presenta un mínimo a  $37^{\circ}\text{C}$ . El calor específico a volumen constante es diferente de aquél a presión constante.

El calor que es necesario para un cambio de estado sólido a líquido se llama calor latente de fusión. Para el agua, a la presión atmosférica el valor de éste es 79.7 cal/g

El calor necesario para un cambio de estado líquido a vapor se denomina calor latente de vaporación, su valor es para el agua 539.6 cal/g, a la presión atmosférica.

La tabla II.4 proporciona algunos valores para el calor específico (a presión constante) y el calor latente de vaporación [12].

TABLA II 4

SUSTANCIA	CALOR ESPECIFICO (cal/g)	SUSTANCIA	CALOR LATENTE DE VAP. (cal/g)
Aluminio	0.214	Alcohol Metilico	204
Cobre	0.091	Mercurio	68
Alcohol Etilico	0.580	Amoniaco Liquido	295
Agua	1.000	Agua	539.6

El hecho que el agua tenga calor específico grande y por lo tanto capacidad calorifica alta, nos permite decir que es mal conductor del calor. Su coeficiente de conductividad térmica a 20°C es

$$K = (140 \pm 2) \times 10^{-5} \text{ cal/cm seg } ^\circ\text{C.}$$

existiendo una relación entre K y T. Como ejemplo mencionaremos la dada por Schoeller [11]:

$$K = 0.00132 (1 + 0.00289 T) \quad T \text{ en } ^\circ\text{C.}$$

#### 11.4.- PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS.

La propiedad eléctrica más importante del agua es la conductividad. Esta depende de la cantidad de sales disueltas que bajo la acción de la corriente eléctrica se disocian en iones, fenómeno conocido como electrólisis.

La capacidad para conducir la corriente eléctrica de un

del tipo de iones que forman parte de la corriente eléctrica que se produce en un sistema eléctrico. Esta corriente eléctrica es el resultado de la transferencia de electrones entre los electrodos de  $1 \text{ cm}^2$  separados una distancia de 1 cm.

La conductividad eléctrica medida en un líquido depende de la temperatura y para un valor dado de ésta, de la concentración de sales disueltas o más exactamente, de la variedad y actividad de aniones y cationes disueltos.

De entre los tipos comunes de agua natural, para una concentración total dada de sustancias sólidas disueltas, la conductividad es más pequeña para aquella que contiene bicarbonato de calcio y sulfato de calcio y cuando la conductividad es más elevada se pone de manifiesto la presencia de cloruro de sodio y potasio. Resumiendo, la conductividad eléctrica varía en función no sólo de las diferentes concentraciones de sales sino también de la naturaleza de las sales disueltas.

#### 11.4.1 - VARIACION DE LA CONDUCTIVIDAD

Se han hecho muchas investigaciones con el fin de establecer la relación que existe entre la conductividad y salinidad equivalente (cantidad de sales expresada en equivalente gram por decímetro cubico de agua). En el año 1962 Thomas R. Camp halló que existe una relación logarítmica entre la conductividad y la mineralización, como

se muestra en la figura 11.7

Freud y Nastase (1967), en base a resultados de laboratorio, calcularon la mineralización M del agua en función de la resistencia eléctrica específica R, obteniendo:

$$\log M = 0.1229 \log^2 R - 1.81 \log R + 7.22$$

en que

M - mineralización total expresada en mg/l

R - resistencia específica a 20 °C expresada en ohm-cm.

En 1961 John Logan publicó [14] los resultados del tratamiento estadístico de varios métodos de estimación de la conductividad eléctrica de aguas naturales a partir de su análisis químico. El método llamado empírico resulta ser el más recomendable (con errores porcentuales menores al 7%). Este método toma las siguientes formas dependiendo de la concentración del agua y el anión principal.

- a)  $EC = 100T$ , cuando T es menor que 1 epm.
- b)  $EC = 12.27 + 86.38T + 0.835T^2$ , cuando T cae entre 1 y 3 epm.
- c)  $EC = T [95.5 - 5.54(\log T)]$ , cuando T cae entre 3 y 10 epm.
- d)  $EC = 90.0T$ , cuando T excede a 10 epm y el bicarbonato es el anión dominante.
- e)  $EC = 123T^{0.939}$ , cuando T excede a 10 epm y el cloro es el



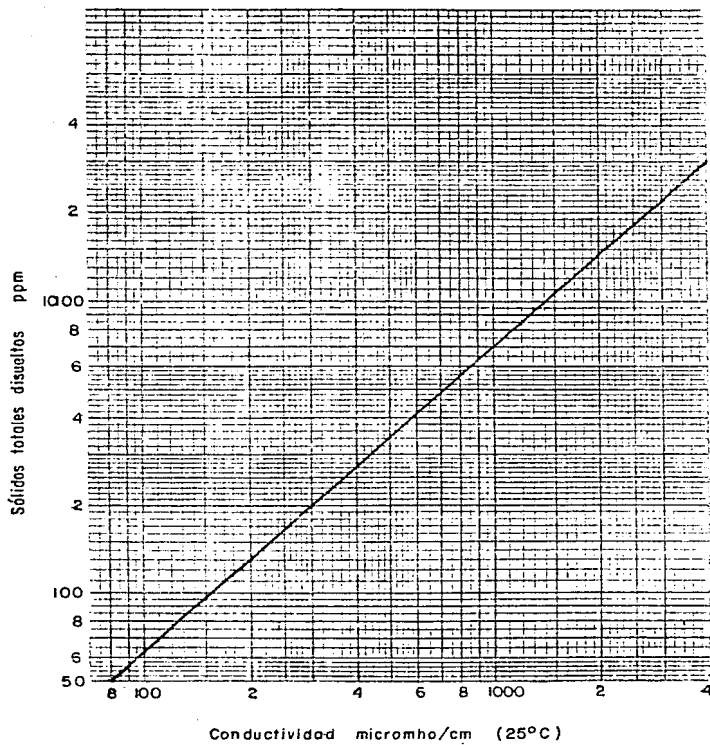


Fig. II. 7

anión dominante

f)  $EC = 101T^{0.749}$ , cuando T excede a 10 epm y el sulfato es el anión dominante

g) Si T es mayor que 1000 epm, este método no se usa

EC = conductividad eléctrica a 25°C, en micromho/cm.

T = suma iónica, mitad de la suma de aniones y cationes; en equivalentes por millón (epm).

Para tener una idea sobre las características eléctricas del agua, la tabla II.4 presenta algunos valores de conductividad [15].

TABLA II.4

	CONDUCTIVIDAD (micromho)
Agua pura a 25°C	0.055
Agua destilada	0.5 - 5.0
Agua de lluvia	5.0 - 30
Agua freática potable	30 - 2000
Agua de mar	45000 - 55000

#### II.4.2.- CONSTANTE DIELECTRICA

Otra característica eléctrica del agua es la constante dieléctrica, definida como el cociente entre su permitividad y la permitividad del vacío. La constante dieléctrica es una

medida de la polarización eléctrica que tiene lugar cuando se aplica un campo eléctrico. Las constantes dieléctricas para algunos materiales comunes se dan en la tabla II.5

[16].

TABLA II.5

MATERIAL	CONSTANTE DIELECTRICA K
Vidrio	5 - 10
Mica	6.0
Nylon	3.5
Caucho	2 - 3.5
Azufre	4.0
Madera	2.5 - 8.0
Alcohol Etilico (0 °C)	28.4
Benceno (0 °C)	2.3
Petróleo	2.1
Agua destilada (0 °C)	88
Aire (1 atm)	1.00059
Aire (100 atm)	1.0548
CO2 (1 atm)	1.000985

NOTA: Para materiales tales como vidrio, caucho y madera, la

composición química varía; y en consecuencia, el intervalo de constantes dieléctricas. No debe inferirse que el comportamiento del material es no lineal.

De entre los líquidos comunes el agua tiene el valor más alto de constante dieléctrica. Varía inversamente proporcional a la frecuencia de la corriente y a la temperatura. Como ejemplo se mencionan algunos de sus valores.

Para una frecuencia fija de  $10^8$  ciclos/seg

T	K
0 °C	88
20 °C	80
100 °C	48

Para una temperatura dada de -1 °C

FRECUENCIA	K
500 cps	73.8
1 kcps	72.5
5 kcps	51.6

## 11' 4.3 - MAGNETISMO DEL AGUA

El agua no es una sustancia con propiedades magnéticas propias, sin embargo, gracias al fenómeno de resonancia magnética de la molécula del agua, aparece una débil susceptibilidad magnética a temperaturas bajas, cuando el agua está en estado sólido.

El comportamiento magnético del agua a temperaturas bajas corresponde a un cuerpo diamagnético, ya que entre  $-120^{\circ}\text{C}$  y  $0^{\circ}\text{C}$  tiene una susceptibilidad magnética de [15].

$$-0.699 \times 10^{-6} \text{ cgs emu/cm}^3$$

## II.5.- PROPIEDADES RADIOACTIVAS.

La radioactividad del agua subterránea está condicionada a la presencia de gas radioactivo (radón) y pequeñas cantidades de sales radioactivas solubles (sales de uranio, thorio y potasio).

La radioactividad del agua puede ser permanente, debido al radón obtenido por la desintegración de radio en el agua, o temporal, por el radón recogido durante el paso del agua por las rocas radioactivas. La duración de la emisión es limitada y variable, la cantidad de material radioactivo se reduce a la mitad en

38 días para el Radón.

3.9 segundos para el Actinio

54 segundos para el Thorio

Se consideran aguas radioactivas aquellas que poseen 3.5 UM (unidades Mache) o 0.001274 m/curies

La radioactividad de las aguas subterráneas se debe en la mayoría de los casos, al recorrido de éstas por regiones volcánicas donde predominan las rocas que contienen elementos radioactivos (radio, thorio, uranio).

Otra fuente de radioactividad natural débil la constituyen las precipitaciones, las cuales acarream gases o isótopos radioactivos de la atmósfera.

## 11.6 - PROPIEDADES VISCO-ELÁSTICAS

De entre las propiedades visco-elásticas del agua conviene mencionar la compresibilidad, dilatación, viscosidad y tensión superficial.

### 11.6.1.- COMPRESIBILIDAD

La compresibilidad de los líquidos se determina con la ayuda del coeficiente de compresibilidad  $\beta$  definido como:

$$\beta = - dv/v (1/dP)$$

donde

dP - variación diferencial de presión

dV - variación diferencial de volumen

El signo negativo de la relación anterior indica que a un aumento de presión corresponde una disminución de volumen.

El inverso del coeficiente de compresibilidad representa el módulo de elasticidad cúbica, denotado por

$\epsilon$ ,

$$\epsilon = 1/\beta$$

Estos dos coeficientes varían relativamente poco con la presión y la temperatura. La tabla 11.6 da algunos valores del coeficiente de compresibilidad y el módulo de elasticidad para varios líquidos, y la tabla 11.7 la variación del primer coeficiente con la temperatura para el agua pura [10].

TABLA II 6

LÍQUIDO	COEFICIENTE DE COMPRESIBILIDAD ( $m^2/N$ )	MÓDULO DE ELASTICIDAD ( $N/m^2$ )
Agua (0 °C)	$5.12 \times 10^{-10}$	$0.195 \times 10^{10}$
Petróleo	$8.66 \times 10^{-10}$	$0.115 \times 10^{10}$
Glicerina	$2.55 \times 10^{-10}$	$0.392 \times 10^{10}$
Mercurio	$0.296 \times 10^{-10}$	$3.37 \times 10^{10}$

TABLA II 7

TEMPERATURA (°C)	COEFICIENTE DE COMPRESIBILIDAD ( $m^2/N$ )
0	$5.12 \times 10^{-10}$
10	$4.88 \times 10^{-10}$
20	$4.68 \times 10^{-10}$
30	$4.63 \times 10^{-10}$
40	$4.61 \times 10^{-10}$
50	$4.59 \times 10^{-10}$
60	$4.57 \times 10^{-10}$



Como se puede observar, la compresibilidad de los líquidos es relativamente pequeña y su variación con la temperatura, para el agua, se mantiene en un límite de 10% para un cambio entre 0 °C y 60 °C. Así, el aumento de presión necesario para producir una disminución relativa de 5% para un volumen dado de agua es de 1000 atm.

Es decir, el agua es un líquido poco compresible, pudiendo considerarse para la mayoría de los casos, incompresible.

#### II.6.2 - DILATACION

La dilatación del agua puede ser caracterizada por los siguientes parámetros:

- El coeficiente de dilatación a presión constante, definido como  $\Delta V/V (1/T)$ .
- El coeficiente de dilatación a volumen constante, dado por  $\Delta P/P (1/T)$ .

El primero de los coeficientes es aproximadamente constante para todos los valores de presión a una temperatura de 48 °C, por debajo de esta temperatura aumenta con la presión, por arriba de este valor, disminuye con el aumento de presión.

La dilatación del agua entre -10 °C y 110 °C está dada muy exactamente por la fórmula

$$V = 0.991822 + 2.25208 \times 10^{-4} T + 2.84475 \times 10^{-6} T^2 \\ + 0.539777 \times 10^{-6} \times 10^{\frac{11.2V}{273+T}}$$

Una fórmula más simple que da una aproximación de 1/100000 entre 0°C y 25°C es

$$V = 0.43668 + 0.0022005 \cdot 153820/(273+T)$$

### 11.6.3.- VISCOSIDAD:

La viscosidad es una medida de la resistencia que oponen los fluidos a la modificación de su movimiento. Considérese lo que sucede al fluido, subdividido en planos paralelos, que se ilustra en la figura 11.8, cuando uno de esos planos se desplaza en la dirección Y a una velocidad constante con relación al otro, mientras se mantiene la misma distancia entre ambos planos (coordenada Z). Se considera a los planos muy largos para eliminar efectos de borde. La capa de fluido adyacente al plano en movimiento, se desplaza con la misma velocidad que este plano. La capa siguiente al plano estacionario permanece también estacionaria. En las capas intermedias, como se observa en el dibujo, la velocidad varía en relación con la distancia. Si la dirección Y es la dirección del movimiento, y la dirección Z es la dirección perpendicular a los planos, se representará por  $dV_y/dz$  al gradiente de la velocidad, es decir, al cambio diferencial de la velocidad con respecto a la distancia perpendicular a la dirección del flujo. El

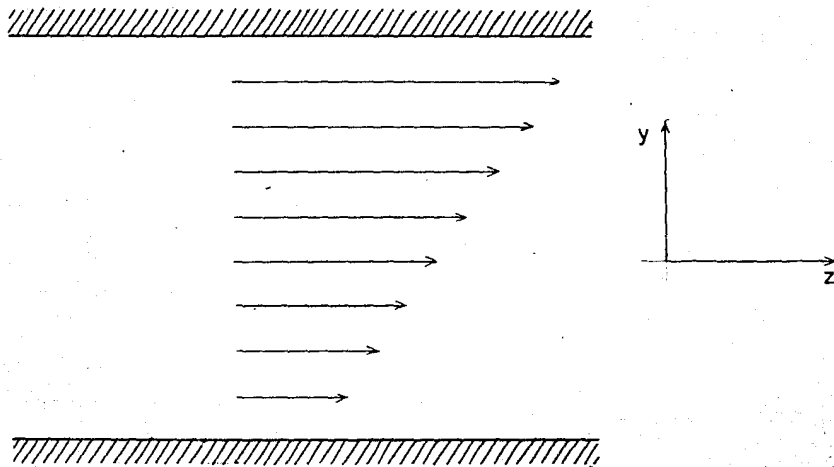


Fig. II. 8

coeficiente de viscosidad  $\mu$  se define por la ecuación

$$f = -\mu \frac{dV_y}{dz}$$

Aquí  $f$  es la fuerza, por unidad de superficie, necesaria para mover un plano con relación a otro. El signo negativo resulta del hecho de que, si  $f$  actúa en la dirección  $+Y$ , va disminuyendo la velocidad  $V_y$  en las capas sucesivas, alejadas cada vez más del plano en movimiento, por lo que  $dV_y/dz$  es negativo.

Aunque el coeficiente de viscosidad se define adecuadamente con este experimento hipotético, también resulta sencilla su evaluación mediante la determinación de la velocidad de flujo a través de un orificio, por la torsión de un disco que gira dentro del fluido, o con otros métodos. Se ilustra un experimento de este tipo en la figura 11.9. El cilindro externo gira a una velocidad constante mediante un rotor eléctrico. Se suspende el cilindro coaxial interno mediante un alambre de torsión. El fluido transmite una torsión al cilindro interno, y esta torsión se calcula por el ángulo de giro del alambre.

El coeficiente de viscosidad  $\mu$  tiene en el Sistema Internacional de Unidades la ecuación dimensional:

$$[\mu] = [f] / [dV/dz] = \text{LMT}^{-2} / \text{L}^2 \quad / \quad \text{LT}^{-1} / \text{L} = \text{L}^{-1} \text{MT}^{-1}$$

y unidad de medida  $\text{kg/m s} = \text{Ns/m}^2$ . En la práctica, es utilizada la unidad de medida llamada poise, debido a Poiseuille, que fuera de los primeros en estudiar la

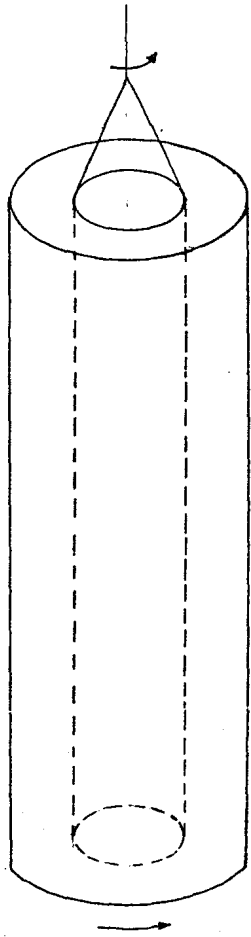


Fig. II . 9

viscosidad

$$1 \text{ poise} = 1 \text{ g/cm s} = 10^{-1} \text{ kg/m.s}$$

El coeficiente de viscosidad  $\mu$  tiene dimensiones dinámicas por lo que se le denomina coeficiente dinámico de viscosidad. La viscosidad de los líquidos disminuye con la temperatura. En el agua esta disminución se produce de manera distinta a otros líquidos. De esta manera hasta los 30°C su disminución es anormalmente rápida (ver tabla II.8), de 0°C a 25°C la viscosidad del agua se reduce a la mitad, en tanto que para otros líquidos esta disminución llega sólo al 25%.

TABLA II.8

VISCOSIDAD DE LIQUIDOS (g cm<sup>-1</sup> seg<sup>-1</sup>)

LIQUIDO	0°C	25°C	50°C	75°C
Agua	0.01793	0.00895	0.00549	0.00360
Etanol	0.0179	0.0109	0.00698	-
Benceno	0.0090	0.0061	0.0044	-

#### II.6.4.- TENSION SUPERFICIAL.

La tensión superficial se debe a las fuerzas moleculares de atracción que aparecen en la superficie de un

líquido expuesto a otro fluido con el que no se mezcla (el agua y el aire son inmiscibles), y como resultado de ello, la superficie libre tiende a ser mínima. Sus efectos se manifiestan en la superficie y se expresa como una fuerza por unidad de longitud de la línea determinada por el contacto de la superficie libre del líquido con el sólido que lo contiene. Cuando un tubo circular de pequeño diámetro  $2r$  se sumerge en una vasija que contiene un líquido que moja al tubo, se observa que dicho líquido asciende por el tubo hasta alcanzar una altura  $h_c$  por encima de la superficie libre que tiene en el recipiente.

Las fórmulas dadas en la mayoría de los textos referentes a los fenómenos capilares se obtienen por medio de ciertas hipótesis simplificativas relativas a la física y a la geometría del agua y del tubo; en primer lugar, se considera finito el tiempo necesario para que se realice el fenómeno capilar, pero, de hecho, la viscosidad del agua contenida en el tubo ejerce una fuerza moderadora que provoca con el tiempo la disminución exponencial del movimiento capilar, de tal manera que, para alcanzar las condiciones de estabilidad teórica, es preciso un tiempo infinito. En segundo lugar, se admite que existe un ángulo de contacto entre la superficie del agua y del sólido; no obstante, el agua se aproxima a la superficie del sólido formando una superficie de curvatura continua (ménisco), y el llamado ángulo de contacto por la tangente a esta

superficie en el punto de contacto.

Si la tensión superficial se denota por  $\sigma$ , la altura capilar máxima por  $h_c$ , el radio del tubo por  $r$ , el ángulo de contacto por  $\theta$ , la densidad del agua por  $\rho$  y la aceleración de la gravedad por  $g$ , resulta que la componente vertical de la fuerza que en el interior del tubo actúa hacia arriba vale  $2\pi r \sigma \cos \theta$  y la de la fuerza que actúa hacia abajo, es decir, el peso de la columna líquida, vale  $\pi r^2 h_c \rho g$  (figura II.10). En el equilibrio estas dos fuerzas se igualan, por lo que

$$h_c = 2 \sigma \cos \theta / r \rho g$$

Si en presencia de sólidos tales como el vidrio y el cuarzo a una temperatura aproximada de 20 °C se toman para el agua los valores  $\sigma = 75$  dinas/cm,  $\cos \theta \approx 1$  y  $\rho = 1$  gramo-peso/cm<sup>3</sup>, la ecuación anterior se transforma en

$$h_c = 0.153/r$$

simplificación que es válida para la mayoría de nuestros propósitos. En esta ecuación,  $h_c$  y  $r$ , se miden en centímetros. De ella se deduce que en un tubo de vidrio de radio 0.01 mm, el ascenso teórico será ligeramente superior a 1.5 metros. En la práctica, se observa que en sedimentos no consolidados de granulometría fina, el promedio del diámetro de los huecos oscila alrededor de este radio y que la ascensión capilar máxima oscila entre 1 y 2 metros; en las arenas, el ascenso capilar varía entre 0.1 y 1.0 metros mientras que en las gravas suele ser inferior a 0.1 metros.



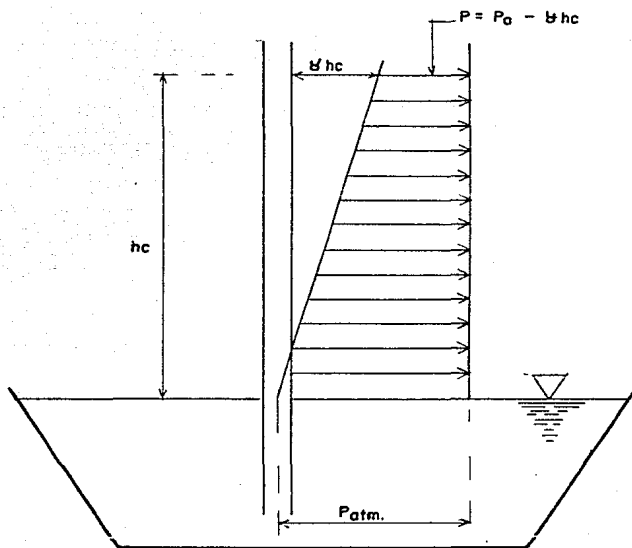


Fig. II. 10

El coeficiente capilar afecta en función de la temperatura del agua, de la composición mineral y de la orientación, forma y espesoramiento de los granos. En las arcillas muy finas, la capilaridad puede manifestarse con ascensos comprendidos entre 2 y 4 metros. La permeabilidad de tales arcillas es, sin embargo, tan pequeña que el tiempo necesario para alcanzar la posición de equilibrio puede ser de varios años.

A manera de ilustración en la tabla II 10 se muestran valores de  $\sigma$  para ciertos líquidos en contacto con aire a 20 °C y en la tabla II 11 se presenta la variación del coeficiente para agua-aire en función de la temperatura.

TABLE II 10

LIQUIDO	COEF. DE TENSION SUPERFICIAL (N/m)
Agua	0.0729
Alcohol Etílico	0.0224
Gasolina	0.0289
Mercurio	0.514
Aceite	0.035 - 0.039
Kerosene	0.023 - 0.039

TABLE 11 11

TEMPERATURA (°C)	Coefficiente 0 (N/m <sup>2</sup> )
0	0.0755
4	0.0749
10	0.0743
20	0.0729
30	0.0712
40	0.0697
50	0.0677
60	0.0663
80	0.0626
100	0.0580

La tercera agua de origen es agua atmosférica y agua subterránea son extrínsecas penetran hacia abajo refiriéndose al agua que está en los espacios porosos, fracturas, conductos grietas y cavidades del material consolidado y sin consolidar que se encuentran bajo ciertas presiones. El estado del agua de subsuelo constituye una investigación de estas aberturas y de lo que sucede con el agua que se abre camino hasta ellas. La mayor parte del agua del subsuelo procede de la lluvia y de la nieve que cae sobre la Tierra. Parte de esta agua se evapora directamente en el terreno y la restante arena hacia los lagos y ríos y de allí al subsuelo.

Una porción del agua que penetra de la superficie hacia abajo es retenida por las rocas y materiales de la tierra que frenan o obstaculizan su descenso por abajo. La zona en que se queda esta agua se llama zona de aereación y el agua en sí recibe el nombre de agua colgada. Los espacios entre las partículas de esta zona están llenos parcialmente con agua y parcialmente con aire. Son dos las fuerzas que actúan para evitar que el agua colgada se mueva hacia profundidades mayores en la Tierra: 1) La atracción molecular que ejercen las rocas y los materiales terrestres sobre el agua, y 2) La atracción recíproca de las partículas de agua.

La zona de aereación se puede subdividir en tres fases:

La faja de humedad del suelo en la faja intermedia y la faja capilar:

Parte del agua que entra en la faja de humedad del suelo desde la superficie es utilizada por las plantas y parte se evapora a la atmósfera, otra cierta cantidad pasa hacia abajo a la faja intermedia donde puede quedar sostenida por la atracción molecular (como agua colgada). En la faja intermedia hay poco movimiento, excepto cuando la lluvia o la fusión de la nieve envía desde arriba una nueva oleada de humedad. En algunas áreas está ausente la faja intermedia y la faja de humedad del suelo descansa directamente sobre la tercera, constituida por el fleco capilar. El agua se eleva desde abajo dentro del fleco capilar a una altura que varía de unos cuantos centímetros hasta dos o tres metros.

Debajo de la zona de aereación se encuentra la zona de saturación. En esta las aberturas de la roca y de los materiales terrestres están completamente llenos de agua subterránea y la superficie entre la zona de saturación y la de aereación se llama nivel de aguas freáticas o simplemente nivel freático (figura III 1).

### III 1.- POROSIDAD

Supóngase que se tiene una muestra de roca de volumen geométrico total  $V_t$  (sólidos + poros)  $S_0$  el espacio poroso

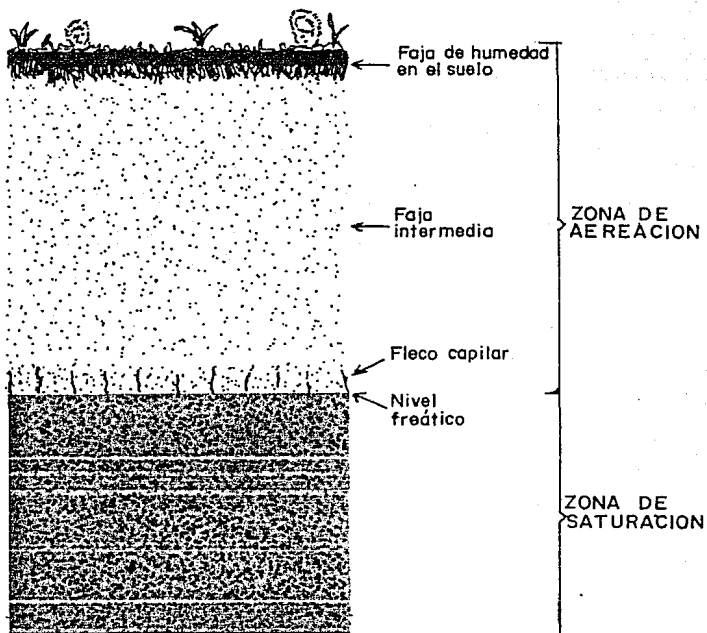


Fig. III. 1

Zonas principales del agua subterránea

ocupa un volumen  $V_p$  y los sólidos un volumen  $V_s$  entonces la porosidad  $\phi$  está dada por:

$$\phi = V_p / V_t = V_t - V_s / V_t$$

De la expresión anterior se observa que el mayor es el volumen del espacio poroso, la capacidad de almacenamiento del sistema considerado. Además  $\phi$  es adimensional, menor o igual que la unidad y en la práctica es común expresarla como un porcentaje.

Experimentalmente se ha encontrado que la porosidad varía con el tamaño, forma y distribución de los elementos sólidos que constituyen la muestra.

Existe un gran número de formas para determinar la porosidad en el laboratorio. Sin embargo, el mejor método consiste en saturar una muestra limpia y seca con un fluido de densidad conocida y determinar el volumen del espacio poroso a partir del aumento en el peso de la muestra. Antes de iniciar la saturación es necesario hacer el vacío en la muestra.

A continuación se dan algunos valores numéricos de la porosidad que indican los órdenes de magnitud [1].

C O L O M B I A

ROZAS	VALORES
Gravas	25 a 40
Gravas de 4 m.	35
Arenas y Gravas	25 a 30
Arenas	25.95 a 47.54
Aluviones recientes	5 a 15
Arenas graníticas	13
Arcillas	44 a 50
Margas	47 a 50
Cienas recientes	88 a 90
Limas	34 a 50
Calizas	0.5 a 17
Greses	14 a 44
Calizas de la zona	3 a 20
Mármol de Carrara	0.10 a v. 20
Esquistos	1 a 10
Areniscas	4 a 20
Dolomitas	2 a
Granitos	0.02 a 1.5
Yeso	4
Basaltos	0.1 a 2.9



## 1)1 2 - PERMEABILIDAD

Es que encontramos en un almacenamiento de agua de las subterráneas en una área dado depende de la capacidad de los materiales de la Tierra para transmitir el agua, así como su aptitud para mantenerla. A la capacidad de transmitir el agua subterránea se llama permeabilidad.

La velocidad a que una roca transmite agua depende no sólo de su porosidad total, sino también del tamaño de las conexiones entre sus aberturas. Por ejemplo, aunque una arcilla puede tener una porosidad más alta que una arena, las partículas que constituyen la arcilla son diminutas y los intersticios entre ellas son muy pequeños.

De ahí que el agua pase con mayor rapidez a través de la arena que de la arcilla más porosa, simplemente porque la atracción molecular sobre el agua es mucho más fuerte en las minúsculas aberturas de la arcilla. El agua se mueve con más libertad a través de la arena porque los conductos entre las partículas son relativamente grandes y la atracción molecular sobre el agua es relativamente baja. Por supuesto, no importa el tamaño de los intersticios de un material, para que pase el agua, debe haber conexiones entre ellos. Si no están interconectadas, el material es impermeable.

Un material permeable que efectivamente contiene agua en el subsuelo, se llama acuífero, palabra que se deriva del latín y que significa que "lleva agua".

### III 3 - MANANTIALES Y POZOS

El agua subterránea se mueve hacia una zona de saturación hasta que alcanza una capa de roca impermeable o hasta que llegue al nivel freático, entonces comienza a moverse lateralmente. Tarde o temprano fluye nuevamente a la superficie del terreno por un conducto llamado manantial o alimenta directamente las aguas superficiales como ríos e lagos.

Un manantial es el resultado de la intersección natural de la superficie del terreno y el nivel freático, en tanto que un pozo es una abertura artificial que corta la zona de saturación desde la superficie.

### III 4 - TIPOS DE AGUA EN EL SUBSUELO

Un material acuífero poroso puede contener agua:

- Como elemento químico en la composición de minerales.
- En forma gaseosa (vapor).
- Formando una película sobre la superficie de las rocas.
- En estado sólido.
- En estado líquido, saturando las rocas.

En general, los distintos tipos de agua pueden agruparse en tres grandes categorías:

- Agua de retención.
- Agua capilar.
- Agua gravífica o de gravedad.

## 117.4.3 - AGUA DE RETENCIÓN

La estructura de agua de la red es su carácter peculiar que la atribuye a las discontinuidades en el contorno y fijada por la irregularidades eléctricas de la superficie de los cristales de los componentes de las rocas, que se manifiestan como diminutas dipolos. En este modo cierta cantidad del agua del subsuelo es retenida por la red. Se trata del agua 3-retención llamada también agua ligada por sus propiedades físicas son muy diferentes, en particular la densidad, de las del agua libre. Está representada esencialmente por dos tipos de agua: agua higroscópica y agua pelicular (figura III.2).

## 117.4.1.1 - AGUA HIGROSCÓPICA.

El agua higroscópica envuelve a las rocas en forma de una película que se mantiene adherida a la superficie de los granos debido a fuerzas de Van der Waals entre éstas y las moléculas de agua. El agua higroscópica no transmite la presión hidrostática por lo que no puede desplazarse más que en estado de vapor. Su peso específico es de  $2.5 \text{ g/cm}^3$ , no disuelve las sales y no conduce la corriente eléctrica. Su punto de solidificación es de  $-78^\circ\text{C}$  y el de ebullición  $105^\circ\text{C}$ .

La cantidad de agua higroscópica no es constante. Varía en función de la porosidad, humedad, temperatura, y presión del aire. Pero es sobre todo la porosidad, y por tanto la

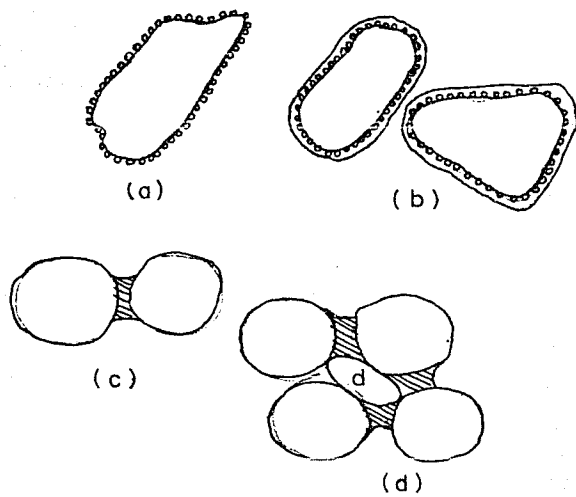


Fig. III. 2

- (a) Agua higroscópica
- (b) Agua pelicular
- (c) Agua capilar aislada
- (d) Agua gravífica

que se encuentran en los granos de los minerales de agua ligada. Esta agua está en forma de película delgada en las aristas de los granos, formando una capa de 0.2 a 0.5 micras de espesor. En general, la espesor de esta película de agua ligada es del orden de 0.1 micras.

#### III 4 1 2 - AGUA PELICULAR:

El agua pelicular rodea a los granos de los minerales y es agua higroscópica con una delgada película de espesor variable del orden de algunas fracciones de micra, no superior a 0.1 micras.

El agua pelicular se mantiene en la superficie granular por la acción de una fuerza de atracción molecular recíproca entre las partículas de roca y las moléculas de agua. Esta agua llena los microporos cuya medida cae en la magnitud de la esfera de atracción molecular. Se puede dividir en Agua Pelicular Fuertemente ligada y Agua Pelicular Levemente ligada.

El agua pelicular fuertemente ligada se debe a fuerzas electromagnéticas de intensidad media alrededor de los granos tendiendo hacia el estado de agregación sólida. No disuelve las sales y no conduce la corriente eléctrica. Su peso específico es mayor que  $1.0 \text{ g/cm}^3$ , congela a temperaturas más bajas que  $0^\circ\text{C}$ . No se desplaza ni transmite la presión hidrostática e hidrodinámica.

Al agua pelicular débilmente ligada se le llama también agua osmótica y se debe a las fuerzas electromoleculares

El agua capilar se encuentra en los poros capilares de las rocas y en los huecos estrechísimos a nivel de los grandes poros. El agua capilar tiene la característica de estar saturada a una temperatura aproximada de 10°C. Se desplaza lentamente de un grano a otro sin transmitir presión. Daña a las arcillas-arenosas cohesión, plasticidad y tixotropía.

El agua capilar no puede desplazarse por gravedad. No puede extraerse más que por centrifugación. El contenido de agua capilar de las rocas varía entre 40-50% en las arcillas y 1-5% en las arenas.

### III 4.2 - AGUA LIBRE.

#### III 4.2.1 - AGUA CAPILAR.

El agua capilar ocupa los poros capilares de las rocas, también las fisuras capilares situadas sobre el nivel freático. Su presencia se debe a las fuerzas de capilaridad. Puede elevarse sobre la superficie piezométrica de las aguas subterráneas y mantenerse en equilibrio en los intersticios de las rocas por la acción de la tensión superficial. Es fácilmente cedida por las rocas mediante evaporación. Transmite la presión hidrostática. Se pueden distinguir según la posición en relación con la superficie piezométrica y la acción de la gravedad:

- Agua Capilar Aislada

### 4. Agua Capilar Continua

El agua capilar continua es la que se encuentra dentro de los poros y grietas que existen del lado inferior del suelo una parte de los espacios vacíos de las rocas, conteniendo la otra parte vapor de agua. Su presencia se debe a la infiltración de las aguas superficiales. No se considera bajo la acción de la fuerza de gravedad y debe clasificarse dentro de la categoría del agua de retención.

El agua capilar continua o sostenida localizada en la franja capilar, rellena la totalidad de los poros e intersticios capilares. Está sometida a la acción de la gravedad, cumple con las leyes hidrostáticas.

### III 4 2 2 - AGUA GRAVIFICA O DE GRAVEDAD

El agua gravifica o de gravedad rellena el espacio que dejan libre los poros, intersticios y fisuras de la roca. Se llama también agua libre o agua de percolación. En condiciones de presión normal sus características técnicas son las del agua libre punto de fusión 0°C, punto de ebullición 100°C. Obedece exclusivamente a la gravedad, se introduce por el subsuelo, pudiéndose extraer frecuentemente mediante procedimientos técnicos. Transmite la presión hidrostática. Bajo la acción de diferencias de presión, el agua gravifica puede circular por las zonas acuíferas. Constituye la parte activa de las aguas subterráneas.

Se puede relacionar los tipos de agua del subsuelo y

... del ... de la ... de ... de ... de ... de ...  
 ... de ... de ... de ... de ... de ... de ...  
 ... de ... de ... de ... de ... de ... de ...  
 ... de ... de ... de ... de ... de ... de ...  
 ... de ... de ... de ... de ... de ... de ...  
 ... de ... de ... de ... de ... de ... de ...



**TABLA III.1**  
**Categorías y Tipos de agua en el subsuelo**

CATEGORIAS	TIPOS	CATEGORIAS		EXTRACCION
Agua de retención	Agua Higroscópica	Aguas ligadas	Agua de retención	Calcinación
	Agua peñcular			Centrifugación
Agua capilar	Agua capilar aislada	Aguas libres	Aguas libres	Gravedad
	Agua capilar continua			
Agua gravífica	Agua gravífica			

#### IV.- METODOS ELECTRICOS.

El método geofísico de superficie utilizado con más frecuencia en la exploración del agua subterránea es el método eléctrico. Los instrumentos son relativamente baratos y para los trabajos de campo se necesitan sólo dos o tres hombres.

Pueden medirse dos tipos de potencial eléctrico. Uno es el potencial eléctrico natural, o espontáneo, que existe entre dos puntos del suelo; el otro es un potencial inducido por el paso de una corriente eléctrica a través del suelo. El potencial espontáneo y la resistividad se miden usualmente con el mismo instrumental: en primer lugar se mide el potencial espontáneo y, a continuación, la resistividad.

Se utilizan distintas configuraciones electródicas, entre las cuales las de Wenner y Schlumberger son las más comunes (fig. IV.1). El dispositivo Wenner tiene la ventaja de ofrecer una relación más directa entre la separación de los electrodos y la profundidad de penetración de la corriente. Por otra parte, la configuración Schlumberger, para una separación dada de los electrodos exteriores, permite una definición más clara de las condiciones del subsuelo, necesiéndose menos personal de campo debido a que los electrodos interiores se desplazan en una sola línea.

Los potenciales espontáneos elevados son producidos por la presencia de sulfuros minerales oxidados, así como

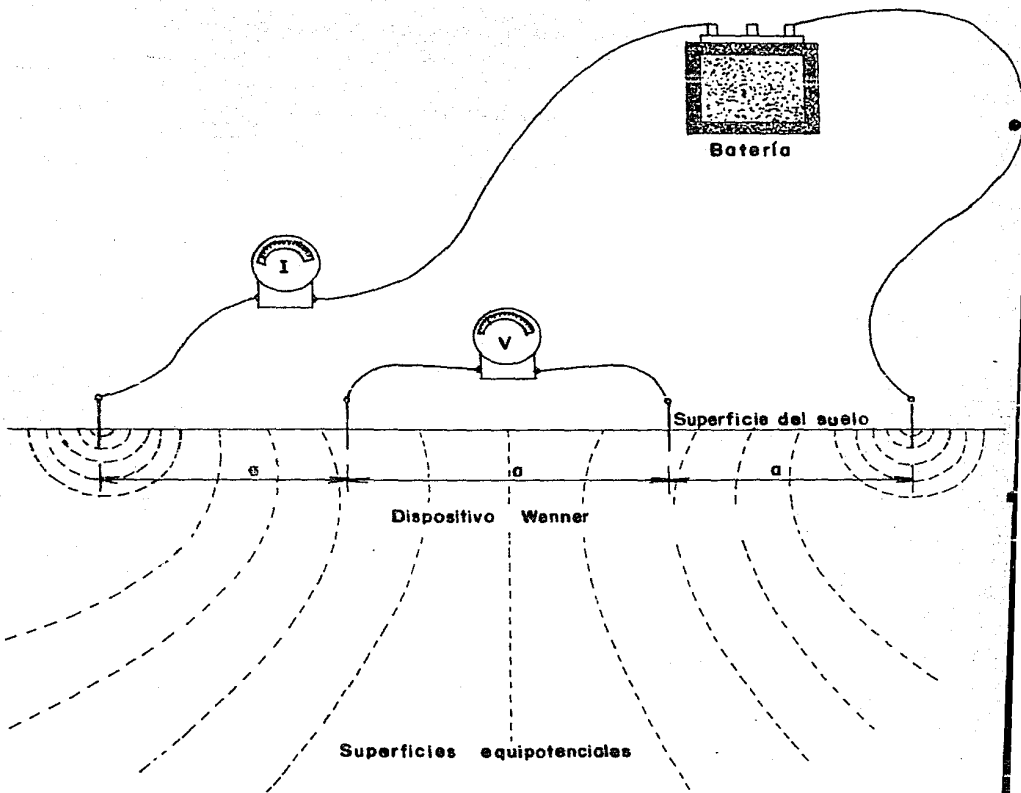


Fig. IV.1.a - Dispositivos electrónicos Schlumberger y Wenner. Los circuitos eléctricos están esquematizados.

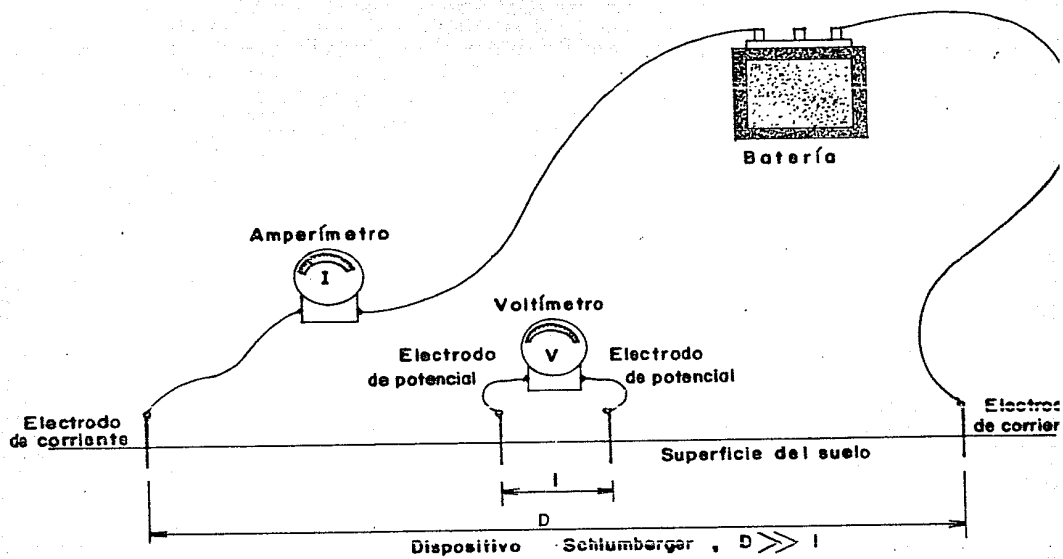


Fig. IV. 1 (b)

corrosión de metales, por aguas de diferente composición química en contacto y por otros procesos electroquímicos. En algunos casos, la medida de tales potenciales permite localizar la presencia de yacimientos, fallas y zonas de metamorfización. En hidrogeología, el uso de esta técnica se ha limitado a trabajos de investigación en áreas en las que coexisten en contacto aguas de composiciones químicas diferentes.

La resistividad de los materiales naturales varía ampliamente. En tanto que el granito compacto puede alcanzar valores del orden de  $10^6$  ohm-m, en las arcillas saturadas de agua salada puede llegar a sólo 1.0 ohm-m. En general, los minerales sólidos, tales como el cuarzo y el feldespato, son altamente resistivos, mientras que las salmueras tienen las resistividades más bajas.

En las rocas sedimentarias, debido a la gran resistividad de los minerales detriticos comunes en ellas, cuarzo, feldespatos y calcita, la mayor parte de la corriente eléctrica circula a través de los fluidos intersticiales, por lo que la resistividad de tales rocas depende en gran parte de su porosidad y de la composición química de los fluidos saturantes. La presencia de arcillas, en rocas o sedimentos, rebaja sensiblemente su resistividad, debido a que cuando están saturadas, las partículas de arcilla están rodeadas por películas de iones parcialmente móviles que se desplazan bajo la acción del gradiente de

potencial. Este desplazamiento, sumado al que en ausencia de excitación tienen en el fluido, determina un aumento de la conductividad.

TABLA IV. 1

VALORES APROXIMADOS DE LA RESISTIVIDAD DE ALGUNOS MATERIALES

MATERIAL	RESISTIVIDAD (OHM-M)
Grafito	$3 \times 10^{-4}$
Pirita	$10^{-3}$
Salmuera	$5 \times 10^{-2}$
Arcilla	1.0
Yeso	10
Agua dulce	50
Gravas y arenas saturadas con agua dulce	$10^2$
Serpentinita	$3 \times 10^2$
Caliza	$10^3$
Granito	$10^6$
Cuarzo	$10^{11}$
Calcita	$5 \times 10^{12}$

En las figuras IV.1 se representa la distribución de potencial alrededor de dos electrodos. Los electrodos de potencial se emplazan convenientemente alejados de los electrodos exteriores o de corriente, con el fin de evitar la zona de cambios rápidos de potencial. La ecuación

$$\rho_a = 2\pi aV/I$$

permite obtener los sucesivos valores de la resistividad aparente a medida que los electrodos se van alejando adecuadamente del centro del dispositivo. En la ecuación,  $\rho_a$  representa la resistividad aparente,  $a$  la separación entre los electrodos,  $V$  la diferencia de potencial e  $I$  la intensidad de la corriente aplicada. A pesar de la simplicidad de esta ecuación, no existe una regla universalmente válida para relacionar la separación interelectródica  $a$  con la profundidad de penetración efectiva. La idea generalizada de que en la configuración Wenner la separación interelectródica está directamente relacionada con la profundidad de penetración, puede producir un error de varios cientos de metros en el cálculo de las profundidades. La determinación de los estratos horizontales se realiza mediante la comparación de las medidas de campo con colecciones de curvas-tipo calculadas para estratos teóricos con contrastes de resistividad determinados. Se han empleado también otros métodos, uno que ha tenido un relativo éxito, consiste en elaborar una

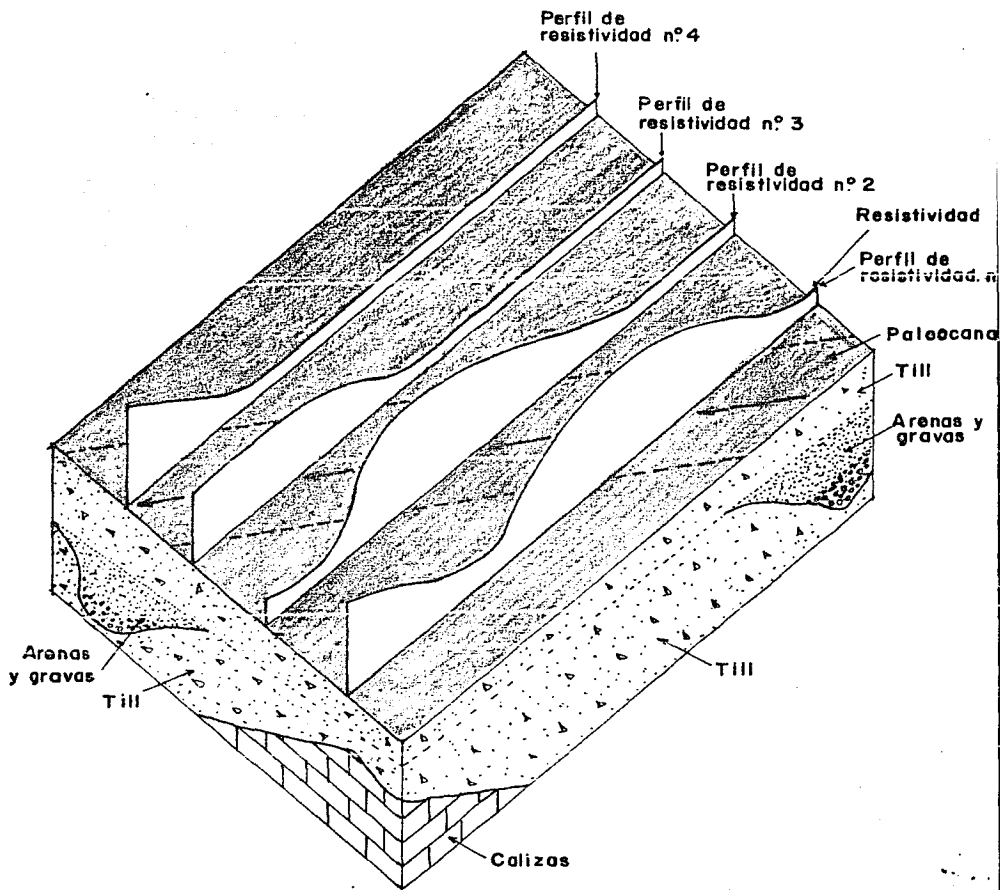


Fig. IV.2 — Perfiles de resistividad realizados con el objeto de localizar un paleocauce excavado en una formación de till. Una vez que el cauce se ha localizado la exploración se prosigue por medio de perfiles perpendiculares a la dirección de dicho cauce.



curva acumulativa de resistividad y observar que las inflexiones de esta curva señalan límites entre las formaciones.

En la exploración por métodos resistivos, el dispositivo más simple consiste en utilizar una separación interelectrónica fija y desplazar los electrodos a lo largo de una recta, el perfil resultante muestra la resistividad aparente de las rocas y sedimentos a una profundidad aproximadamente constante. Este método se ha utilizado con éxito para localizar depósitos de gravas contenidos en los "tills" (fig. IV.2). En la figura IV.3 se representan otras aplicaciones potenciales de este método.

La configuración con separación interelectrónica constante es la que mejor se adapta al estudio de límites verticales resistentes por depósitos de espesor no superior a 30m. Para el estudio de límites horizontales tales como el nivel freático o las superficies de las rocas estratificadas, suele utilizarse el método de los sondeos verticales, que consiste en mantener fijo el punto medio de la línea de los electrodos, mientras que, mediante sucesivos incrementos, tales electrodos se van separando entre sí. La representación de la resistividad aparente en función de la separación de los electrodos de corriente (fig. IV.4) permite obtener las resistividades de distintos estratos a profundidades sucesivamente mayores. La resistividad aparente mide los efectos de todas las capas entre la

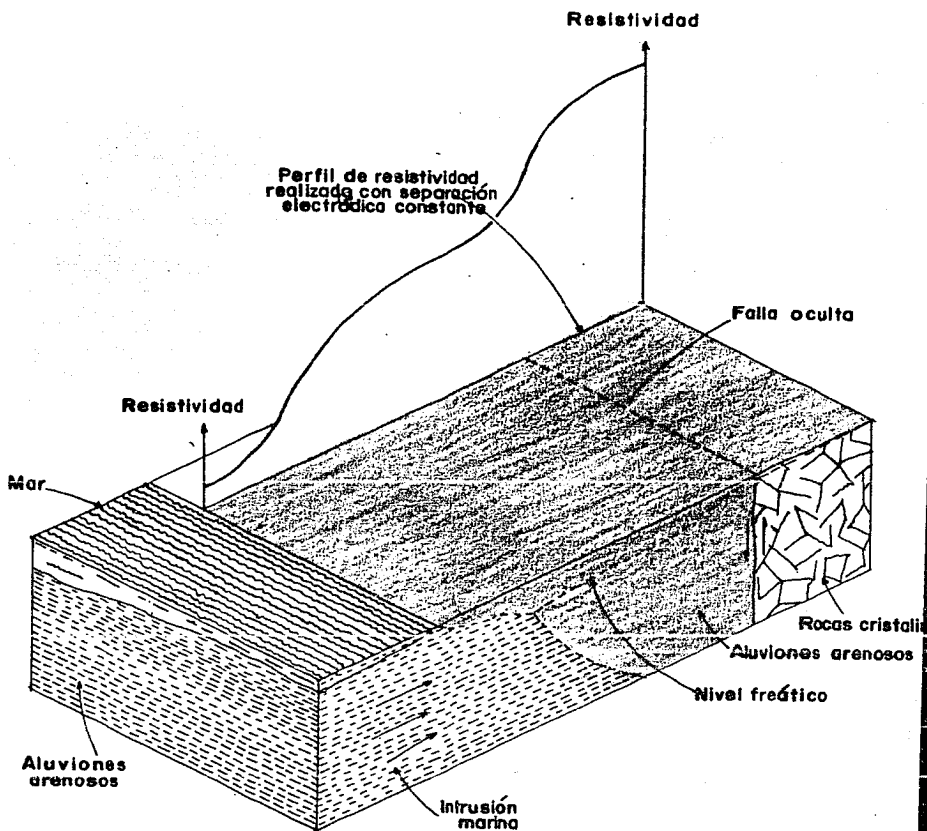


Fig. IV.3 — El perfil de resistividad de la figura permite delimitar la intrusión del agua del mar en un acuífero de arenas. El mismo perfil pone de manifiesto la existencia de una falla oculta.

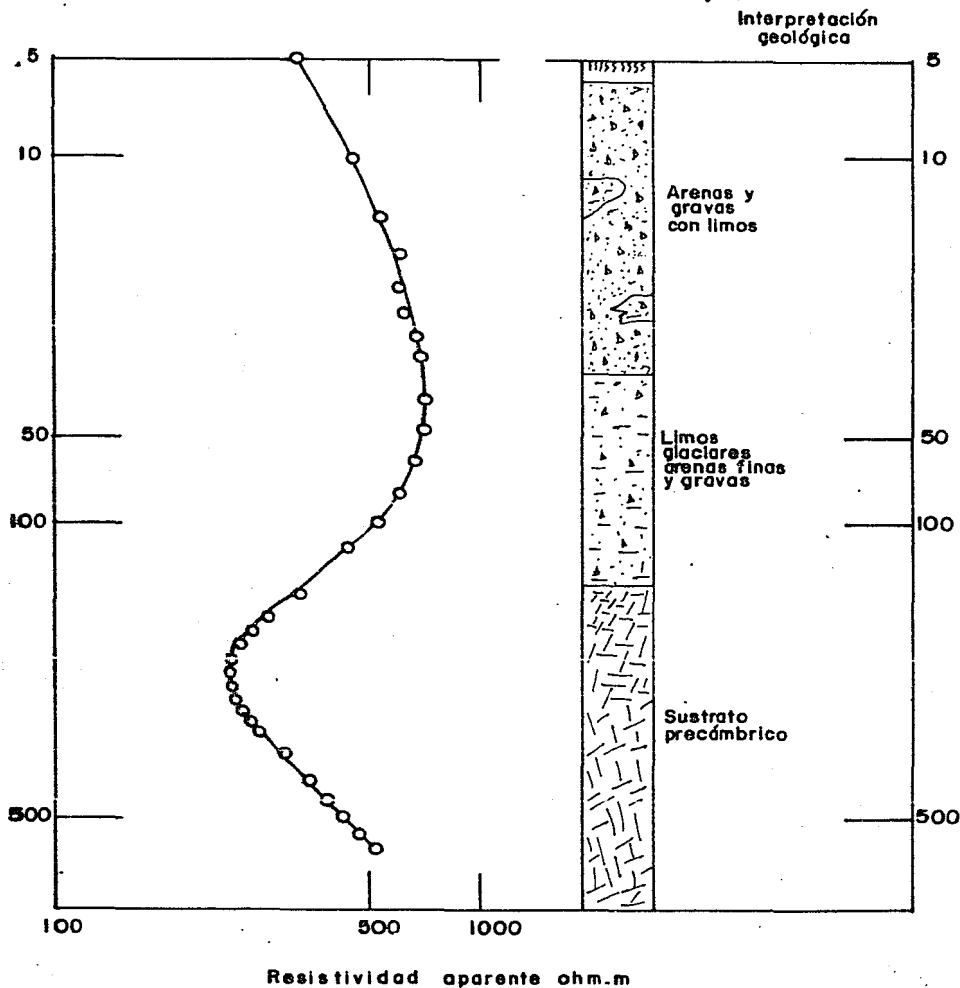


Fig. IV. 4 — Resistividades aparentes en función de la separación eléctrica. Esta técnica se llama "método de los sondeos eléctricos verticales".

superficie y la profundidad máxima de penetración. Por esta razón, la interpretación resulta tanto más difícil cuanto mayor es el número de capas. Para obtener una interpretación ajustada, el número máximo de capas distintas ha de estar alrededor de tres o cuatro, salvo que se disponga de informaciones exactas acerca de la naturaleza del subsuelo.

Hay tres limitaciones básicas a considerar en el empleo del método de resistividad. En primer lugar, las tuberías metálicas, conducciones eléctricas y determinadas obras de ingeniería, en contacto con el suelo, producen perturbaciones, de manera que en sus proximidades suelen existir dificultades para la correcta toma de medidas por la aparición de potenciales no controlables. En segundo lugar, sin información suplementaria procedente de perforaciones o de otros métodos geofísicos, sólo pueden interpretarse estructuras geológicas relativamente simples. En tercer lugar, la profundidad de penetración alcanzable con la mayoría de los instrumentos portátiles es inferior a 450 metros, debido, por una parte, a la carencia de fuentes de alimentación manejables de suficiente potencia y, por otra parte, al hecho de que, cuando las líneas de emisión sobrepasan distancias prudentes, no existe garantía de que mantengan las mismas condiciones geológicas. Si se tienen en cuenta estas limitaciones, los métodos resistivos pueden ser de gran utilidad al hidrogeólogo.

Para una mejor interpretación de las curvas resultantes

del método es necesario contar con los valores de resistividad de las rocas investigadas, valores que generalmente se consultan en manuales especializados.

## V - DETERMINACION DE LA RESISTIVIDAD EN EL LABORATORIO

### V.1 - RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS.

Para la determinación de la resistividad de las rocas se utilizan diferentes métodos. Su elección depende de la tarea concreta, de la naturaleza de la roca y de las posibilidades técnicas del investigador. Los métodos de laboratorio más utilizados son: el método de dos electrodos y el método de cuatro electrodos.

Del método de dos electrodos existen diferentes variantes. La más sencilla consiste en preparar una muestra en forma cilíndrica y colocar dos placas conductoras o electrodos en contacto con sus caras opuestas (fig. V.1). La resistencia de la muestra es la que existe entre las dos placas. Para medir esta resistencia se puede utilizar un ohmetro. La desventaja de este procedimiento es que un ohmetro opera con corriente directa, lo cual da origen a potenciales de contacto entre las placas y la solución salina, debido a fenómenos de polarización eléctrica y en consecuencia, las mediciones son erróneas. Para evitar este inconveniente se puede hacer pasar una corriente alterna a través de la muestra y determinar su resistencia indirectamente mediante la ley de Ohm. Si la frecuencia de la corriente es alta, los efectos de polarización electroquímica se hacen despreciables. En la práctica se ha encontrado que una frecuencia del orden de 1,000 Hz es

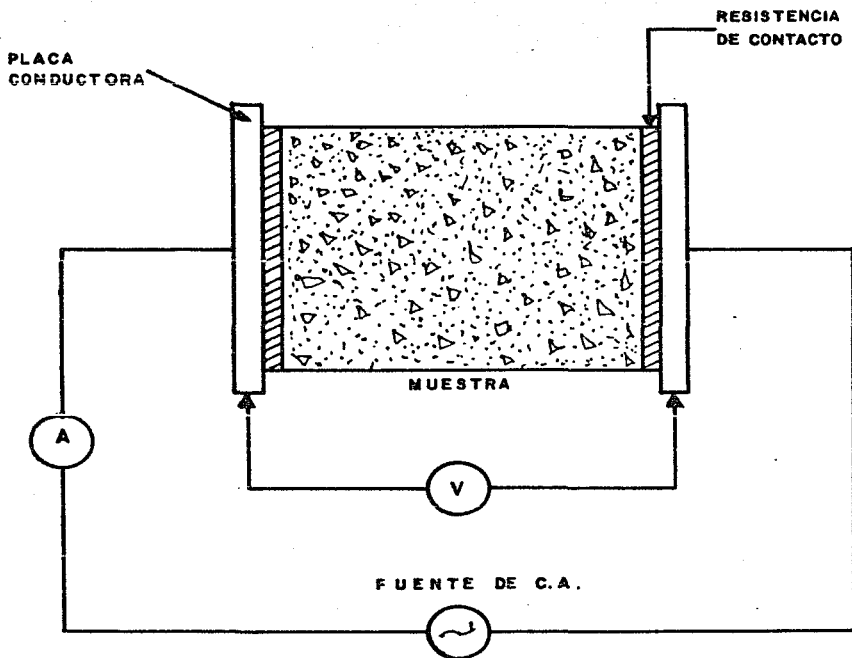


Fig. V. 1.- Método de dos electrodos para determinar resistividad de una muestra porosa.

satisfactoria

Para tener un buen contacto eléctrico entre las placas conductoras y la muestra, se aplica una capa de pintura de plata a las caras opuestas o colocándose entre la muestra y las placas un medio poroso deformable impregnado con la misma solución saturante. Esto introduce resistencias adicionales al circuito, llamadas resistencias de contacto que son difíciles de determinar ya que dependen de la presión ejercida por las placas así como del área de las caras de la muestra y de su porosidad.

Para eliminar el efecto de las resistencias de contacto en la medición de resistividad se utiliza el método de cuatro electrodos. Un arreglo simplificado se muestra en la figura V.2. El amperímetro A permite medir la corriente  $I$  que circula a través de la muestra y el voltímetro V indica la diferencia de potencial  $V_{ab}$  entre los puntos a y b. La resistencia de la parte de la muestra comprendida entre los puntos a y b está dada por

$$R_{ab} = V_{ab}/I \quad (V.1)$$

y su resistividad es

$$\rho = V_{ab} L/IL \quad (V.2)$$

En la práctica, la corriente  $I$  se determina en forma indirecta, midiendo la caída de potencial a través de una resistencia de precisión en serie con la muestra, como se ilustra en la figura V.3, y aplicando la ley de Ohm



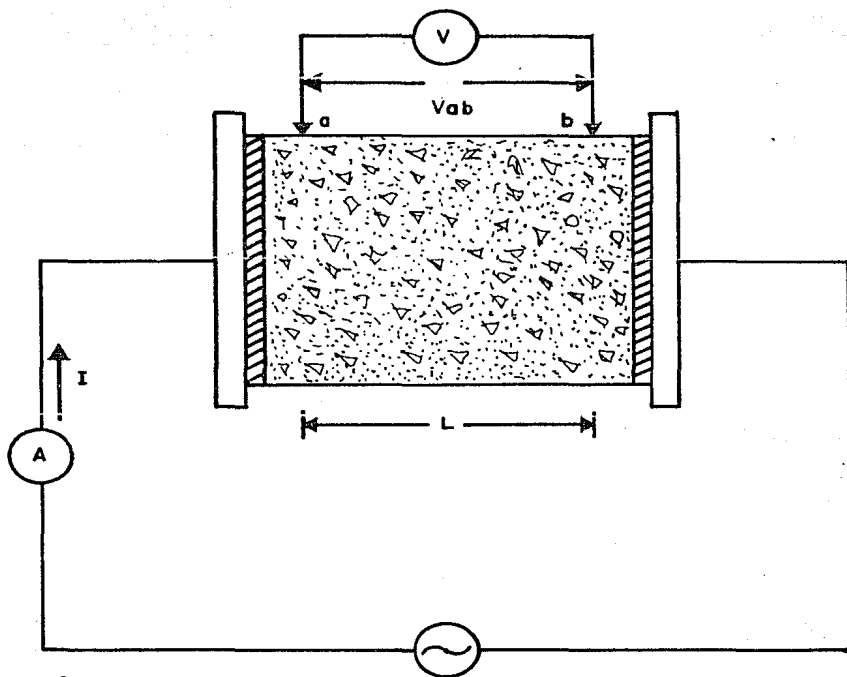


Fig. V. 2.\_ Método de cuatro electrodos para determinar resistividad.

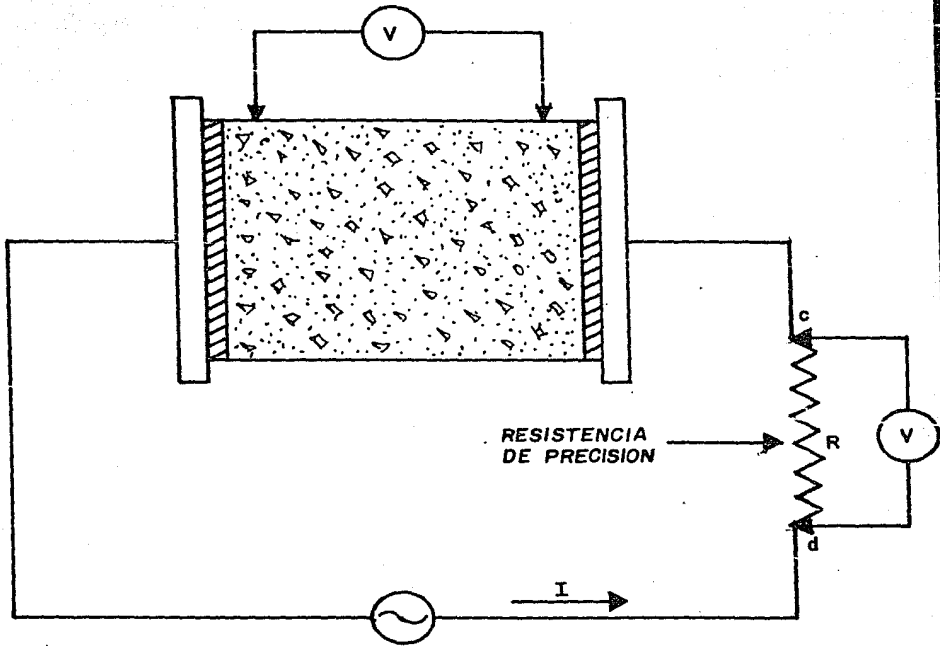


Fig. V. 3. - Arreglo para determinar la corriente a través del circuito.

Aunque el método de cuatro electrodos soluciona el problema de las resistencias de contacto entre las placas y la muestra, al medir el voltaje  $V_{ab}$  la lectura puede ser errónea a causa de falsos contactos entre las puntas de medición a, b y el electrolito que satura la muestra. Se ha tratado de evitar este inconveniente haciendo las mediciones de potencial sobre anillos de alambre conductor que rodea la muestra (fig. V.4). Aunque esto mejora las mediciones, no da una solución satisfactoria al problema.

Para evitar los inconvenientes que tienen los métodos que han sido descritos, se ha desarrollado el método potenciométrico. Un arreglo simplificado se muestra en la figura V.5, donde P representa un potenciómetro lineal y M un medidor de anulación.

De acuerdo con la ley de Ohm, la resistencia entre los puntos a y b de la muestra está dada por

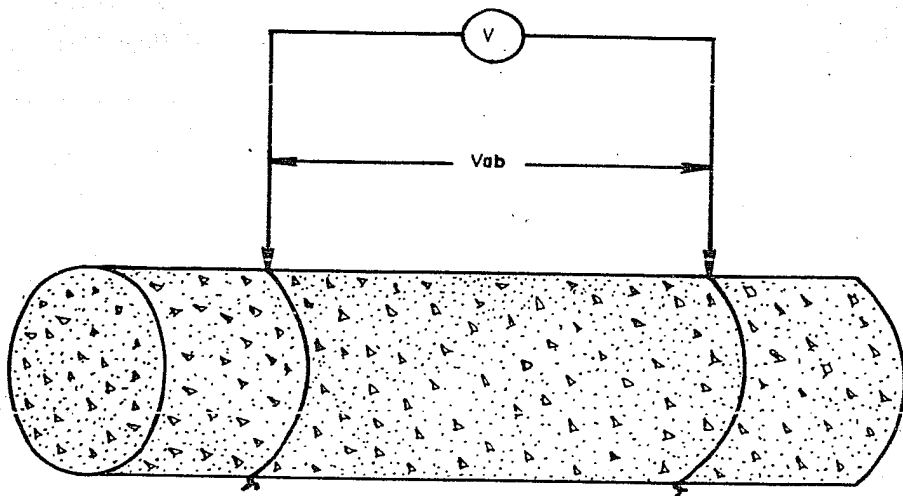
$$R_{ab} = V_{ab}/I_m$$

si el medidor M se coloca sucesivamente en las posiciones 1 y 2 de manera que en esas posiciones indique anulación, es decir, que no haya corriente a través de ese instrumento, entonces  $V_{ab} = V_{cd}$ , por lo que

$$R_{ab} = V_{cd}/I_m \quad (V.3)$$

$$\text{Ahora bien, } V_{cd} = V_{fd} - V_{fc}, \quad I_m = V_{fg}/R_t$$

donde  $R_t$  es la resistencia total de la muestra, incluyendo las resistencias de contacto. En consecuencia, la ec. (V.3)



**Fig. V. 4 — Arreglo para mejorar las mediciones de caída de potencial a través de una muestra.**

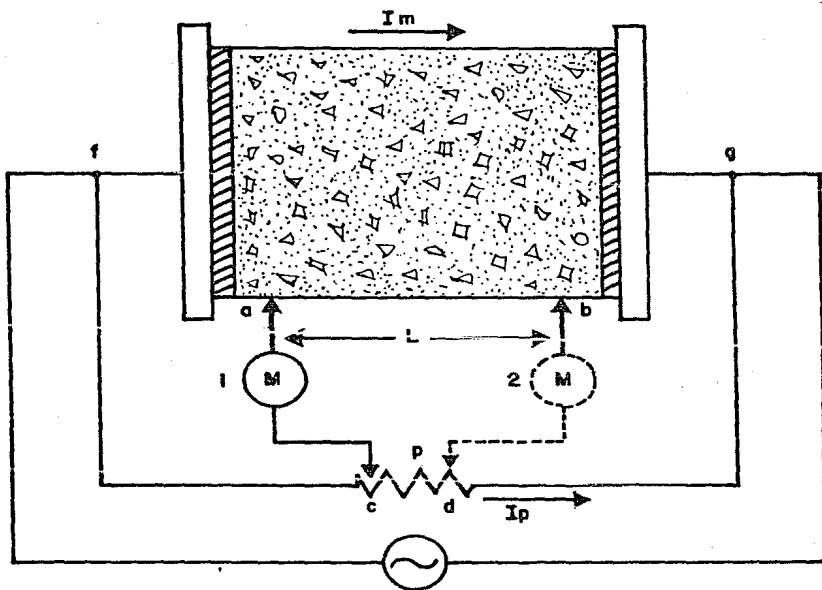


Fig. V 5.— Método potenciométrico

se puede expresar como

$$R_{ab} = R_t \left[ (V_{fd} - V_{fc})/V_{fg} \right] \quad (V.4)$$

pero  $V_{fd} = I_p R_{fd}$ ,  $V_{fc} = I_p R_{fc}$  y  $V_{fg} = I_p R_p$ .

donde  $R_p$  es la resistencia total del potenciómetro.

Sustituyendo estos valores en la ec. (V.4) se tiene

$$R_{ab} = R_t \left( R_{fd}/R_p - R_{fc}/R_p \right) \quad (V.5)$$

Finalmente, la resistividad de la muestra está dada por

$$\rho = R_t A/L \left( R_{fd}/R_p - R_{fc}/R_p \right) \quad (V.6)$$

donde  $L$  es la distancia entre los puntos  $a$  y  $b$ , y  $A$  la sección transversal de la muestra.

Como se puede observar, para determinar la resistividad por el método potenciométrico no es necesario conocer la corriente a través de la muestra, ni la diferencia de potencial que existe entre los puntos de medición, ya que la resistividad queda expresada en términos de resistencias que se pueden medir fácilmente con bastante precisión, y de los parámetros geométricos  $A$  y  $L$ . La resistencia  $R_t$  se puede medir con el sistema convencional de dos electrodos o, mejor aún, con un puente de Wheatstone, mientras que las relaciones  $R_{fd}/R_p$  y  $R_{fc}/R_p$  se pueden determinar usando un dial acoplado al potenciómetro  $P$  y calibrando de tal manera que indique directamente el valor de esas relaciones [17]

## V. 6. - RESISTIVIDAD DE LAS SOLUCIONES.

Para determinar la resistividad de las soluciones en el laboratorio se utilizan diferentes dispositivos. La figura V. 6 presenta uno de ellos. Consiste de un recipiente de vidrio y de cuatro electrodos montados en la pared del recipiente. La solución cuya resistividad queremos determinar se vierte en el recipiente. Se hace pasar la corriente a través de los electrodos A y B y se mide la diferencia de potencial V entre los electrodos M y N. La resistividad de la solución se calcula con la fórmula

$$\rho = K V / I$$

donde K es una constante que depende de la distancia entre los electrodos de su forma, y también de la forma del recipiente.

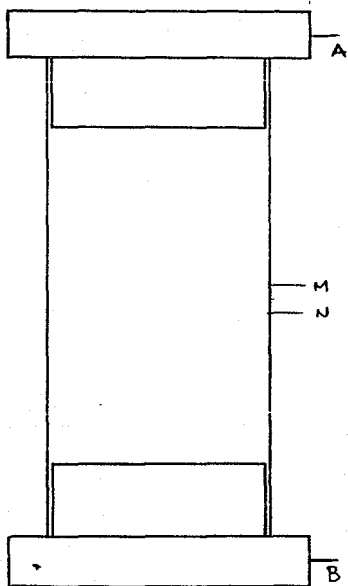


Fig. V.6



## VI - RELACIONES FACTOR DE RESISTIVIDAD-POROSIDAD

## VI.1 - FACTOR DE RESISTIVIDAD

El factor de resistividad  $F$  es conocido comúnmente como factor de formación, y representa una medida del grado de complejidad geométrica del espacio poroso de la roca. Entre más complejo es, el factor de formación es mayor.

Supóngase que se tiene una muestra de roca de material aislante y un electrolito de resistividad  $\rho_w$ . Sea  $\rho_s$  la resistividad del sistema roca-fluido. Experimentalmente se ha establecido que

$$\rho_s = F \rho_w \quad (VI.1)$$

Es decir, el factor de formación  $F$  de una muestra porosa es la razón de la resistividad de la muestra saturada con un electrolito a la resistividad de este último.

$$F = \rho_s / \rho_w \quad (VI.2)$$

De aquí, el factor de resistividad es una cantidad adimensional mayor que la unidad que depende de las características litológicas de la roca y, más exactamente, de la forma del circuito conductor formado por el agua intersticial contenida en los poros intercomunicados de la muestra.

## VI.2.- INDICE DE RESISTIVIDAD

Supóngase que la resistividad de una muestra saturada con agua es  $\rho_o$  y que cuando sus poros están parcialmente

ocupado por agua su resistividad es  $P_1$  cuando el índice de resistividad está definido por:

$$I = P_1/P_0$$

Es decir, el índice de resistividad de una muestra porosa es la razón de resistividad de dicha muestra cuando está saturada con varios electrolitos a la resistividad  $P_0$  de la misma muestra saturada con un solo electrolito de los anteriores, generalmente se usa agua por ser éste más conductor que el gas y el aceite. De esto se deduce que, al igual que el factor de resistividad, este parámetro es una cantidad adimensional mayor o igual que la unidad.

La literatura referente a la conducción eléctrica a través de medios porosos muestra que diversos investigadores han tratado de hallar modelos matemáticos generales tanto para el factor de resistividad de una muestra en función de su porosidad, como para el índice de resistividad en términos del índice saturación de agua. Numerosas son las fórmulas que han sido propuestas y sin embargo, existe evidencia de que ninguna es exacta y universal. A continuación se presentan algunos resultados de investigaciones sobre este tema.

#### VI.3.- TRABAJOS EXPERIMENTALES

Este grupo comprende los trabajos cuyo objetivo primordial consiste en proponer relaciones entre parámetros que permiten caracterizar una muestra porosa a partir de

deberá ser el inverso de la resistencia.

### VII.3. RESISTIVIDAD EN SUELOS SATURADOS NATURALES CON AGUA

En 1922 Sundberg procuró por vez primera como resultado del estudio realizado sobre los factores que afectan la resistividad específica de suelos y rocas, relacionar el volumen poroso de una roca con la razón de la resistividad del sistema roca-fluido a la resistividad del fluido saturante. Posteriormente, Jakosky y Hooper [18] determinaron experimentalmente que la resistividad eléctrica de cualquier tipo de roca es función del porcentaje de agua contenida en sus poros, concluyendo que la relación entre estas variables petrofísicas presenta la forma de una hipérbola general.

Las relaciones antes mencionadas son conocidas en la actualidad como leyes de Archie, porque Archie [19] definió los conceptos de Factor de Resistividad, Índice de Resistividad e Índice de Saturación de Agua y también fue el primero en reconocer que si se transportaban los valores experimentales de dichos parámetros a una escala logarítmica las curvas obtenidas podían ser expresadas mediante fórmulas simples. De esta manera, al correlacionar datos del factor de resistividad en función de la porosidad para el caso de arenas naturales estableció la siguiente ecuación:

$$F = \phi^{-m} \quad (VI. 4)$$

Denominando a m exponente de cementación después de observar que, en términos generales, este parámetro variaba entre 1.6 y 2.0 para areniscas consolidadas mientras para arenas no consolidadas el valor era aproximadamente 1.3.

Para el caso particular de areniscas, Winsauer et al [20] encontraron que la relación

$$F = 0.65 \phi^{-2.15} \quad (VI. 5)$$

ajustaba mucho mejor sus datos que la relación de Archie. La expresión (VI. 5) es ampliamente utilizada y es conocida como ecuación de Humble. De esta forma, Winsauer et al concluyeron que la ecuación (VI. 4) es fundamentalmente incorrecta y propusieron la fórmula

$$F = G \phi^{-m} \quad (VI. 6)$$

donde G y m son constantes

Wyllie y Gregory [21] confirmaron la validez de la ecuación (VI. 6) concluyendo que ésta contiene a la relación de Archie como caso particular. mediante investigaciones realizadas en muestras porosas no consolidadas así como con sistemas cementados artificialmente constituidos por partículas de geometría sencilla, esferas, cubos, cilindros, prismas y arenas naturales

Como el factor de resistividad es función de la porosidad y de algunos efectos derivados de la geometría interna de las rocas hasta la fecha no determinados, se ha sugerido que, las constantes m y G sean evaluadas para cada

una de las formaciones geológicas en estudio con el fin de obtener resultados confiables. Como consecuencia se han reportado gran diversidad de relaciones análogas a la ecuación de Wansauer et al.

A través del trabajo experimental de sus investigadores, la compañía petrolera Schlumberger estableció en una de sus publicaciones [22] que, para el caso de arenas, la expresión

$$F = 0.61 \phi^{-2} \quad \text{(VI.7)}$$

correlaciona bastante bien los valores de  $F$  y  $\phi$ .

Timur et al [23] realizaron mediciones del factor de resistividad y porosidad de 1833 muestras de areniscas, estableciendo la siguiente expresión:

$$F = 1.13 \phi^{-1.73} \quad \text{(VI.8)}$$

Tomando como base las mediciones realizadas en muestras de areniscas Bunter recolectadas en el norte de Yorkshire, Inglaterra Zeefran [24] encontró que el factor de resistividad puede relacionarse con la porosidad mediante

$$F = 1.48 \phi^{-1.66}$$

con un coeficiente de correlación mayor a 0.9.

De todo lo anterior se puede concluir que la relación entre el factor de resistividad y la porosidad deducida del trabajo experimental y aceptada como ecuación general presenta la forma  $F = G \phi^m$ . Conviene señalar aquí que la ecuación no satisface la condición física  $F = 1$  cuando  $\phi = 1$ .

## VI. 2 - RESISTIVIDAD DE ROCAS PARCIALMENTE SATURADAS CON AGUA

Se han desarrollado diversos estudios en los que se considera la posibilidad de que el agua pueda ser reemplazada por un fluido no conductor. Se ha observado así que cuando una determinada cantidad de aceite moja la superficie de los granos de una roca, la resistividad puede ser hasta 10 veces mayor que si el aceite es sustituido por agua.

Al correlacionar los datos obtenidos por Jakosky-Hooper [18], Wickoff-Botset [25] y Liverett [26] en arenas limpias (sin contenido de arcilla), Archie [19] llega a establecer la siguiente relación entre el índice de resistividad y el índice de saturación de agua:

$$I = S_w^{-n} \quad \text{(VI.9)}$$

donde  $n$  es el exponente de saturación. Este exponente fue evaluado por Archie en forma análoga al factor de cementación  $m$ , encontrando que para el caso de arenas naturales  $n = 2$ .

Bailey et al [27] consideran que aún en el caso de arenas limpias, el valor  $n$  varía entre 2.0 y 4.3, consideran además que valores de  $n$  menores a 2.0 son representativos de las formaciones lutíticas o arcillosas.

Posteriormente, otros investigadores [28,29], basándose en modelos idealizados de los sistemas porosos

constituyen que la eq. (VI.9) es únicamente particular y establece una expresión más general de la forma

$$I = C \Sigma \omega^n \quad (VI.10)$$

donde C y n son constantes.

De la eq. (VI.10) se puede ver que una gran cantidad de fórmulas (puede ser generada a una par cada C y n particulares). Sin embargo, la ecuación (VI.10) no satisface la condición física que exige  $I = 1$  cuando  $\Sigma \omega = 1$ .

#### VI.4 - TRABAJOS TEORICOS

Se incluyen en esta parte algunos resultados de investigaciones llevadas a cabo con el objeto de proporcionar solidez o soporte teórico a las expresiones de tipo experimental.

El primer trabajo de este tipo es debido a Maxwell [30] quien desarrolló y presentó la solución al problema de la conducción eléctrica a través de medios heterogéneos con dos fases de conducción, en un tratado de electricidad y magnetismo escrito a fines del siglo pasado.

Aunque en ese tiempo no era conocido el concepto de factor de resistividad, de los resultados obtenidos para el caso de sistemas constituidos por esferas iguales dispersas en un medio infinito, se puede demostrar que el factor de resistividad F en función de la porosidad debe expresarse como.

$$F = 2 - \phi / 2\phi \quad \text{(VI.11)}$$

Esta relación es idéntica con ecuación de Maxwell

En un intento por generalizar la ecuación de Maxwell, y considerando un sistema de esferoides dispersos en un medio infinito, Fricke [31,32] logra demostrar que

$$F = (x + 1) - \phi / x\beta \quad \text{(VI.12)}$$

donde  $x$  es un parámetro geométrico que es función de la relación entre los semiejes de los esferoides y las conductividades del sistema y que toma valores menores que 2. Cuando  $x = 2$  la ecuación se reduce a la ecuación de Maxwell.

Slawinski [33] deriva teóricamente otra expresión basada en modelos de esferas no consolidadas. Este investigador establece que para esferas en contacto, el factor de formación en función de la porosidad puede ser determinado mediante la relación:

$$F = (1.3219 - 0.3219\phi^2) / \phi \quad \text{(VI.13)}$$

Es interesante hacer notar que la fórmula de Maxwell para esferas y la ecuación de Fricke para esferoides homogéneos son hipérbolas equidáteras que tienen por ecuación

$$F = 1 = F(1 + \phi) / \phi \quad \text{(VI.14)}$$

donde  $F$  es un parámetro que depende de la geometría interna del medio poroso y que aumenta su valor a medida que la esfericidad de las partículas disminuye.



En adelante la expresión (VI.13) será referida como relación de Maxwell-Fricke, ya que puede ser reducida a la ecuación de Maxwell si  $\epsilon = 1$  y si  $\epsilon = 1 + x/x_0$  se transforma en la expresión de Fricke.

Aunque la expresión (VI.14) es más general que la de Maxwell y de Fricke, no es aplicable cuando los elementos estén en contacto (sistemas compactos) o cuando estos elementos presenten formas irregulares. Por lo tanto, la ecuación (VI.14) debe ser modificada para hacerla aplicable a sistemas reales.

La formulación matemática general que unifica los trabajos teóricos de Maxwell y Fricke con los experimentales debidos a G.E. Archie fue desarrollada por Pérez-Rosales [34]

Esta expresión es aplicable tanto a empacamientos como a suspensiones de partículas denominados sistemas porosos compactos y no compactos respectivamente.

La idea fundamental surge de la observación de los poros. Considerese una muestra saturada con un electrolito (figuras IV 1 y IV 2), si se aplica una diferencia de potencial, debe fluir una corriente eléctrica a lo largo de los canales (C). Como las paredes de los poros son extremadamente irregulares resulta obvio considerar a la región (T) de la muestra como una porción que no participa activamente en el transporte de la corriente. Así, el primero de los tres postulados de esta formulación establece que la porosidad total  $\phi$  se puede dividir en dos partes: una

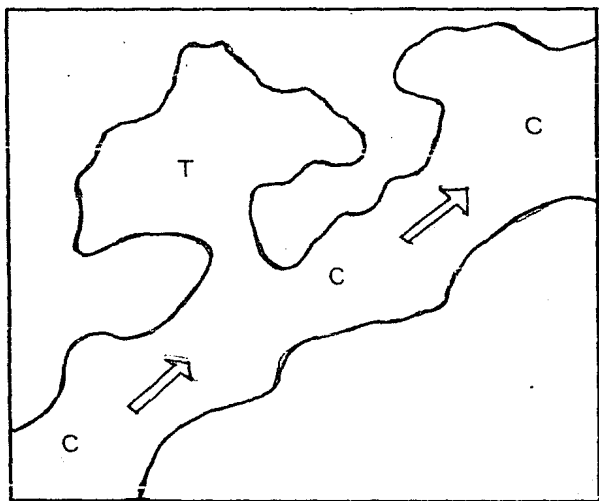


Fig. VI.1

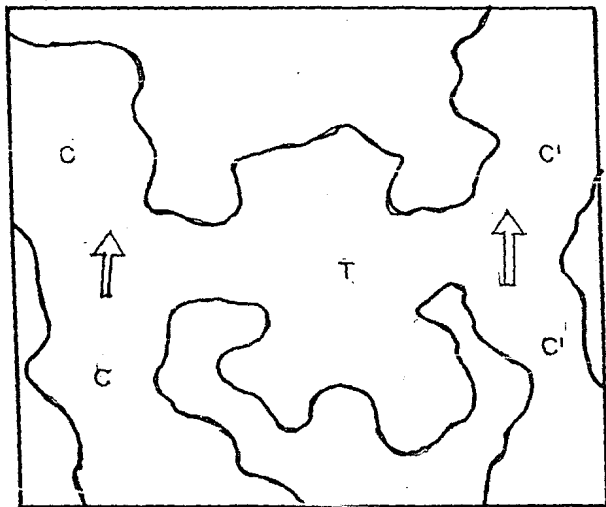


Fig. VI : 2

porosidad de conducción  $\phi_c$  es dada por los canales y una porosidad de estancamiento  $\phi_t$  asociada con las trampas, es decir:

$$\phi = \phi_c + \phi_t \quad (VI 15)$$

Con el fin de determinar la proporción que existe entre las porosidades se postula una relación de conducción y porosidad total de la forma

$$\phi_c = \phi^m \quad (VI 16)$$

donde  $m \geq 1$

Esta ecuación establece que la porosidad de conducción no puede ser mayor que la porosidad total, ya que aquella es una parte de esta. Cumple además la condición de que cuando  $\phi = 0$  o  $\phi = 1$  ambas porosidades se igualan ya que en estos casos no es posible la existencia de trampas.

El tercer postulado establece que al relacionar el factor de resistividad con la porosidad, independientemente de la geometría que posean las partículas de un sistema poroso en suspensión o las existentes en la matriz de un medio compacto, siempre se tendrá una relación hiperbólica del tipo Maxwell-Fricke. La expresión analítica que resume este postulado, se obtuvo gracias al descubrimiento de que la ecuación de Maxwell-Fricke se puede generalizar para hacerla aplicable a empaquetamientos de partículas y medios porosos consolidados mediante la sustitución de la porosidad total por la porosidad de conducción definida por las

ecuaciones (VI.15) y (VI.16) se encuentra así que

$$F = 1 + G(\phi - \phi_0)/\phi_0 \quad (VI.17)$$

donde G es una forma generalizada del parámetro P de la ecuación (VI.14).

Combinando las ecuaciones (VI.16) y (VI.17) se llega a la interesante relación entre el factor de resistividad y la porosidad dada por

$$F = 1 + G(\phi^m - 1) \quad (VI.18)$$

Esta fórmula permite poner a prueba la teoría desarrollada ya que tanto F como  $\phi$  se pueden medir con precisión en el laboratorio.

Las pruebas experimentales que dan validez a la ecuación (VI.18) se dan en la referencia [34]. Se presentan ahí gráficas de F contra  $\phi$  para empacamientos y suspensiones de esferas, empacamientos de cubos y rocas naturales. Las figuras V.3 a V.5 reproducen estas gráficas, donde se puede apreciar que la concordancia entre teoría y experimento para el caso de esferas y cubos es muy buena. Sin embargo, en el caso de areniscas se observa una cierta dispersión de los puntos experimentales, que se explica teniendo en cuenta que la geometría interna de las rocas naturales consideradas no es la misma en todos los casos. Es decir, en la figura V.5 se relacionan propiedades de diferentes sistemas.

Una prueba adicional la constituye el hecho de que, bajo ciertas condiciones, la ec. (VI.18) se reduce a las

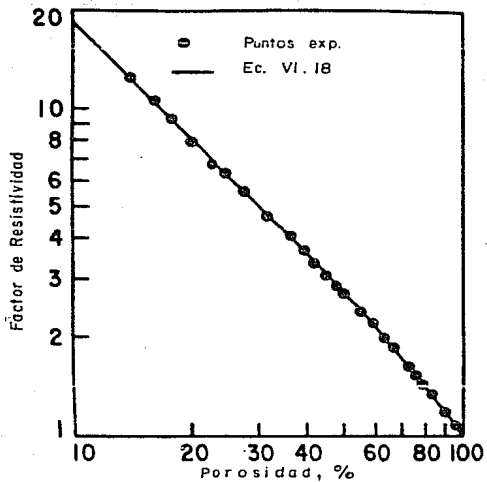


Fig.VI.3\_ Factor de resistividad para empacamientos y suspensiones de esferas

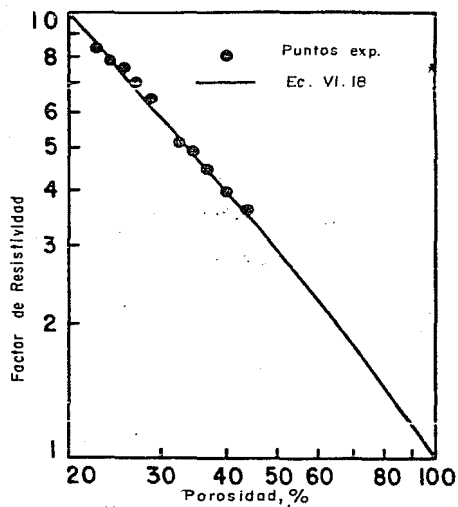


Fig. VI.4. Factor de formación para empacamientos de cubos

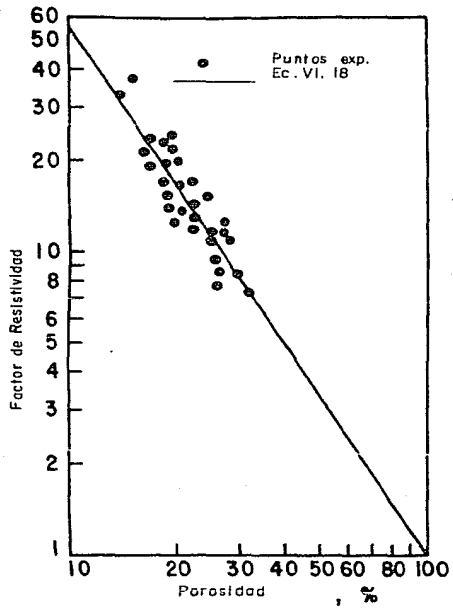


Fig. VI.5.- Factor de resistividad para areniscas



ecuaciones utilizarlas con más frecuencia en la práctica, como se verá a continuación.

Para el caso de rocas naturales se ha encontrado que el coeficiente  $G$  posee un valor próximo a la unidad [22-24]. Si hacemos  $G = 1$  en la ecuación (VI.18), ésta se reduce a la relación de Archie:

$$F = \phi^{-m}$$

Si se considera  $G = 1$  y  $m = 1$  se encuentra que

$$F = \phi^{-1}$$

expresión que es aplicable a sistemas de tubos paralelos.

Por otra parte, se si re-escribe la ec. (VI.18) en la forma

$$F = G \phi^{-m} (G - 1)$$

como  $G$  tiene un valor cercano a la unidad,  $G \phi^{-m} \gg (1 - G)$ . Por lo tanto, una forma aproximada de la ecuación (VI.18) es:

$$F = G \phi^{-m}$$

que es conocida como ecuación generalizada de Archie y es la que en la práctica se usa con más frecuencia, a pesar de que es fundamentalmente incorrecta, ya que no satisface la condición física que exige que  $F = 1$  cuando  $\phi = 1$ .

Finalmente, para valores grandes de  $\phi$ ,  $\phi^m$  es aproximadamente igual a  $\phi$ , en este caso la ecuación (VI.18) se puede escribir como

$$F = 1 + G(1 - \phi)/\phi$$

Esta es la ecuación de Fricke, aplicable a sistemas

constituidas por esferas dispersas, de la cual la ecuación de Maxwell es un caso particular.

La enorme complejidad de la estructura interna de la roca ha impedido que los parámetros  $m$  y  $G$  que aparecen en la ecuación (VI 18) reciban un tratamiento teórico que conduzca al establecimiento de su definición. En consecuencia, el análisis más importante de que han sido objeto es empírico e indirecto, a través de estudios de laboratorio sobre la porosidad y el factor de formación. Diversos investigadores han estudiado muestras o modelos de diferentes tipos de roca proponiendo numerosos valores gráficos para  $G$  y  $m$ . Se ha intentado relacionar estos valores con diversas características petrofísicas tales como la tortuosidad, grado de cementación, tipo de sistema poroso, permeabilidad, etc. Algunos de estos factores han manifestado mayor representatividad imposibilitando así la evaluación directa de  $m$  y  $G$  en el laboratorio.

Lo único que puede asegurarse del parámetro  $m$  es que ayuda a la determinación del volumen poroso que participa activamente en el flujo de la corriente eléctrica (ec. VI 16) y en consecuencia, en el cálculo del volumen poroso que corresponde a las regiones de entrapamiento. Además, el valor numérico de  $m = 1.0$  corresponde a un medio poroso libre de regiones de entrapamiento. Este es el valor teórico para un sistema de esferas dispersas (ec. VI. 11) Para mezclas de areniscas  $m = 1.73$ .

Respecto al coeficiente  $G$  al cual que el exponente  $n$  está relacionado con la geometría interna de los medios porosos. Su valor máximo parece ser 1.69 que corresponde a un sistema de esferoides dispersos. Para arcillas se tiene  $G = 1.03$  [35].

## VII - MELICION EN LABORATORIO DE F PARA ARENAS ARCILLOSEAS

La determinación del factor de resistividad generalmente requiere medir por separado los parámetros  $\rho_0$  (resistividad de la muestra saturada) y  $\rho_e$  (resistividad del electrolito, en este caso agua), lo que da origen a diversas fuentes de error. Una de estas fuentes la constituyen las variaciones naturales de temperatura en el laboratorio, que originan cambios en las propiedades resistivas de los electrolitos. Además, la celda para medir  $\rho_e$  generalmente tiene una geometría diferente a la que tiene la muestra saturada, como la resistividad se calcula en función de la geometría, es natural que haya incertidumbre en la determinación de F.

Otra fuente de error es la evaporación que normalmente tiene lugar en la celda portamuestras. Como consecuencia, hay variaciones en la concentración y saturación del electrolito, cuyos aspectos no se pueden cuantificar fácilmente.

La figura VII.1 muestra la celda diseñada, que elimina en lo posible los efectos indeseables y a la vez, facilita el cálculo de factores de resistividad de materiales no consolidados. Para su operación, esta celda hace uso del método potenciométrico, y consiste básicamente en un tubo cilíndrico de acrílico, de sección transversal constante. En los extremos y en la parte media se colocaron placas metálicas de latón para ser usadas como electrodos de

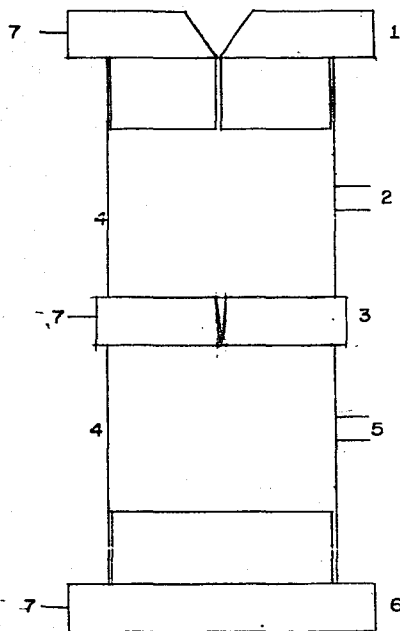


Fig. VII. 1

córriente. A lo largo del tubo se insertaron dos pares de alambre de latón para usarse como electrodos de potencial.

1.- Tapón superior que tiene una cavidad llena de agua al efectuar las mediciones para impedir que se formen burbujas de aire en la celda.

2.- Electrodos de potencial para medir la resistividad del electrolito. La separación entre estos electrodos como en los inferiores es 0.5 pulgadas (1.27 cm).

3.- Tapón central. Tiene un orificio que se reduce en la parte inferior con el fin de impedir que partículas muy pequeñas de la muestra pudieran pasar a la sección destinada al electrolito.

4.- Tubos de acrílico de aproximadamente 4.5 cm de largo por 0.5 pulgadas (1.27 cm) de diámetro interior.

5.- Electrodos de potencial para medir la resistividad de la muestra saturada con el electrolito.

6.- Tapón inferior, más largo que el superior para permitir empaquetar la muestra en un volumen deseado.

7.- Electrodos de corriente.

La figura VII.2 muestra el resistivímetro utilizado, diseñado y construido por el Sr. Juan José Martínez de la Rosa [17] cuyo principio se ha descrito en el capítulo V en

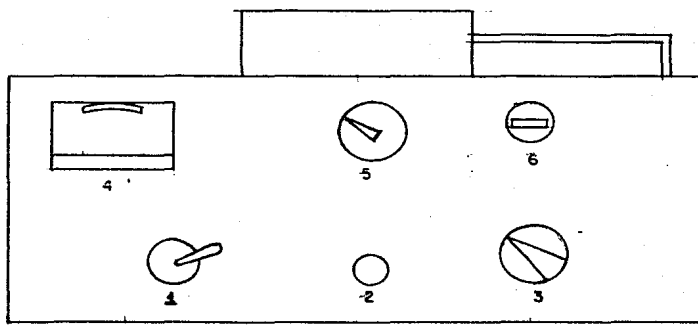


Fig. VII. 2

- 1.- Interruptor de encendido
- 2.- Piloto
- 3.- Selector de circuito o de función a medir
- 4.- Indicador de anulación
- 5.- Selector de rango o multiplicador de escala
- 6.- Dial

e) método potenciométrico para medición de resistividad

Para el caso de arenas Ottawa y esferas de vidrio se procedió a lavarlas con agua bidestilada para eliminar posible contenido de sales que alterarían la medición.

Después de secar en el horno a 100 °C por 10 minutos se determinó el volumen de muestra a usarse colocándolo en una pipeta graduada que contenía un volumen conocido del agua saturante. La diferencia entre el nuevo volumen y el anterior da el volumen de la muestra. Con leves golpes en la pipeta se asentaba y se calculaba la porosidad mediante la relación:

$$\phi = V_w/V_t$$

donde

$\phi$  = porosidad

$V_w$  = volumen del agua

$V_t$  = volumen total

Después de empujar la muestra en la parte inferior de la celda y llenar la parte superior con el agua saturante se introdujo en la cámara de vacío construida especialmente para esta celda (figura VII.3). Cuando ya no se tenían burbujas de aire en la celda se procedía a medir la resistividad.

Como la separación entre los electrodos de potencial es de 0.5 pulg = 1.27 cm y el diámetro interior del tubo de acrílico es también 1.27 cm, al calcular la resistividad de la porción de muestra comprendida entre los dos electrodos



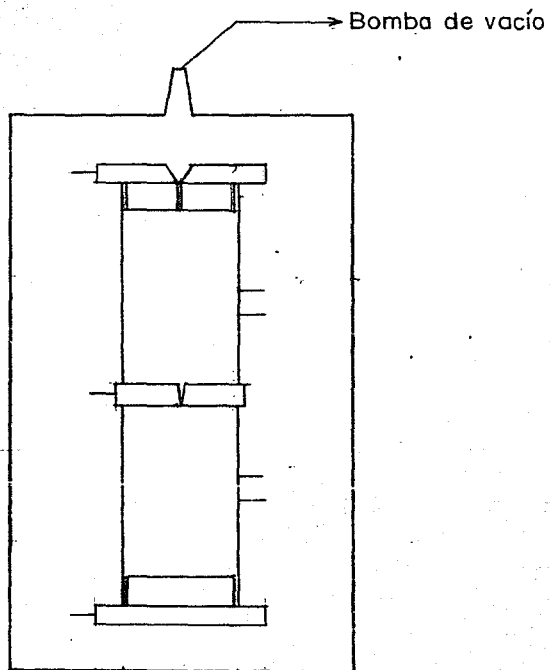


Fig. VII.3

se tiene

$$\rho = R A/L = R \pi r^2 / l = R (2.1416)(0.4032 \text{ cm}^2) / 1.27 \text{ cm} = R [\Omega\text{-cm}]$$

Es decir, para esta celda en particular el valor de la resistividad es igual al valor hallado para la resistencia.

Para arenas Ottawa y esferas de vidrio se tuvo un factor de resistividad de 4.3 y 3.72 respectivamente.

Para las arenas procedentes del Valle de Guaymas se procedió de manera similar a la medición con esferas de vidrio y arenas Ottawa obteniéndose cocientes  $\rho/\rho$  menores que la unidad, lo cual es incongruente con la definición de factor de resistividad.

En un principio se pensó estabilizar los minerales arcillosos presentes en la arena mediante horneado y se hicieron pruebas a 250 °C y 750 °C durante tiempos de 30 min., 1 hora y dos horas, obteniéndose también factores de resistividad menores que 1.

Se prefirió entonces hacer las mediciones tal y como se tenía la muestra, ya que lo que interesa es la resistividad de la arena tal como se encuentra en el campo.

Se mezclaron volúmenes conocidos de arena y agua y se midió la resistividad. Para ello hubo necesidad de construir un tubo más largo para la celda portamuestras, quedando ésta en la forma esquematizada en la figura VII.4.

Se determinó el tiempo de mezclado necesario para que la resistividad del complejo arena-agua fuera constante

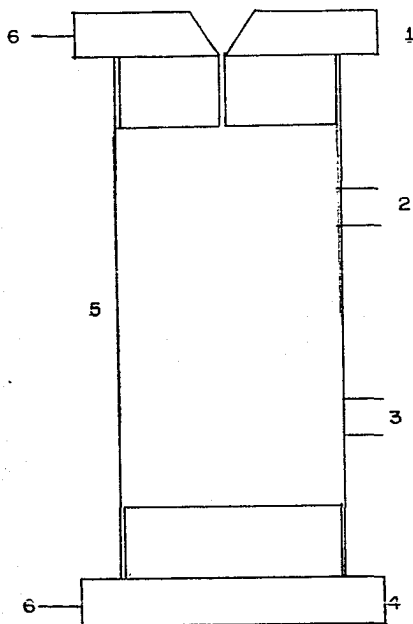


Fig.VII. 4

- 1.- Tapón superior
- 2.- Electrodo de potencial para medir resistividad del electrolito
- 3.- Electrodo de potencial para medir la resistividad de la muestra.
- 4.- Tapón inferior
- 5.- Tubo de acrílico de aprox. 10cm. de longitud
- 6.- Electrodo de corriente

haciendo pruebas con tiempo comprendido entre 10 min y una semana, concluyendo que 24 horas era suficiente. Se hicieron pruebas también reemplazando el agua de la formación que fue el electrolito saturante, por agua de la llave y agua bidestilada obteniéndose resultados similares.

Se contaba con bolsitas de 50 grs. de arena tomada de 2 en 2 m del pozo de estudio cubriendo de 240 m a 264 m (trece bolsitas en total). Se colocaban 2 ml de arena en una pipeta que contenía 15 ml de agua del pozo, se asentaba el material con pequeños golpes y se medía la porosidad. Se vaciaba el contenido de la pipeta en un frasco que se tapaba muy bien y se dejaba mezclar durante 24 horas o más. Cabe mencionar que todo el material de laboratorio antes de usarse se lavaba con agua bidestilada y enseguida con el agua saturante.

Los resultados obtenidos para el cociente  $\frac{P_0}{P_{10}}$  en arenas del Valle de Guaymas, Sonora, se muestran en la tabla VII.1.

TABLA VII.1

PROF MUESTRA (m)	$\rho$ ( $\Omega$ -cm)	$\rho_w$ ( $\Omega$ -cm)	$\phi$	F $\frac{\rho}{\rho_w}$	TIEMPO MEZCLADO
340	1010.36	322.96	42.31%	3.13	7 días
342	1114.38	355.75	42.86%	3.13	6 días
344	914.80	351.93	43.26%	2.60	6 días
346	1013.19	353.39	43.34%	2.87	24 horas
348	1135.09	366.14	44.44%	3.10	24 horas
350	1275.70	357.95	44.27%	3.56	48 horas
352	1130.13	353.82	43.66%	3.19	5 días
354	1062.08	342.24	43.98%	3.10	5 días
356	2325.27	859.08	50.37%	2.71	48 horas
358	2376.09	830.83	45.65%	2.86	8 días
360	1136.32	345.72	41.18%	3.29	48 horas
362	2603.22	921.71	42.86%	2.82	6 días
364	1230.77	356.18	46.38%	3.44	6 días

La resistividad del agua del poro fue 1596.62  $\Omega$ -cm a 24 °C, mientras que el análisis químico realizado reportó una mineralización de 380 ppm.

Observamos de la tabla VII.1 que el agua reduce notablemente su resistividad al estar en contacto con la arena, debido a la presencia de arcilla. Asimismo, al

comparar los factores de resistividad obtenidos para esferas de vidrio, arenas Ottawa y arenas de Guaymas (tabla VII.2) se observa que el último es el más bajo, por la misma razón.

TABLA VII.2

MATERIAL	$\rho$ ( $\Omega$ -cm)	$\rho_w$ ( $\Omega$ -cm)	F	$\frac{e}{\rho}$	TIEMPO DE MEZCLADO
Arenas Ottawa	6341.92	1450.65	41.18%	4.37	-
Esferas de vidrio	5211.65	1446.12	38.46%	3.60	-
Arena Paraíso (de playa)	1913.00	656.75	-	3.43	24 horas
Arena Guaymas	1062.08	342.24	43.98%	3.10	5 días

Se puede observar (tabla VII.2) que el valor obtenido para el factor de resistividad en arenas de Guaymas es menor que el de las esferas de vidrio, lo cual contradice el hecho de que el factor de resistividad refleja la complejidad de los intersticios que contienen al agua. Lo mismo pasa si comparamos los valores obtenidos para las arenas de Guaymas y las arenas Ottawa. Siendo las últimas arenas standard (limpias), de grano uniforme, debía tener F menor a otro tipo de arena con granos de diferentes tamaños y formas. Sin embargo, esto no ocurre en este caso (pero sí entre esferas

de vidrio y arenas Ottawa) debido a que las arenas de Guaymas tienen arcilla.

Ahora bien, los valores obtenidos para arenas Ottawa y esferas de vidrio, y los predichos por las fórmulas más usuales (tabla VII.3) son muy parecidos, lo cual era de esperarse puesto que tales fórmulas se han establecido considerando que la muestra es un material aislante saturado 100% con un electrolito.

TABLA VII.3

FORMULA	ARENAS		ESFERAS DE VIDRIO
	$\phi=0.4$	$\phi=0.44$	
Archie $F = \phi^{-1.3}$	3.19, 2.91	-	
Schlumberger $F = 0.81 \phi^{-2}$	4.82, 4.18	-	
Slawinski $F = \frac{(1.3219 - 3219\phi)^2}{\phi}$	-	3.73	
Pérez Rosales $F = 141.49 (\phi^{-1.09} - 1)$	-	3.72	

## VIII - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Las tablas VII 1 a VII 3 muestran que el factor de resistividad en arenas arcillosas del Valle de Guaymas no se ajustan a ninguna de las fórmulas reportadas en la literatura, lo cual era de esperarse puesto que en los trabajos realizados se ha considerado que la muestra es un material aislante saturado con algún electrolito y en este caso existe un alto contenido de arcilla.

De hecho no nos preocupa que el valor no se ajuste a fórmula alguna, puesto que la información que nos sirve es aquella que nos ayude a inferir el valor de la resistividad del material presente en el área sujeta a estudio geobéctrica. Esto es muy importante ya que los intervalos que los manuales especializados dan para la resistividad de un material, es muy amplio. Así, el efectuar mediciones de este tipo reduce la incertidumbre en la interpretación de los resultados del método resistivo, facilitando la caracterización de la zona en estudio.

Del experimento realizado se tienen las siguientes

### VIII.1.- CONCLUSIONES

1.- El factor de resistividad es medible en arenas arcillosas, entendiéndose que en este caso factor de resistividad es el cociente  $\frac{P_p}{P_w}$  (resistividad del empacamiento entre resistividad el agua) y es constante a



condición de permitir la estabilización del complejo muestra-agua mediante mezclado del mismo por un periodo de 24 a 48 horas.

2.- La medición del factor de resistividad permite calcular la resistividad de la muestra, en este caso, a una temperatura ambiente de 24 °C se obtuvo una resistividad de 10-23  $\Omega$ -m (tabla VII.10) para arenas arcillosas saturadas con agua dulce.

3.- El factor de resistividad es menor para arenas arcillosas que para esferas de vidrio y arenas Ottawa, debido a la presencia de minerales arcillosos.

4.- La mineralización del agua saturante no causa variaciones significativas en F. Lo cual se puso de manifiesto usando agua bidestilada y agua de la llave con la diferentes muestras utilizadas.

#### VIII 2.- RECOMENDACIONES

1.- Es deseable contar con pozos de exploración (que por lo general tienen de 10 a 15 cm de diámetro) estratégicamente distribuidos en la zona en estudio para caracterizar los materiales presentes en ella.

2.- Teniendo en cuenta que el material necesario para efectuar la medición de F es muy fácil de transportar, es aconsejable realizar ésta en el campo para minimizar errores

debe a la evaporación del agua

3 - Se recomienda que antes de efectuar las mediciones se lave el material de laboratorio con agua destilada y después con el agua saturante, con el fin de evitar la contaminación de la muestra y entonces los valores serán representativos

4 - La construcción de una celda portamuestras más grande es sugerida a fin de minimizar la influencia de errores de geometría debido a la pequeñez de la muestra.

5 - Sería interesante el estudio de la influencia de la temperatura en la variación de la resistividad para caracterizar su comportamiento cuando se tiene agua termal como saturante, caso muy frecuente en nuestro país.

## IX - BIBLIOGRAFIA

- (1) Tratado Práctico de las Aguas Subterráneas. CASTANY G. Ed. Omega Barcelona España 1981
- (2) Alimentări cu Apă. FIEBĂRANU, I., ROSARIU, N., TRODRESCU M. Editia A. S. A. Editura Tehnică, București, 1981
- (3) Water and its Impurities. CAMPBELL THOMAS R., MESERVE F. L. 2 PA. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson, 1974
- (4) Water and Water Pollution Handbook. Ed. by LEONARD L. CIACCIO. New York, M. Dekker, 1971.
- (5) Water and Solute-Water Interactions. KAVANAU, J. L. Holden-Day. San Francisco, 1964.
- (6) Structure of Aqueous Electrolyte Solutions and the Hydrations of Ions. SAMOILOV, O. Y. Consultants Bureau, New York, 1965.
- (7) E. WICKE. Angew. Chem., 5, 106, 1966.
- (8) R. A. HORNE. Surv. Prog. Chem. 4, 1968.
- (9) Marine Chemistry. F. A. HORNE. Wiley (Interscience), New York, 1969.
- (10) Mecanica Fluidelor. IAMANDI, C., PETRESCU, V. Editura Didactică și Pedagogică, București
- (11) Les Eaux Souterraines. SCHOELLER, HENRI. Paris. Masson, 1962.
- (12) Hidrologia Generală. MORARIU, T., PISOTA, I., BUTA, I. Edit. Didactică și Pedagogică, București, 1970.
- (13) Analiza Apelor. PATROESCU C., GANESCU I. Scrisul Românesc. Craiova, 1988
- (14) Estimation of Electrical Conductivity From Chemical Analysis of Natural Waters. J. LOGAN. Jour. Geophys. Research, V. 66 pp 2479-2483
- (15) Propiedades Físicas de las Aguas Subterráneas y de las Formaciones Permeables desde el Punto de Vista de sus Manifestaciones en Determinaciones Geofísicas. RODRIGUEZ CASTILLO, R. Serie Referat, Facultad de Geología y Geografía, Universidad de Bucarest, Junio 1980

- (16) Fundamentos de la Teoria Electromagnetica REITZ, J. R., MILFORD, F. J. Union Editorial Hispano Americana, Mexico, 1972
- (17) Aplicacion del Metodo Potenciometrico a la Medicion de Resistividad de Rocas Porosas Saturadas MARTINEZ DE LA ROSA, J. J. Revista del Instituto Mexicano del Petroleo, julio 1972, Vol. IV, No. 3 pp 42-47
- (18) The Effect of Moisture on the Direct Current Resistivities of Oil Sand Rocks JAKOSKY, J. J., HOOPER, R. H. Geophysics, Vol. 2, No. 1 January 1937.
- (19) The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining some Reservoir Characteristics ARCHIE, G. E. Trans. AIME 1942, Vol. 146.
- (20) Resistivity of Brine-Saturated Sands in Relation to Pore Geometry WINSAUBER, W. O., SHEARIN, H. M., Jr., MASSON, P. H., WILLIAMS, M. Bull. AAPG, 1952, 36 No. 2, pp 253-277
- (21) Formation Factors of Unconsolidated Porous Media: Influence of Particle Shape and Effect of Cementation WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R. Trans. AIME, 1953, Vol. 198, pp 103-110.
- (22) Log Interpretation Principles Schlumberger Well Surveying Corporation, Houston, Texas, 1969
- (23) Porosity and Pressure Dependence of Formation Resistivity Factor for Sandstones. TIMUR, A., HEWKINS, W. B., WORTHINGTON, A. E. Proc., Fourth Evaluation Symposium, Canadian Well Logging Society, Calgary, May 9-10, 1972.
- (24) Zaanfran, Z. M. Ph. D. Thesis, Leeds University, England, 1978.
- (25) The Flow of Gas-Liquid Mixtures through Unconsolidated Sands WYCKOFF, R. S., BOTSET, H. G. Physics 7(9), 325-345, September 1936
- (26) Flow of Oil-Water Mixtures through Unconsolidated Sands. LEVERETT, M. C. Trans. AIME 132, 381-401, 1939
- (27) The Relation Between Electrical Resistivity and Brine Saturation in Reservoir Rocks BAILEY, C. R., HARTZ, H. L., DUNLAP, H. F., SHULER, E. Journal of Petroleum Technology, Oct. 1949, p 259.

- (28) Ind Eng Chem. CORNELL, P. KATZ, D. L. Vol 45, 1953
- (29) The Generalized Kozeny-Carman Equation WYLLIE, M R. J., GARLNER G H F. World Oil, March and April, 1958.
- (30) A Treatise on Electricity and Magnetism. MAXWELL, J. C. Dover Publications, INC. New York, 1954, Vol 1.
- (31) A Mathematical Treatment of the Electric Conductivity and Capacity of Disperse Systems. FRICKE, H. Phys Rev., 1924, 24.
- (32) The Electric Conductivity and Capacity of Disperse Systems. FRICKE, H. Physics, Aug. 1931, 1.
- (33) Conductivité d'un Electrolyte Contenant des Spheres Dielectriques Slawinski, A. J. Chim. Phy., 23.
- (34) On the Relationship between Formation Resistivity Factor and Porosity August 1982. Society of Petroleum Engineers, SPE Paper No. 1110, Dallas, Texas, U.S.A.
- (35) Conductión Eléctrica en Rocas Sedimentarias que están Total o Parcialmente Saturadas con Agua. MENDOZA ROMERO, G. Tesis de Licenciatura en Física, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 1985.