

DIRECTORIO DE PROFESORES DEL CURSO: EXPLORACION, CUANTIFICACION Y
APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS 1985

1. ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN (COORDINADOR)
 SUBDIRECTOR DE GEOHIDROLOGIA
 SECRETARIA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRAULICOS
 SAN LUIS POTOSI NO. 199-3° PISO
 MEXICO, D.F.
 523 46 40 y 687 39 89

2. ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
 DIRECTOR GENERAL
 ININSA, S.A.
 LUZ SABIÑON NO. 13-201
 MEXICO, D.F.
 687 01 13 y 536 19 37

3. ING. JOSE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA
 JEFE DEL DEPARTAMENTO DE EXPLORACION
 SUBDIRECCION DE GEOHIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS
 SECRETARIA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRAULICOS
 SAN LUIS POTOSI 199 2° Piso
 COL. ROMA SUR
 MEXICO, D.F.
 564 77 42

4. ING. ANSELMO ORDAZ AYALA
 SUBJEFE DEL DEPARTAMENTO DE PROSPECCION GEOHIDROLOGICA
 SUBDIRECCION DE GEOHIDROLOGIA
 SARH
 SAN LUIS POTOSI 199-5° PISO
 MEXICO, D.F.
 564 77 80

5. ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA
 JEFE DE LA OFICINA DE ACUIFEROS
 DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA
 SARH
 SAN LUIS POTOSI 199-3° PISO
 MEXICO, D.F.
 564 31 39

6. ING. JOSE LUIS HERNANDEZ IZQUIERDO
 INGENIEROS GEOFISICOS ASOCIADOS, S.C.
 ADELINA PATTI 22
 COL. VALLEJO
 MEXICO, D.F.
 537.89 43

7. ING. HONORIO BERNARDO SANCHEZ URIBE
 INGENIERO DE PROYECTOS
 INGENIEROS GEOFISICOS ASOCIADOS, S.C.
 ADELINA PATTI 222
 COL. DEL VALLE
 MEXICO, D.F.
 537 89 43

8. ING. SALVADOR PEÑA DIAZ
 ASESOR TECNICO
 DIRECCION GENERAL DE APROVECHAMIENTOS HIDRAULICOS
 S A R H
 MEXICO, D.F.
 549 22 97 Ext. 677 y 4504

9. ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
 ADMINISTRADOR
 LESSER Y ASOCIADOS, S.A.
 RIO GUADALQUIVIR 3
 COL. PATHE
 QUERETARO, QRO.
 463 43522

- 10 ING. JOAQUIN MENDEZ SALDAÑA
 JEFE DEL DEPARTAMENTO DE
 EVALUACION GEOHIDROLOGICA
 SARH
 SAN LUIS POTOSI NO. 199-3° PISO
 MEXICO, D.F.
 564 31 39

U.N.A.M. FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA

PROGRAMA DEL CURSO : EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE R.H.S.
QUE SE IMPARTIRA DEL 20 AL 31 DE MAYO DE 1985

FECHA	HORARIO	T E M A	P R O F E S O R
LUNES 20	17:00-17:30	PRESENTACION DEL CURSO	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
LUNES 20	17:30-21:00	CONCEPTOS BASICOS	ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
MARTES 21	17:00-21:00	HIDROGEOLOGIA	ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA ING. ANSELMO ORDAZ AVALA
MIERCOLES 22	17:00-21:00	EL AGUA SUBTERRANEA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO	ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA
JUEVES 23	17:00-21:00	EXPLORACION GEOFISICA	ING. JOSE LUIS HERNANDEZ IZQUIERDO ING. BERNARDO SANCHEZ URIBE
VIERNES 24	17:00-21:00	HIDRAULICA DE POZOS	ING. SALVADOR PENA DIAZ
LUNES 27	17:00-21:00	RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE DATOS PIEZOMETRICOS.	ING. ALFREDO RAMIREZ
MARTES 28	17:00-21:00	CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO	ING. JOAQUIN MENDEZ SALDANA
MIERCOLES 29	17:00-21:00	HIDROGEOQUIMICA	ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
JUEVES 30	17:00-19:00	DISEÑOS DE POZOS	ING. SALVADOR PENA DIAZ
JUEVES 30	19:00-21:00	MODELOS DE ACUIFEROS	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
VIERNES 31	17:00-19:00	MODELOS DE ACUIFEROS	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
VIERNES 31	19:00-20:00	MESA REDONDA	
VIERNES 31	20:00	ENTREGA DE DIPLOMAS Y CLAUSURA	

EVALUACION DEL PERSONAL DOCENTE

①

CURSO: EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE R. H. S.

FECHA: DEL 20 al 31 de MAYO DE 1985.

		DOMINIO DEL TEMA	EFICIENCIA EN EL USO DE AYUDAS AUDIOVISUALES	MANTENIMIENTO DEL INTERES. (COMUNICACION CON LOS ASISTENTES, AMENIDAD, FACILIDAD DE EXPRESION).	PUNTUALIDAD
CONFERENCISTA					
1.	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN				
2.	ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ				
3.	ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA				
4.	ING. ANSELMO ORDAZ AYALA				
5.	ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA				
6.	ING. JOSE LUIS HERNANDEZ IZQUIERDO				
7.	ING. BERNARDO SANCHEZ URIBE				
8.	ING. SALVADOR PEÑA DIAZ				
9.	ING. JOAQUIN MENDEZ SALDAÑA				
ESCALA DE EVALUACION : 1 a 10					

EVALUACION DEL PERSONAL DOCENTE

(1)

(B)

CURSO:

FECHA:

		DOMINIO DEL TEMA	EFICIENCIA EN EL USO DE AYUDAS AUDIOVISUALES	MANTENIMIENTO DEL INTERES. (COMUNICACION CON LOS ASISTENTES, AMENIDAD, FACILIDAD DE EXPRESION).	PUNTUALIDAD
	CONFERENCISTA				
1.	ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES				
2.					
3.					
4.					
5.					
6.					
7.					
8.					
9.					
ESCALA DE EVALUACION : 1 a 10					

EVALUACION DE LA ENSEÑANZA

SU EVALUACION SINCERA NOS AYUDARA A MEJORAR LOS PROGRAMAS POSTERIORES QUE DISEÑAREMOS PARA USTED.

TEMA	ORGANIZACION Y DESARROLLO DEL TEMA	GRADO DE PROFUNDIDAD LOGRADO EN EL TEMA	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL TEMA	UTILIDAD PRACTICA DEL TEMA	
PRESENTACION DEL CURSO					
CONCEPTOS BASICOS					
HIDROGEOLOGIA					
EL AGUA SUBTERRANEA DENTRO DEL CICLO					
EXPLORACION GEOFISICA					
HIDRAULICA DE POZOS					
RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE DATOS PIEZMETRICOS.					
CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO					
HIDROGEOQUIMICA					
DISEÑOS DE POZOS					

ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10

EVALUACION DE LA ENSEANZA

SU EVALUACION SINCERA NOS AYUDARA A MEJORAR LOS PROGRAMAS POSTERIORES QUE DISEÑAREMOS PARA USTED.

TEMA	ORGANIZACION Y DESARROLLO DEL TEMA	GRADO DE PROFUNDIDAD LOGRADO EN EL TEMA	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL TEMA	UTILIDAD PRACTICA DEL TEMA
MODELOS DE ACUTPEPOS				
MESA REDONDA				

ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10

EVALUACION DEL CURSO

③

	CONCEPTO	EVALUACION
1.	APLICACION INMEDIATA DE LOS CONCEPTOS EXPUESTOS	
2.	CLARIDAD CON QUE SE EXPUSIERON LOS TEMAS	
3.	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO CON EL CURSO	
4.	CUMPLIMIENTO DE LOS OBJETIVOS DEL CURSO	
5.	CONTINUIDAD EN LOS TEMAS DEL CURSO	
6.	CALIDAD DE LAS NOTAS DEL CURSO	
7.	GRADO DE MOTIVACION LOGRADO CON EL CURSO	

ESCALA DE EVALUACION DE 1 A 10

1. ¿Qué le pareció el ambiente en la División de Educación Continua?

MUY AGRADABLE	AGRADABLE	DESAGRADABLE

2. Medio de comunicación por el que se enteró del curso:

PERIODICO EXCELSIOR ANUNCIO TITULADO DI VISION DE EDUCACION CONTINUA	PERIODICO NOVEDADES ANUNCIO TITULADO DI VISION DE EDUCACION CONTINUA	FOLLETO DEL CURSO

CARTEL MENSUAL	RADIO UNIVERSIDAD	COMUNICACION CARTA, TELEFONO, VERBAL, ETC.

REVISTAS TECNICAS	FOLLETO ANUAL	CARTELERA UNAM "LOS UNIVERSITARIOS HOY"	GACETA UNAM

3. Medio de transporte utilizado para venir al Palacio de Minería:

AUTOMOVIL PARTICULAR	METRO	OTRO MEDIO

4. ¿Qué cambios haría usted en el programa para tratar de perfeccionar el curso?

5. ¿Recomendaría el curso a otras personas?

SI	NO

6. ¿Qué cursos le gustaría que ofreciera la División de Educación Continua?

7. La coordinación académica fue:

EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA

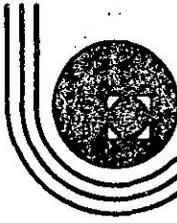
8. Si está interesado en tomar algún curso intensivo ¿Cuál es el horario más conveniente para usted?

LUNES A VIERNES DE 9 A 13 H. Y DE 14 A 18 H. (CON COMIDAS)	LUNES A VIERNES DE 17 A 21 H.	LUNES, MIERCOLES Y VIERNES DE 18 A 21 H.	MARTES Y JUEVES DE 18 A 21 H.

VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 14 H.	VIERNES DE 17 A 21 H. SABADOS DE 9 A 13 Y DE 14 a 18 H.	O T R O

9. ¿Qué servicios adicionales desearía que tuviese la División de Educación Continua, para los asistentes?

10. Otras sugerencias:



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

INSTRUCTOR:
ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ

AUTOR DE LOS APUNTES:
ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MAYO, 1985.

1

- 2 -

2

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

I.- AGUA SUBTERRANEA: EL RECURSO DEL FUTURO.

Estimaciones comparativas han revelado que, a nivel mundial, el recurso hidráulico disponible en el subsuelo es mucho mayor que el disponible en la superficie. Según una de dichas estimaciones, más del 90% del agua dulce existente en la Tierra se encuentra bajo la superficie del terreno; otra de ellas indica que el volumen de agua almacenado en el subsuelo de nuestro planeta es unas 20 veces mayor que el de agua dulce superficial.

Independientemente de la dudosa precisión de las cifras anteriores, el hecho es que las fuentes de agua superficial ya están siendo aprovechadas en su mayoría, mientras las demandas de agua continúan aumentando progresivamente a causa de la explosión demográfica. Esto significa que en el futuro las demandas tendrán que ser satisfechas cada vez en mayor proporción con agua procedente de las fuentes subterráneas. Si a esto se agrega que gran parte del planeta está ocupado por zonas desérticas, donde el único recurso hidráulico disponible se encuentra en el subsuelo, queda fuera de toda duda la gran importancia de este recurso.

1.1.- AGUAS SUBTERRANEAS VS AGUAS SUPERFICIALES.

Pero además de su mayor abundancia, el agua subterránea presenta, por naturaleza, varias ventajas con respecto al agua superficial, como son:

a).- Menores pérdidas por evaporación. Todos los recipientes de agua superficial pierden cantidades significativas de agua por evaporación. Por ejemplo, en una zona donde la lámina de evaporación anual es de unos 2 m/año, una masa de agua superficial perdería por este concepto un volumen del orden de 2 millones de m³ por Km² de extensión superficial. Este volumen sería equivalente al extraído por un pozo que operara continuamente durante todo el año con un caudal de unos 60 lps. En cambio, los recipientes subterráneos sólo pierden cantidades importantes de agua por evapotranspiración cuando los niveles freáticos se encuentran muy someros.

b).- Menor exposición a la contaminación. Es bien sabido que uno de los grandes problemas de la actualidad es el de la contaminación: la gran mayoría de las corrientes y masas de agua superficial se están contaminando rápidamente en mayor o menor grado. El agua subterránea, en cambio, está relativamente salvaguardada de este perjuicio, gracias a que los materiales granulares funcionan como un gran filtro que retiene los contaminantes, especialmente los biológicos; y aunque existe la contaminación química provocada por un mal manejo del recurso, la baja velocidad con que el agua circula en el subsuelo no propicia su rápida propagación a grandes áreas como en la superficie.

c).- Disponibilidad menos afectada por las variaciones climáticas. Uno de los problemas más serios que enfrenta el aprovechamiento de las aguas superficiales, es que su disponibilidad depende especialmente de las variaciones de la precipitación pluvial, al grado de que en uno o dos años secos consecutivos tal disponibilidad puede ser prácticamente nula. Por el contrario, los recipientes subterráneos resultan, en general, mucho menos afectados por esto, gracias a que existe una reserva almacenada, acumulada durante siglos, generalmente mucho mayor que la recarga anual, permitiendo una explotación más flexible del recurso.

d).- Distribución más amplia en el área. El agua superficial es un recurso transitorio y su presencia es relativamente localizada. Su aprovechamiento en gran escala, por tanto, requiere de obras de almacenamiento y conducción. En cambio, en el subsuelo el agua tiene una distribución muy amplia, lo que permite su captación en el sitio donde va a ser utilizada, o en sus inmediaciones. El vaso de almacenamiento ya existe en el subsuelo, contruido por la naturaleza, y funciona al mismo tiempo como un gran conducto.

e).- No hay pérdida de la capacidad de almacenamiento. Todo vaso superficial pierde gradualmente su capacidad de almacenamiento al ser azolvado por los sedimentos que transportan las corrientes que lo alimentan, hasta que eventualmente puede quedar inutilizado. La capacidad de almacenamiento de los vasos subterráneos no es afectada significativamente en la gran mayoría de los casos.

f).- Temperatura del agua constante. El agua superficial, al estar expuesta a los cambios atmosféricos, varía continuamente en su temperatura. En países fríos, donde el agua llega a congelarse durante los períodos invernales, esto constituye un serio problema. La temperatura del agua subterránea, por el otro lado, es casi constante, debido a que el subsuelo funciona como un regulador térmico.

FIGURA No. 1 - DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO.

Por lo demás, el recurso subterráneo presenta también algunas desventajas. La primera y principal desventaja ya se mencionó: el agua subterránea no es visible, y esto dificulta seriamente su estudio, su cuantificación, su explotación racional y su manejo. Para ilustrar esto también es útil la comparación de los acuíferos con sus equivalentes superficiales. Imagínese que se desea construir una presa y necesitamos estudiar el área donde se pretende emplazar. Podemos apreciar por inspección visual la forma y dimensiones del probable vaso, fotografiarlo y realizar levantamientos topográficos detallados de él, para determinar con cierta precisión su capacidad de almacenamiento; también podemos medir directamente las alimentaciones mediante estaciones de aforo; conocer sus pérdidas por evaporación a través de observaciones en tanques; muestrear el agua para conocer su calidad mediante análisis...

Ahora imagínese que deseamos explotar el acuífero de un valle. Mediante reconocimientos de campo podemos tener una idea de la extensión del acuífero, de los materiales que lo forman y de los que lo limitan. Pero ¿cuál es la geometría del acuífero en el subsuelo? ¿A qué profundidad se encuentra el agua subterránea? ¿Qué alimentación recibe el acuífero y cuál es su volumen almacenado? ¿Cuál es la distribución de la calidad del agua? ¿Qué volumen de agua podemos extraer en forma permanente sin inducir efectos perjudiciales? Contestar estas interrogantes es más difícil porque sólo podemos "ver" al acuífero a través de los pozos.

Los estudios geohidrológicos, en cuya realización intervienen diversas disciplinas en forma complementaria, tienen por objetivo el esclarecimiento de estas cuestiones.

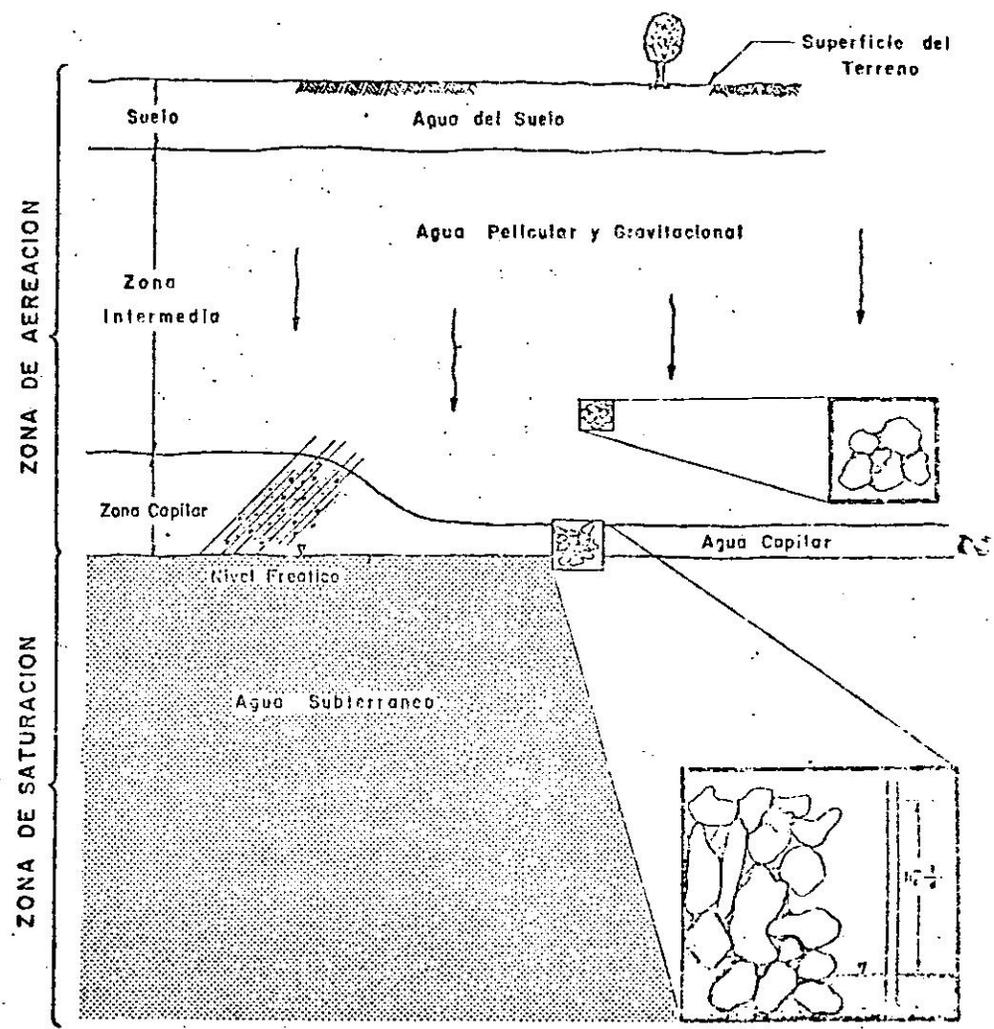
II.- DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO.

Es muy difundida la creencia de que en el subsuelo el agua se encuentra formando enormes lagos subterráneos o corrientes muy localizadas que fluyen a lo largo de conductos de gran tamaño. Sin embargo, aunque así se presenta en algunos acuíferos constituidos por rocas volcánicas o por rocas carbonatadas, en la gran mayoría de los casos el agua circula y se almacena en los poros que dejan entre sí las partículas de material; es decir, en un medio poroso.

Las características del medio poroso -tamaño, forma e interconexión de los poros-, pueden ser muy variables, y dependen de los procesos geológicos que lo originaron. Por lo tanto, el conocimiento del marco geológico es esencial para la comprensión del comportamiento del agua subterránea.

En el subsuelo el agua se encuentra distribuida en dos grandes zonas: la de aereación y la de saturación.

La zona de aereación, comprendida entre la superficie del terreno y el nivel freático, está parcialmente saturada y se subdivide en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar. En



la primera zona, constituida por suelo y otros materiales, el contenido de agua varía continuamente y está influenciado por lluvia, riego, drenaje y evapotranspiración. La zona capilar se encuentra inmediatamente arriba del nivel freático; su altura depende de la granulometría del material y de las fluctuaciones de dicho nivel: en materiales finos la altura capilar puede ser de varios metros, pero el agua asciende lentamente; en materiales gruesos la altura capilar es del orden de centímetros, aunque asciende rápidamente. Entre la zona de agua del suelo y la capilar, se encuentra la zona intermedia que contiene agua, llamado "pelicular", adherida a los granos y, temporalmente, agua "gravitacional" que fluye verticalmente hacia la zona saturada, durante los períodos de infiltración.

La zona de saturación tiene como límite superior al nivel freático o superficie freática, la cual es definida por el agua que se encuentra a la presión atmosférica. Todos los estratos situados abajo del nivel freático se encuentran totalmente saturados.

III.- CONCEPTOS BASICOS.

Los conceptos básicos más importantes, desde el punto de vista geohidrológico, son los siguientes:

3.1.- POROSIDAD (n).

La porosidad de una roca es una medida del volumen de vacíos (V_v) que contiene, y se expresa como porcentaje del volumen total (V_t):

$$n = \frac{V_v}{V_t} (\%)$$

Puesto que en la zona de saturación los vacíos están totalmente saturados, la porosidad es una medida de la cantidad de agua que la roca contiene por unidad de volumen.

3.2.- RENDIMIENTO ESPECIFICO (S_y) Y RETENCION ESPECIFICA (r).

Cuando un cierto volumen de roca totalmente saturada, se deja drenar bajo la acción de la gravedad, no toda el agua que contiene es liberada: una parte del agua es retenida en los poros por fuerzas de atracción molecular, adhesión y cohesión. La cantidad de agua retenida es directamente proporcional a la superficie de las partículas e inversamente proporcional al tamaño de los poros; así, por ejemplo, las arcillas retienen mayor cantidad de agua que las arenas.

Se define como Rendimiento Específico de una roca a la cantidad de agua que libera, por unidad de volumen, cuando el nivel freático experimenta un abatimiento unitario. La Retención Específica (r) mide la capacidad de la roca para retener el agua, y se define como el volumen de agua retenido en contra de la gravedad, por unidad de volumen de roca.

De acuerdo con las definiciones anteriores, se tiene la siguiente relación:

$$n = S_y + r$$

En la mayoría de las rocas, el agua no es liberada en forma instantánea, sino que existe un cierto retraso entre el descenso del nivel freático y el drenado total de los poros. En las formaciones granulares tal retraso es tanto mayor cuanto menor es el tamaño de los granos.

3.3.- CONTENIDO DE HUMEDAD (θ), DEFICIENCIA DE HUMEDAD (D_h) Y GRADO DE SATURACION (G_s).

El Contenido de Humedad de una roca es la cantidad de agua que contiene por unidad de volumen, esto es:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} (\%),$$

siendo V_w el volumen de agua, y V_t , el volumen total. Cuando la roca está totalmente saturada, el contenido de humedad es numéricamente igual a la porosidad.

La Deficiencia de Humedad se define como la diferencia entre la retención específica y el contenido de humedad, cuando éste es inferior a aquélla; por el contrario, si el contenido es igual o mayor que la retención, la deficiencia es igual a cero. Lo anterior puede expresarse:

$$D_h = r - \theta, \quad \theta < r$$

$$D_h = 0, \quad \theta \geq r$$

En otras palabras, la Deficiencia de Humedad es la cantidad de agua que requiere una roca por unidad de volumen para satisfacer su retención específica.

El Grado de Saturación de una roca es la relación entre la cantidad de agua que contiene y su volumen de vacíos; se expresa también como un porcentaje:

$$G_s = \frac{V_w}{V_v} (\%)$$

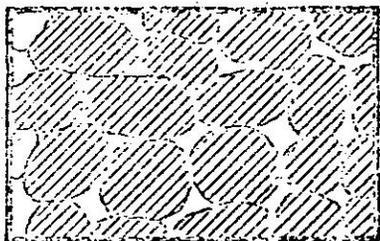
En la zona saturada todos los materiales tienen un G_s de 100%.

3.4.- CARGA HIDRAULICA Y GRADIENTE HIDRAULICO.

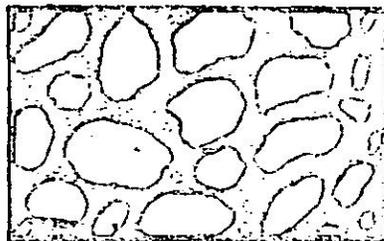
El teorema de Bernoulli establece que la energía total, expresada como una carga (h), en un punto dentro del seno de un líquido en movimiento es:

$$h = z + p/\gamma + v^2/2g$$

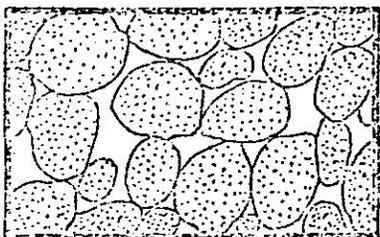
DISTINTOS TIPOS DE INTERSTICIOS Y RELACION ENTRE LA TEXTURA Y LA POROSIDAD DE LAS ROCAS



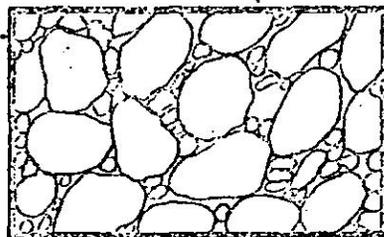
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA Y GRAN POROSIDAD



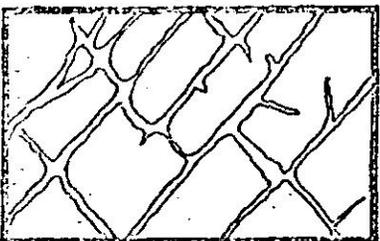
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA CUYA POROSIDAD HA DISMINUIDO POR CEMENTACION DE SUS INTERSTICIOS CON MATERIAS MINERALES.



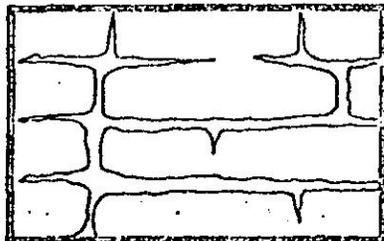
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA FORMADO POR ELEMENTOS QUE A SU VEZ SON POROSOS, POR TANTO POROSIDAD MUY ELEVADA



DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HETEROGENEA Y ESCASA POROSIDAD



ROCA POROSA POR FRAGMENTACION



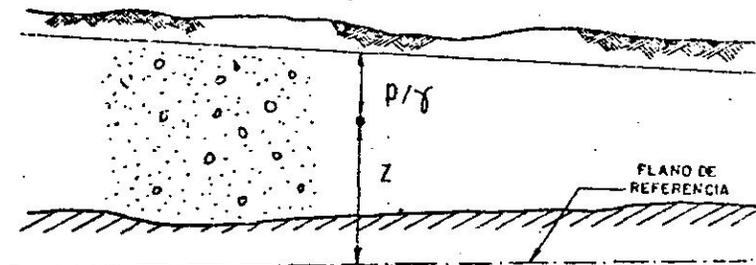
ROCA POROSA POR SOLUCION

FIG. No 4

o sea la suma de las cargas de posición (z), presión (p/γ) y velocidad ($v^2/2g$). Ahora bien, en un medio poroso, esta última es prácticamente despreciable respecto a las otras dos (una fracción de milímetro frente a varios metros), debido a que la velocidad de circulación del agua es muy pequeña. Por lo tanto, para fines prácticos, en la gran mayoría - de los problemas geohidrológicos la carga total o carga hidráulica se puede expresar:

$$h = z + p/\gamma$$

CARGA HIDRAULICA



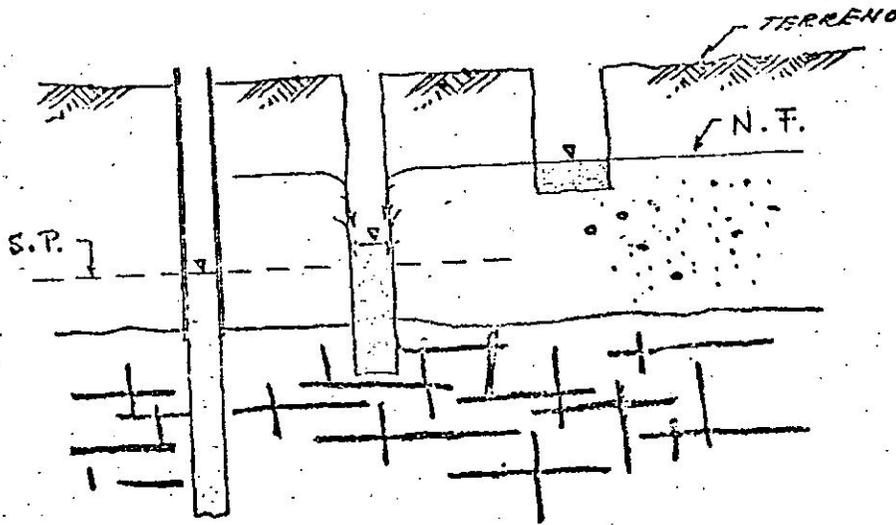
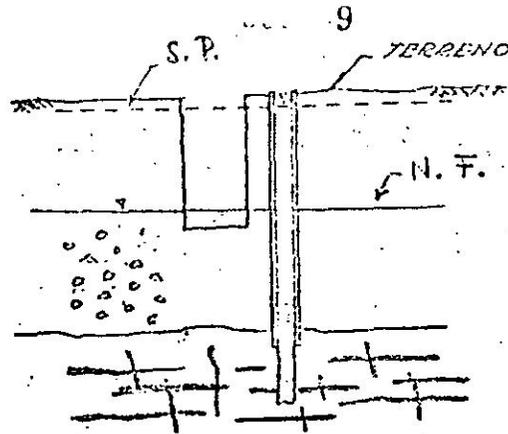
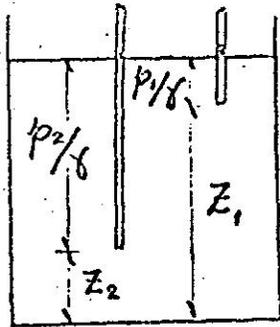
$$\text{CARGA HIDRAULICA} = \text{CARGA DE POSICION} + \text{CARGA DE PRESION} + \text{CARGA DE VELOCIDAD (Despreciable)}$$

$$h = z + p/\gamma + \frac{v^2}{2g}$$

Si en un punto de un acuífero se introduce la boca de un tubo desde la superficie, la presión del agua en ese punto hará que el agua ascienda dentro del tubo hasta una altura tal, que el peso de la columna de agua por unidad de área, equilibre la presión en el punto considerado. La altura del nivel del agua sobre éste es igual a la carga de presión.

La carga de posición es simplemente la altura del punto en cuestión sobre el plano o nivel de referencia.

El gradiente hidráulico (i) -también llamado pérdida de carga unitaria- definido como la pendiente de la superficie freática o piezométrica en el punto considerado, es un concepto de primordial importancia.



cia en el fenómeno del flujo subterráneo, ya que de su valor depende, en parte, la velocidad de circulación del agua. Es un parámetro adimensional.

3.5.- LA PERMEABILIDAD.-

Introducción.

La permeabilidad de un material es una de las características que mayor interés revisten para el ingeniero. Así, por ejemplo, en el campo de la Mecánica de Suelos la permeabilidad juega un papel muy importante en varios fenómenos, entre ellos el de la consolidación, y su conocimiento es indispensable para cuantificar el caudal de agua que circula a través del elemento permeable de una estructura o por debajo de ella. La característica en cuestión también interviene en forma preponderante en problemas agrológicos, tales como el diseño de sistemas de drenaje. En el campo de la Geohidrología la permeabilidad tiene importancia primordial: de ella depende fundamentalmente el rendimiento de las captaciones y la velocidad de circulación del agua subterránea; su conocimiento es esencial para cuantificar los caudales de flujo subterráneo y la velocidad de propagación de un contaminante en el subsuelo; así mismo, es uno de los datos básicos para simular el comportamiento de un acuífero. Y, probablemente, es en este campo donde su determinación plantea mayores dificultades.

La permeabilidad es la capacidad de una roca para permitir la circulación del agua a través de ella. Cuantitativamente su valor está dado por el Coeficiente de Permeabilidad, el cual se define como el caudal que circula a través de un área unitaria, transversal al flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario. Esta propiedad depende de la forma, acomodo y distribución granulométrica de las partículas constituyentes, y del grado de compactación o cementación de las mismas, factores que controlan, a su vez, el tamaño e interconexión de los intersticios. El coeficiente de permeabilidad se expresa en unidades de velocidad; generalmente, en el sistema métrico, en m/seg o cm/seg.

En la tabla No. 1 se indican rangos representativos de porosidad, rendimiento específico y permeabilidad, para las rocas más comunes.

TABLA No. 1

R o c a	n(%)	Sy(%)	K (m/seg)
Arcilla	45 a 55	1 a 10	10 ⁻¹⁰ a 2x10 ⁻⁷
Arena	35 a 40	10 a 30	10 ⁻⁵ a 3x10 ⁻⁴
Grava	30 a 40	15 a 30	10 ⁻⁴ a 1.5x10 ⁻³
Grava y Arena	20 a 35	15 a 25	10 ⁻⁵ a 5x10 ⁻⁴
Arenisca	10 a 20	5 a 15	10 ⁻⁸ a 5x10 ⁻⁶
Caliza	1 a 10	0.5 a 5	muy variable

Es importante destacar que una elevada porosidad no implica -

necesariamente una elevada permeabilidad; por el contrario, en algunas rocas mientras mayor es la porosidad, menores son su permeabilidad y su rendimiento específico, como puede verse en la Tabla No. 1. De aquí se desprende una conclusión interesante: para que una roca sea favorable como acuífero, no basta que contenga un gran volumen de agua almacenada; es necesario, además, que permita su fácil circulación hacia las captaciones.

Determinación de la Permeabilidad.-

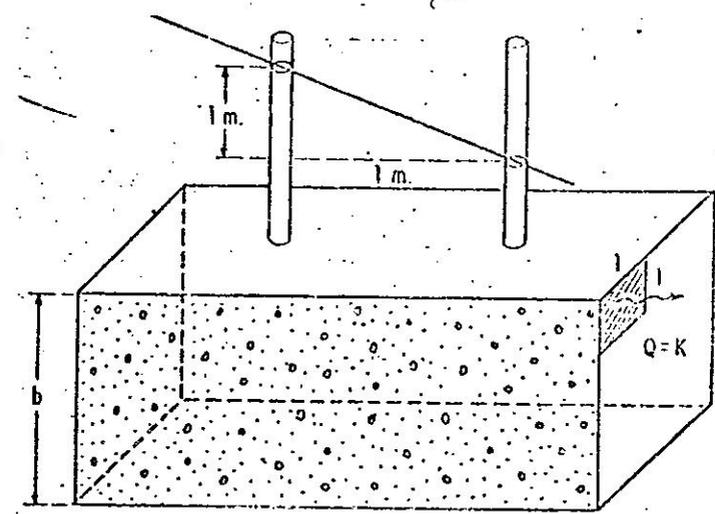
Existen varios procedimientos para determinar la permeabilidad de un material. Algunos de ellos consisten en la utilización de aparatos específicamente diseñados para tal fin, como los permeámetros; otros, en cambio, permiten determinar el valor del coeficiente en cuestión mediante pruebas que persiguen otro objetivo; tales como la prueba de consolidación y la prueba horizontal de capilaridad.

Todos estos procedimientos fueron desarrollados en el campo de la Mecánica de Suelos y proporcionan valores muy precisos de la permeabilidad. En la mayoría de los problemas tratados por esta disciplina, el medio puede suponerse, para efectos prácticos, homogéneo con respecto a sus características hidráulicas, puesto que éstas muchas veces son controladas artificialmente; por consiguiente, el valor de la permeabilidad obtenido a partir del análisis de una o varias muestras puede considerarse representativo de todo el medio.

Sin embargo, en el campo de la Geohidrología las condiciones son totalmente diferentes: en el subsuelo todas las formaciones geológicas presentan una mayor o menor heterogeneidad, por lo que un valor prácticamente puntual de la permeabilidad, por preciso que sea, obtenido mediante los métodos antes señalados, resulta de muy poca utilidad; y esto independientemente de la gran dificultad que existe para reproducir en el laboratorio las condiciones que el material tiene in situ. Por esta razón, dentro de esta Especialidad se han desarrollado pruebas de campo tendientes a determinar más bien un valor medio de la permeabilidad correspondiente a un cierto volumen de material. Tal es el objetivo de las llamadas "Pruebas de Bombeo".

Ley de Darcy.-

En 1856 Henri Darcy estudió experimentalmente el fenómeno del flujo a través de filtros de arena. Como resultado de sus observaciones estableció la ley que lleva su nombre, la cual constituye una de las bases de la Teoría del Flujo en Medios Porosos. De acuerdo con esta ley, la velocidad con que circula un fluido a través de un material poroso es directamente proporcional a la pérdida de carga hidráulica e inversamente proporcional a la longitud recorrida, esto es, directamente proporcional al gradiente hidráulico.



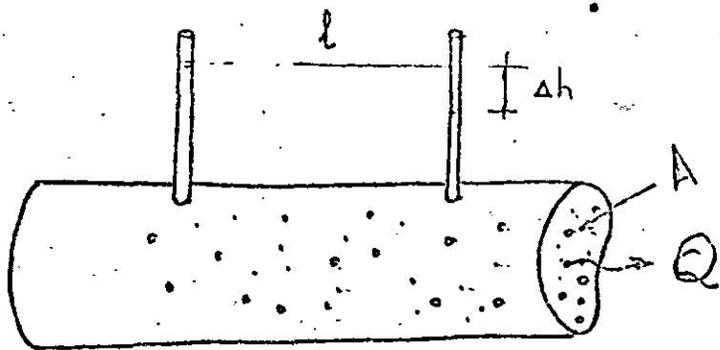
Matemáticamente, lo anterior puede expresarse:

$$v = K \cdot i$$

siendo: v , la velocidad aparente de flujo; i , el gradiente hidráulico, y K , el Coeficiente de Permeabilidad, también llamado Permeabilidad Efectiva y Conductividad Hidráulica.

De lo anterior resulta evidente que el coeficiente de permeabilidad tiene unidades de velocidad, ya que el gradiente es adimensional. Dicho coeficiente puede expresarse en diversas unidades consistentes; en el sistema métrico decimal generalmente se expresa en cm/seg. En la tabla siguiente se presentan los rangos de valores de la permeabilidad correspondientes a los materiales granulares más comunes.

LEY DE DARCY



VELOCIDAD = PERMEABILIDAD \times GRADIENTE

$$v = k \cdot \frac{\Delta h}{l} = k \cdot i$$

$$Q = v \cdot A = k \cdot i \cdot A$$

$$k = k_i \cdot \frac{\gamma}{\mu} = C d^2 \frac{\gamma}{\mu}$$

Permeabilidad intrínseca

Medio poroso

d - tamaño medio del poro

C - Factor de forma (distribución granulométrica, compactación, cementación...)

Material

Coefficiente de Permeabilidad (cm/seg)

Arcilla	10^{-6}	-	10^{-9}
Arenas finas. Mezcla de arena, limo y arcilla.	10^{-3}	-	10^{-7}
Arena gruesa. Mezclas de grava y arena.	10^{-3}	-	1
Grava.	1	-	10^{-2}

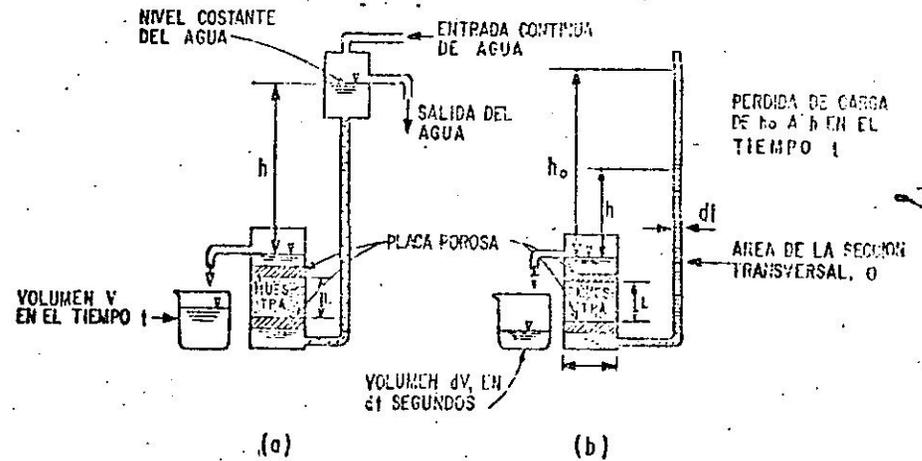


FIG. 7 PERMEAMETRO (a) CARGA CONSTANTE (b) CARGA VARIABLE

Puesto que

$$Q = A \cdot v$$

se tiene

$$Q = A \cdot K \cdot i$$

de donde se desprende la siguiente definición de la característica de que se trata: la permeabilidad de un material poroso es la cantidad de fluido que pasa a través de una sección de área unitaria, transversal al flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario.

Factores que Influyen en el Valor de la Permeabilidad.-

El valor del coeficiente K depende tanto de las características del medio como de algunas características del fluido. Se ha demostrado que para considerar separadamente la influencia de ambos factores, dicho coeficiente puede expresarse:

$$K = k_i \cdot \frac{\gamma}{\mu}$$

siendo: k_i , la permeabilidad intrínseca o específica dependiente exclusivamente de las características del material; γ y μ , el peso específico y la viscosidad dinámica del fluido, respectivamente.

A su vez, k_i puede expresarse en función de una longitud característica, llamada "Radio Hidráulico" del medio.

$$k_i = Cd^2$$

en que: d es el diámetro efectivo, y C , el llamado Factor de Forma, que toma en cuenta: forma y acomodo de los granos, estructura y estratificación, grado de compactación o cementación, presencia de agujeros o fisuras, etc.

Velocidad Aparente y Velocidad Real.-

En sus experimentos Henri Darcy hizo circular agua a través de un filtro de arena, aforó el caudal de flujo (Q), midió la sección transversal del filtro, calculó la velocidad de flujo como el cociente entre ambos términos ($=Q/A$) y midió la pérdida de carga entre varios piezómetros instalados en el filtro; después de repetir el experimento con varios caudales, correlacionó las velocidades resultantes con la pérdida de carga y la longitud de recorrido respectiva, derivando finalmente de todo ello la ley que lleva su nombre. Pero nótese que la velocidad dada por esta ley es una velocidad aparente, ya que en su cálculo se consideró la sección total del medio (sólidos y vacíos).

En realidad, como el agua circula únicamente a través de los es-

pacios vacíos (poros, fisuras, fracturas...), el área de flujo es mucho menor que el área total de la sección y, por lo mismo, la velocidad de circulación es mucho mayor que la velocidad aparente.

El área de flujo (A_f) está dada por:

$$A_f = A \cdot n_e$$

siendo n_e la porosidad efectiva, la cual es menor que la porosidad total por tomar en cuenta la parte de los vacíos que es ocupada por agua pelicular adherida a la fase sólida. Por otra parte, la ecuación de continuidad establece que

$$Q = v \cdot A = v_f \cdot A_f$$

de donde

$$v_f = v \cdot \frac{A}{A_f}$$

en que v_f es la velocidad real de circulación del agua "Velocidad Real de Filtración".

Ahora bien, la porosidad efectiva es numéricamente equivalente al rendimiento específico, S_y , de la roca y la velocidad aparente está dada por la Ley de Darcy; por tanto, v_f también puede expresarse

$$v_f = \frac{K \cdot i}{S_y}$$

Puesto que S_y toma valores entre 0.05 y 0.3, resulta que puede ser de 3 a 20 veces la velocidad aparente.

El concepto de velocidad de filtración tiene primordial importancia en problemas de contaminación, pues representa la rapidez con que se propaga un contaminante en el subsuelo.

Rango de Validez de la Ley de Darcy.-

Por analogía con el flujo en tuberías se define un "Número de Reynolds", N_r , para el medio poroso, como sigue:

$$N_r = v \cdot d / \nu$$

en que: v es la velocidad aparente de flujo, dada por la Ley de Darcy; d , una longitud característica (diámetro medio o diámetro efectivo de los granos), y ν , la viscosidad cinemática del fluido.

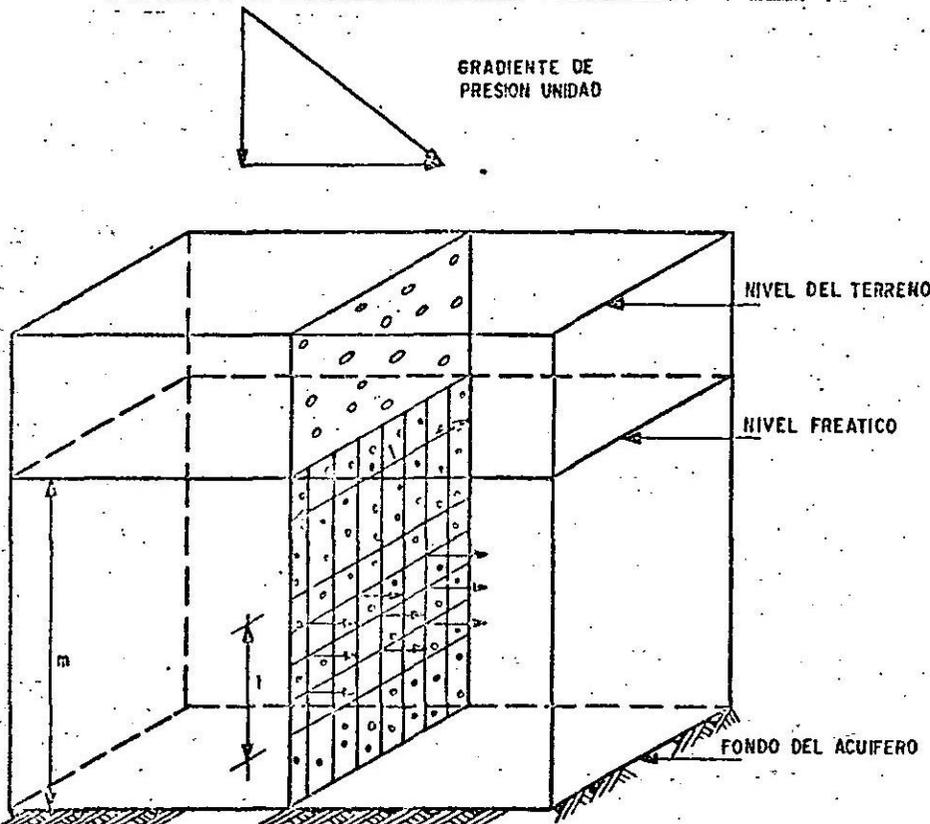
El número es un indicador del régimen de flujo. Mediante experimentos de laboratorio diversos investigadores han demostrado que cuando N_r toma valores menores de 1, el régimen es laminar; para valo-

res mayores de 10, es turbulento, y para valores entre 5 y 10 se presenta la transición entre ambos. Afortunadamente, en la gran mayoría de los casos el flujo a través de materiales granulares es laminar y, por tanto, la Ley de Darcy es aplicable.

3.6.- TRANSMISIVIDAD (T=Kb).

Un concepto relacionado con el de permeabilidad es el de Coeficiente de Transmisividad, el cual se define como el producto del coeficiente de permeabilidad y el espesor saturado del acuífero. Se expresa en m^2/seg o $m^2/día$.

ESQUEMA ILUSTRATIVO DE LAS DEFINICIONES DE PERMEABILIDAD Y TRANSMISIBILIDAD



3.7.- COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO ESPECÍFICO (S_s) Y DE ALMACENAMIENTO (S).

En el subsuelo, un punto cualquiera está sometido a una presión total, p , cuyo valor es numéricamente igual al peso de la columna de material, de área unitaria, que gravita sobre el punto considerado; este es:

$$p = \gamma_s \cdot Z$$

en que γ_s y Z son el peso específico del material y la profundidad a que se encuentra el punto con respecto a la superficie del terreno, respectivamente.

La presión total está soportada en parte por el esqueleto sólido de la roca, y en parte por el agua contenida en sus vacíos. A la presión, \bar{p} , que soporta el esqueleto se le denomina "presión efectiva" o "presión intergranular"; la presión a que está sometida el agua contenida en los vacíos recibe el nombre de "presión intersticial" o "presión de poro", y es numéricamente igual al peso de la columna de agua, de área unitaria, que gravita sobre el punto. Por tanto, la presión total puede expresarse, en términos de sus dos componentes, como sigue:

$$p = \bar{p} + \gamma h$$

siendo γ y h el peso específico del agua y la carga hidráulica sobre el punto, respectivamente.

Cuando la carga hidráulica desciende, la presión intersticial disminuye y, como consecuencia, las moléculas de agua se expanden; al mismo tiempo, puesto que la presión total es constante (a menos que se modifique artificialmente, por ejemplo, construyendo una estructura o efectuando una excavación), la presión efectiva aumenta en la misma proporción, lo que provoca la compactación del material. Como resultado de ambos procesos un cierto volumen de agua es liberado.

Se define como Coeficiente de Almacenamiento Específico, S_s , a la cantidad de agua liberada por unidad de volumen de material, cuando la carga hidráulica decrece una unidad. Se expresa en unidades de $1/l$ (longitud).

Un concepto relacionado con el anterior es el Coeficiente de Almacenamiento, S , definido como la cantidad de agua liberada por una columna de área horizontal unitaria y altura igual al espesor saturado del acuífero, cuando la carga hidráulica decrece una unidad. Es un coeficiente adimensional.

De las definiciones anteriores se desprende que la relación entre ambos coeficientes es:

$$S = S_s \cdot b$$

en que b es el espesor del acuífero.

La compresibilidad del agua es muy reducida; por tanto, la cantidad de agua que puede liberar un acuífero confinado o semiconfinado depende fundamentalmente de la compresibilidad de su esqueleto sólido: mientras más compresible es el material mayor es la cantidad de agua que libera al compactarse. Así, por ejemplo, el coeficiente de almacenamiento de un estrato arcilloso es mucho mayor que el de una formación densa del mismo espesor.

Pese a que existen materiales muy compresibles el volumen de agua cedido por compactación es relativamente pequeño; por ello, el coeficiente de almacenamiento de acuíferos confinados o semiconfinados tiene valores muy reducidos: en el rango de 10^{-2} a 10^{-5} .

En cambio, en un acuífero libre, al volumen de agua liberado por compactación del acuífero y expansión del agua, se agrega el volumen liberado por el drenado del material (representado por el rendimiento específico). Como el primer volumen es muy pequeño en comparación con el segundo, se puede considerar que el coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre es igual a su rendimiento específico.

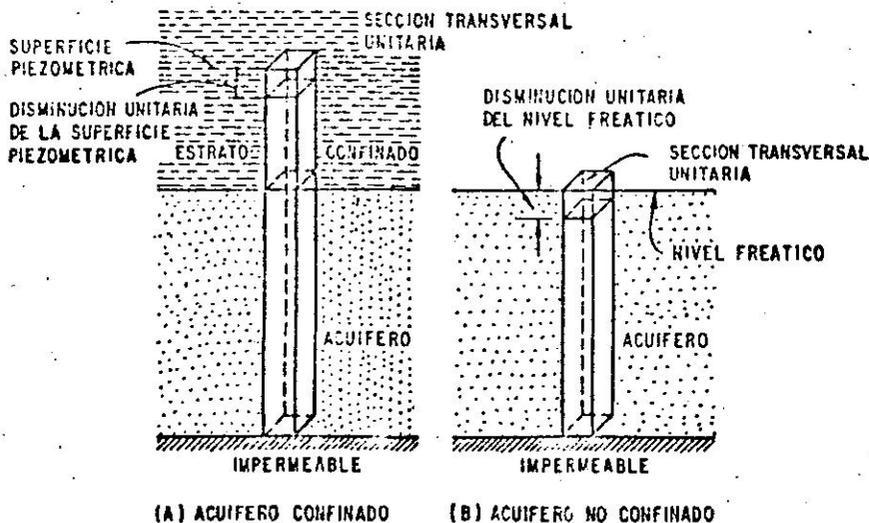


FIG. 5 DEFINICION DEL COEFICIENTE DE ALMACENAJE

IV.- ACUÍFEROS.

Se llaman "acuíferos" a aquellos estratos que pueden proporcionar agua en una cantidad aprovechable. Desde luego, esta definición es muy relativa, pues depende de las condiciones existentes en cada zona: en una zona árida donde sea difícil la obtención de agua subterránea, una formación que proporcione unos cuantos litros por segundo puede considerarse un acuífero; mientras que en una zona con elevada disponibilidad de agua subterránea, esa misma formación podría considerarse como semi-impermeable. La figura No. 1 ilustra lo arriba descrito.

4.1.- TIPOS DE ACUÍFEROS.

Desde el punto de vista hidráulico los acuíferos pueden clasificarse en tres tipos principales: confinados, semiconfinados y libres.

A un acuífero limitado superior e inferiormente por formaciones relativamente impermeables, que contiene agua a mayor presión que la atmosférica, se le da el nombre de "acuífero confinado".

Si un acuífero está limitado por formaciones menos permeables que él mismo, pero a través de las cuales puede recibir, o ceder, volúmenes significativos de agua, se le llama acuífero "semiconfinado".

En pozos que captan acuíferos confinados o semiconfinados, el nivel del agua asciende arriba del "techo" del acuífero. La superficie imaginaria definida por los niveles del agua de los pozos que penetran este tipo de acuíferos, recibe el nombre de "superficie piezométrica"; sus variaciones corresponden a cambios de la presión a que está sometida el agua en el acuífero, y puede encontrarse, en un punto dado, arriba o abajo del nivel freático. Cuando dicha superficie se encuentra arriba de la superficie del terreno, da lugar a pozos brotantes. Los acuíferos confinados y semiconfinados pueden transformarse en libres, cuando la superficie piezométrica desciende bajo el techo del acuífero.

Cuando un acuífero tiene como límite superior al nivel freático, se le da el nombre de acuífero "libre". Las variaciones de este nivel corresponden a variaciones en el espesor saturado del acuífero. En la figura No. 2 se ilustran esquemáticamente los diferentes tipos de acuífero. Haciendo una analogía con obras hidráulicas, puede decirse que el acuífero confinado funciona como una tubería a presión, y el acuífero libre, como un canal.

4.2.- COMPORTAMIENTO DE LOS ACUÍFEROS.

Todo acuífero tiene mecanismos naturales de recarga y descarga, que pueden ser modificados mediante recarga y/o descarga artificiales.

La recarga natural del acuífero ocurre por la infiltración de agua de lluvia en formaciones permeables, aunque no toda el agua que

DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

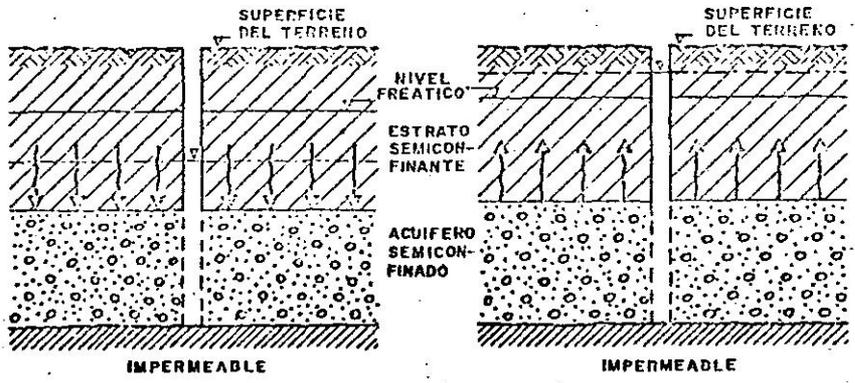
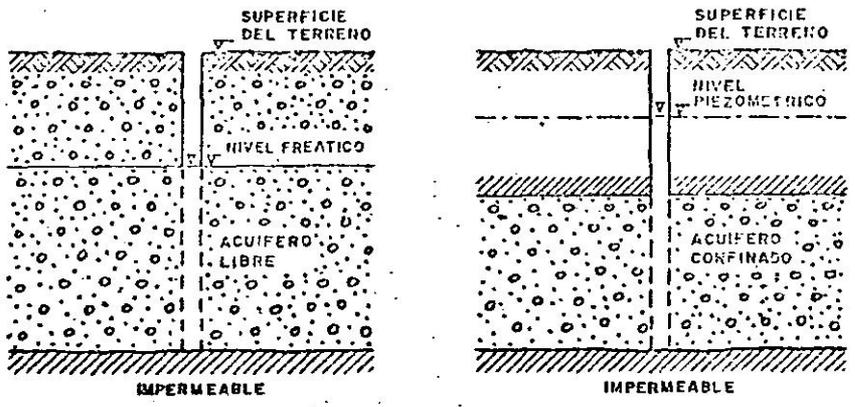


FIG. No. 2

se infiltra llega al acuífero, debido a que una parte de ella es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. El acuífero puede ser recargado también artificialmente, mediante la infiltración de agua a través de obras construidas con ese fin.

La descarga natural tiene lugar a través de manantiales y cauces; por evapotranspiración en áreas con nivel freático somero, o subterráneamente al mar o a cualquier masa de agua superficial (laguna, lago, o vaso).

El agua se mueve en el acuífero, de las zonas de recarga a las de descarga, siguiendo las trayectorias de menor resistencia y a una velocidad que depende de la permeabilidad de las rocas y del gradiente hidráulico. La velocidad puede variar desde unos cuantos centímetros por año en materiales arcillosos, hasta varios cientos de metros por año en gravas; aunque en algunas rocas volcánicas y calizas, puede llegar a ser de varios kilómetros por año.

Los niveles freáticos y piezométricos oscilan continuamente respondiendo a la recarga y descarga del acuífero. Si el nivel del agua (freático o piezométrico) no está afectado por la operación de una captación, se le llama "Nivel Estático"; en caso contrario, se le llama "Nivel Dinámico".

El conocimiento de los mecanismos de recarga y descarga de un acuífero, es indispensable para cuantificar su potencialidad y planear su explotación racional, y requiere de la observación continua del comportamiento de los niveles del agua en pozos distribuidos en el área considerada.

11

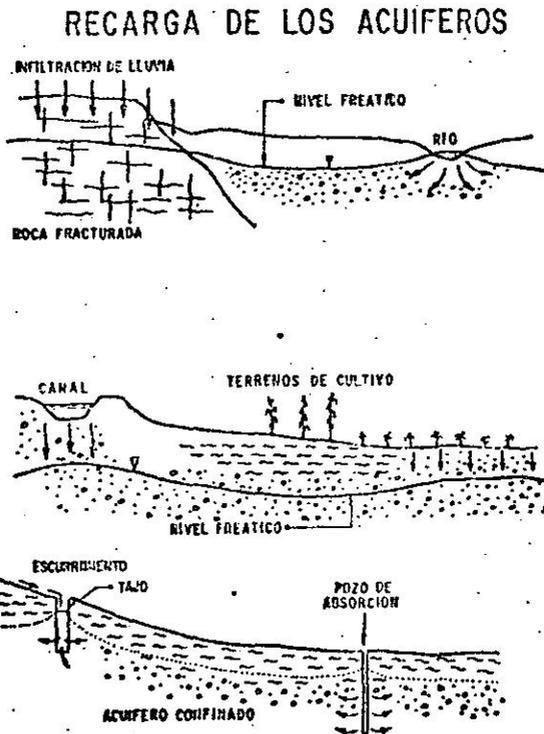
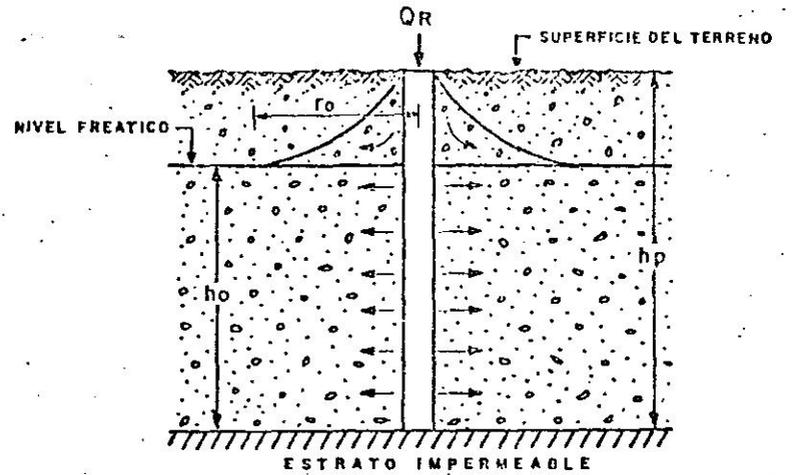
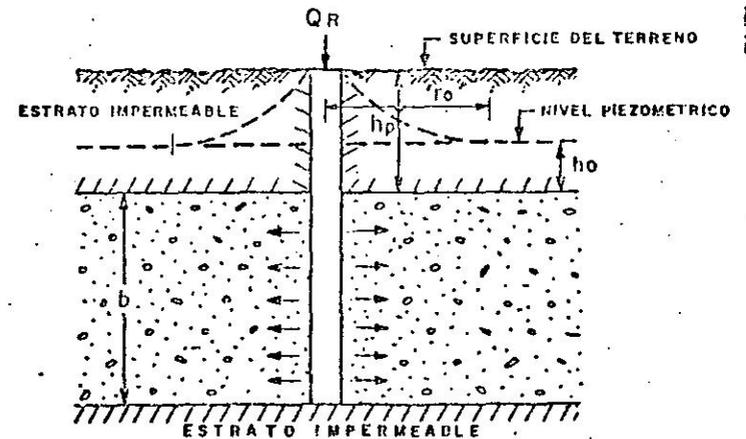


FIGURA No. 8

RECARGA ARTIFICIAL A TRAVES DE POZOS



a) CONDICIONES LIBRES



b) CONDICIONES CONFINADAS

FIG. No. 9

17c

DESCARGA DE LOS ACUIFEROS

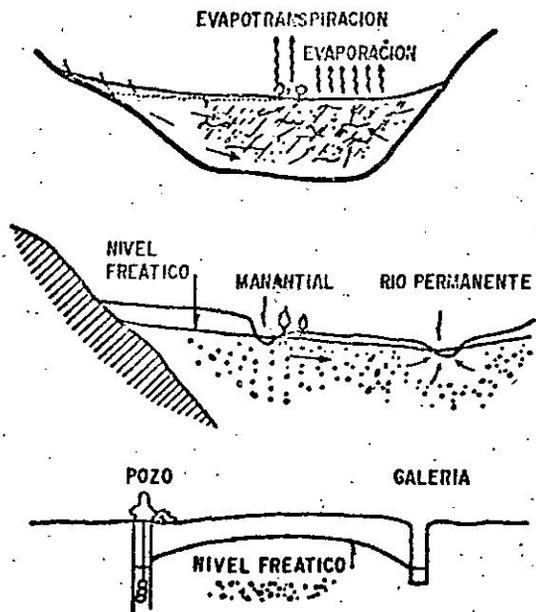


FIG. No. 10

REFERENCIASGROUNDWATER RESOURCE EVALUATIONWALTON, ED. MC. CRAW-HILLCAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEASALBERTO BENITEZ, ED. DOSSAT, S. A.FLUJO EN MEDIOS POROSOSRUBEN CHAVEZ GUILLEN, BOLETIN No. 1DIVULGACION TECNICA, S. R. H.HIDROGEOLOGIADAVIS AND WIESTEDITORIAL ARIES



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

PROSPECCION GEOHIDROLOGICA

ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA

MAYO, 1985.

PROSPECCION GEOHIDROLOGICA

Por: Ing. Jorge Antonio Trujillo Candelaria.

I. - EL CICLO HIDROLOGICO.

El agua subterránea explotable es un recurso renovable que proviene de la lluvia.

Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos; (Fig. 1)

En esta etapa del Ciclo es donde nos interesa encontrar el agua.

II. - DEFINICIONES. -

Porosidad. - Poro significa intersticio, hueco. La porosidad de una roca es la relación del volumen de sus huecos con su volumen total (Fig. 2)

Permeabilidad. - La palabra permeable significa penetrable, un cuerpo es permeable si se deja atravesar por los fluidos o las radiaciones.

Para el caso que nos ocupa, la permeabilidad de las rocas es la propiedad de dejarse atravesar por el agua.

La permeabilidad de las rocas puede ser primaria cuando se forma al mismo tiempo que la roca, como los huecos que quedan en un depósito de grava al irse acumulando, o secundaria como en una roca compacta que por algún movimiento de la corteza terrestre se fractura y la adquiera.

III. - LAS ROCAS Y SU PERMEABILIDAD. -

Al iniciarse el estudio de un lugar determinado lo primero que se debe conocer es su litología, ya que cada tipo de roca tiene una permeabilidad característica: esta propiedad limita las áreas de interés, pues la búsqueda

se enfoca a las zonas donde se encuentren rocas consideradas favorables.

Para dar una idea aproximada de esta selección desde el punto de vista litológico, se presenta la siguiente tabla en la que se muestran algunos de los tipos de rocas más comunes en nuestro País. (Tabla I).

En la tabla aparecen tipos de rocas con características diferentes, sin embargo, son solo cuatro de estas, las que ofrecen posibilidades de permeabilidad para constituir acuíferos importantes: gravas, arenas, basaltos y calizas.

Gravas y Arenas. - Las gravas y arenas son sedimentos no consolidados constituidos por fragmentos de rocas arredondados por efecto del arrastre de los ríos que las transportan en grandes cantidades, depositándolas en su propio cauce o en cuencas lacustres y marinas.

La permeabilidad de estos depósitos es mayor cuando tengan mayor uniformidad en el tamaño de los fragmentos. Si hay una gran diversidad de tamaños, los más pequeños rellenan los espacios entre los grandes disminuyendo en forma notable su permeabilidad. (Fig. 3)

Por su origen y medios de depósitos, las gravas están íntimamente relacionadas con las arenas y las arcillas, por lo que es común encontrarlas intercaladas en capas o mezcladas.

Los mayores afloramientos de gravas y arenas en el Altiplano Mexicano y en el Noroeste del País, son sedimentos de edad terciaria (Las Cuencas Lacustres Terciarias del Altiplano Mexicano, Jorge A. Trujillo C. 1975), y en ellos se localizan los principales acuíferos en explotación en el País. (Fig. 4)

Las principales diferencias entre sedimentos terciarios y aluviones recientes son:

1º Es común encontrar a los sedimentos terciarios intercalados o cubiertos por materiales volcánicos, riolíticos, andesíticos y basálticos.

2º Los sedimentos terciarios por lo común están afectados por tectonismo en mayor o menor grado.

3º Por medio de análisis micropaleontológico, ha sido posible determinar la edad de los sedimentos terciarios gracias a que es frecuente que es-

tos contengan diatomáceas fósiles.

4º El espesor de los sedimentos terciarios es en general, mayor que el de los aluviones recientes pues el País debido a su geomorfología, se encuentra actualmente en una etapa de erosión activa.

Algunas recomendaciones para dar localizaciones sobre gravas y arenas son:

1º Deben buscarse lugares donde las gravas y arenas estén bien seleccionadas por tamaños, procurando evitar las zonas donde el contenido de arcilla sea grande.

2º Deben evitarse dar localizaciones en parteaguas o en mesetas cortadas por barrancas profundas.

3º Si se pretende perforar sobre riolitas o andesitas con el fin de atravesarlas para encontrar subyacentes gravas y arenas terciarias debe primero determinarse aunque sea en forma aproximada el espesor de cubierta, ya sea por métodos geológicos o geofísicos, pues podría resultar demasiado potente y ser incostable su perforación.

Basalto. - Es una roca ígnea, volcánica, básica; se presenta en forma de derrames lávicos, brechas, aglomerados, conos cineríticos y de tezontle. Su gran permeabilidad se debe a los espacios huecos entre coladas superpuestas, a la existencia de fracturas originadas por enfriamientos, a las grietas originadas por la resistencia a la deformación plástica de las corrientes de lava solidificada y a las zonas de tezontle.

La presencia de horizontes de depósitos lacustres y suelos arcillosos poco permeables es frecuente en las potentes series de derrames lávicos originado acuíferos colgados, generalmente de bajo potencial pero de gran importancia, debido a la escasez de otros tipos de acuíferos en esas zonas.

La porosidad y permeabilidad de las rocas volcánicas tiende a disminuir con el tiempo geológico, debido al sellamiento de los espacios huecos con los materiales arcillosos producto de la descomposición de las propias rocas.

Para dar localización sobre éste tipo de rocas donde la permeabilidad es generalmente grande, deben escogerse sitios bajos, respecto a la topografía regional, pues es común que el agua que se infiltra en ellos, se drene rápidamente.

Calizas. - Las calizas son rocas formadas principalmente por carbonato de calcio, originadas por procesos orgánicos y químicos en medios lacustres y marinos, las cuales han emergido a la superficie por medio de movimientos tectónicos.

Estas rocas tal como surgen a la superficie, por lo común presentan baja permeabilidad que puede ser primaria como la causada por la porosidad entre los fragmentos fósiles en las zonas arrecifales o en los planos de estratificación entre dos capas superpuestas o secundaria, como la que se presenta por fracturamiento y principalmente por la disolución de la roca por el agua de lluvia.

El agua de lluvia a su paso por la atmósfera se carga de ácido carbónico, el cual ataca fuertemente a las rocas calcáreas, disolviéndolas. Al caer sobre ellas, si encuentra alguna zona fracturada, así sea poco permeable inicia su infiltración y ataque ensanchando las grietas y produciendo conductos y cavernas, lo cual incrementa grandemente su permeabilidad.

Debido a la plasticidad de este tipo de rocas, es común que al verse afectados por movimientos tectónicos no se fallen y fracturen tan fácilmente sino que primero se pliegan, formando anticlinales y sinclinales.

Para dar localizaciones sobre este tipo de rocas, se deben localizar:

a). - Zonas donde las calizas estén lo más pura que sea posible, o sea que su contenido de arcilla sea mínimo, pues mientras más contenga será menos soluble.

b). - Las zonas donde se observan gran cantidad de cavernas y conductos de disolución son favorables.

c). - Las zonas arrecifales, frecuentemente ofrecen buena permeabilidad.

d). - Que no hayan capas de lutitas intercaladas en gran proporción.

e). - El fracturamiento, por lo general es mayor en los lomos de los anticlinales y en los fondos de los sinclinales resultando sitios buenos para la perforación de pozos, sin embargo, los lomos anticlinales hay ocasiones en que son de difícil acceso y los sinclinales es frecuente que estén cubiertos por gruesos depósitos de formaciones impermeables, por lo que muchas de las perforaciones se dan en los flancos de estas estructuras.

f). - Siendo la permeabilidad, entre estratos la más importante, es conveniente dar localizaciones de tal manera que corten el mayor número de estratos posible, siendo más favorables las zonas que han sido afectadas por tectonismo. Por lo que es recomendable situarlas en formaciones medianamente plegadas.

g). - Existen formaciones calcáreas que en un determinado lugar se presentan permeables y producen eficientemente y en distancia más o menos cortas se encuentran impermeables e improductivas. Uno de los principales motivos de este comportamiento son los cambios laterales en su composición como por ejemplo, un aumento de su contenido en arcilla, lo que provoca una disminución en su solubilidad.

Otras Rocas. - Los demás tipos de rocas no deben desecharse totalmente, pues hay varios lugares donde algunas de ellas están produciendo en forma eficaz.

Sin embargo, deben considerarse con posibilidades, mucho menores pues su permeabilidad dependerá de zonas de fracturamiento, las cuales no siempre son fáciles de detectar a profundidad.

Hay ocasiones en que no se tiene otra alternativa y es necesario dar localizaciones para perforación sobre este tipo de rocas, en cuyo caso deben buscarse zonas afectadas por fallas y fracturas, tratando de cortarlas en forma y a la profundidad más conveniente. De ser posible se recomienda -- efectuar exploraciones directas con pozos de pequeño diámetro, con equipo de muestreo de núcleos.

IV. - MÉTODOS DE EXPLORACION. -

Los métodos de exploración se dividen en directos e indirectos. Los métodos directos más comunes consisten en observaciones de campo y perforaciones; los indirectos en métodos geofísicos.

Métodos Directos. - En la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, los métodos directos de exploración más utilizados son:

Observaciones de campo. - En éstas se aplican lo que se ha tratado de exponer en los párrafos anteriores. Para lo cual nos auxiliamos con planos geológicos, topográficos, climatológicos, fotografías aéreas y equipo de campo, esencialmente brújula, altímetro y martillo.

Perforaciones Exploratorias. - Consisten en perforaciones en diámetro de 3 a 4 1/2", con brocas de diamante o de roles, con o sin muestreo de núcleos. En estas perforaciones se obtienen los siguientes datos:

- a). - Columna litológica.
- b). - Nivel estático.
- c). - Calidad del agua.
- d). - Una idea sobre las posibilidades de producción de acuerdo con las pérdidas de fluidos de perforación, sifoneo, extracciones con émbolo, - inyección de agua, etc.

Además se puede obtener el registro eléctrico del pozo.

Métodos Indirectos. - La característica principal de estos métodos es que las mediciones de ciertos parámetros físicos (resistividad, elasticidad, etc.) se realizan desde la superficie del terreno, y en base a éstos es posible inferir ciertas condiciones del subsuelo. Dentro de esta clasificación se encuentran los métodos geofísicos, de los cuales, los mayormente utilizados en la prospección para el agua subterránea son:

- a). - Método Eléctrico de resistividad.
- b). - Método Sísmico de refracción.

Los cuales nos ayudarán entre otros, a definir la geometría del sistema acuífero y auxiliarnos en diversos problemas de tipo estructural.

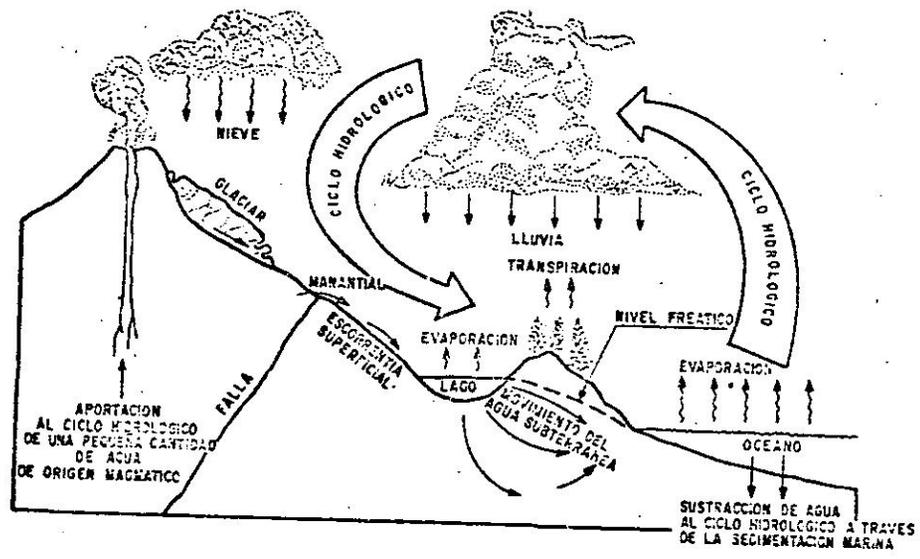
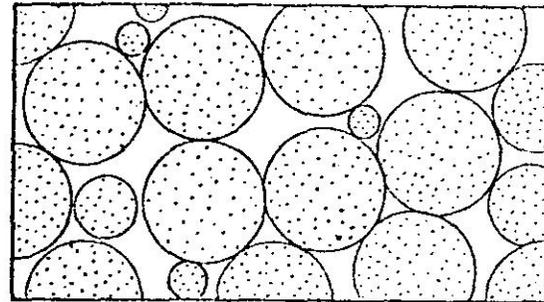


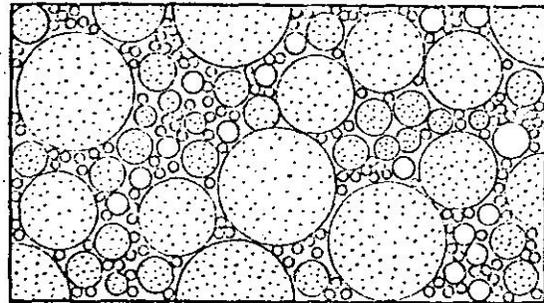
FIG. - 1

IGNEAS	{ INTRUSIVAS O PLUTONICAS { EXTRUSIVAS O VOLCANICAS	{ ACIDAS INTEREDIAS BASICAS	GRANITO DIORITA GABRO
		{ ACIDAS INTEREDIAS BASICAS	RIOLITA ANDESITA BASALTO
SEDIMENTARIA	{ CONSOLIDADAS { NO CONSOLIDADAS		{ CALIZAS ARENISCAS LUTITAS CONGLOMERADOS
			{ GRAVA ARENA ARCILLA
METAMORFICAS	—		{ PIZARRA ESQUISTO GNEIS

TABLA 1



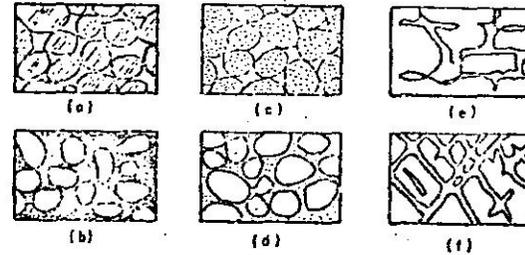
POROSIDAD 32%



POROSIDAD 17%

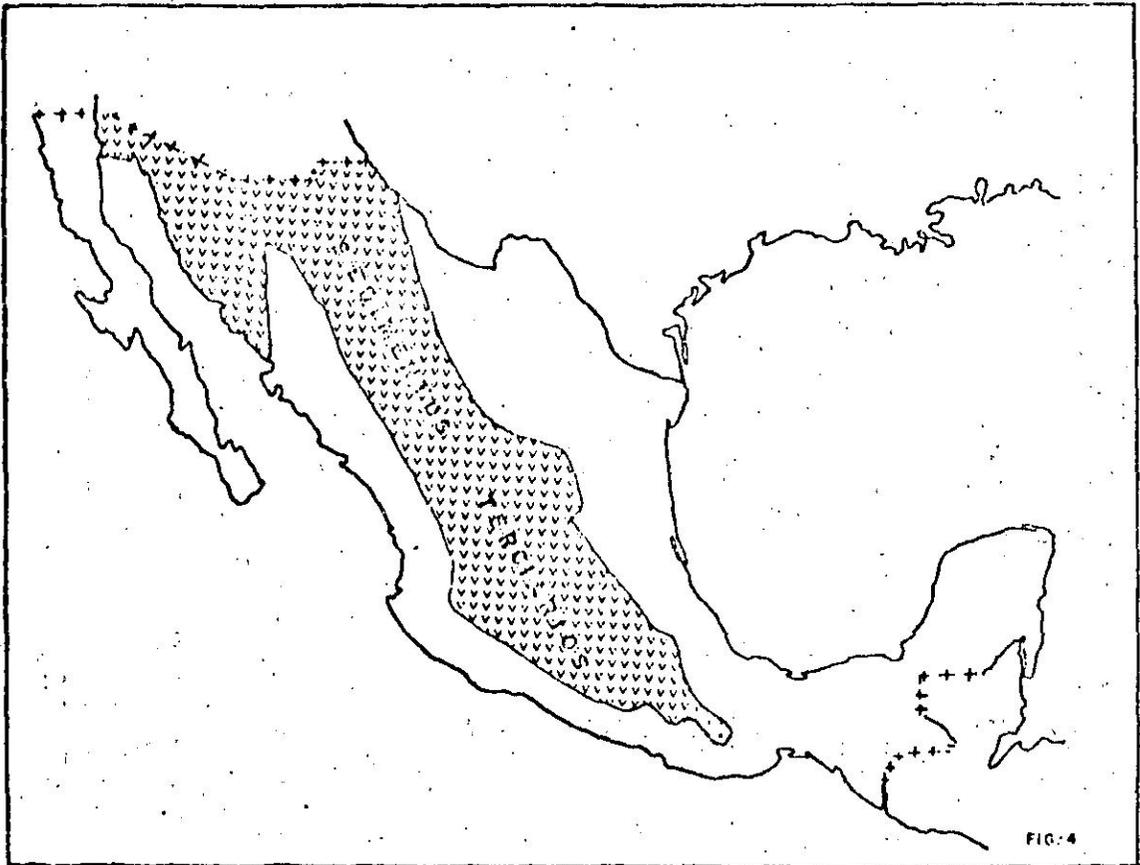
Variación de la porosidad debida al grado de homogeneidad del tamaño de los granos. Los números que figuran al pie de cada dibujo indican el porcentaje de porosidad de la muestra.

FIG. - 2



Distintos tipos de intersticios y relación entre la textura y la porosidad de las rocas. a) Depósito sedimentario de elementos de tamaño uniforme; porosidad alta. b) Depósito sedimentario constituido por elementos heterométricos; baja porosidad. c) Depósito homométrico de cantos rodados - porosos; porosidad muy alta. d) Depósito sedimentario cuya porosidad ha disminuido por colmatación de los intersticios con materiales finos. -- e) Rocas cuya porosidad se debe a fenómenos de disolución. f) Rocas porosas por fracturación.

FIG. - 3





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

CLASIFICACION E IDENTIFICACION DE LAS ROCAS

ING. ANSELMO ORDAZ AYALA

MAYO, 1985.

CLASIFICACION E IDENTIFICACION DE LAS ROCAS

Por el Ing. Anselmo Ordaz Ayala.

En esta guía se hará una descripción sencilla de las rocas observadas macroscópicamente, además se presentarán diagramas que se utilizan para la clasificación de las rocas, considerando su origen, textura y composición mineralógica.

La descripción y clasificación de las rocas se iniciará con las de origen magmático, después con las sedimentarias y posteriormente se tratarán las rocas metamórficas.

I. ROCAS IGNEAS.

La determinación macroscópica de las rocas ígneas depende de dos propiedades fundamentales que son; la textura y la composición mineralógica; es por eso que la clasificación que aquí se utiliza está basada en la textura y contenido de cuarzo. En la tabla I aparecen tabulados los cuatro tipos principales de rocas; a saber: las ácidas, las intermedias, las máficas y las ultramáficas.

La textura de las rocas expresa las condiciones en las cuales tuvo lugar el enfriamiento del magma. Como es sabido, las rocas ígneas tienen dos modos de ocurrencia, ambiente de gran profundidad y somero, representando a las rocas intrusivas y a las rocas extrusivas, respectivamente.

Los minerales que se presentan en las rocas ígneas pueden clasificarse como ESENCIALES, ACCESORIOS Y SECUNDARIOS. Los dos primeros son productos de la cristalización magmática y son, por tanto, también minerales primarios. Los minerales secundarios son aquellos formados por alteración siguiente a los introducidos por soluciones circulantes. Los minerales esenciales son aquellos que son necesarios para el diagnóstico y denominación de la roca, y cuya disminución o ausencia motivarían el cambio de una roca a otra. Por ejemplo: el cuarzo es esencial en el GRANITO, la sanidina en la TRAQUITA y la nefelina en la FONOLITA. El cuarzo se presenta en cantidad considerable en el GRANITO, en mucho menor cantidad en la TONALITA, y está casi ausente en la DIORITA. El feldespato alcalino domina entre los elementos minerales constitutivos de la SIENITA, pero puede pasar inadvertido en la DIORITA. A los demás minerales de una roca se les llama accesorios, si están presentes en cantidades suficientes para justificar incluirlos en la denominación de la roca, se les llama característicos; por ejemplo: en el GRANITO de biotita-muscovita, el BASALTO de olivino, la ANDESITA de hornblenda, la DIORITA de hornblenda y el GABRO de olivino. A los minerales que están presentes en cantidades pequeñas se les llama accesorios menores, de los cuales son ejemplos comunes la magnetita, la apatita, la ilmenita y el zircón. Ejemplos de minerales secundarios son las zeolitas en los rellenos amigdaloides de las rocas volcánicas y los minerales arcillosos formados por alteración del feldespato alcalino en las rocas intrusivas. La presencia o ausencia de los accesorios menores y la de los secundarios no son importantes para definir el tipo de roca.

Entre muchos de los minerales formadores de roca, el cuarzo se identifica fácilmente y puede estimarse con rapidez su cantidad relativa. Por esta razón, en la mayoría de las clasificaciones mineralógicas, el mineral cuarzo desempeña un papel importante. Cuando el porcentaje de cuarzo en volumen es de 10 por ciento, o mayor, puede observarse en un ejemplar de mano. En cambio, si la cantidad presente de cuarzo es menor de 10 por ciento, es difícil de reconocer y aún puede escapar de ser notado. En este caso, la respuesta es obvia en cuanto a cuál ha de ser la línea divisoria para el cuarzo. El porcentaje crítico es 10.

Si el porcentaje de cuarzo en volumen es menor de 10 por ciento, es una SIENITA más bien que GRANITO. En algunos casos, cuando el contenido de cuarzo es menor de 10 por ciento, el cuarzo es un mineral característico, como sucede en el GABRO de cuarzo y con la MONZONITA de cuarzo.

Los feldespatos están presentes prácticamente en todas las rocas ígneas, con excepción de las ultramáficas, y en muchas de ellas son los minerales principales o esenciales. Además la composición y el hábito de los feldespatos presentes en una roca son muy significativos para sugerir el modo de ocurrencia y la etapa de evolución magmática. Es obvio que la composición del feldespato y la relación de feldespato alcalino a plagioclasa se consideran factores importantes en casi todas las clasificaciones mineralógicas de las rocas ígneas. En esta obra, el mineral ortoclasa de la tabla 1 abarca a todos los feldespatos alcalinos tales como la ortoclasa, la microclina, la perthita, la sanidina y la anortoclasa. Por conveniencia, se subdividió la plagioclasa en las variedades sódica y cálcica. El número de divisiones que deben hacerse sobre la base de la composición y la proporción del feldespato es un asunto de elección. Algunas autoridades se conforman con dos divisiones: rocas con más feldespato alcalino que la plagioclasa y rocas con menos. Pero otros prefieren tres divisiones, en las que los feldespatos alcalinos forman menos de una tercera parte, entre una tercera y dos terceras partes, y más de dos terceras partes del feldespato, respectivamente. Para el objeto de la determinación macroscópica fácil, se adopta el primer esquema; es decir; el de dos divisiones. Sin embargo, no se modifican en forma alguna las presentes sugerencias para la determinación de rocas aunque se adopte el esquema de tres divisiones de los feldespatos.

La trama de una roca refleja las condiciones en las cuales tuvo lugar la solidificación del magma. Las texturas características comúnmente exhibidas por las rocas volcánicas y plutónicas, son afaníticas las primeras y faneríticas las segundas; en la siguiente descripción se encuentran algunas de las tramas esenciales para distinguir las rocas extrusivas de las intrusivas.

GUIA PARA IDENTIFICACION MACROSCOPICA DE LAS ROCAS IGNEAS.

Guía para identificación de las rocas.- Con la tabla determinativa (tabla 1) y el esquema de clasificación de las rocas bosquejado arriba, parece simple el método de identificación de las rocas. En la tabla, las rocas están ordenadas atendiendo a su modo de ocurrencia natural en el campo, es decir, considerando que las rocas intrusivas ocurren a profundidad, mientras que las extrusivas se forman a poca profundidad o sobre la superficie de la tierra. Por esta razón debe leerse la tabla de abajo hacia arriba. También esta tabla determinativa está dividida convencionalmente por la línea divisoria del cuarzo. Esta disposición permite al estudiante hacer su primera elección sobre la roca bajo investigación. Ahora bien, la primera cosa que hay que hacer es tratar de identificar una roca es la determinación de su textura: si la textura de la roca es granular o fenerítica se encuentra en las rocas inferiores de la tabla, por el contrario, si la textura de la roca es microlítica o afanítica se encuentra en las rocas de la parte superior de la tabla. Habiéndose ubicado la roca en el grupo correspondiente, es decir, dentro de las ígneas intrusivas o extrusivas, se ha eliminado casi la mitad de la tabla, entonces el siguiente paso es la identificación del cuarzo y su cantidad relativa. Todas las rocas ácidas con 10 por ciento, o más, de cuarzo se encuentran al lado izquierdo de la línea divisoria del cuarzo. Todas las demás, con menos de 10 por ciento, o nada de cuarzo, se encuentran del lado derecho de la línea divisoria del cuarzo. El cuarzo se reconoce por su lustre grasoso y

treo, por su color blanco a gris ahumado, dureza de 7 y su carencia ordinaria de forma de cristal, ya que es el último mineral que cristaliza a partir de un magma fundido y por ser obligado a llenar las cavidades interespaciales que quedan entre los minerales ya formados. Toma muy poco tiempo determinar si la roca en cuestión debe situarse en el lado izquierdo o derecho de la línea divisoria del cuarzo.

Supóngase ahora, que la roca contiene más de 10 por ciento de cuarzo, la roca se encuentra en el lado izquierdo de la línea divisoria. Si la textura de la roca es granular, se encuentra en las rocas inferiores de la tabla, pero del lado izquierdo de la línea divisoria. Si la cantidad de cuarzo es aproximadamente 10 por ciento, la roca puede ser cualquiera de las cuatro excepto el GRANITO; el factor decisivo está en la relación de ortoclasa a plagioclasa, como se indica claramente en la tabla. Si hay más plagioclasa que ortoclasa, la roca es GRANODIORITA. En la TONALITA o DIORITA de cuarzo, la plagioclasa sobrepasa con mucho a la ortoclasa. Si la cantidad de cuarzo fuera considerable, por ejemplo, de 20 hasta 40 por ciento, no cabría duda de que la roca es GRANITO, cualquiera que fuere el color, siendo mayor la ortoclasa que la plagioclasa.

Si la roca es granular y está compuesta de feldespatos, dicha roca es intermedia o máfica y se encuentra en la parte inferior de la tabla, pero a la derecha de la línea divisoria, la roca puede ser SIENITA, MONZONITA, GABRO, dependiendo del feldespato predominante.

Verifíquese con la tabla para decidir cual. Si la roca está compuesta enteramente por minerales básicos, la roca es ultramáfica; la determinación de los minerales máficos prominentes debe permitir decidir de cuál de las cinco rocas ultramáficas se trata. Debe mencionarse que algunas son un tanto brechadas y de grano fino, asemejándose a las rocas volcánicas. Esto se debe a que ciertas peridotitas son productos de explosión violenta y que sus minerales principales son susceptibles de serpentinización.

La DIABASA que se caracteriza por la textura diabásica es intermedia respecto a su ocurrencia en el campo, entre los derrames basálticos y el GABRO intrusivo. - Para asegurarse respecto a la identificación del feldespato, se recuerda al lector la mineralogía y los métodos de determinación del mismo.

Peró una breve descripción dada aquí es alguna ayuda. En las rocas ígneas, los feldespatos tienden a formar cristales de forma más o menos perfecta, e invariablemente presentan una dureza cercana a la del cuarzo, por ejemplo $H = 6$, y crueros bien desarrollados. La distinción entre la ortoclasa y la plagioclasa se logra mejor observando, con ayuda de una lente y a la luz brillante, la presencia de líneas paralelas diminutas (estriaciones y maclación) sobre ciertas caras de crucero en la plagioclasa, su ausencia en la ortoclasa. Además, la ortoclasa es de color carne o rojiza, y la plagioclasa en numerosas ocasiones es gris.

Si la textura es porfirítica con abundancia de fenocristales, por ejemplo, 50 por ciento, o más en una pasta granular, la roca es un pórfido. Si la cantidad de fenocristales fuera mucho menos impresionante, se usaría el término porfirítico como adjetivo calificativo, como por ejemplo, GRANITO PORFIRITICO, MONZONITA DE CUARZO PORFIRITICA, y así sucesivamente. Determinando los feldespatos pueden identificarse los pórfidos.

Al tratar ahora las rocas ígneas extrusivas, diremos que la presencia de vidrio, no solo asegura el origen ígneo de la roca, sino que también indica su carácter volcánico. Así la textura es de vítrea a afanítica (de grano fino) o pórfido-afanítica, la roca es volcánica. En general, las rocas volcánicas están mal cristalizadas; se deben estudiar e identificar todos los fenocristales disponibles críticamente para obtener alguna idea de la roca en cuestión. El número de fenocristales puede ser grande, o bien apenas unos cuantos, pero aunque así sea, la identificación de los fenocristales es de gran ayuda en la determinación de las rocas volcánicas. El nombre de roca pórfido cuarzoso es una expresión general; es de valor cuando sólo están presentes fenocristales de cuarzo o cuando los fenocristales de feldespatos asociados son indeterminables. Al identificar las rocas volcánicas es mejor dar al ejemplar un nombre correcto más o menos generalizado que uno más específico que puede ser erróneo. Se puede nombrar a la roca por su color más bien que suponer la presencia de minerales. El término general felsita es de valor para referirse a todas las rocas volcánicas de color claro. Entre los vidrios volcánicos, la obsidiana es el más común, variando su composición desde la riolítica hasta la dacítica. Su color oscuro y lustroso y su factura fácilmente concoidea son características de diagnóstico. La hematita pulverizada dispersada puede dar a la obsidiana un color rojo o café profundos. Las piedras pez son riolitas vítreas con lustre semejante al de la pez más bien que un lustre vítreo. La perlita es un vidrio con grietas concéntricas o perlíticas y lustre aperlado.

Si la roca bajo investigación presenta una textura microlítica o afanítica entonces se localizará en la parte superior de la tabla (1). Y si el contenido de cuarzo es mayor que el 10 por ciento entonces se investigará entre las rocas que se encuentran a la izquierda de la línea divisoria del cuarzo; (RIOLITA, CUARZOLITATA o DACITA) por el contrario si el contenido de cuarzo no sobrepasa al 10 por ciento entonces la roca se buscará entre las que se encuentran hacia la derecha de dicha línea divisoria. (TRAQUITA, LATITA, ANDESITA o BASALTO).

Si la roca es vítrea y de grano fino; los minerales de alta temperatura hacen su aparición. Con frecuencia son indistinguibles el BASALTO y la ANDESITA. La diferencia principal radica en la composición de la plagioclasa, conteniendo la ANDESITA la variedad más sódica. La presencia de hornblenda y biotita indica por lo general ANDESITA, puesto que estos minerales se asocian más comúnmente con la plagioclasa sódica. También, el color de la ANDESITA es claro, mientras que el del BASALTO es oscuro. Todas las rocas volcánicas pueden ser porfiríticas, como la DACITA PORFIRITICA o PORFIDO DACITICO, o la RIOLITA PORFIRITICA o PORFIDO RIOLITICO, dependiendo de las cantidades de fenocristales.

Quando se ha reconocido una roca, el mineral característico prominente debe incluirse en el nombre de la misma, tal como GRANITO DE MUSCOVITA, DIORITA DE HORNBLENDA, ANDESITA DE HORNBLENDA, BASALTO DE OLIVINO Y BASALTO DE LEUCITA. Con esto, la determinación macroscópica de la roca es completa.

Por lo anterior, es claro que el cuarzo y los feldespatos juntos con las texturas de las rocas, son dos factores que ayudan a situar la roca bajo investigación en alguno de los compartimientos de la tabla. El procedimiento completo toma muy poco tiempo. Debe ponerse énfasis en que cada paso hay que tomarlo con actitud crítica. Por razones de práctica, el alumno debe estudiar primero las rocas volcánicas de grano fino. En la tabla sólo se han incluido las rocas más comunes, pero durante el aprendizaje de los principios básicos de identificación de las rocas el estudiante puede aplicar un término arbitrario a las demás.

CLASIFICACION DE LAS ROCAS IGNEAS-

TABLA N°1

000 6

CARACTERISTICA TEXTURA										
R E K T O R U C S I V A S	acumulaciones fragmentarias	proclastica	TOBA	LAPILLI	BRECHA	VOLCANICA	AGLONERADO			
	restos expelidos	vitrea	vidrio rico en silice: obsidiana, perlita, retinita, piedras pomez y pez				vidrio pobre en silice: taquilita y palagonita			
R O C A S M E D I A S	corrientes superficiales o diques de poca profundidad	afanítica y porfídica	riolita	cuarzolatita	dacita	traquita	latita	andesita	basalto	
	diques o cuerpos de profundidad somera	porfídica y panidiomorfica	aplitas o pegmatitas			lamproyidos		diabasa o dolerita		
R O C A S I N T R U S I V A S	diques profundos o intrusivos grandes	fanerítica o granular	granito	granodiorita	tonalita	sienita	monzonita	diorita	gabro	dunita harzburgita wherlerita píroxenita hornblendita
	componentes mineralógicos de las rocas		cuarzo, ortoclasa mayor que oligoclasa, biotita, hornblenda	cuarzo, oligoclasa mayor que ortoclasa, biotita, hornblenda	cuarzo, oligoclasa, hornblenda, biotita.	ortoclasa, hornblenda, biotita.	oligoclasa, andesina, hornblenda, biotita.	andesina, hornblenda, augita.	labradorita, bytownita, augita, olivino.	olivino, augita, hornblenda.
			rocas ácidas o félsicas.			rocas básicas			rocas	

II.- ROCAS SEDIMENTARIAS.

II.1 Clasificación.

Cualquier consideración de las rocas sedimentarias abarca su clasi
ficación. Como sucede con la mayoría de las rocas, tal tarea es -
delicada a causa de la variación que se observa de una forma de se
dimentos a otra y de la mezcla de materiales de distinta composi
ción, origen y depositación por agentes diferentes. Sin embargo,
es imprescindible tener alguna clasificación, aunque no sea por -
otra razón que la de la propia conveniencia.

Las propiedades de las rocas sedimentarias proporciona una base pa
ra su clasificación atendiendo a las semejanzas en su forma de ori
gen, su trama, su composición y otras características. Hace mu- -
chos años A.W. Grabau dividió a las rocas en dos amplios tipos, las
endogenéticas y las exogenéticas, cristalizando las primeras a par
tir de una disolución y formándose las segundas a partir de los pro
ductos del intemperismo y la erosión.

Por razones de simplicidad, se han distinguido dos amplias clases -
de rocas sedimentarias. Ellas son las clásticas y las no clásticas.
Las primeras son acumulaciones mecánicas de fragmentos de mineral y
roca, mientras que las segundas son las depositadas por medios quí
micos o bioquímicos. La tabla II-2, presenta una clasificación de
las rocas sedimentarias basada en las dos amplias formas de origen:
a saber; la mecánica y la bioquímica, entrelazada con otras caracte
rísticas de composición y textura, proporcionando así un sistema de
clasificación que abarca los rasgos notables descriptivos y los as
pectos genéticos extensos.

TABLA II-2

CLASIFICACION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas clásticas, como es sabido, están constituidas por fragmentos de rocas o minerales de diferente forma y tamaño, considerando que, si los fragmentos son mayores de 2mm y son redondeados, se denominan cantos rodados, guijarros, guijas y gránulos. En cambio si son angulosos, éstos reciben el nombre de bloques. Por lo que toca a los fragmentos cuyo tamaño varía entre 2 y 0.0625 mm., son denominados arenas y, si son más pequeños, se conocen como limos y arcillas.

Si los procesos de litificación (transformación del sedimento a roca) actúan sobre los cantos rodados y gravas, la roca se denomina -- conglomerado; si actúan sobre las arenas, la roca será una arenisca -- (grauvaca, subgrauvaca, arecosa, subarcosa, protocuarcita y ortocuarcita) y por último los limos y arcillas, se convertirán en limolitas y lutitas, respectivamente.

Las rocas no clásticas, son todas aquellas que han sido formadas por la precipitación de minerales a partir de una solución en un medio lacustre o marino, o por la acción de los organismos; de esta forma, -- los sedimentos carbonatados constituyen a las calizas y a las dolomitas, los sulfatos, al yeso, anhidrita y barita; los silíceos, al peder nal, jaspe, diatomita y radiolarita; los fosfatos, a la caliza fosfática y fosforita, y los haluros, a la sal gema (halita), silvita y carnalita.

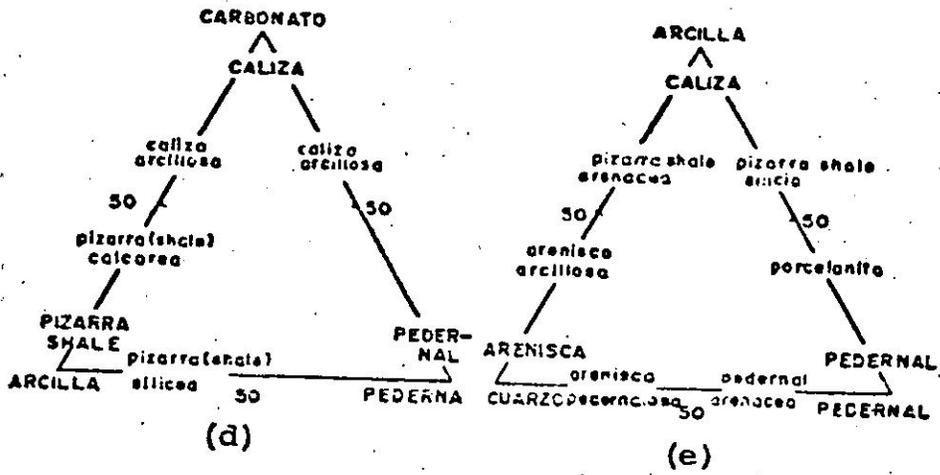
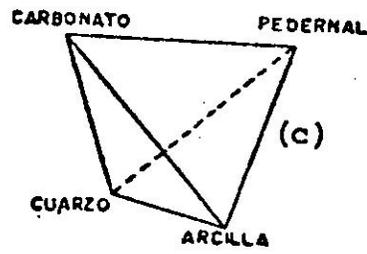
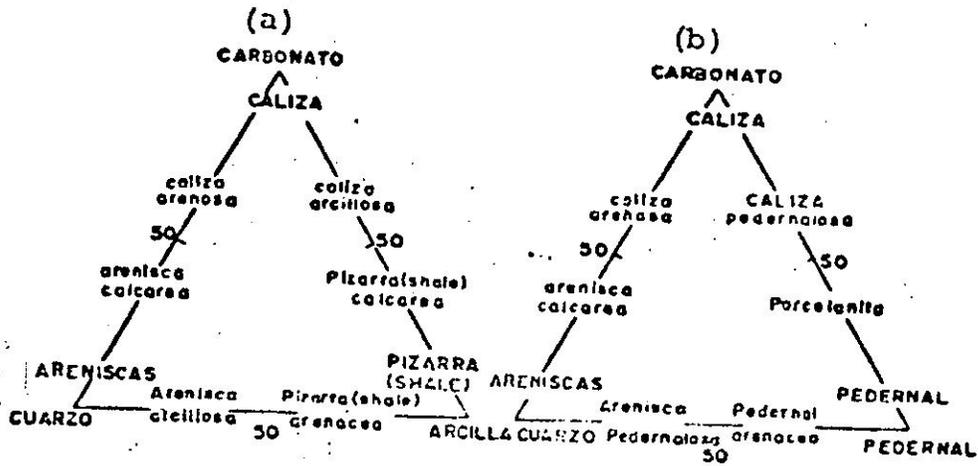


FIG. 2-1

II.2 El Tetraedro Fundamental.

La mayoría de las rocas sedimentarias son mezclas de componentes clásticos y no clásticos. Por ejemplo, la mayoría de las areniscas contienen arcilla y material calcáreo mezclados; la mayoría de las calizas y dolomias contienen fracciones arcillosas o arenosas, y la mayoría de las lutitas contienen carbonato, arena y elementos de fango. Esto puede expresarse usando un adjetivo calificativo como arena arcillosa o calcárea, caliza arenácea o arcillosa, y así sucesivamente. Los dos grupos principales de componentes, los clásticos y los no clásticos comprenden a los miembros extremos clásticos (detríticos) y no clásticos (químicos) descritos en una sección anterior.

Es conveniente recordar que las bien marcadas especies de las clasificaciones hechas por el hombre sólo raras veces son adoptadas por las rocas representativas naturales. En las rocas sedimentarias, así como en las rocas ígneas y metamórficas, son comunes las gradaciones, y muchas rocas están comprendidas entre dos o más miembros extremos. Las rocas con cuatro componentes pueden representarse por medio de un tetraedro, en el que cada una de las cuatro caras triangulares representa mezclas de tres componentes. Las mezclas más simples de dos componentes se representa por las aristas del tetraedro, y los sedimentos casi puros se representan por los cuatro vértices.

En la figura 2-1, (c) al centro, se representa el tetraedro fundamental de Pettijohn mostrando los principales elementos constitutivos clásticos y no clásticos de los sedimentos. Los cuatro componentes más comunes, cuarzo, arcilla, carbonato y pedernal, ocupan los cuatro vértices del tetraedro, representando a la arenisca, la lutita (shale) la caliza y los sedimentos silíceos formados químicamente. Cualquier sedimento que contiene más de 5 por ciento de estos cuatro miembros extremos se representa por un punto interior al tetraedro. Entre los sedimentos de los miembros extremos están las rocas de composición intermedia. Por ejemplo, la caliza arenácea y la arenisca calcárea se encuentran entre los vértices del carbonato y el cuarzo (figura 2-1 (a y b)), y la lutita arenácea y la arenisca arcillosa se encuentran entre los vértices de la arcilla y el cuarzo (figura 2-1 (a y e)). Las mezclas de estos miembros extremos son sistemas de dos componentes situados a lo largo de las aristas de los diagramas triangulares.

Los estimativos visuales de la composición de un sedimento se expresan en función del porcentaje de los diversos miembros minerales presentes. Una arenisca calcárea, arcillosa, puede tener 70 por ciento de granos de cuarzo, 20 por ciento de carbonatos y 10 por ciento de minerales arcillosos. Estos porcentajes son transportados gráficamente a lo largo de los ejes del triángulo que bisecta el ángulo del vértice correspondiente, y se obtiene así un punto del diagrama. Tal punto representa la composición en función de los tres componentes.

En el tetraedro fundamental puede suceder que uno de sus miembros extremos se cambie por otro componente de modo de formar tetraedros adicionales. Por ejemplo el tetraedro de la figura 2-1(c) puede tener su

miembro extremo pedernal cambiado por materia orgánica o por sulfato. Así se desarrollan dos tetraedros para indicar los sistemas carbonato-cuarzo-arcilla-materia orgánica y carbonato-cuarzo-arcilla-sulfato, respectivamente. El tetraedro y sus caras triangulares derivadas pueden usarse para demostrar todas las mezclas posibles de composición entre las rocas sedimentarias. Además, los cuatro miembros extremos del tetraedro fundamental representan no solamente cuatro elementos constitutivos principales, sino también las peculiaridades de textura de los sedimentos. Por tanto, las rocas sedimentarias pueden estudiarse por la selección apropiada de los elementos de composición y textura de sus miembros extremos.

II.3 Guía para la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias.

La mayoría de las rocas sedimentarias se componen de fragmentos variados de forma redondeada o angulosa conocidos como clastos, los cuales se encuentran unidos por un cementante en mayor o menor cantidad, y el nombre de la roca es determinado más por el tamaño y la forma de los clastos que por su composición; por ejemplo, areniscas. Estas son las rocas sedimentarias clásticas. Por otra parte; los nombres de las rocas sedimentarias densas, no clásticas y de textura cristalina, son determinados por su composición química o mineralógica; por ejemplo las calizas.

Además de los minerales resistentes, como el cuarzo, el feldespato, la mica y otros, que se encuentran en las rocas ígneas o metamórficas, debe familiarizarse uno con la calcita, la dolomita, el ópalo, la calcedonia, la limonita, el yeso arcilloso, la anhidrita, la halita y quizá otros. Todos estos son fáciles de identificar por simples pruebas de dureza, crucero, fractura, reacción con los ácidos y olor.

Las rocas sedimentarias, siendo por lo general mezclas en todas proporciones, son de carácter gradual y debe dárseles un adjetivo, por ello, frecuentemente se hace referencia a areniscas calcáreas, calizas arcillosas, lutitas arenáceas, etc. Otras variedades útiles de composición, como pedernalosa, carbonácea, bituminosa, dolomítica, feldespática, ferruginosa, yesífera, micácea, fosfática y tobácea se aplica con facilidad a la mayoría de los nombres de las rocas sedimentarias. Además se aplican los términos estructurales como masiva, laminada, várvida, estratificada en manto grueso, estratificada en manto delgado, de estratificación cruzada, fosilífera, concrecionada, oolítica y pisolítica.

La tabla 3 ha sido preparada de modo de hacer sencilla la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias, a la vez que satisfactoria. En dicha tabla aparecen tabuladas las rocas caracterizadas por las texturas clástica y no clástica, respectivamente.

La naturaleza de las texturas clástica y no clástica de las rocas sedimentarias ha sido completamente descrita. Aquí el término - clástico se aplica a la trama de cualquier agregado cuyo carácter fragmentario original sea claramente reconocible y cuya porosidad intergranular sea visible. Una textura no clástica típica consta de cristales entrelazados tan moldeados entre sí que tienen la - apariencia de un mosaico; a esta textura se le denomina comúnmente granular cristalina.

Con la tabla 3 y el reconocimiento de las texturas clásticas y no clásticas, aparece sencillo el método de identificación de muchas rocas sedimentarias comunes.

Las rocas sedimentarias con textura clástica se encuentran en la parte superior de la tabla. Si las partículas de una roca tienen más de 2 mm de diámetro, la roca es de grano grueso. (psanita) - puede tratarse de un conglomerado, una brecha, un fanglomerado o una tillita. Los rasgos de diagnóstico que se encuentran a la derecha de la tabla deben permitirle a uno identificar la roca de - grano grueso en cuestión. Debe mencionarse que el fanglomerado - puede confirmarse solamente en el campo con el fin de determinar si las partículas de grano grueso petrificadas son de un abanico - aluvial o de depósito de pie de monte; lo mismo debe hacerse también con la tillita glacial, en la cual las partículas de roca - son característicamente estriadas. A un agregado compuesto principalmente de granos del tamaño de la arena, 1/16 a 2 mm, se le llama arenisca (psanita) cuando está petrificada. Las seis clases de arenisca anotadas en la tabla pueden ser determinadas por la composición, la madurez y la pureza; o bien examinando el grado de clasificación y redondez de las partículas. Si las partículas son más finas que la arena (1/6mm), la roca es un sedimento de grano fino (pelita). La determinación de los sedimentos de -- grano fino depende principalmente de las características de textura más bien que de la composición mineral, porque los minerales presentes son todos de grano demasiado fino para permitir la identificación macroscópica. Entre las rocas de grano fino, la lutita se caracteriza por su propiedad física única, a saber, la hendibilidad o fisilidad. La limolita o piedra de fango es la de -- grano más grueso entre las rocas de grano fino, y es enteramente carente de hendibilidad. La argilita y el esquisto arcilloso (de lodo o barro) están esencialmente constituidos por minerales arcillosos, son densos, de apariencia más o menos uniforme. Mientras que la argilita mojada es claramente plástica, la piedra de lodo no lo es, debido a la presencia de elementos barrosos.

Por otra parte, las rocas no clásticas son de textura claramente granular cristalina. Ellas están agrupadas en la parte inferior de la tabla. La mayoría de las rocas sedimentarias no clásticas o depositadas bioquímicamente son esencialmente monominerálicas. Entre las rocas no clásticas, las de carbonatos son, con ventaja, las más abundantes. La caliza está compuesta de calcita y debe reaccionar vigorosamente con el HCl diluido al 15% frío; si la reacción es débil, la caliza es dolomítica, si no tiene lugar ninguna reacción cuando se aplica el HCl diluido, la roca de carbonato es probablemente dolomía. La creta es una roca calcárea, pero su coherencia es tal que la roca es desmenuzable (friable). El pedernal o silex (chert) está compuesto predominantemente por cuarzo criptocristalino y calcedonia de grano fino; se distingue por su dureza superior ($H = 7$) y su fractura concoidea. Las evaporitas comunes, como la roca yesífera, la roca anhidrita y la sal de roca (sal gema), pueden identificarse por su elemento mineral principal. Los diferentes carbones se reconocen por propiedades físicas de diagnóstico tales como el lustre, el color, la fractura, la dureza y la presencia o ausencia de fósiles de plantas; las observaciones dadas en la tabla pueden ser de valor en la identificación del carbón mineral.

Naturalmente muchas rocas sedimentarias, como la diatomita, la fosforita, etc., no están incluidas en la tabla, pero por el aprendizaje del procedimiento apropiado para la identificación de las rocas puede asignárseles un nombre provisional. Aunque la tabla y el procedimiento esbozados arriba, simplifican la identificación de las rocas, es importante el conocimiento de la petrogénesis sedimentaria para la comprensión y la determinación de las rocas sedimentarias.

TABLA No. 3

PARTE SUPERIOR DE LA TABLA.

TABLA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA
DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS.

TAMAÑO DE LA PARTICULA	COMPONENTES: PARTICULAS DE ROCAS Y MINERALES	RASGO DIAGNOSTICO	OBSERVACIONES DE CAMPO	ROCA SEDIMENTARIA
PSEFITAS	UNO O VARIOS FRAGMENTOS DE ROCA O MINERALES MEZCLADOS.	PREDOMINAN PARTICULAS REDONDEADAS O SUBREDONDEADAS.	DE TAMAÑO Y GRADO DE ESTRATIFICACION VARIABLE.	CONGLOMERADO
		FRAGMENTO DE PIE DE MONTE O DE POCO TRANSPORTE		FANGLOMERADO
		PRINCIPALMENTE FRAG. ANGULARES.		BRECHA
		FRAGMENTOS DE ROCA ESTRIADA Y MAL CLASIFICADA.		TILLITA
PSAMITAS	25% DE CUARZO 15% DE ARCILLA	FORMADO POR CORRIENTES DE TURBIDEZ.	DE COLOR OSCURO O GRIS VERDOSA Y GRAN DUREZA	GRAWACA
	75% DE CUARZO 25% DE FELDESPATO	FORMADA POR CORRIENTES ALUVIALES	DE COLOR ROSA O GRIS PALIDO ESTRATIFICACION ENTRECRUZADA.	ARCOSA
	75% DE CUARZO 25% FRAG. DE ROCA	FORMADA POR LAS CORRIENTES DE SUBOLEAJE	DE COLOR GRIS Y DE ESTRATIFICACION GRADUADA.	SUBGRAWACA
	75% DE CUARZO 25% DE FELDESPATO	FORMADA POR LAS CORRIENTES FLUVIALES.	DE COLOR GRIS PALIDO A ROSADO Y DE ESTRATIFICACION ENTREC.	SUBARCOSA
	75% DE CUARZO 25% FRAG. DE ROCA	FORMADA POR LAS CORRIENTES DE SUBOLEAJE.	DE COLOR GRIS CLARO Y ESTRATIFICACION VARIABLE.	PROTOCUARCITA
	95% DE CUARZO	BIEN REDONDEADO Y SELECCIONADO	DE COLOR Y ESTRATIFICACION ONDULADA	ORTO CUARCITA
PELITAS	PRINCIPALMENTE MINERALES ARCILLOSOS O FRAGMENTOS MUY FINOS	AL MOJARSE SE HACE PLASTICA	ROCA DURA DE CUALQUIER COLOR Y ASPECTO MASIVO.	ARCILLITA
			IGUAL QUE LA ARCILLA PERO DE GRANO MAS GRUESO	LIMOLITA
			ROCA DURA CON CLARA FISIBILIDAD	LUTITA
			ROCA LUTITA CON METAMORFISMO INCIPIENTE.	ARGILITA

PARTE INFERIOR DE LA TABLA

TABLA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS NO CLASTICAS.

TAMAÑO DE LA PARTICULA	COMPONENTES: PARTICULAS DE ROCAS Y MINERALES	RASGO DIAGNOSTICO	OBSERVACIONES DE CAMPO	ROCA SEDIMENTARIA
EN CRISTALES FINOS O EN FORMA DE MOSAICO	PRINCIPALMENTE CALCITA EN IN-TRACLASTOS, OOLITAS, FOSILES, ETC.	REACCIONAN FACILMENTE CON EL HCL FRIO.	EN ESTRATOS O EN FORMA MASIVA	CALIZA
	PRINCIPALMENTE DOLOMITA	NO REACCIONAN FACILMENTE CON HCL FRIO	POR REEMPLAZAMIENTO EN LA CALIZA PRINCIPALMENTE.	DOLOMIA
	CALCITA	BLANCO A GRIS CLARO MUY DESMENUZABLE.	DE GRANO FINO	CRETA
	CALCITA Y MINERALES ARCILLOSOS	GRIS CLARO DESMENUZABLE	DE ESTRATOS DELGADOS Y DE GRAN DUREZA.	MARGA
	SILICE: EN OPALO CALCEDONIA, ETC.	ABIGARRADO, DURO LUSTRE MATE Y FRACTURA CONCOIDEA	EN LENTES O NODULOS.	PEDERNAL
	YESO, ANHIDRITA, HALITA.	SE RAYAN CON LA UÑA Y NO EFERVESCEN CON HCL FRIO.	EN ESTRATOS DELGADOS Y EN FORMA MASIVA.	YESO, ANHIDRITA, HALITA (SAL GEMA).
	MINERALES FOSFATICOS Y FRAGMENTOS DE HUESO.	CON ANALISIS QUIMICOS O LA DETERMINACION DE LOS FOSILES.	EN ESTRATOS MASIVOS.	FOSFORITA
	HUMUS, CARBONO Y HUMEDAD	COLOR PARDO O CAFE FRACTURA PRISMATICA FRACTURA CONCOIDEA	EN DELGADOS LENTES Y ESTRATOS	CARBONES: LIGNITO BITUMINOSO ANTRACITA

III. CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS.

Hay muchos modos de cómo pueden clasificarse convenientemente las rocas metamórficas. El método más sencillo y práctico consiste en dividir las rocas foliadas y no foliadas, como lo han hecho Pirson y A. Knopf.

Los criterios de campo son fundamentales en el estudio de las rocas metamórficas. Algunas rocas térmicamente metamorfoseadas están íntimamente asociadas con las intrusiones ígneas; otras rocas deformadas cinéticamente están localizadas a lo largo de las bases de las fallas de empuje o zonas de cizalleo intenso; y aun otras rocas metamorfoseadas dinamotérmicamente están relacionadas en una escala regional con la deformación de la corteza. Los estudios de campo de las asociaciones de rocas arrojan importante luz sobre la causa última del metamorfismo y el origen de las rocas metamórficas. Por ejemplo, los criterios de los orígenes ígneo o sedimentario son comúnmente las relaciones de campo. El paso gradual de una roca metamórfica a sedimento o ígnea es una buena evidencia. La conservación de rasgos estructurales originales o trama relicta (velada, pero no borrada), tan conclusivos respecto al origen de las rocas metamórficas, se demuestra mejor en el campo. Los amigdaloides, los diques o las pegmatitas indican orígenes ígneos; y la estratificación, las guijas, los fósiles de corriente indican sedimentos. Finalmente, la observación cuidadosa de campo puede delinear zonas de contacto progresivo, así como también de metamorfismo regional.

La constitución del agrupamiento mineral producido por el metamorfismo es el mejor criterio de la temperatura y la presión. Los minerales proporcionan también cierta indicación de la naturaleza de la roca madre. Por ejemplo, la estauroлита es típicamente un mineral de los esquistos de derivación pelítica. El grafito se deriva en su mayoría de un sedimento. Los minerales se han usado extensamente para calificar el grado o intensidad del metamorfismo.

La textura de las rocas metamórficas determinada tanto en el campo como en el laboratorio, por métodos, tales como la investigación macroscópica y la petrotrama, constituye un registro completo de la intensidad y clase de deformación que intervienen en el metamorfismo.

Como ambos criterios, el mineralógico y el estructural, puede ser reconocidos con facilidad en los ejemplares de mano, el método macroscópico es el medio más simple y práctico de clasificar las rocas metamórficas. Por esta razón se ha preparado la tabla 3-1 de manera que incluya a las rocas metamórficas comunes, dispuestas según las tres texturas distintas; a saber: cataclástica, no foliada y foliada.

Los tipos de metamorfismo, minerales metamórficos y tramas (estructura y textura) metamórficas ya antes tratados, indican que las rocas metamórficas tienen un campo único de ocurrencia y formación física. Ciertas rocas metamórficas formadas en un ambiente metamórfico particular se caracterizan por minerales y texturas metamórficas diferentes. Por ejemplo, las rocas térmicamente metamorfoseadas, como los mármoles y los skarns, se caracterizan por su textura granoblástica, originada porque el esfuerzo desempeñó un papel muy pequeño en su formación. Por otra parte, las rocas metamorfoseadas regionalmente, como la pizarra (slates) y los esquistos, formadas bajo un potente esfuerzo, se caracterizan por sus diversas texturas foliadas. Por lo tanto, para identificar las rocas metamórficas es esencial reconocer las texturas metamórficas comunes en tres texturas distintas; a saber: la cataclástica, la no foliada y la foliada. Una vez que se ha determinado la textura, puede uno acercarse más a la roca que se tiene bajo investigación. Entre las rocas no foliadas, como el mármol, la cuarcita y el hornfels, las texturas pueden ser de grano fino, mediano o grueso. Entre las rocas típicamente granulosas y típicamente esquistosas, algunas pueden ser de transición; tales rocas pueden manejarse usando un adjetivo calificativo, como gneis bandeados, mármoles esquistosos y cuarcitas esquistosas.

La textura cataclástica se manifiesta por la fragmentación intensa o por una apariencia de mosaico granular que afecta a toda la roca excepto los centros de los elementos minerales constitutivos más grandes de una roca metamórfica como resultado de la deformación mecánica ocurrida durante el metamorfismo de dislocación o el cataclástico. Las rocas metamórficas con textura cataclástica, como la brecha triturada, las rocas flaser, la milonita, etc., son difíciles de estudiar en los ejemplares de mano y deben comprobarse en el campo.

El término "foliación", se refiere al paralelismo mutuo o alineamiento de los minerales laminares, como la biotita, la muscovita, la clorita, el talco, etc., en las rocas metamórficas. Como uno de estos minerales tiene su crucero en hojas delgadas, las rocas en las que están alineados se parten fácilmente en una dirección con superficies regularmente lisas. Esta orientación paralela con hojas delgadas y fácil de dividirse, es la textura común de muchas rocas metamórficas, como las pizarras (slates), las filitas, los esquistos, etc. Los gneis pueden estar burdamente foliados, con hojas gruesas y superficies ásperas, debido a la preponderancia de los minerales cuarzofeldespáticos sobre otros componentes micáceos.

La textura descrita como granoblástica se realiza principalmente en las rocas compuestas esencialmente de minerales equidimensionales, como el cuarzo, el feldespato, la calcita, la augita, la diópsida, etc. Por tanto las rocas no son foliadas.

Entre las rocas metamórficas no foliadas, los skarns (rocas de silicatos de calcio) y los hornfelses son difíciles de clasificar en los

ejemplares de mano. Son esenciales para su identificación las relaciones de campo con las intrusiones ígneas. Los mármoles o rocas de carbonatos, desde la de grano fino hasta la de grano grueso, son fáciles de determinar, muchos minerales que se encuentran en los mármoles, como la diópsida, la wollastonita, la vesuvianita, la grosularita, son únicos, y no están presentes comúnmente en las rocas carbonatadas premetamórficas. Las cuarcitas son rocas metamórficas compuestas principalmente de cuarzo que ha sufrido recristalización. Su durabilidad y resistencia provienen del mutuo entrelazamiento de los cristales de cuarzo.

Entre las rocas finamente foliadas, el grado de recristalización, el tamaño del grano y el lustre, aumentan desde la argilita y la pizarra (slate) hasta la filita. Las argilitas están firmemente endurecidas y son tan similares a las pizarras (slates) que es necesario el estudio en el campo para confirmar su identidad. Las pizarras (slates) exhiben una esquistosidad planar perfecta, aunque por lo general los minerales no pueden determinarse macroscópicamente. Las filitas son rocas esquistosas de grano fino que ocasionalmente muestran fajeado producido por segregación incipiente; característicamente, los planos de esquistosidad tienen un lustre satinado originado por la abundancia de muscovita y de clorita.

Los esquistos son productos de metamorfismo regional. y todos los esquistos son fuertemente esquistosos. Los minerales de hábito laminar son particularmente abundantes en los esquistos y su orientación subparalela hace notable la esquistosidad; la formación de capas por segregación está generalmente bien realizada. El tamaño del grano de los minerales principales permite su fácil identificación en los ejemplares de mano. Sobre la base de los minerales característicos prominentes, pueden identificarse los esquistos de todas clases con exactitud, como esquistos de clorita, esquistos de biotita, esquistos de actinolita, etc.

Los gneis son rocas de grano grueso, fajeadas irregularmente en las que la foliación está deficientemente definida a causa de la preponderancia de los minerales granoblásticos sobre los laminares. Las variedades comunes del gneis son el gneis de granito, el gneis de gabro, etc.

Las anfibolitas son rocas de grano mediano a grueso, compuestas principalmente de hornblenda y plagioclasa su foliación se debe al alineamiento paralelo de los prismas de hornblenda, pero es menos clara que en los esquistos típicos.

Las granulitas son rocas metamórficas granoblásticas de grano uniforme formadas por metamorfismo regional a temperatura y presión elevadas. Las rocas no son manifiestamente esquistosas; la foliación que

está presente se debe a la orientación paralela de lentes planas compuestas de cuarzo, feldespatos, hiperstena y granate.

La charnockita y la eclogita son rocas raras. Son productos de metamorfismo regional o de metamorfismo plutónico, formados a extremada presión y elevada temperatura, y su aparición se limita a las áreas de escudo precámbricas. La charnockita incluye a las rocas graníticas portadoras de hiperstena y a las variedades intermedias y máficas afines. La eclogita es una roca muy densa, compuesta principalmente de omfacita, piropo-almandina y rutilo.

Las migmatitas son rocas mezcladas y ocurren como rocas de la zona de los bordes en torno de los plutones ígneos, o bien están limitadas a las áreas de escudo precámbricas. El entremezclamiento del material granítico y metamórfico tiene lugar a una escala tan fina que es difícil distinguirlo en un ejemplar de mano.

La tabla y la breve descripción que se presentan deben simplificar la clasificación y la determinación del origen de las rocas metamórficas comunes así como su determinación macroscópica.

TEXTURA	NOMBRE DE LA ROCA	TIPO DE METAMORFISMO	ROCA PREMETAMORFICA
<p>FOLIADA</p>	<p>PIZARRA</p> <p>FILITAS</p> <p>ESQUISTOS DE MICA</p> <p>ESQUISTOS DE ESTAUROLITA</p> <p>ESQUISTOS DE.....</p>	<p>19</p> <p>REGIONAL</p>	<p>LUTITAS</p> <p>CUALQUIER TIPO DE ROC</p>
	<p>GNEIS DE CUARZO Y FELESP.</p> <p>GNEIS DE....</p>		<p>CUALQUIER TIPO DE ROCA</p>
<p>NO FOLIADA</p>	<p>HORNFELS O CORNEANA</p> <p>SKARN</p> <p>MARMOL</p> <p>METACUARCITA</p>	<p>DE CONTACTO</p> <p>DE CONTACTO</p> <p>DE CONTACTO O REGIONAL</p> <p>DE CONTACTO O REGIONAL</p>	<p>DE CUALQUIER TIPO DE ROCA</p> <p>CALIZAS IMPURAS</p> <p>DE CALIZAS</p> <p>ARENISCAS RIOLITAS GRANITIC</p>
<p>CATACLASTICA</p>	<p>BRECHA DE FALLA</p> <p>MILONITA</p> <p>FILONITA</p> <p>CATACLASITA</p>	<p>CATACLASTICO</p>	<p>DE CUALQUIER TIPO DE ROCA</p>



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

EL AGUA SUBTERRANEA EN RELACION CON LOS FENOMENOS QUE
INTEGRAN EL CICLO HIDRAULICO

INSTRUCTOR:
ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA

AUTOR DE LOS APUNTES:
ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MAYO, 1985

EL AGUA SUBTERRANEA EN RELACION CON LOS FENOMENOS QUE INTEGRAN

EL CICLO HIDROLOGICO

I.- EL CICLO HIDROLOGICO.

El ciclo hidrológico es un sistema circulatorio que incluye e interrelaciona prácticamente la totalidad del agua existente en la tierra. Sólo quedan excluidas de este ciclo las llamadas "aguas fósiles" o "aguas congénitas", generadas por procesos magmáticos o metamórficos, y atrapadas en las formaciones geológicas; pero su cuantía no es de consideración con respecto al volumen de las aguas comprendidas en el ciclo.

El agua subterránea también es parte integrante de dicho sistema circulatorio: la recarga de los acuíferos y la circulación subterránea del agua hasta las zonas de descarga, representan la parte del ciclo que tiene lugar en el subsuelo. Existe una estrecha relación entre el agua subterránea y los fenómenos que integran el ciclo hidrológico. En efecto, la precipitación pluvial constituye la fuente de recarga de los recipientes subterráneos; el escurrimiento superficial es también una importante fuente de recarga y, en algunos casos, es generado parcialmente por una aportación del almacenamiento subterráneo a los cauces; la infiltración es el fenómeno mediante el cual el agua ingresa al subsuelo y, eventualmente, llega a la zona de saturación, y la evapotranspiración constituye, en ocasiones, un mecanismo de descarga de los acuíferos. Por todo esto, aunque la Geohidrología tiene por objeto de estudio el agua subterránea, debe tomar en cuenta también, en términos generales, aquella parte del ciclo que tiene lugar en la superficie (Ver figura 1).

Como es bien sabido, el agua precipitada sobre la superficie de la tierra se distribuye en la forma siguiente: una parte retorna a la atmósfera a través de la evapotranspiración; otra, escurre superficialmente, y el resto se infiltra. Lo anterior puede expresarse:

$$P = Ev + s + I$$

siendo P la cantidad de agua precipitada; Ev, la evapotranspiración real; s, el volumen de escurrimiento superficial, e

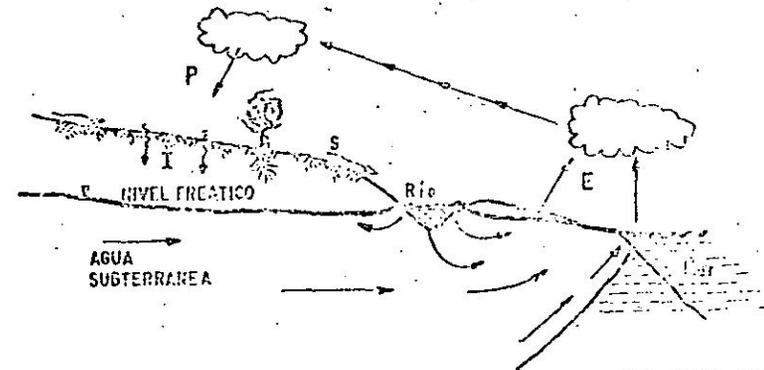


FIGURA 1.- EL AGUA SUBTERRANEA FORMA PARTE DEL CICLO HIDROLOGICO. POR ELLO GUARDA UNA ESTRECHA INTER-RELACION CON EL AGUA SUPERFICIAL.

I, el volumen infiltrado. La expresión anterior es la llamada "Ecuación del Ciclo Hidrológico" en su forma más simple.

Es importante considerar a cada uno de los fenómenos anteriores en su relación con la presencia, distribución y comportamiento del agua subterránea.

II.- LA PRECIPITACION PLUVIAL: FUENTE DE RECARGA DE LOS DEPOSITOS SUBTERRANEOS.

Por lo general, en los estudios geohidrológicos no se requiere de un conocimiento muy detallado del régimen pluviométrico, ni es necesario realizar análisis complejos como los que se llevan a cabo en estudios de hidrología superficial; así, por ejemplo, las curvas intensidad-duración-frecuencia, las curvas áreas-intensidad o la generación de series cronológicas, no son de mayor utilidad para el geohidrologo. Esto se debe a que los recipientes subterráneos actúan como enormes reguladores que atenúan las variaciones hidrológicas superficiales.

La disponibilidad de agua subterránea de una zona está limitada, en gran parte, por la rapidez con que se renueva el recurso, y uno de los factores principales de que esto depende es la magnitud y distribución de la precipitación pluvial; el otro factor dominante es de carácter geológico, como se verá más adelante. De aquí que sea importante, en un estudio geohidrológico, tener una idea más o menos aproximada de los volúmenes de agua que se precipitan sobre la zona considerada, así como de su variación en el área y en el tiempo.

II.1.- La Precipitación Anual.

El procesamiento de los datos pluviométricos con fines geohidrológicos consiste, primero, en determinar la precipitación anual y su variación en el tiempo. Para tal efecto, se trazan gráficas, como la ilustrada en la figura 2, que muestran la variación de la precipitación anual en un intervalo de tiempo de varios años (10 a 20), y la media anual del mismo lapso. En particular, es importante conocer la precipitación del ciclo anual en que se llevó a cabo el estudio geohidrológico, porque el volumen de recarga que recibe un acuífero guarda cierta relación con la magnitud de la precipitación pluvial. Esta relación no es sencilla ni constante.

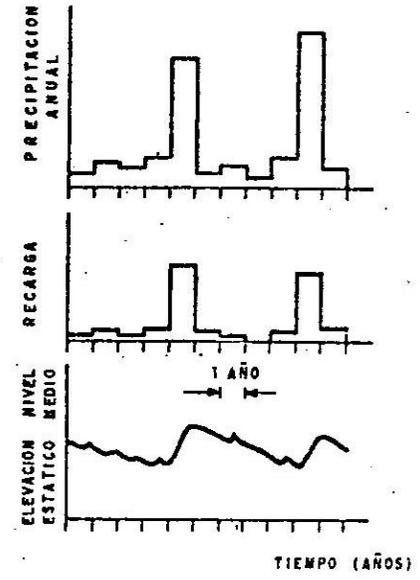


FIGURA 2.- LA VARIACION DE LA PRECIPITACION ANUAL DA UNA IDEA DE LA PROBABLE VARIABILIDAD DE LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS. EN LAS ZONAS ARIDAS LA RECARGA SUELE SER SIGNIFICATIVA UNICAMENTE EN AÑOS RELATIVAMENTE LLUVIOSOS.

te, ya que en el fenómeno de la recarga influyen muchos otros factores, además de la cuantía de la precipitación; pero, en general, cabe esperar una mayor recarga durante años lluviosos que durante años secos. Por esto, para no sobre-estimar o subestimar la disponibilidad de agua subterránea, deben conocerse cuáles fueron las condiciones de precipitación que prevalecieron en el ciclo para el cual se efectuó la estimación de la recarga.

II.2.- Cuantificación del Volumen Precipitado.

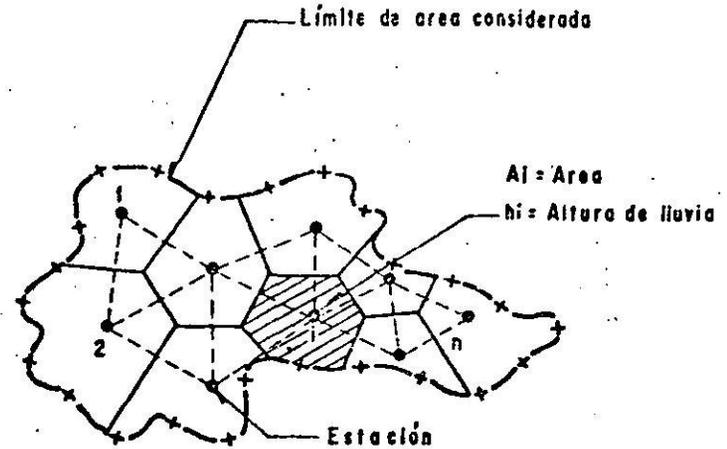
La cuantificación del volumen precipitado se basa en mediciones de la altura de lluvia, efectuadas mediante pluviómetros o pluviógrafos instalados en las estaciones climatológicas. Existen tres métodos para calcular el volumen de lluvia, a partir de los datos registrados en estaciones distribuidas en la zona estudiada: el método aritmético, el método de Thiessen y el método de las isohietas, siendo los dos últimos los más confiables.

En el método aritmético se calcula el volumen de lluvia multiplicando el área de la zona estudiada por la precipitación media, calculada como la media aritmética de las alturas de lluvia registradas en las estaciones climatológicas.

El método de Thiessen consiste en trazar un polígono de influencia para cada estación; los vértices del polígono quedan definidos por la intersección de las mediatrices de los triángulos formados por la estación considerada y las estaciones adyacentes a ella; se supone que en el área de influencia así definida, la altura de lluvia es igual a la registrada en la propia estación. El volumen de precipitación se calcula como la suma de los productos de las áreas de influencia de las estaciones por sus respectivas alturas de lluvia (Ver figura 3).

El método de las isohietas consiste en trazar curvas de igual precipitación pluvial, con apoyo en las alturas de lluvia registradas en las estaciones; en el trazo se toma en cuenta la influencia de la orografía. Se miden gráficamente las áreas comprendidas entre isohietas adyacentes, y se multiplican por sus respectivas láminas medias de lluvia. El volumen precipitado está dado por la suma de estos productos.

La distribución de la lluvia en el área se ilustra mediante las isohietas correspondientes a un intervalo de varios años (Ver figura 4).



$$\text{Volumen precipitado} = \sum_{i=1}^n A_i \cdot h_i$$

FIGURA 3.- CUANTIFICACION DEL VOLUMEN PRECIPITADO POR EL METODO DE THIESSEN.

198 b

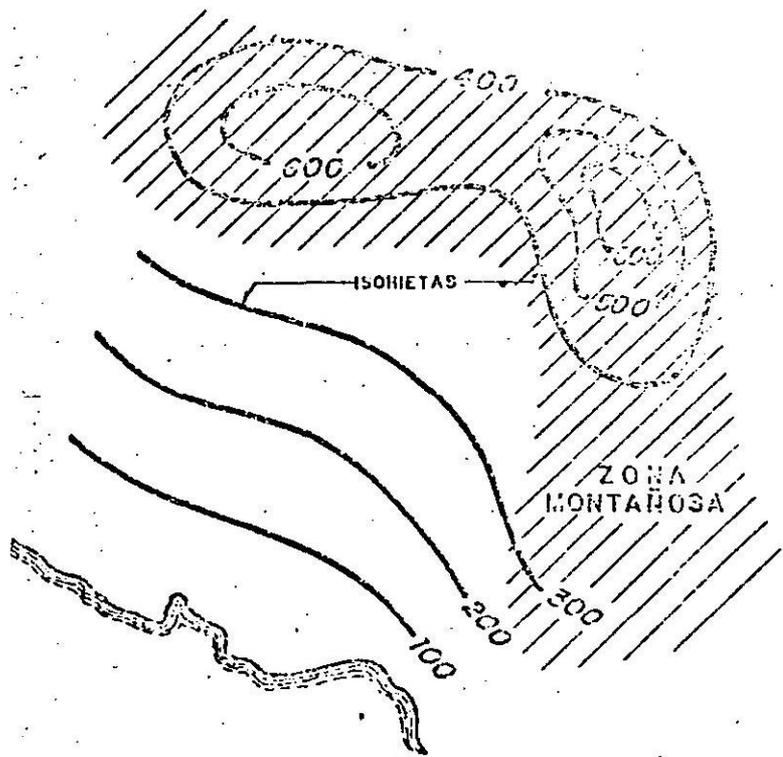


FIGURA 4.- LA MAGNITUD E INTENSIDAD DE LA LLUVIA SON ALGUNOS DE LOS FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS. LAS ISOHIETAS ILUSTRAN LA DISTRIBUCION DE LA LLUVIA EN EL AREA.

II.3.- La Intensidad de Lluvia.

Otro aspecto que debe conocerse, al menos en forma cualitativa, es el que se refiere a la intensidad de lluvia, factor que juega un papel muy importante en el fenómeno de la infiltración. Para un mismo volumen precipitado y condiciones geológicas idénticas, la cantidad de agua infiltrada puede variar ampliamente dependiendo de la intensidad de lluvia; en general, favorecen más la infiltración las lluvias de baja intensidad y larga duración que los aguaceros torrenciales de corta duración.

La intensidad de lluvia se deduce a partir de las observaciones realizadas en pluviómetros, y se expresa como una lámina de agua por unidad de tiempo.

Puesto que en el estudio cuantitativo del agua subterránea comúnmente se trabaja con períodos largos (uno o varios años), una representación útil de la distribución de la lluvia en el tiempo es la gráfica de precipitación media mensual correspondiente a una estación y a un cierto intervalo de tiempo. En una gráfica de este tipo, como la ejemplificada en la figura 5, puede apreciarse si hay una o más temporadas de lluvia bien definidas, o si la precipitación tiene una distribución más amplia en el año; para un año particular, la gráfica de precipitación mensual indica si la lluvia se distribuyó en toda la temporada, o si se concentró en alguno de los meses. Un conocimiento más detallado de la intensidad puede inferirse de los registros de pluviómetros que proporcionan datos respecto a las intensidades máximas correspondientes a diferentes duraciones de lluvia (Ver figura 6).

III.- LA INFILTRACION Y LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS.

Al comenzar la precipitación pluvial, una parte de ella es interceptada por la vegetación, y otra parte queda retenida en las pequeñas depresiones topográficas. Una vez que la capacidad de interceptación y la detención superficial del suelo han sido satisfechas, se inicia la infiltración; ya en el subsuelo el agua circula y se distribuye conforme a las condiciones geológicas y al contenido de humedad de las formaciones existentes en él.

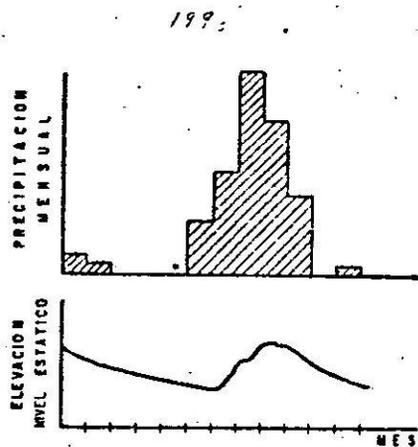


FIGURA 5.- LA GRAFICA DE PRECIPITACION MENSUAL CORRELACIONADA CON EL COMPORTAMIENTO DE LOS NIVELES ESTATICOS PERMITE INFERIR LA INFLUENCIA DE LA LLUVIA EN LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS.

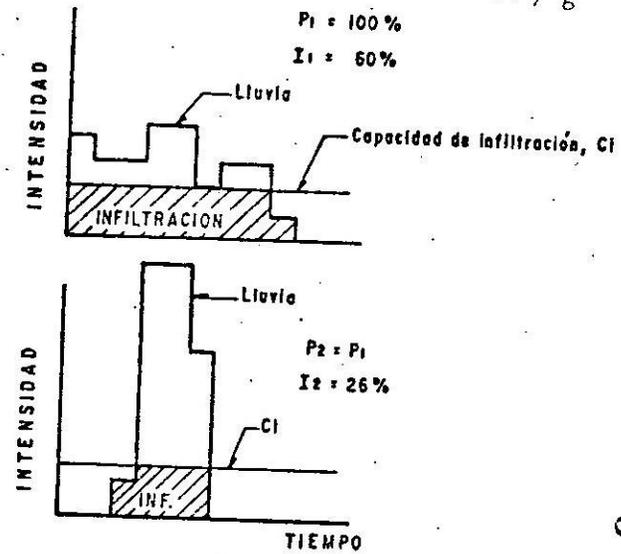


FIGURA 6.- LA INTENSIDAD DE LLUVIA TIENE UNA INFLUENCIA DEFINITIVA EN LA MAGNITUD DEL VOLUMEN INFILTRADO

III.1.- Capacidad de Infiltración y Factores que la Controlan.

Se llama "Capacidad de Infiltración" de un suelo a la rapidez con que éste permite el ingreso del agua al subsuelo en una condición dada. Experiencias y observaciones realizadas han demostrado que esta capacidad decrece exponencialmente en el tiempo desde un valor máximo inicial hasta un valor prácticamente constante, como se indica en la siguiente figura, y es controlado por diversos factores entre los que destacan: la estructura del suelo, la acción de las fuerzas capilares, la presencia de aire atrapado en el interior del suelo y la cobertura vegetal (Ver figura 7).

La estructura del suelo varía a medida que se va saturando. Inicialmente, cuando se encuentra seco o poco húmedo, suele presentar un sistema de grietas que le dan alta capacidad de infiltración; pero conforme aumenta su contenido de humedad, los materiales finos se expanden, las grietas se cierran gradualmente y, como consecuencia, decrece su conductividad hidráulica.

Los efectos de las fuerzas capilares y del aire atrapado en el suelo, son contrarios al de la estructura del mismo: la resistencia inicial que ambos factores presentan al avance del agua infiltrada, se va reduciendo con el tiempo.

La cobertura vegetal favorece la infiltración al proteger al suelo del impacto directo de la lluvia, que compacta su superficie e introduce partículas finas en las grietas y poros mayores; además, las raíces de las plantas mantienen abierta la estructura del suelo.

Considerando el concepto anterior, resulta evidente ahora la influencia de la intensidad de lluvia en la magnitud del volumen infiltrado. En efecto, si la intensidad es superior a la capacidad de infiltración, el suelo sólo absorbe una parte de la precipitación; para un mismo volumen llovido, la cantidad de agua infiltrada será tanto menor cuanto mayor sea la intensidad.

III.2.- Medición de la Capacidad de Infiltración.

La capacidad de infiltración se mide mediante aparatos llamados "infiltrómetros", que consisten en un recipiente

200a

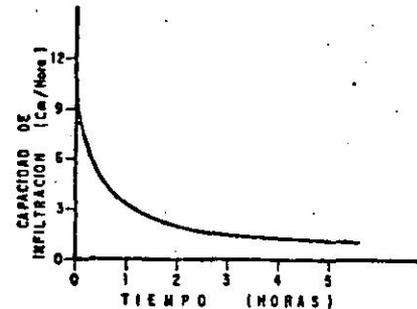


FIGURA 7.- LA CAPACIDAD DE INFILTRACION DECRECE EXPONENCIALMENTE EN EL TIEMPO.

te, parcialmente enterrado en el suelo, en el que se aplica cierta cantidad de agua y se registra la velocidad de abatimiento del nivel. El aparato se protege de la evaporación, o bien se efectúan correcciones a las observaciones realizadas para eliminar la influencia de este fenómeno.

III.3.- Estimación del Volumen Infiltrado.

Aunque la capacidad de infiltración del suelo puede ser determinada fácilmente y con cierta precisión mediante infiltrómetros, la cuantificación directa del volumen infiltrado no es factible en estudios de carácter regional, debido a que la magnitud de dicho volumen depende de otros factores -además de la capacidad de infiltración- no controlables en la práctica. Por otra parte, es obvio que el conocimiento, por medición directa, de las variaciones de dicha capacidad en el área y en el tiempo, no es viable cuando se trata de áreas extensas.

Métodos Hidrológicos.

Para estimar el volumen infiltrado se han desarrollado algunos métodos dentro del campo de la hidrología superficial. Uno de ellos es el llamado "peinado del hietograma", en el cual, conociendo los volúmenes de lluvia y de escurrimiento superficial, la cantidad de agua infiltrada se infiere a partir del análisis del hietograma; generalmente, tal cantidad se expresa como una lámina de agua (índice de infiltración), que representa la capacidad de infiltración media de toda el área considerada. Este método, cuya aplicación se ejemplifica en la figura No. 8, y otros semejantes, son aplicables a períodos de corta duración, para los cuales puede desprejarse la evaporación; pero no pueden aplicarse para determinar el volumen infiltrado en un ciclo anual o en una fracción significativa del mismo.

Estos métodos proporcionan resultados útiles para los fines del hidrólogo, quien sólo está interesado en tener una idea de la magnitud del volumen infiltrado, para deducirlo en el cálculo de la disponibilidad de agua superficial; y por lo general, los errores cometidos en la estimación de dicho volumen, son poco significativos con respecto a la magnitud del escurrimiento superficial.

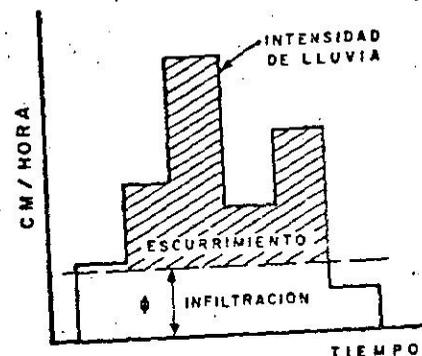


FIGURA 8.- DETERMINACION DEL INDICE DE INFILTRACION (ϕ), POR EL METODO DEL "PEINADO DEL HIETOGRAMA". EL VALOR DE ϕ SE VARIA HASTA QUE EL VOLUMEN REPRESENTADO POR EL AREA ASCIURADA, ES IGUAL AL ESCURRIMIENTO AFORADO. EL VOLUMEN INFILTRADO SE CALCULA MULTIPLICANDO EL INDICE ϕ POR EL AREA CONSIDERADA.

Coefficientes de Infiltración.

Un método muy popular consiste en la aplicación de "coeficientes de infiltración" a las formaciones geológicas que afloran en el área estudiada, los cuales representan al volumen infiltrado, como un porcentaje del volumen de lluvia.

Para aplicar el método se delimitan en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifica el volumen precipitado sobre cada una de ellas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente asignado a ella y el volumen de precipitación respectivo. El volumen total infiltrado en el área considerada es la suma de los volúmenes parciales así calculados.

Obviamente, el método adolece de varias deficiencias. En primer lugar, puesto que los coeficientes se aplican a volúmenes de precipitación -generalmente, lluvia media anual-, el método no toma en cuenta la intensidad de lluvia, que como se indicó en el inciso 3.1, es un factor que influye definitivamente en la magnitud del volumen infiltrado.

En segundo lugar, el valor de los coeficientes es asignado arbitrariamente, en una forma subjetiva. Mediante reconocimientos de campo pueden conocerse las características hidrogeológicas de las formaciones (granulometría, grado de compactación o cementación, fracturamiento, agrietamiento, efectos de disolución, etc); y con esta base puede inferirse, cuantitativamente, si su capacidad de infiltración es alta, media o baja; también puede apreciarse en forma relativa si una formación favorece la infiltración más o menos que otra. Así, por ejemplo, puede decirse que un basalto columnar o una caliza kárstica, tienen una capacidad de infiltración muy alta, mucho mayor que la de un afloramiento de piroclásticos o de materiales granulares. Estas apreciaciones son muy útiles para definir las probables zonas de recarga; pero, obviamente, no constituyen una base suficiente para asignarle un valor a la capacidad de infiltración, ni mucho menos para inferir el porcentaje de lluvia que se infiltra.

En tercer lugar, el coeficiente asignado se aplica no solo al área reconocida, que por lo general es poco extensa, sino a toda el área ocupada por la formación de que se trata, presuponiendo que sus características hidrogeológicas son semejantes en toda su extensión, lo que no es necesariamente

te cierto. Todavía menos aceptable es que el método se aplique sin más base que un plano geológico en el que las formaciones aparecen clasificadas atendiendo exclusivamente a su edad y origen; es claro que en este caso los coeficientes carecen totalmente de fundamento, pues tal clasificación, por sí sola, no da idea alguna de la capacidad de infiltración. El símbolo "Qal", por ejemplo, incluye tanto gravas muy permeables como arcillas casi impermeables.

Es claro, pues, que el método carece de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Pero, sobre todo, cabe señalar que aunque fuera posible estimar con cierta precisión el volumen infiltrado, éste no es representativo de la recarga de los acuíferos, ya que no necesariamente toda el agua que entra al subsuelo constituye una alimentación para los mismos. Lo anterior resulta evidente si se consideran los fenómenos que tienen lugar en la zona de aereación.

III.4.- El Flujo en la Zona de Aereación.

Una vez infiltrada, el agua empieza a circular en la zona de aereación. En el movimiento del agua a través de esta zona influyen: la gravedad y las fuerzas capilares, así como la conductividad hidráulica, la retención específica y el contenido de humedad de las formaciones.

La atracción de la gravedad es una de las fuerzas dominantes que inducen el flujo; por esta razón, al agua que circula en esta zona se le llama "agua gravitacional". Sin embargo, también juegan un papel muy importante las fuerzas capilares, que operan en el sentido opuesto, es decir, tienden a retener al agua en contra de la atracción gravitatoria.

Potencial Hidráulico y "Tensión de Humedad del Suelo".

La descripción matemática del flujo en la zona de aereación presupone la existencia de un potencial hidráulico, ϕ , definido como:

$$\phi = g (z + \psi)$$

en que g es la atracción de la gravedad; z , la carga de posición del punto considerado, con respecto a un plano horizontal de referencia, y ψ , la llamada "carga de tensión de humedad del suelo", que toma un valor nulo en el nivel freático. La carga hidráulica en un punto dado es:

$$h = \frac{\phi}{g} = z + \psi$$

concepto que se ilustra en la figura No. 9.

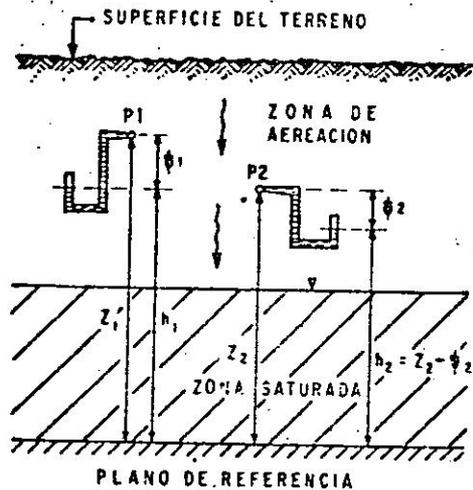


FIGURA 9.- CARGA HIDRAULICA Y TENSION DE HUMEDAD DEL SUELO. PUESTO QUE LA CARGA DECRECE CONFORME AUMENTA LA PROFUNDIDAD, EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ZONA DE AERACION ES DESCENDENTE.

En un medio no saturado también es válida la Ley de Darcy:

$$v = -K(x, y, z, \psi) \cdot i$$

en la que v es la velocidad aparente de flujo; k , la conductividad hidráulica del material, e i , el gradiente hidráulico. En el caso particular del flujo vertical, esta ley puede expresarse:

$$v_z = -K(z, \psi) \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$

Conductividad Hidráulica.

En un medio saturado la conductividad hidráulica es equivalente a la permeabilidad del material, y es función de su litología (distribución granulométrica y grado de compactación o cementación) y de las características del fluido (peso específico y viscosidad dinámica). Pero en la zona de aereación el flujo es comúnmente "no saturado", y en estas condiciones la conductividad hidráulica depende, además, de la carga de tensión de humedad; la relación entre aquella y ésta varía con las características del material, y, es del tipo ilustrado en la figura No. 10.

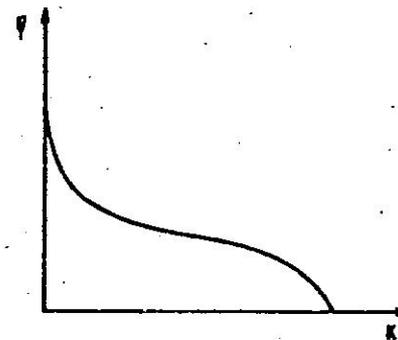


FIGURA 10.- EN EL FLUJO NO SATURADO LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA (K) DECRECE CON LA TENSION DE HUMEDAD DEL SUELO (ψ)

Puede apreciarse que la conductividad hidráulica decrece conforme aumenta la carga de tensión de humedad del suelo.

Por otra parte, la estructura geológica influye también en la circulación del agua; la estratificación que comúnmente presentan los rellenos y la presencia de lentos de material arcilloso, reducen la permeabilidad vertical - obstaculizando la circulación del agua en este sentido. - Cuando estratos de alta permeabilidad descansan sobre otros poco permeables, el agua tiende a circular lateralmente a reducida profundidad, generando el llamado "flujo subsuperficial"; de esta manera pueden formarse acuíferos colgados. Si en su movimiento lateral, el agua encuentra cauces, drenes o depresiones topográficas, saldrá nuevamente a la superficie sin haber alcanzado la zona de saturación.

Por el contrario, si la estratificación no es muy marcada, el agua continúa su movimiento descendente bajo la acción de la gravedad hasta llegar eventualmente al nivel freático.

Ecuación diferencial del flujo.

La ecuación diferencial general de flujo en un medio heterogéneo, no saturado, es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

en el que θ es el contenido de humedad, definido como el volumen de agua contenido por unidad de volumen de material. - El significado físico de esta ecuación es sencillo, y puede expresarse: la diferencia entre el caudal de agua que entra y el caudal que sale de un elemento de material de volumen unitario, es igual a la rapidez con que varía el contenido de humedad del elemento.

Retención Específica y Deficiencia de Humedad.

La retención específica (r) y el contenido de humedad del material (θ), son factores que influyen notablemente en el mecanismo de la infiltración; otro concepto también importante, relacionado con los dos anteriores, es la deficiencia de humedad del suelo (D_h), definida como la diferencia entre la retención específica y el contenido de humedad, cuando éste es inferior a aquélla ($D_h = r - \theta, \theta < r$). En otros términos, la deficiencia de humedad es la cantidad de agua que requiere un material, por unidad de volumen, para satisfacer su retención específica.

Mecanismo de la Infiltración.

Cuando cierto volumen de agua se infiltra, una parte de él es interceptado por el primer estrato para satisfacer su deficiencia de humedad; el resto pasa al estrato subyacente que, a su vez, intercepta otra parte del volumen infiltrado, y así sucesivamente. Por consiguiente, la cantidad de agua que continúa su movimiento descendente es cada vez menor, y sólo llegará a la zona de saturación la cantidad de agua infiltrada en exceso del déficit de humedad existente entre la superficie del terreno y la superficie freática; después de satisfecho dicho déficit la totalidad del agua que continúa infiltrándose llega hasta la zona de saturación.

Terminada la infiltración, el poder evaporante de la atmósfera actúa sobre el suelo, reduciendo su contenido de humedad e induciendo un flujo ascendente en la zona de aereación. Si existe continuidad hidráulica entre esta zona y la de saturación, se establece el flujo de la superficie freática a la superficie del terreno; en caso contrario, la circulación ascendente del agua continúa hasta que los materiales en la zona de aereación quedan totalmente secos, o hasta que se inicia un nuevo período de infiltración, repitiéndose nuevamente el ciclo. El mecanismo descrito se ilustra en la figura - No. 11.

Evidentemente, si el volumen infiltrado es reducido y/o el déficit de humedad es grande y/o el nivel freático se encuentra relativamente profundo, puede suceder que toda el

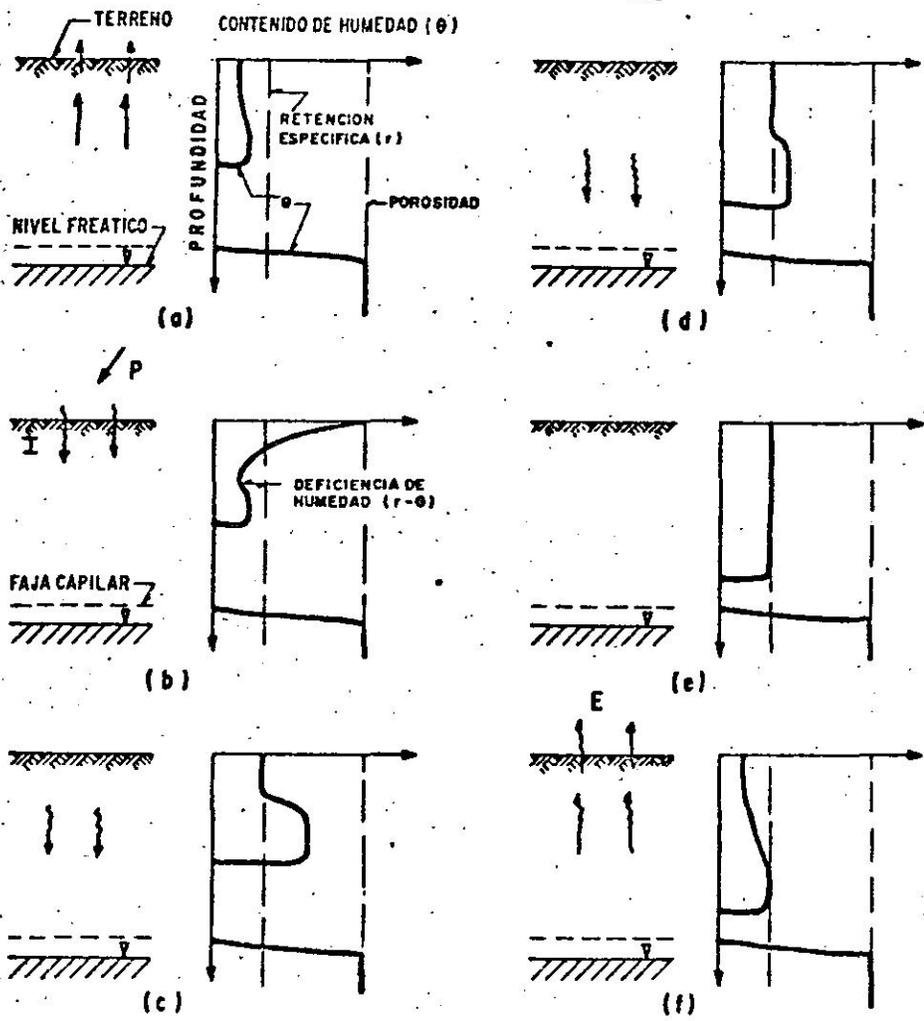


FIGURA 11.-a).-DURANTE EL ESTIAJE EL AGUA RETENIDA EN LA ZONA DE AERACION ASCIENDE Y SE EVAPORA, GENERANDO UN DEFICIT DE HUMEDAD ($r-\theta$); b), c) y d).- EL AGUA INFILTRADA SATISFACE EL DEFICIT, Y EL EXCESO CONTINUA DESCENDIENDO HACIA LA ZONA DE SATURACION; e).- SI LA DEFICIENCIA ES MAYOR QUE EL VOLUMEN INFILTRADO LA ZONA SATURADA NO RECIBE ALIMENTACION; f).- SE INICIA EL FLUJO ASCENDENTE DEL AGUA RETENIDA, REPITIENDOSE EL CICLO.

agua infiltrada sea retenida arriba de dicho nivel y, en consecuencia, que la zona de saturación no reciba aportación alguna. Tal situación es muy común en las regiones áridas, donde existen áreas cuya zona de aereación se encuentra permanentemente seca, y sólo los estratos superficiales son humedecidos temporalmente.

Mediante análisis teóricos y experimentos de laboratorio realizados con columnas de diferentes materiales, se ha estudiado la influencia de diversos factores que intervienen en el fenómeno de que se trata. La solución de la ecuación diferencial del flujo y las observaciones realizadas experimentalmente, permiten inferir la distribución y variación del contenido de humedad, de la carga hidráulica y de la tensión de humedad en la zona de aereación, y conocer la distribución y velocidad de avance del frente de infiltración. En la figura No. 12 se presentan los resultados obtenidos en algunos casos específicos.

III.5.7 La Recarga de los Acuíferos.

Cabe aclarar que, en última instancia, lo que interesa al geohidrólogo no es tanto el volumen de agua que se infiltra, sino más bien la recarga de los acuíferos, esto es, la cantidad de agua que efectivamente ingresa a la zona de saturación.

La recarga es el volumen renovable de los acuíferos; por tanto, en general, es más o menos representativa de la disponibilidad permanente de agua subterránea. De aquí que sea importante cuantificar su orden de magnitud con la mayor precisión posible, ya que es uno de los principales factores limitantes que deben considerarse al contemplar el aprovechamiento de un acuífero. Su sobreestimación puede dar lugar a una sobreexplotación perjudicial que, a largo plazo, daña a la economía de la zona afectada; y su subestimación puede retrasar o frenar el desarrollo de la misma.

De lo expuesto en el inciso anterior, resulta evidente que la recarga y el volumen infiltrado no son equivalentes, siendo la diferencia entre una y otro especialmente notable en las zonas áridas. En efecto, en ellas es frecuente que la mayor parte de la precipitación pluvial se concentre en unos cuantos aguaceros de gran intensidad y corta duración, que generan

208a

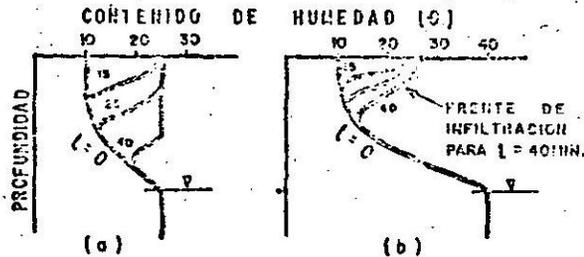


FIGURA 12.- AVANCE DEL FRONTE DE INFILTRACION DEDUCIDO TEORICAMENTE. EN EL CASO a) EL AVANCE ES MAS RAPIDO PORQUE LA POROSIDAD (25%) ES MENOR QUE EN EL b). EL VOLUMEN INFILTRADO ES EL MISMO EN AMBOS CASOS.

un escurrimiento superficial de carácter torrencial, pero que no propician una infiltración abundante; el resto de la precipitación tiene lugar en forma de lluvias de reducida intensidad, que apenas humedecen un pequeño espesor de suelo. Por otra parte, la elevada evaporación potencial agota rápidamente la humedad de la zona de aereación, generando un gran déficit de humedad. En estas condiciones es muy limitada la recarga que produce el agua precipitada sobre la superficie del valle o planicie en cuestión, pues casi la totalidad de la poca agua que se infiltra queda retenida arriba del nivel freático. En una zona árida, esto es fácilmente comprobable mediante la observación del contenido de humedad del suelo en una pequeña excavación a cielo abierto.

Así, pues, la alimentación significativa de los acuíferos de tales zonas procede, principalmente, de la infiltración de los escurrimientos a lo largo de los cauces, donde la presencia de un tirante de agua y la elevada conductividad hidráulica de los materiales, favorecen la infiltración.

También suele ser importante la recarga en zonas agrícolas, en las cuales la aplicación continua de una lámina de agua sobre el terreno y/o la infiltración en canales no revestidos, origina un retorno de riego cuya magnitud depende de la cantidad de agua aplicada en exceso del uso consumptivo de las plantas; si la zona cuenta con un sistema de drenaje, parte del retorno puede aflorar a lo largo de los drenes, y el resto se infiltra a mayores profundidades, alimentando eventualmente a los acuíferos. Observaciones realizadas han revelado que en algunas zonas, el retorno del riego representa hasta un 40%, o más, del volumen de agua aplicado a los terrenos de cultivo; desde luego la magnitud del retorno depende fundamentalmente del grado de tecnificación del riego.

La conclusión más relevante deducible de todo lo expuesto en incisos anteriores es la inaplicabilidad de los llamados "Balances Hídricos Superficiales" a la cuantificación de la recarga de los acuíferos. Esta cuantificación debe efectuarse, entonces, mediante un método que deje a un lado el mayor problema que se enfrenta en dichos balances: la estimación de la evaporación real; y que no tenga que considerar los complejos fenómenos que tienen lugar en la zona de aereación. Tal método es el "balance de aguas subterráneas", en el cual se considera exclusivamente a la zona de saturación.

Otra conclusión importante se refiere a la estrecha relación que existe entre el agua subterránea y el agua superficial, lo que pocas veces se considera al proyectarse nuevos aprovechamientos. Es común que se proyecten presas y que se rehabiliten zonas agrícolas (revestimiento de canales, mejoramiento de la red de drenaje, reducción de las láminas de riego, etc.), sin prever en qué medida se va a reducir con ello la recarga de los acuíferos. Es necesario, pues, tener en mente que en la mayoría de los casos la disponibilidad de agua superficial sólo puede aumentarse sacrificando en mayor o menor grado la disponibilidad de agua subterránea, y viceversa. Al analizar el aprovechamiento de los recursos hídricos en forma integral -agua superficial y agua subterránea- tanto desde el punto de vista hidrológico como desde el punto de vista económico, es probable que en ciertos casos se llegue a la conclusión de que la ganancia de agua que se pretendía alcanzar mediante la realización de determinado proyecto, es ilusoria, o tan reducida que no se justifican las inversiones necesarias para obtenerla.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANES

ANEXOS

ING. ROBERTO RODRIGUEZ H.

MAYO, 1985

FORMULAS EMPÍRICAS

10

Rohwer

$$E = 0.771 (1.465 - 0.0186B) (0.44 + 0.11BV) (P_w - P_a)$$

E : evaporación en pulgadas.

B : presión barométrica ("Hg)

V : Velocidad media del viento 6" arriba del terreno (millas/hora)

P_w & P_a : presión de vapor saturado a la

temperatura media del agua y presión media del vapor de agua en el aire (pulgadas Hg)

Thornthwaite

$$PE = (C/30) UPE \quad b \text{ latitud, horas de sol}$$

$$UPE = 1.6 (10T/I)^a \quad T \text{ temp. media del periodo}$$

$$a = (8.75 \times 10^{-7}) I^3 - (7.71 \times 10^{-5}) I^2 -$$

$$+ (1.79 \times 10^{-2}) I + 0.49$$

$$= \sum_{i=1}^n \ln \quad i = T_m / E, \quad 1.514 \quad \text{--- m. med. mens. } (T_m)$$

$$E = \alpha PE \quad \alpha \text{ --- emul. de Humedad. del suelo}$$

Para calcular la evaporación
Método de Rohwer.

(2)

$$E = 0.771 (1.465 - 0.018B)^{\psi} (0.44 + 0.118V) (P_w - P_a)$$

$$\psi = 0.44 + 0.118W$$

Para calcular la evapotranspiración
Método de Thornthwaite

$$\underline{E} = \frac{b}{30} UPE$$

$$UPE = 1.6 \left(\frac{10T}{I} \right)^a$$

$$a = [6.75 \times 10^{-7}] I^3 - [7.71 \times 10^{-5}] I^2 + [1.79 \times 10^{-2}] I + 0.41$$

$$I = \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.514}$$

METODO DE TURC

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L} \right)^2}}$$

$$L = 300 + 25t + 0.05 t^3$$

t - Temp. media anual en °C

P - Precipitación en mm.

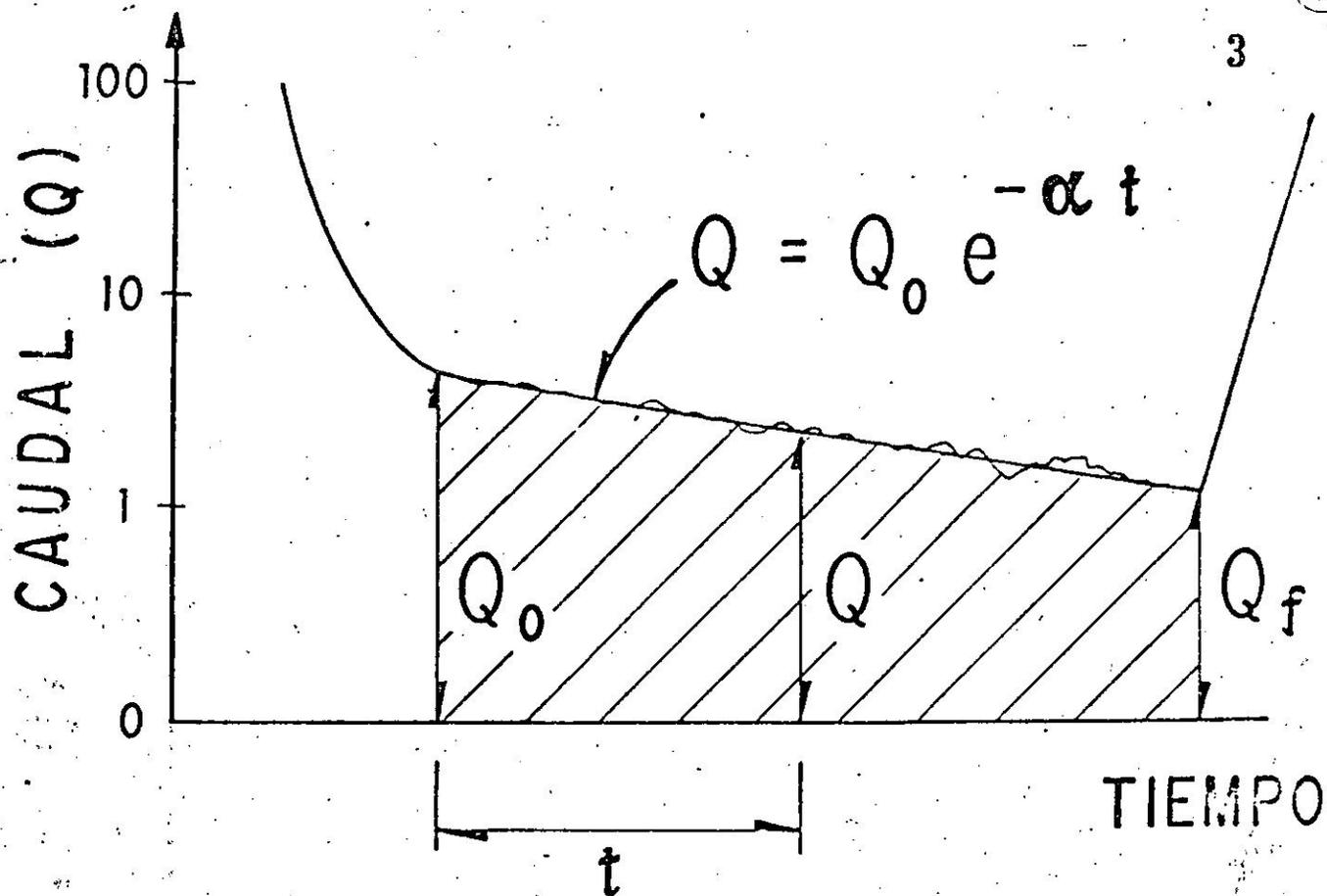
$$\text{si } \left(\frac{P}{L} \right)^2 \leq 0.1$$

$$E = P$$

25	5	10%	E
155	25		

ANALISIS DEL CAUDAL BASE

(3)



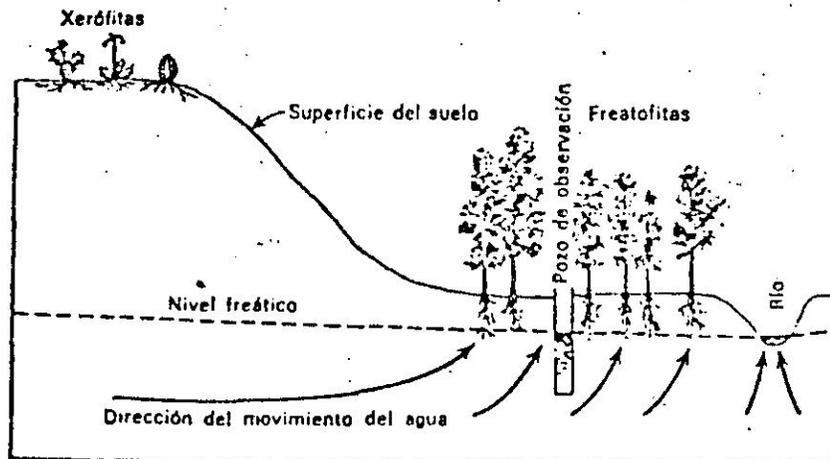
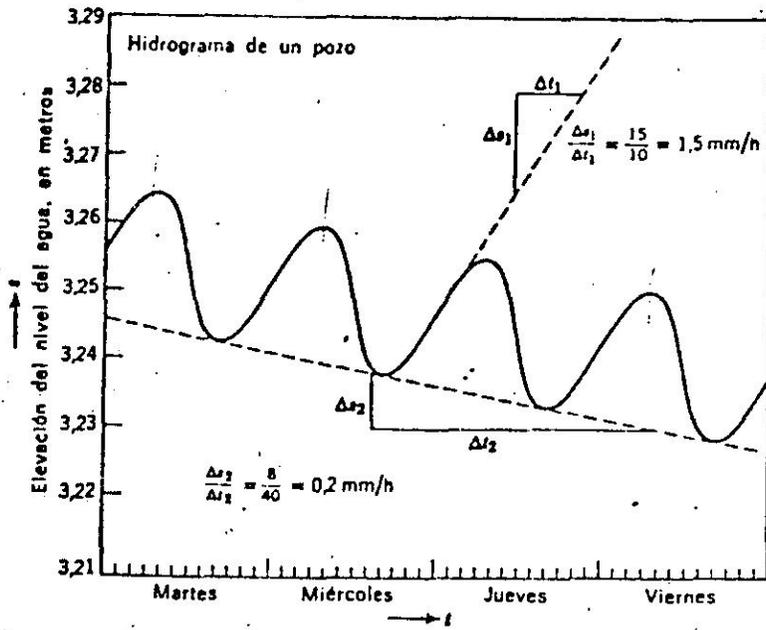
$$\alpha = \frac{2.3 \log. \frac{Q_0}{Q}}{t}$$

$$V = \frac{Q}{\alpha}$$

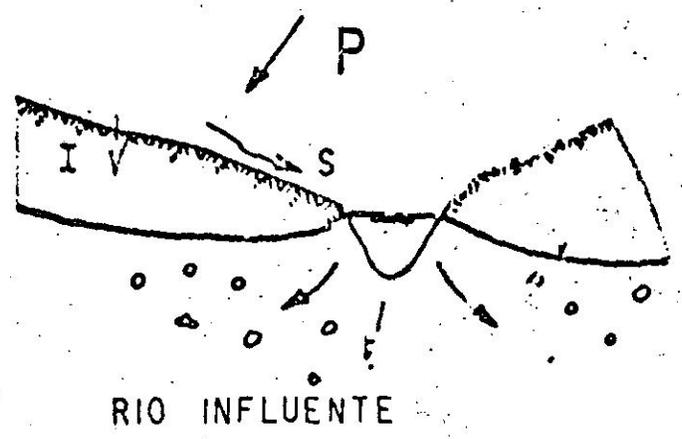
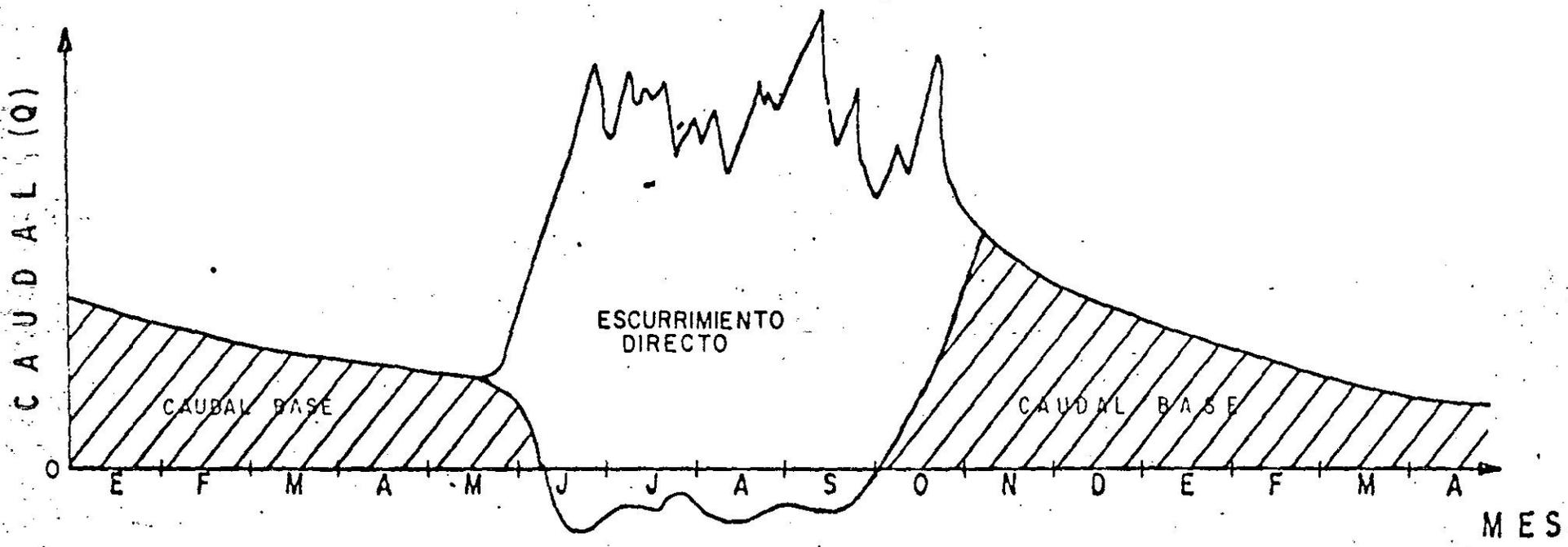
$$D = \frac{Q_0 - Q_f}{\alpha}$$

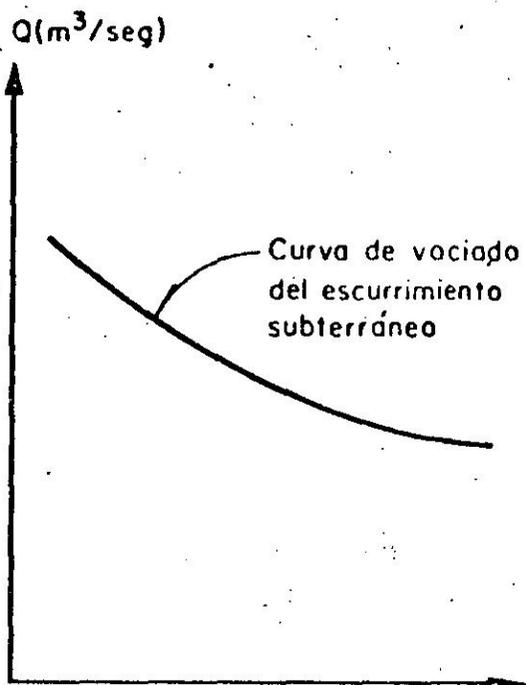
EL CICLO HIDROLÓGICO

4

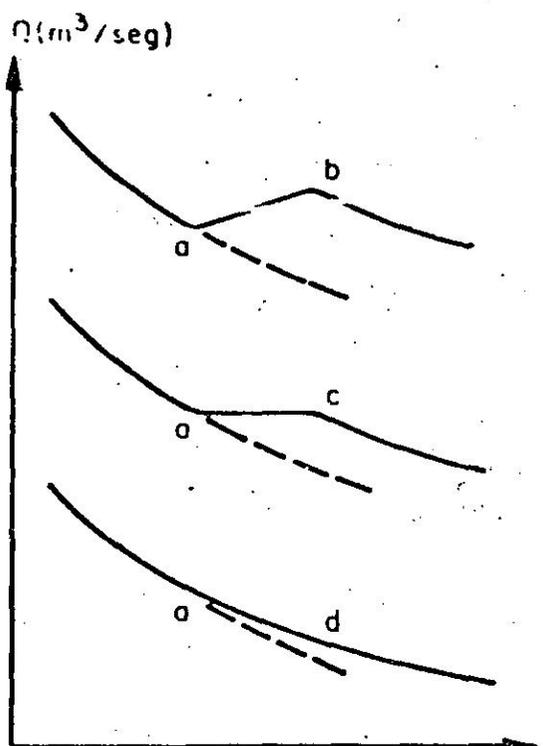


Oscilaciones del nivel del agua, en el interior de un pozo de observación, causadas por las plantas freatofitas.

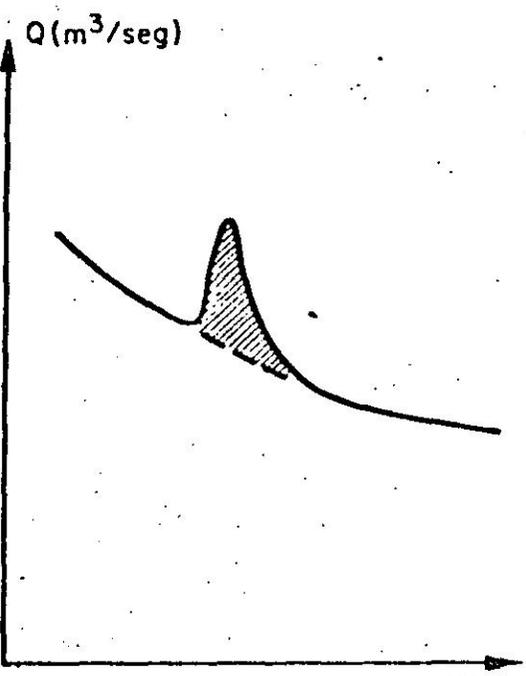




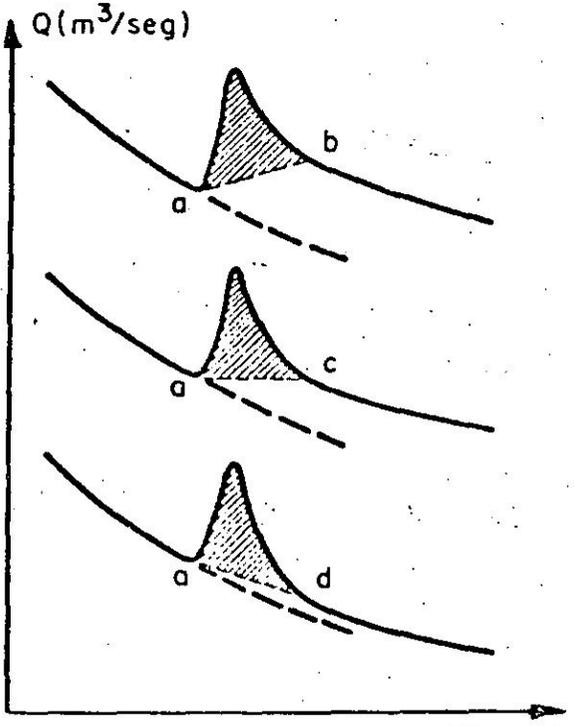
a) Tipo 0 ($i < f$ y $F < DHS$)



b) Tipo 1 ($i < f$ y $F > DHS$)



c) Tipo 2 ($i > f$ y $F < DHS$)



d) Tipo 3 ($i > f$ y $F > DHS$)

Fig 4.3 Tipos de hidrogramas idealizados para tormentas aisladas

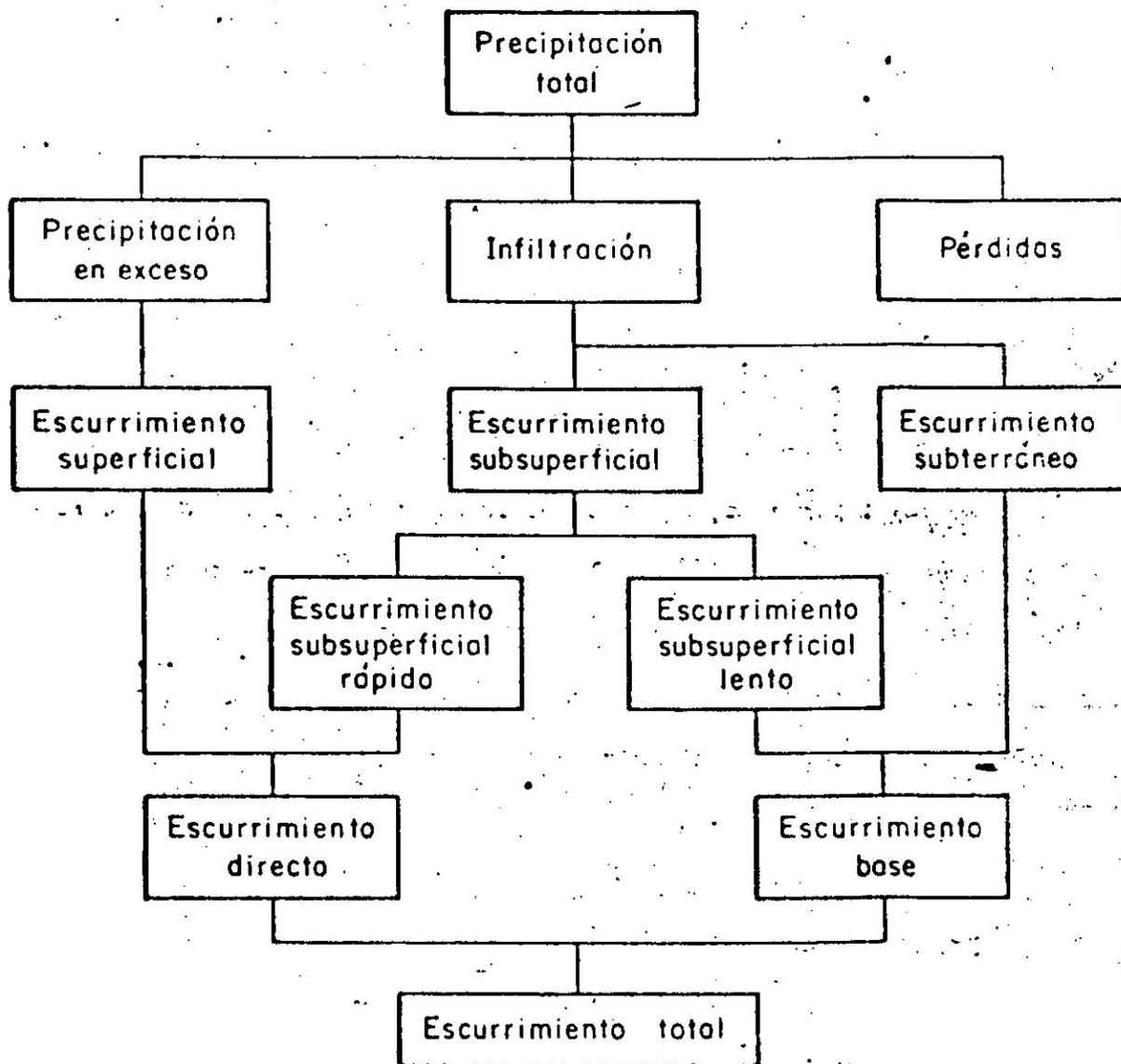
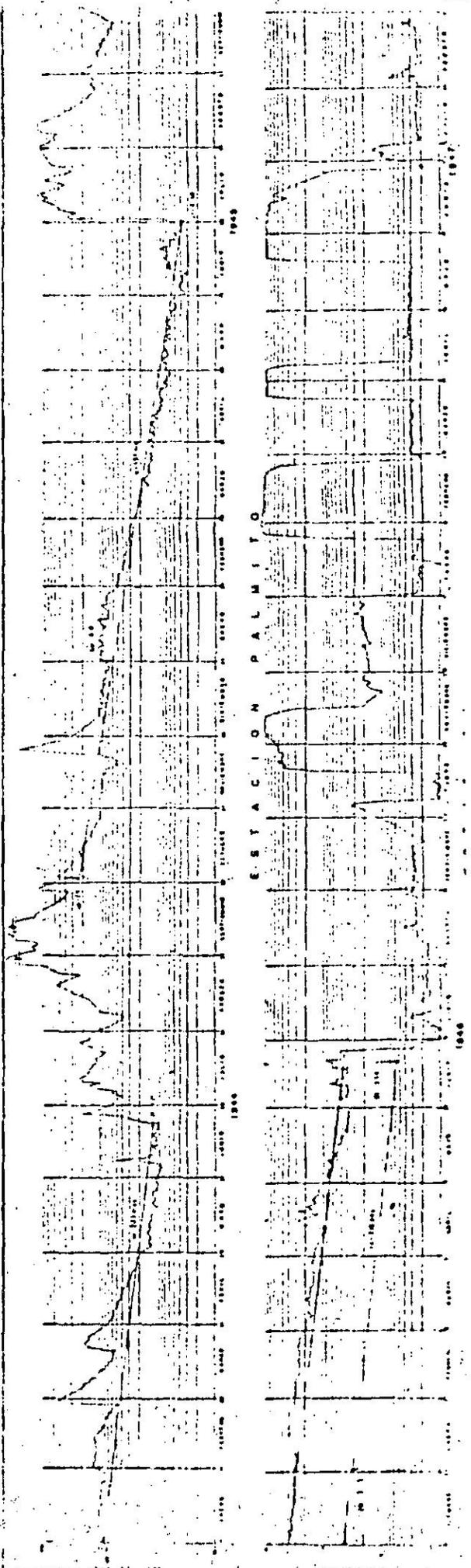
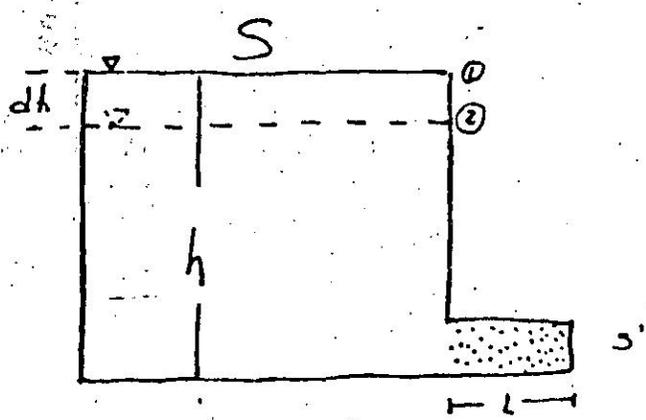
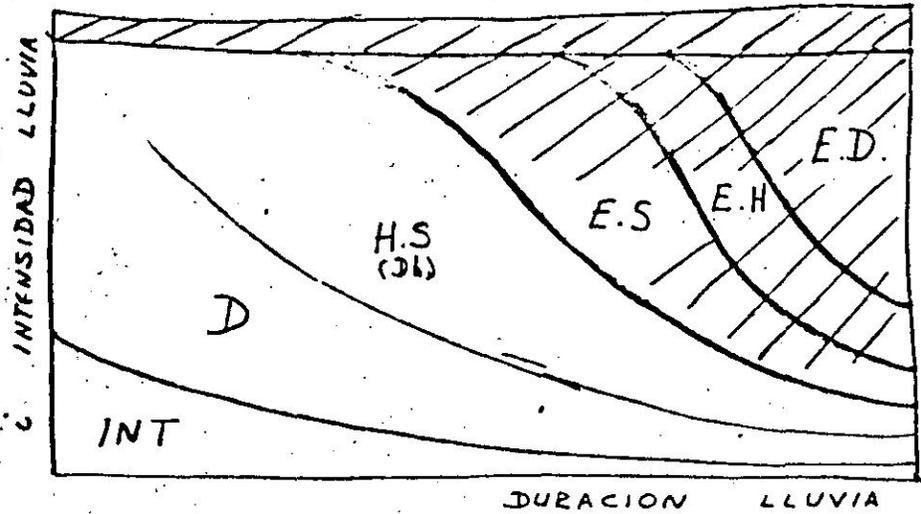


Fig 4.1 Relación entre la precipitación y el escurrimiento total



9⁽²⁾



INTEGRANDO

$$q = q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

$$V = \int q dt = \int q_0 e^{-\alpha t} dt$$

$$V = \frac{q_0}{\alpha}$$

$$q = \frac{h}{L} \cdot s'$$

dh

$$dq = K \frac{s'}{L} dh$$

$$S dh = -q dt$$

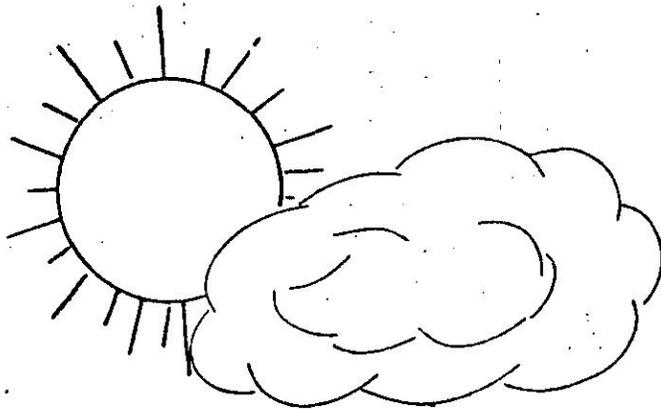
dh

$$\frac{dq}{q} = -\alpha dt$$

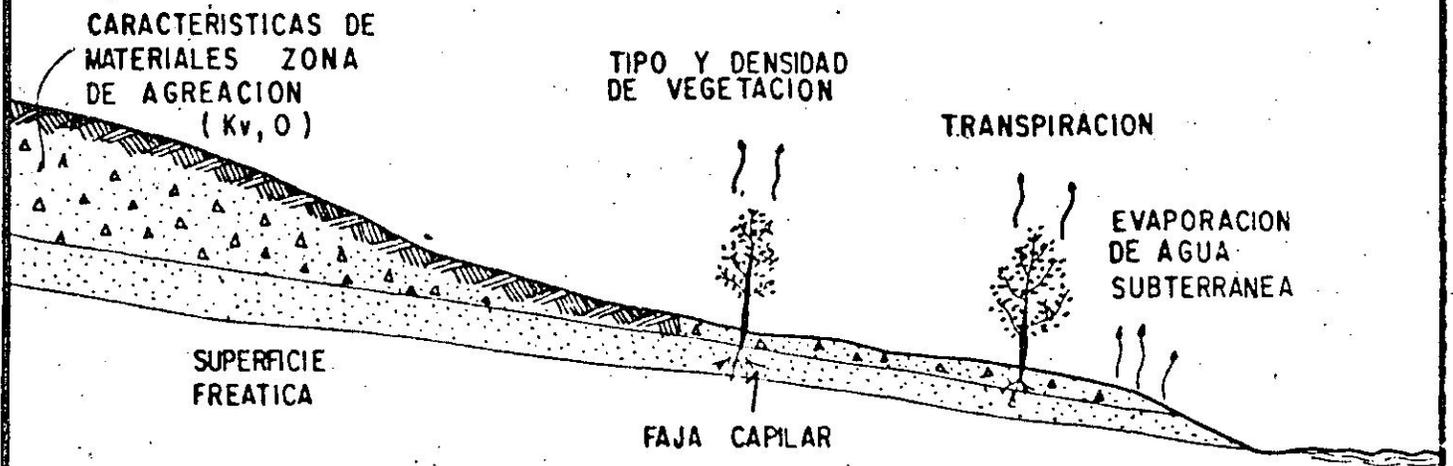
$$\alpha = \frac{K s'}{L} = \text{cte.}$$

FACTORES QUE CONTROLAN LA

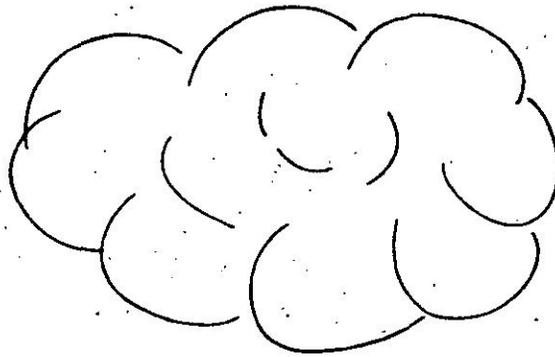
EVAPOTRANSPIRACION REAL



FACTORES ATMOSFERICOS



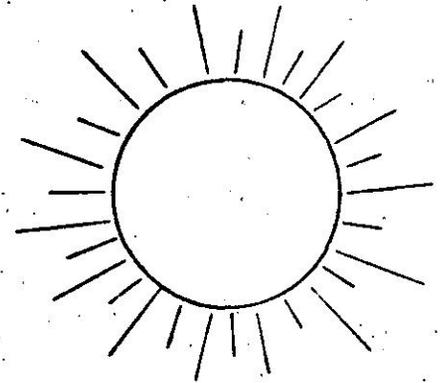
FACTORES QUE CONTROLAN LA CAPACIDAD EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA (EVAPORACION POTENCIAL)



HUMEDAD
RELATIVA

PRESION
ATMOSFERICA

TEMPERATURA

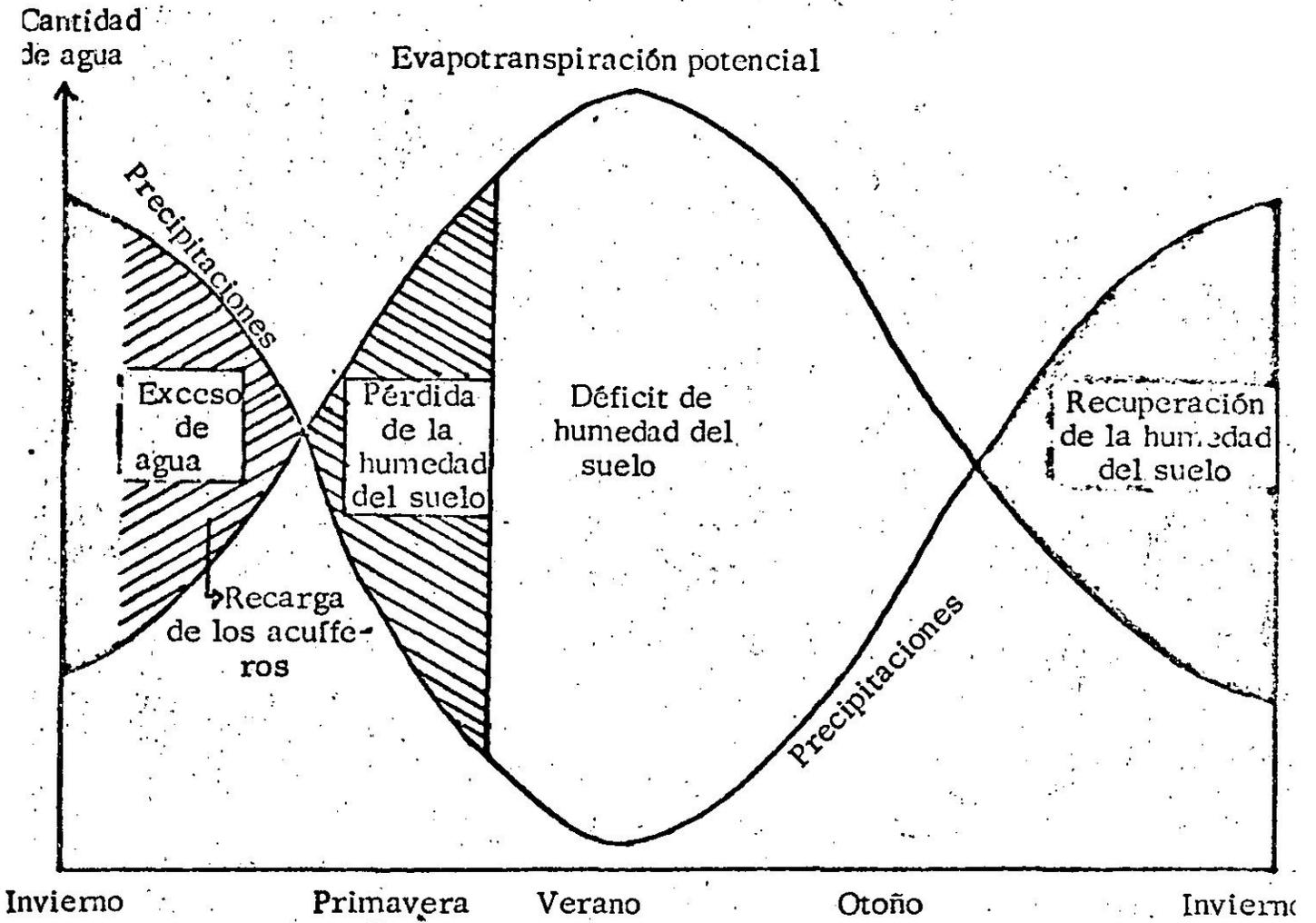


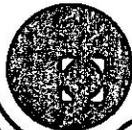
RADIACION
SOLAR

VELOCIDAD
DEL VIENTO

EVAPORACION







**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

METODOS DE PROSPECCION ELECTRICA (RESISTIVIDAD)

ING. JOSE LUIS HERNANDEZ IZQUIERDO
ING. BERNARDO SANCHEZ URIBE

MAYO, 1985

METODOS DE PROSPECCION ELECTRICA

Por Ings.: José Luis Hernandez Izquierdo y
Bernardo Sánchez Uribe.

Los métodos de Prospección Eléctrica, responden a dos criterios básicos:

- 1.- Se apoyan para la exploración del subsuelo en el paso de una corriente eléctrica que puede ser: natural o artificial.
- 2.- Estos métodos se engloban dentro de los llamados Campos Potenciales, pero en ningún caso se consideran los Campos -- Magnéticos.

Una clasificación general según el tipo de corriente que emplean, puede apreciarse en el Cuadro número 1.A.

De éstos el más empleado en la Hidrología es el Método de Resistividad, y es a éste método en particular al cual se dedica este trabajo:

Antes de desarrollar el método en sí, se definirán algunos de los parámetros eléctricos principales que caracterizan a las rocas en general.

RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS:

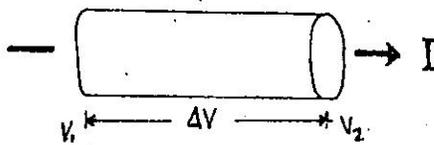
La conducción de la corriente eléctrica a través de las rocas - (conductividad eléctrica) varía ampliamente de unas rocas a otras. Los parámetros representativos de esta propiedad son: La Conductividad propiamente dicha (σ) o su inversa, la Resistividad (ρ).

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

RESISTIVIDAD:

La resistividad se define como la resistencia (R), que opone un

conductor cilindrico de longitud (L) y Sección (S) unitaria, al paso de la corriente eléctrica:



$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{OHMS})$$

$$\rho = R \frac{S}{L} : (\text{OHMS-METRO})$$

Fig. No. 1

De esta relación se observa que la resistividad se mide en --- ohms-metro.

ASPECTOS DE LA CONDUCTIVIDAD: { METALICA
ELECTROLITICA

CONDUCTIVIDAD METALICA: Se caracteriza por presentarse un flujo de electrones en la matriz de la roca: corresponde al caso de algunas menas metálicas y esquistos grafitosos.

CONDUCTIVIDAD ELECTROLITICA: Se presenta con el flujo de iones contenidos en el agua de imbibición de la roca. Este es el tipo de conductividad que se presenta en la mayoría de las rocas.

En las rocas saturadas que poseen conductividad electrolitica, la resistividad varía inversamente proporcional a:

- La porosidad total comunicante (el agua contenida en receptáculos aislados no ejerce ninguna influencia).

- La conductividad del agua de imbibición.

También depende de la distribución y forma de poros y fisuras.

En las rocas estratificadas, la resistividad varía de acuerdo con la dirección en la cual circula la corriente:

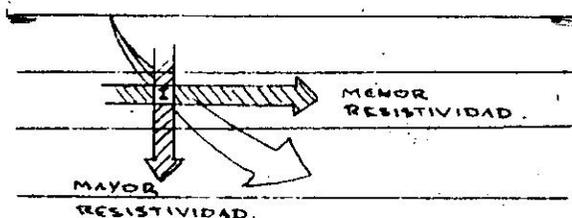


Fig. No. 2.

La relación entre estos dos valores llega a ser considerable (de algunas unidades). A éste fenómeno, se le denominan Anisotropías, el cual -- puede corresponder a:

- Microanisotropía: Si el estrato es muy delgado (de algunos milímetros, como en los neis por ejemplo).
- Macroanisotropía: Si el espesor del estrato es de algunas decenas de centímetros (Ejem: alternancia de arenas y arcillas).

Existen algunos cuadros o tablas comparativas que relacionan diversos tipos de rocas con rangos de resistividad en los cuales se enmarcan. Lo mejor es no confiarse a ellos, ya que rocas de un mismo tipo pueden representar resistividades muy dispares, lo cual se debe a la situación particular en la que cada roca se encuentra en el subsuelo, además que la mayoría de estas tablas corresponden a análisis de laboratorio, que distan mucho de la situación de las rocas in-situ.

RESISTIVIDAD DEL AGUA DE SATURACION.

La resistividad del agua que satura las rocas, depende básicamente de dos factores:

- a).- De la cantidad y naturaleza de las sales disueltas en ella, ya que a mayor concentración, menor resistividad.
- b).- De la temperatura la cual, al incrementarse disminuye la resistividad.

SONDEO ELECTRICO VERTICAL (SEV).

Un Sondeo Eléctrico Vertical - (SEV), está constituido por una secuencia de valores de Resistividad Aparente que se obtienen a partir de mediciones realizadas en el campo con un dispositivo tetraelectrodico simetrico y lineal.

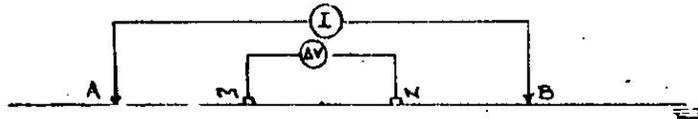


Fig. 3. ARREGLO ELECTRODICO.

FINALIDAD DE UN SEV. Consiste en determinar la distribución vertical de la resistividad en el subsuelo, por debajo del punto donde este se realizó. Generalmente dicho punto lo constituye el centro del arreglo electrodo empleado. Esto no quiere decir que el único material que influye en los datos de " ρ_a ", sea el localizado por debajo de dicho punto, sino que por simetría se elige este punto, además que, es en el centro del arreglo en donde la influencia de los materiales rocosos de mayor profundidad alcanzada por la corriente, influyen sobre las mediciones del potencial generado.

DISTRIBUCION DE LA CORRIENTE EN EL SUBSUELO:

La corriente eléctrica, sigue de hecho, la ruta que menor resistencia le presenta a su paso, de allí que las líneas de corriente no siempre presentan una "distribución ordenada".

Esta distribución de la corriente en el terreno, generará una diferencia de potencial que será proporcional a dicha corriente: ya que, de la ley de OHMS:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad \Delta V = I \times R$$

De tal forma que, si en el medio en donde se ubican los electrodos de potencial, circula suficiente corriente, ésta generará un voltage igualmente elevado, pero si la cantidad de corriente disminuye, de igual forma disminuirá dicho voltage: tomando en cuenta que el medio posee una resistividad (ρ_a) característica: se tendrá que la ρ_a no depende ni de la cantidad de corriente (I) que se hace circular por el terreno ni del voltage (ΔV) generado en el mismo (ya que este es proporcional a I), sino que:

ρ_a está expresada como:

$$\rho_a = K \frac{V}{I}$$

Implica que la resistividad depende de la estructura del corte geoelectrico, de la separación electrodoica (dada por K) del dispositivo utilizado y de la ubicación de estos en la superficie del terreno (por la variación lateral de resistividad). Por lo que la resistividad así obtenida, se conoce como resistividad aparente (ρ_a). Ilustrados en la fig. No. 4.

Esto queda más claro analizándo los tres casos:

a) DISPOSITIVO EN UN MEDIO HOMOGENEO: En éste caso $\rho_a = \rho$ del modelo (real).

La corriente circula en forma uniforme.

b) DISPOSITIVO EN UN MEDIO QUE INCLUYE UN CUERPO BUEN CONDUCTOR.

- El flujo de corriente se distorsiona y viaja por el medio de menor resistividad.

- ΔV en el medio donde se localizan los electrodos MN es bajo porque allí circula poca corriente.

Se mide alta corriente y bajo voltaje debido a su distribución provocada por la estructura del medio: Por lo que ρ_a es baja también.

De tal forma que la presencia en un medio, de un cuerpo buen conductor determina, en este caso, una disminución de ρ_a , en comparación con su valor en un medio homogéneo.

c) DISPOSITIVO SOBRE UN MEDIO QUE INCLUYE UN CUERPO MAL CONDUCTOR:

- La corriente contornea al cuerpo resistivo concentrándose en el medio donde se localizan MN, dando un incremento en ΔV , aumentando ρ_a con relación al medio homogéneo considerado.

* La aplicación del método de resistividad en la investigación Geológica, se basa en la relación que existe entre la resistividad aparente y la estructura del corte geoelectrico:

EL SEV EN LAS INVESTIGACIONES HIDROLOGICAS.

Aunque el agua contenida en las rocas, es factor decisivo en la resistividad, el método de SEV no detecta directamente el agua, ya que lo que se busca con éste Procedimiento son estructuras y capas con posibilidades acuíferas, así como la diferenciación entre materiales permeables e impermeables.

En una prospección con fines hidrológicos, se requiere un estudio previo, hidrogeológico que defina el tipo de materiales y estructuras que se buscarán.

El resultado más importante de éstas prospecciones es la ubicación y profundidad más favorable para la captación.

En general el método de resistividad o Sondeo Eléctrico Vertical, tiene un amplio campo de aplicación, entre las que cabe destacar por su importancia las siguientes:

- Investigaciones estructurales para petróleo.

- Geohidrología
- Minería
- Ingeniería Civil (Geotecnia)
- Arqueología, etc.

En la Prospección Geoeléctrica utilizando el método de Resistividad (SEV en este caso), se tiene que la propiedad más importante, está dada por la resistividad del subsuelo. Hay que tomar en cuenta que dicha propiedad en una formación, varía en límites muy amplios, ya que se ve influenciada por la porosidad, fracturamiento, saturación, contenido de electrolitos -que es como se realiza la conducción en la mayoría de las rocas-, así como por su composición mineralógica.

No obstante, existe un criterio general del cual debe partirse, para realizar una interpretación sobre los datos de resistividad aparente. La resistividad crece en el siguiente orden, Arcilla, Arenas, Gravas, Calizas. (Consideradas sin impurezas ni alteraciones), las Rocas Cristalinas -- presentan resistividades mayores.

PENETRACION DE LOS SEV.

Teóricamente, si en un arreglo simétrico, la posición de los

electrodos MN, se mantuviera invariable y únicamente se aumentará la distancia entre los electrodos de emisión AB. Se tiene que la profundidad de penetración de la corriente en el terreno aumenta y como consecuencia de ello, empiezan a ejercer influencia los valores de ρ_a de las rocas que se encuentran a mayor profundidad. Esto es verdad, hasta cierto punto, ya que existen otros factores que nos regulan dicha penetración, tal es el caso de la distribución de resistividades en el subsuelo.

Por tal razón, no es posible, a priori, determinar la penetración de un SEV, en un terreno cualquiera, en tanto no se ejecute dicho Sondeo. De tal forma que las reglas empíricas existentes con respecto a la penetrabilidad de un SEV carecen de fundamento. Mucho menos y por ninguna razón debe establecerse una relación directa entre el valor ρ_a medido y su profundidad alcanzada, tomándose esta como el valor de AB/2, a la cual se hizo dicha medición.

Ya que puede suceder, que la penetración de un SEV no aumente -- con la distancia AB, a partir de un cierto valor de ésta. Lo cual puede presentarse, si a una cierta profundidad existe una capa altamente resistiva ó altamente conductora, con lo que, en ambos casos la corriente no podrá circular por debajo de dichas capas, de allí que la profundidad alcanzada, no aumentará por más que se incremente la distancia AB.

RESISTENCIA DE CONTACTO:

Es la resistencia que presenta el terreno, al paso de la corriente en la vecindad de los electrodos (A,B). Denominada R_A y R_B respectivamente. Para su evaluación se procede de la siguiente manera:

Considerando un electrodo puntual (fuente puntual), sobre la su-

perficie de un medio homogéneo de resistividad (ρ).

De la ecuación del Potencial en un punto que dista una distancia " r " de una fuente puntual en un medio homogéneo, tenemos que:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r}$$

Considerando la superficie semi-esferica, (ver fig. 5).

El Potencial a una distancia r_1 es:

$$V_1 = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_1}$$

El Potencial a una distancia r_2 es:

$$V_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_2}$$

Se tiene que la diferencia de potencial en la capa semiesférica comprendida entre los radios r_1 y r_2 será:

$$\Delta V = V_1 - V_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

Ahora bien, de la ley de Ohms, tenemos que:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Sustituyendo } V, \text{ tendremos que:}$$

$$R = \frac{\rho I}{2 I} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{\rho}{2\pi} \frac{r_2 - r_1}{r_1 r_2}$$

simp.

Ahora: Si r_1 y r_2 difieren en una pequeña cantidad, o sea, un "dr", con lo cual se tendría que $r_1 = r_2 + dr$ y la expresión quedaría como sigue:

$$R \approx \frac{\rho}{2\pi} \frac{dr}{r^2}$$

Que nos indica que, la resistencia en la vecindad de un electrodo puntual decrece con el cuadrado de la distancia (r). De allí que, la corriente al ir atravezando sucesivamente, capas semi-esfericas, las de mayor radio influiran muy poco en la resistencia total del circuito de emision compuesto por: el terreno, los electrodos A,B, el cable y la fuente.

La resistencia del terreno no influye practicamente, en la intensidad del circuito de emision, salvo en la parte más proxima al electrodo. Por esta causa es que se habla de Resistencia de Contacto.

MEDIOS PARA DISMINUIR LA RESISTENCIA DE CONTACTO.

El medio para lograr una mayor circulacion de corriente por el subsuelo no consiste en aumentar la tension (Volt), del generador -dado los riesgos personales que esto implica y riesgos de fuga de corriente-, sino en disminuir la Resistencia de Contacto, de los electrodos A y B. Para realizar esto se pueden utilizar cualquiera o todos los procedimientos practicos que a continuacion se describen, (ver Fig. No. 5)

- a).- Clavar más profundamente los electrodos A y B.
- b).- Regar con agua de sal el terreno en contacto con los electrodos A y B.
- c).- Sustituir cada uno de los electrodos de corriente por un "Tomatierras", compuesto por varias barreras metálicas conectadas entre sí. Debe tenerse en cuenta que estas barreras no están propiamente en paralelo, -- por estar unidas eléctricamente entre sí a través del terreno.

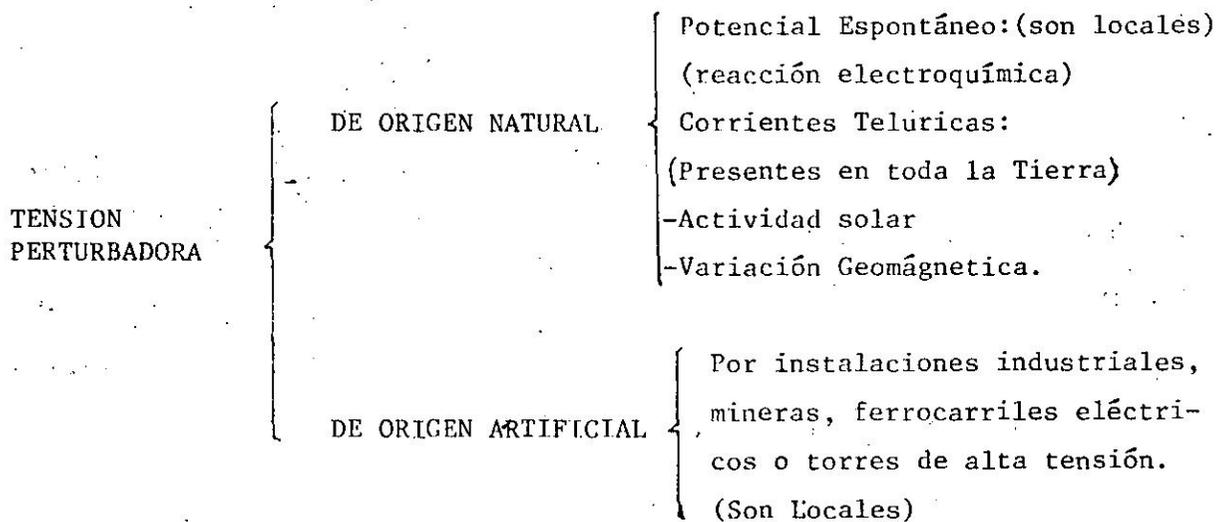
* La resistividad de un Tomatierras compuesto por dos electrodos es mayor a la mitad de la resistencia de un solo electrodo (salvo que estén muy sepa-

rados entre sí). En la práctica se aconseja que la distancia mutua entre los electrodos de un Tomatierras sea al menos 3 ó 4 veces igual a la longitud en que estos están introducidos en el terreno.

CORRIENTES PERTURBADORAS (Propias del terreno)

Al ejecutar un Sondeo Eléctrico Vertical, los electrodos M,N no solo recibe la diferencia de potencial (ΔV) generada por el circuito de emisión -que es la señal que se desea medir-, sino que también se captan algunas tensiones indeseadas conocidas comunmente como "ruidos", (ver Fig. 6).

Estas tensiones propias del terreno se pueden dividir en:



Aparte de éstos ruidos, se tiene el ocasionado por la Polarización de los Electrodo de Potencial (M,N) y constituye una de las causas de error de mayor importancia en la medición de ΔV .

Su origen se debe a que, cuando los electrodos MN son metálicos, se tiene que al entrar en contacto con los electrolitos del suelo (por su humedad), dichos electrodos se comportan como semi-elementos de una pila eléc-

trica. Si la concentración y naturaleza de los electrolitos fuese igual alrededor de ambos electrodos (Medio Homogéneo), la F.E.M. generada en cada electrodo serian iguales y teóricamente se anularían, pero a causa de la heterogéneidad del terreno esto no suele presentarse nunca.

- El cobre y la plata, son los elementos que menos se polarizan, pero por su costo, es obvio la utilización de barras de cobre como electrodos de Potencial.

Con lo cual se disminuye dicha polarización, existe otro recurso que da mejores resultados y es el empleo de Electrodo Impolarizables. Estos en su forma general, están constituidos por un "vaso poroso" llenado parcialmente por una solución sobre saturada de "sulfato de cobre", y sumergido en ésta, una barra de cobre electrolítico, conectada exteriormente, a la línea de medición.

Es preciso que la concentración del SO_4Cu sea igual en ambos electrodos y su proceso de fabricación sean iguales, sobre todo en lo que respecta a limpieza.

- El electrodo se "inca" en un agujero previamente escavado, asegurando su contacto y "regar" dicho agujero con agua; rotar y presionar simultáneamente el electrodo.

- La F.E.M. de estos electrodos dependen de su temperatura, por lo que hay que cuidar que ambos tengan la misma durante el trabajo de campo, evitando que un electrodo esté en el sol y otro en la sombra.

PARAMETROS DE DAR ZARROUK.

De acuerdo con la naturaleza vectorial de la intensidad de corriente y considerando un medio estratificado por el cual fluye, podemos descomponerla en sus componentes (fig. 2), que son: paralela a la estratificación y normal a ella, en donde: Para el primer caso las capas se comportarán como conductores en paralelo, y la conductancia (S) del corte será igual a la suma de las conductancias de cada una de las capas que lo constituyen:

$$a) \quad S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \quad ; \quad (\text{para una capa cualquiera})$$

$$b) \quad S = \sum_{i=1}^n \frac{E_i}{\rho_i} \quad ; \quad (\text{para el corte en general})$$

- En el segundo caso, las capas se comportan como conductores asociados en serie, y en este caso la corriente encontrará una resistencia total, igual a la suma de las resistencias parciales de cada capa que componen el medio a través del cual circula la corriente; a esta resistencia se le conoce con el nombre de "Resistencia Transversal Unitaria".

$$a) \quad T_i = E_i \cdot \rho_i \quad (\text{Para una capa cualquiera})$$

$$b) \quad T = \sum_{i=1}^n E_i \cdot \rho_i \quad (\text{Para el corte en general}).$$

E_i = Espesor de una capa cualquiera

ρ_i = Resistividad de la capa en cuestión.

A estas funciones T y S, son a las que se les conoce como -- "Paramétros de Dar Zarrouk", y juegan un papel muy importante en la aplicación de los Sondeos Eléctricos Verticales.

USO DE CORRIENTE CONTINUA Y CORRIENTE ALTERNA.

El uso de la corriente alterna en algunos métodos eléctricos -- tiene su justificante en el hecho de que:

- El contacto de los electrodos de potencial con el suelo genera un fenómeno electroquímico que provoca polarización en dichos electrodos. (fig. - No. 5).
- Existe en la Tierra circulación de corriente denominada telurica, las cuales provocan variación en el potencial detectado por los electrodos.

Estos fenómenos son unidireccionales, por lo que automáticamente quedan eliminados al utilizarse corriente alterna. Así mismo, suele presentarse durante la operación de campo otro tipo de corriente parasita de origen industrial, que suele ser de alta frecuencia y local, con lo que puede ser filtrado fácilmente al utilizar una fuente de baja frecuencia, lo -- cual es indispensable en el SEV, además que este tipo de fuente no requiere demasiada potencia, a diferencia de la corriente continua.

No obstante, la corriente alterna presenta un grave inconveniente con respecto a la corriente directa, y es el hecho de que la profundidad de investigación disminuye rápidamente con la frecuencia.

Este hecho se acentúa mucha más cuando los horizontes más super

ficiales del terreno son relativamente conductores, en cuyo caso las líneas de corriente tienden a no penetrar (efecto Skin).

Este fenómeno no se presenta en corriente directa, y los otros inconvenientes relacionados con las corrientes parasitas en general, prácticamente han dejado de ser problema ya que los equipos actuales poseen un eliminador de dichos ruidos, a través del cual se reducen a "cero", permitiendo la lectura directa del potencial en el instante de inyectar la corriente en el subsuelo, otro recurso lo constituyen el empleo de electrodos impo-
larizables.

METODO DE RESISTIVIDAD EN C.C.

El método de resistividad en c.c. tiene como finalidad el estudio de las variaciones de la resistividad en el subsuelo. Este estudio puede realizarse tanto vertical (en profundidad), como lateralmente. De aquí se distinguen dos técnicas básicas, los sondeos eléctricos y las calicatas eléctricas respectivamente.

Para la realización de un sondeo o una calicata requiere del empleo de dos electrodos de corriente (emisores), y dos de potencial (receptores), los cuales van conectados a un transmisor de c.c. y un receptor, respectivamente que permiten evaluar la cantidad de corriente que se hace circular por el subsuelo y simultáneamente, la caída del potencial que ésta -- provoca en el terreno.

El arreglo electrodoico, depende del dispositivo empleado, del -

cual existen diversos tipos, según el caso particular que se desee aplicar.

DISPOSITIVO SCHLUMBERGER Y WENNER.

Ambos dispositivos son empleados en los Sondeos Eléctricos Verticales y corresponde a un arreglo de cuatro electrodos, ubicados lineal y simétricamente con respecto al centro (0).

En el dispositivo Wenner la separación de los electrodos de potencial MN es un tercio de la de corriente (A,B) $MN = \frac{AB}{3}$, mientras -- que en el dispositivo Schlumberger, esta distancia se mantiene lo más pequeña que sea posible, dentro de la relación $MN \leq \frac{AB}{5}$. (Fig. No. 7).

Durante la operación de campo, para el arreglo Wenner, en cada lectura que se realiza en el Sondeo, es necesario desplazar los cuatro electrodos simultáneamente, mientras que en el Schlumberger únicamente se desplazan los de corriente AB, hasta en un punto tal en el que la lectura del potencial se hace difícil con lo cual se separan más, los electrodos de potencial, mediante un proceso denominado de "empalme", (Fig. No. 8), el cual permite conocer y evaluar la influencia de la resistividad lateral del terreno en el Sondeo, influencia que posteriormente se elimina, esto no puede evaluarse ni eliminarse con el Sondeo Wenner, ya que dicha influencia queda enmascarada dentro del total de las lecturas tomadas, estas perturbaciones hacen variar la forma de la curva, y pueden inducir a pensar en que se tiene una capa que en realidad no existe.

La idea teórica del arreglo Schlumberger, es hacer que la dis--

tancia "r" (fig. No. 7), que separa los electrodos MN sea muy corta, y que al tender esta a cero, se cumpla la ecuación:

$$\rho_a = \lim_{r \rightarrow 0} \pi \left(L^2 - \frac{r^2}{4} \right) = \pi L^2 \frac{1}{I} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{r} = \pi L^2 \frac{E}{I}$$

Donde: $\lim_{r \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{r} = \text{Gradiente del Potencial}$

Que corresponde al campo E, generado por el flujo de corriente, y dentro de las bases teóricas se supone que realmente se está evaluando el campo E, el cual para fines prácticos, se toma como: $\Delta V/r$.

PROCESO DE EMPALME.

Durante la ejecución de un Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), empleando el arreglo Schlumberger, se tiene que al mantener fijos los electrodos de potencial e ir incrementando la separación entre los electrodos de corriente, va disminuyendo el campo potencial generada por ésta, en una relación inversa al cuadrado de la distancia que separa a la fuente (electrodo de corriente A ó B), del punto de medición del campo (teóricamente el centro de M,N). Por esta razón, para poder evaluar dicho potencial con precisión, es necesario separar los electrodos M,N, dentro de la relación $MN \leq AB/5$, mediante el denominado proceso de empalme (fig. No. 8), el cual consiste en tomar lecturas para dos separaciones de MN, la anterior y la nueva, con una misma abertura AB.

El efecto superficial más frecuente es la influencia de la resis

tividad del material en que están colocados los electrodos de potencial. Por causa de esta influencia, la curva de SEV puede desplegarse verticalmente en uno u otro sentido.

Este efecto puede no producirse para la siguiente distancia MN, - dando lugar a un Salto de Empalme. Estos suelen ser pequeños en los trabajos bien ejecutados, pero no siempre sucede así, por lo que las curvas han de corregirse, desplazando verticalmente los distintos tramos hasta que coincidan, manteniendo fijo preferiblemente el tramo de curva que a juicio del interprete considere pertinente, tomando en cuenta los objetivos del SEV.

COMENTARIO.

No hay que olvidar que el método SEV da resultados confiables siempre que todas las etapas del trabajo se efectúen teniendo en cuenta los principios teóricos en que este se basa, y mediante el uso correcto de las técnicas de campo. Por desgracia, no es raro encontrar prospección en las que la planeación y operación de campo no han sido debidamente realizadas, así como la interpretación efectuada, por personal no especializado, lleva a conclusiones erróneas, resultando con ello, que las predicciones no correspondan a la realidad y en tales casos es frecuente que en vez de culpar a las personas o entidades que hayan intervenido en ello, se atribuya el fracaso al método del SEV, e incluso, y lo que es más grave, a la Prospección Geofísica en general.

CALIDAD DE LA INFORMACION DE CAMPO.

El operador del equipo debe ir comprobando la calidad de los resultados que va obteniendo, por lo que debe calcular y dibujar la curva de re

sistividad aparente que se va obteniendo. De manera que si la curva de SEV, presenta salto o irregularidades se repiten las estaciones correspondientes, procurando eliminar las causas de error.

La comprobación de fugas de corriente debe efectuarse periódicamente; sobre todo en tiempos húmedos y terreno cubierto de barro, esto se debe efectuar varias veces en cada SEV, cuando las condiciones sean adversas.

Una fuga de muy pequeña intensidad puede originar una tensión apreciable entre los electrodos MN, si se encuentra suficientemente próxima a ellos.

MÉTODOS
GEOELECTRICOS
DE PROSPECCION

DE CAMPO
NATURAL

1. METODO DE POTENCIAL ESPONTANEO
2. METODO DE CORRIENTES TELURICAS
3. METODO MAGNETO-TELURICO (SONDEOS Y CALICATAS)
4. METODO AFMAG

DE CAMPO
ARTIFICIAL
campo const.
c.c.

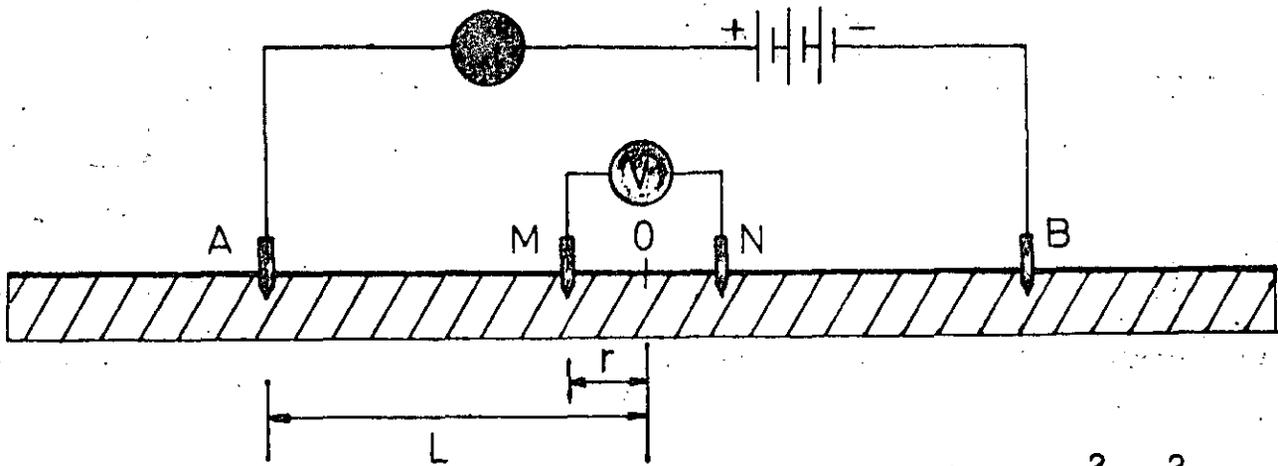
1. METODO DE LAS LINEAS EQUIPOTENCIALES Y DEL CUERPO CARGADO (mise-a-la masse)
2. SONDEOS ELECTRICOS (SIMETRICOS, DIPOLARES, ETC.)
3. CALICATAS ELECTRICAS (MUCHAS MODALIDADES)

DE CAMPO
ARTIFICIAL
campo variable

1. SONDEOS DE FRECUENCIA
2. SONDEOS POR ESTABLECIMIENTO DE CAMPO (TRANSITORIOS)
3. CALICATAS ELECTROMAGNETICAS (METODOS DE INCLINACION DE CAMPO, TURAM, SLINGRAM, ETC.)
4. METODO "RADIO-KIP"
5. METODO DE RADIO GRAFIA HERTZIANA

METODO DE POLARIZACION INDUCIDA.

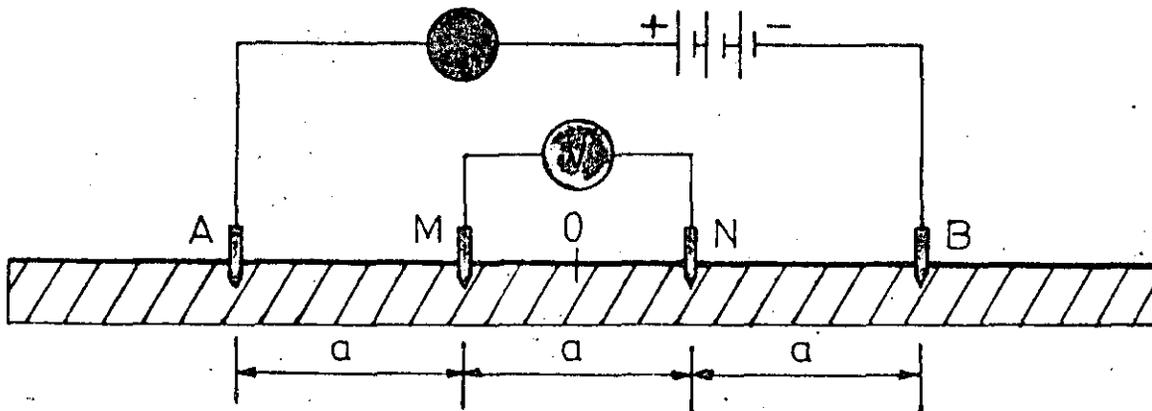
DISPOSITIVO SCHLUMBERGER



$$MN \leq \frac{AB}{5}$$

$$K = \frac{\pi}{2} \frac{L^2 - r^2}{r}$$

DISPOSITIVO WENNER

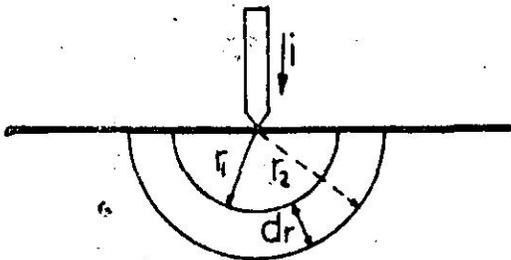


$$AM = MN = NB = a$$

21

$$K = 2\pi a$$

RESISTENCIA DE CONTACTO



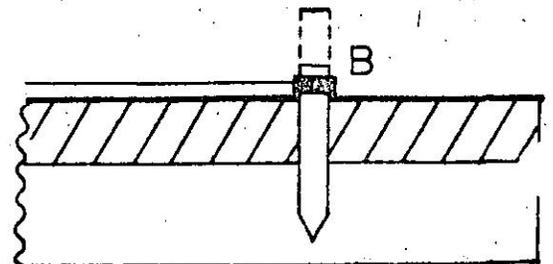
$$R \approx \frac{\rho}{2\pi} \frac{dr}{r^2}$$

LA RESISTENCIA ESPECIFICA
DECRECE CON EL CUADRADO
DE LA DISTANCIA

1

SUPERFICIE

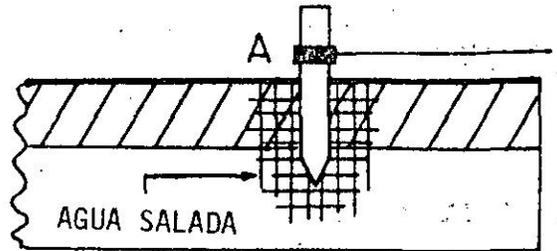
ELECTRODOS: A, B.
A MAYOR PROFUNDIDAD



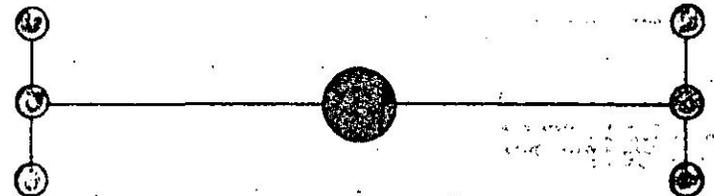
2

SUPERFICIE

AGUA SALADA



3



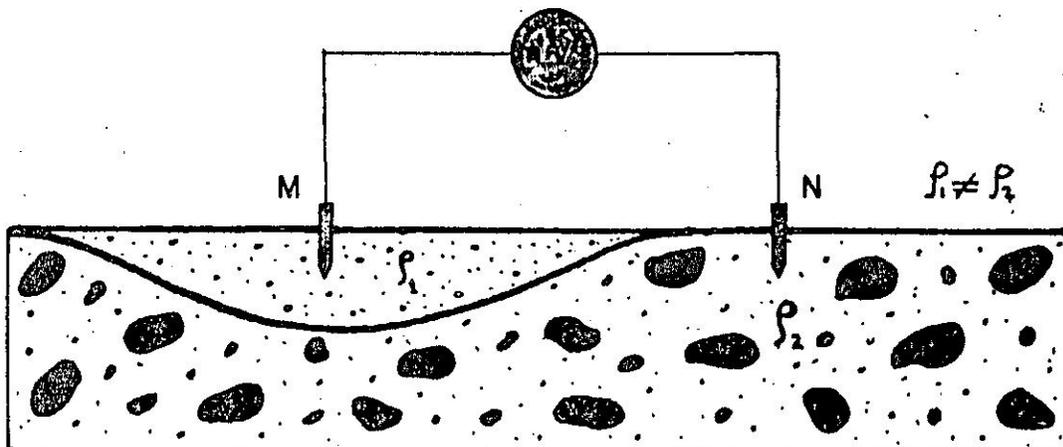
Tomatierras Compuesto

CORRIENTES PERTURBADORAS

HETEROGENEIDAD LATERAL
(desequilibrio electrolitico)



POLARIZACION DE ELECTRODOS
(f.e.m. en desequilibrio)

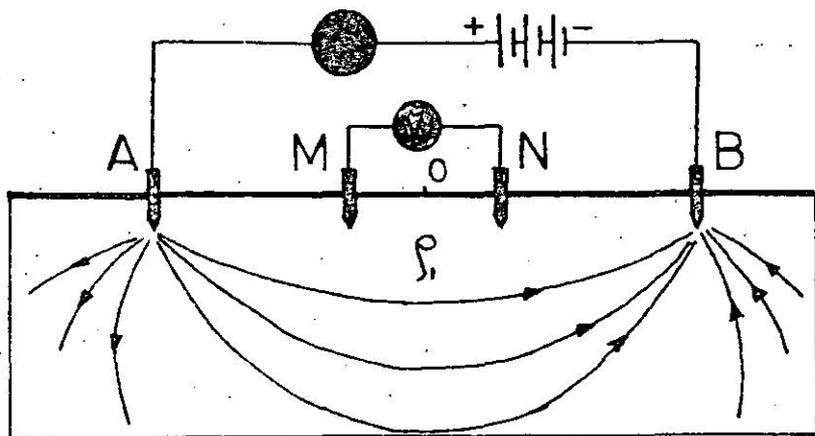


OTROS RUIDOS

- NATURALES
- ARTIFICIALES

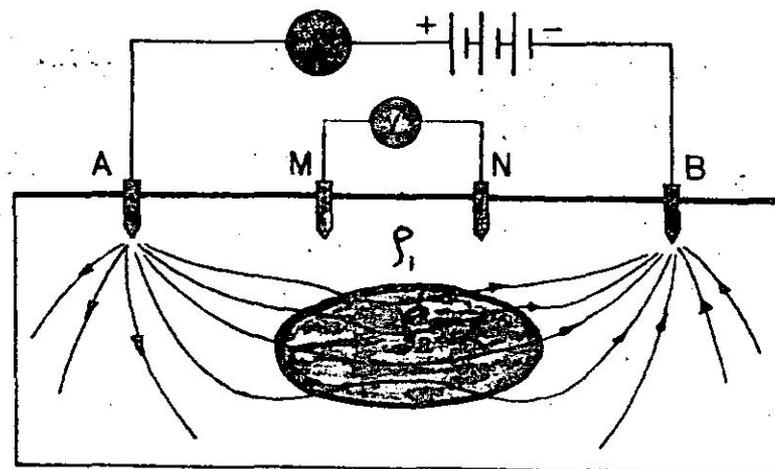
- CORRIENTES TELURICAS — (en toda la tierra)
- POTENCIAL ESPONTANEO
- TORRES DE LINEAS CONDUCTORAS
- INSTALACIONES INDUSTRIALES

locales



$$\rho_a = \rho_1 = \rho_{\text{Real}}$$

(a) MEDIO HOMOGENEEO.



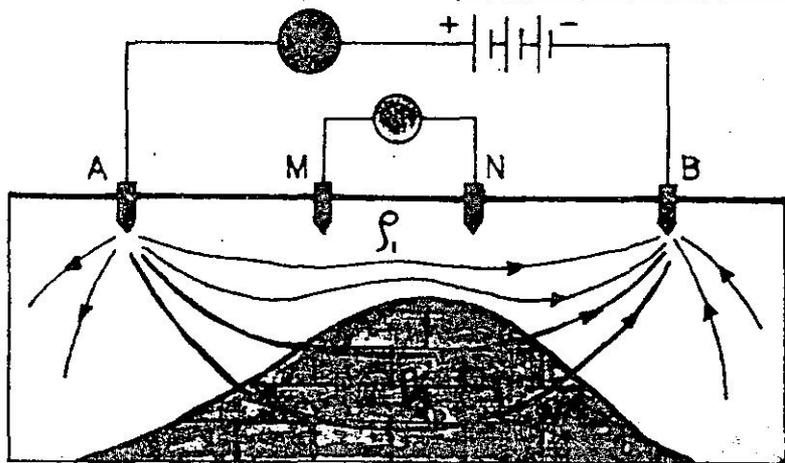
$$\rho_2 < \rho_1$$

$$\rho_a < \rho_1$$

(b) CUERPO CONDUCTOR

(c) CUERPO RESISTIVO.

RESISTIVIDAD APARENTE



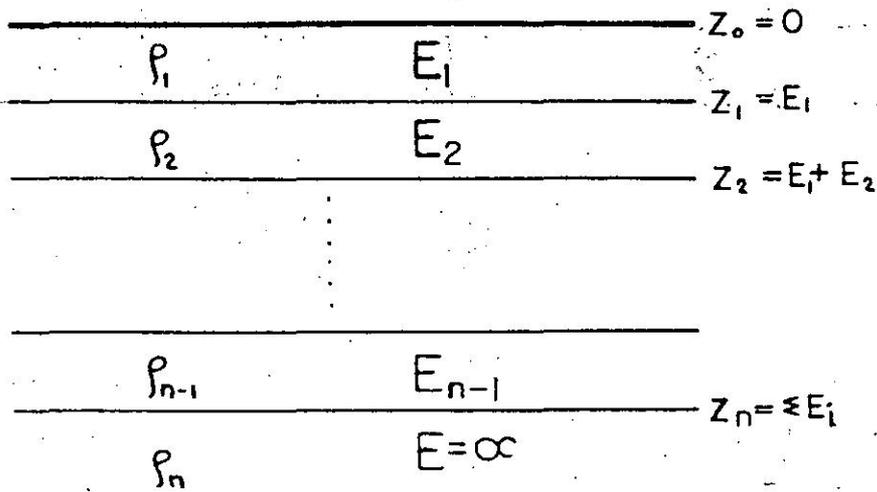
$$\rho_2 > \rho_1$$

$$\rho_a > \rho_1$$

LA RESISTIVIDAD APARENTE, ES UNA RESISTIVIDAD FICTICIA, QUE DEPENDE DE LA ESTRUCTURA DEL CORTE GEOELECTRICO, DE LA SEPARACION ELECTRODICA EN EL DISPOSITIVO Y DE LA UBICACION DE ESTE EN LA SUPERFICIE DEL TERRENO.

LA RESISTIVIDAD APARENTE NO ES UN VALOR PROMEDIO DE LAS RESISTENCIAS VERDADERAS PRESENTES.

CORTE GEOELECTRICO



BASE TEORICA DEL METODO DE RESISTIVIDAD

1. SE CONSIDERA UN MEDIO ESTRATIFICADO HORIZONTAL. COMPUESTO POR DOS SEMI ESPACIOS.
 - a) LA ATMOSFERA: DE CONDUCTIVIDAD NULA.
 - b) EL TERRENO: MEDIO HETEROGENEO COMPUESTO DE MEDIOS PARCIALES HOMOGENEOS E ISITROPOS, CON EXTENSION LATERAL INDEFINIDA, CUYAS SUPERFICIE DE SEPARACION SON PARALELAS ENTRE SI AL PLANO "AIRE-TERRENO".

SONDEO ELECTRICO VERTICAL (S.E.V.)

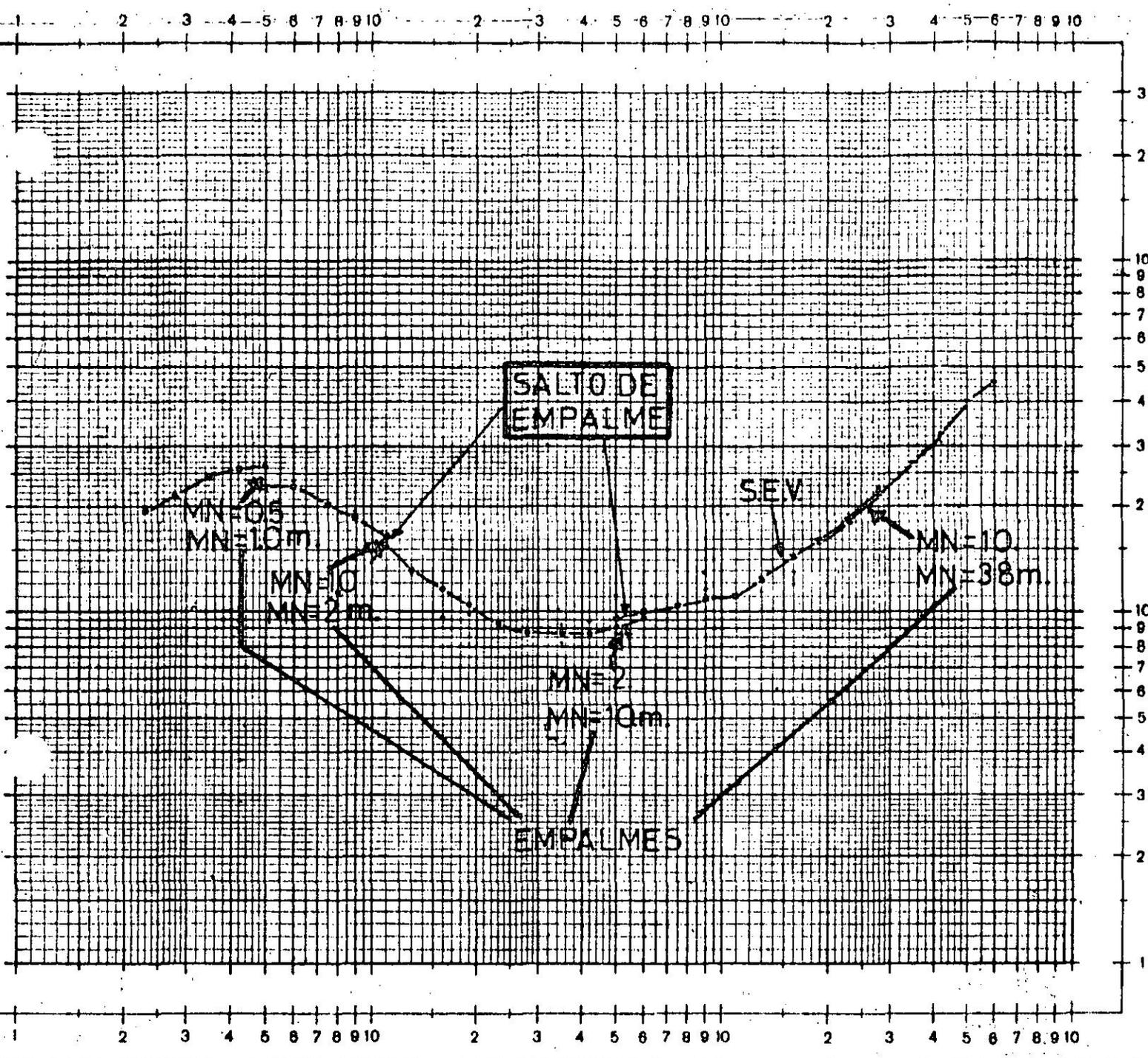
LA FINALIDAD DEL "SEV" CONSISTE EN INVESTIGAR LA DISTRIBUCION VERTICAL DE LA RESISTIVIDAD DEL SUBSUELO BAJO EL PUNTO SONDEADO.

EL SONDEO ELECTRICO VERTICAL (SEV): ESTA FORMADO POR UNA SERIE DE DETERMINACIONES DE RESISTIVIDAD APARENTE (ρ_a), QUE SE OBTIENEN CON UN DISPOSITIVO TETRA-ELECTRODICO SIMETRICO Y LINEAL.

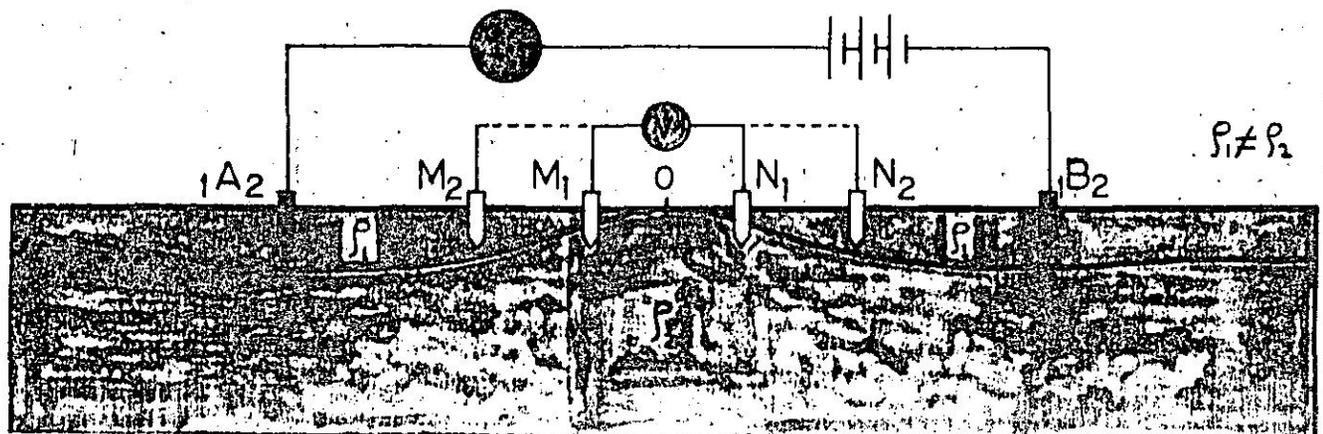
ECUACION GENERAL

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

"K" - CONSTANTE QUE DEPENDE DEL DISPOSITIVO UTILIZADO.



PROCESO DE EMPALME





**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

NORMAS PARA EL DISEÑO DE POZOS

ING. SALVADOR PEÑA DIAZ

MAYO, 1985.

NORMAS PARA EL DISEÑO DE POZOS

Por el Ing. Salvador Peña Díaz.

1.- INTRODUCCION.

La captación de las aguas subterráneas se hace mediante varios dispositivos, entre los que pueden mencionarse las galerías -- filtrantes, manantiales, norias y pozos. En esta ocasión nos referiremos al diseño de los pozos, también llamados pozos verticales.

El proyecto debe contemplar el diseño de cada una de -- sus partes, tales como:

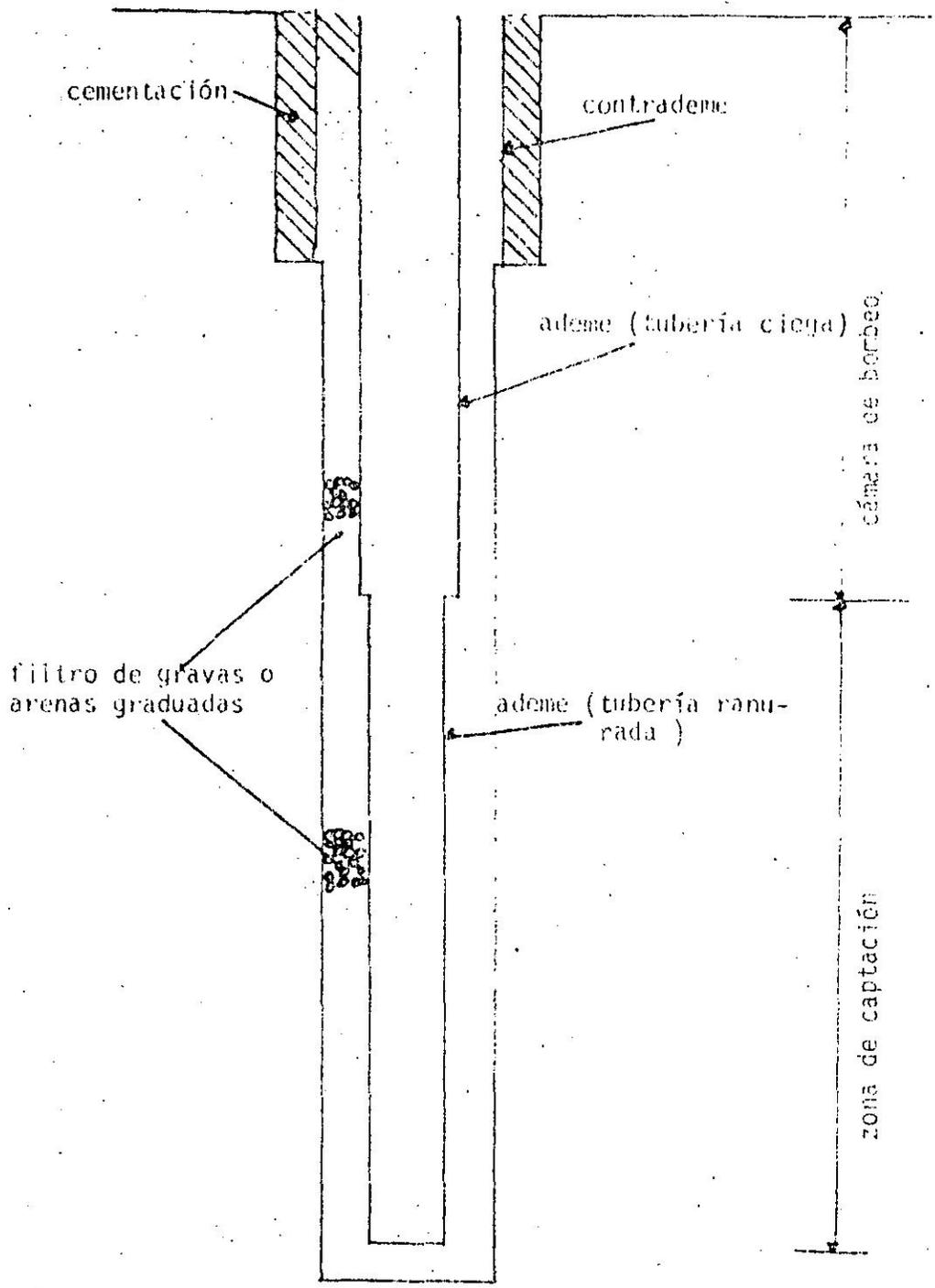
- a.- Profundidad y diámetro de la perforación.
- b.- Diámetro y longitud del contraademe.
- c.- Diseño de la zona de captación.
- d.- Diseño de la cámara de bombeo.
- e.- Criterios de limpieza y desarrollo, y
- f.- Obtención del régimen de operación.

La obtención de cada una de las características depende de las demás, sin embargo para su explotación se tratará de aislar el diseño de cada parte por separado. En la figura siguiente se muestra un caso tipo de un pozo.

2.- ESTUDIOS PREVIOS.

Las características de los pozos se deben obtener a través de estudios previos, que contendrán básicamente levantamientos -- geológicos de superficie, geología subterránea y las condiciones hidrodinámicas de los acuíferos, apoyándose en sondeos mecánicos de pequeño diámetro, investigaciones geofísicas y las características de -- construcción y de operación de pozos cercanos al lugar que nos ocupa.

ESQUEMA GENERAL DE UN POZO Y PARTES QUE LO CONSTITUYEN



Se recomienda que si se trata de un acuífero libre el pozo alcance el piso del acuífero para evitar efectos de penetración parcial, por la misma razón, en un acuífero confinado captar todo el espesor del mismo. Salvo en los casos en que los espesores sean muy grandes y que los caudales deseados o las condiciones económicas hagan aceptable una solución de penetración parcial. Otro factor que podría influir de manera definitiva en la profundidad del pozo, es la presencia de estratos con contenidos de agua de calidad indeseable.

3.- ZONA DE CAPTACION.

La zona de captación, llamada también zona de admisión, está compuesta básicamente de dos partes, la rejilla y el filtro de arenas graduadas que empaca a la rejilla o tubería ranurada.

La rejilla tiene como objetivo retener los materiales sueltos e impedir derrumbes dentro del pozo, permitir el paso del agua al pozo sin pérdida excesiva de carga hidráulica durante el bombeo, además de impedir el paso de materiales finos, desde luego con ayuda del filtro de gravas, el cual debe colocarse entre el ademe del pozo y la perforación el relleno de gravas o arena gruesas graduadas tiene por objeto crear una zona más permeable al rededor del pozo que se traduce en un aumento efectivo del diámetro del pozo.

3.1.- REJILLA

La rejilla debe ser lo más larga posible para evitar altas velocidades de entrada y los efectos de penetración parcial. Para el caso de acuíferos libres, las mejores condiciones de capacidad específica y eficiencia se logran cuando la longitud de la rejilla es del 0.5 al 0.3 del espesor saturado del acuífero, desde luego situada en la parte inferior del acuífero.

En los acuíferos confinados, se aconseja utilizar rejilla con una longitud del orden del 70% al 80% del espesor del mismo,

Para tener los mejores resultados. Se puede centrar la rejilla o mejor intercalar tramos ciegos en la parte intermedia para evitar cambios de dirección en las líneas de corriente. Por otro lado es importante mantener el nivel de bombeo arriba del techo superior del acuífero.

Una recomendación muy importante, es que el nivel de bombeo no se abata más que la parte superior de la rejilla, para evitar que en algún momento permanezca seca y tener problemas de incrustaciones en la misma.

Por lo que respecta a la abertura de la rejilla, ésta deberá ser capaz de retener el 90% del filtro de gravas o arenas graduadas, cuando esto se requiera, para lo cual será necesario contar con análisis granulométricos de las formaciones acuíferas y del relleno de grava. Para el caso en que no se tenga necesidad del filtro de grava, la rejilla deberá ser diseñada para que retenga del 40% al 50% de la formación.

La velocidad máxima de entrada a la rejilla no debe ser mayor de 3 cm./seg., según Johnson. Para calcular esta velocidad, se divide el caudal previsto del pozo entre el área total abierta de la rejilla, si la velocidad es mayor de 3 cm./seg., se aumenta el diámetro.

Walton, por otro lado propone una "velocidad óptima" de entrada a la rejilla, de acuerdo a los valores que se muestran en la siguiente table.

VELOCIDAD OPTIMA DE ENTRADA A TRAVES DE LA REJILLA

Permeabilidad del terreno cm/seg. Velocidad óptima cm/seg.

0.28	6.0
0.28	5.5
0.23	5.0
0.19	4.5
0.14	4.0
0.12	3.5
0.09	3.0
0.07	2.5
0.05	2.0

Aplicando la siguiente fórmula para obtener la longitud de la rejilla:

$$A^{\circ} = 1000 \frac{Q}{L V}$$

En donde:

A° = Área efectiva de la rejilla, que según Walton, se debe considerar el 50% del área total abierta, -- cm².

Q = Caudal de diseño en lps.

L = Longitud de la rejilla en metros.

V = Velocidad óptima de entrada, cm/seg. según la tabla anterior.

El área efectiva de la rejilla es aquella parte que no queda ocluida por el material que la circunda, el área efectiva dependerá del tipo de rejilla, del tamaño y forma del material de que está constituido el acuífero y del filtro de grava, Walton opina que el área efectiva es del 50% del área total, por la que para permeabilidades altas los dos criterios anteriores coinciden.

Para valores de la velocidad de entrada mayores que los anotados, es de esperarse problemas de incrustación y en algunos casos de corrosión, dependiendo de la calidad del agua.

Finalmente, la selección del metal de que estará fabricada la rejilla, dependerá de que se tengan factores potenciales tanto de incrustación como de corrosión y en tal caso la tubería de la rejilla deberá soportar tratamientos continuos, en general, de aditivos químicos o el ataque constante del agua en los casos de ser corrosivos.

3.2.- FILTRO DE GRAVA.

Por costumbre se le llama filtro de grava, pero no hay que olvidar que en ocasiones este relleno, entre la rejilla y la perforación, podría estar constituido de arenas. Tiene por objeto estabilizar los acuíferos y evitar el arrastre de arenas al bombear el pozo. En general la permeabilidad es mayor que la de los acuíferos,

esto permite que el agua fluya más fácilmente por lo que se evitan pérdidas de carga hidráulica excesivas.

Las normas de diseño de los filtros de grava requieren inicialmente de un análisis granulométrico de las formaciones acuíferas. Los análisis granulométricos se realizan generalmente con crivas o mallas estandar, posteriormente se forma una gráfica en papel-semilogarítmico anotando, en el lado aritmético, el porcentaje retenido acumulado en peso de la muestra crivada contra, en el eje logarítmico, el tamaño de la abertura de malla.

Se define como el tamaño efectivo, al correspondiente al 90% retenido (D_{90}), el coeficiente de uniformidad, a la relación del 40% al 90% retenido (D_{40} / D_{90}), este último valor nos da un promedio de la pendiente de la gráfica construida.

De acuerdo con las experiencias, se requiere filtro de gravas artificial, cuando se tiene un coeficiente de uniformidad menor de 3 y el tamaño efectivo es menor de 0.01 pulgadas (0.25 mm). Para el caso de un acuífero en que según la curva granulométrica no se requiera filtro de grava artificial, la abertura de la requilla deberá retener el 40% de la formación y poder así formar en forma natural su filtro.

Para el caso en que se requiera filtro de grava, que es en la mayoría de los casos, el espesor del relleno deberá ser de 3 a 8 pulgadas, dependiendo de que se pueda colocar de tal manera -- que se tenga un espesor uniforme a lo largo de toda la perforación y en forma radial respecto al centro del pozo. Para que las operaciones de limpieza sean efectivas el espesor no deberá ser muy grande.

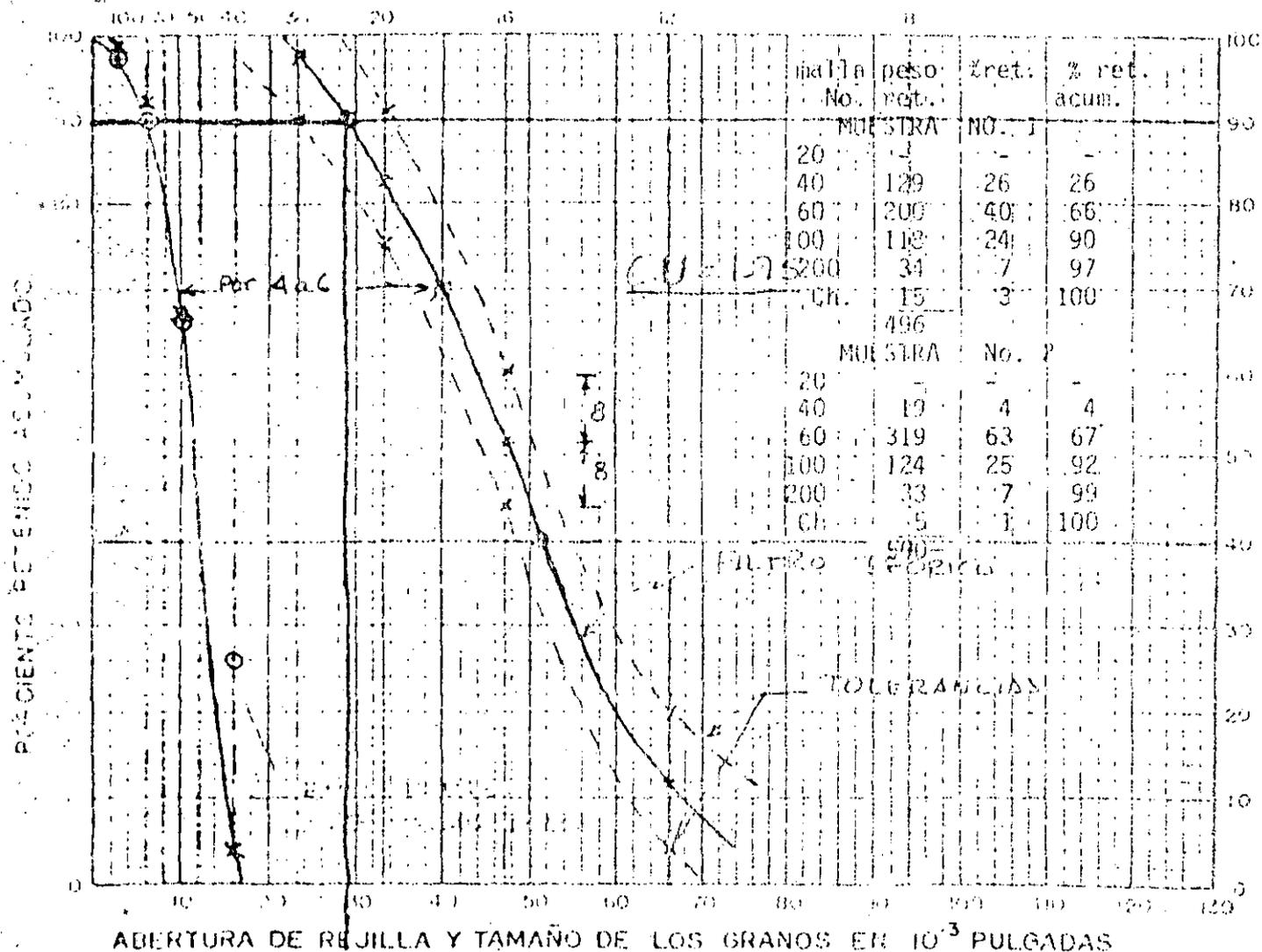
Para diseñar la granulometría del filtro de gravas, - existen muchos métodos, de los cuales en nuestro medio el más conocido es el propuesto por Johnson, que consiste en formar una curva granulométrica que represente la envolvente de la granulometría de los acuíferos, considerando varias muestras de los acuíferos perforados.

MUESTRA Variol Pozos S.E.D.U.E.

LUGAR CD JUAREZ, CHIH.

FECHA _____

NUMEROS DE CRIBAS (U.S. STANDARD)



ABERTURA DE REJILLA Y TAMAÑO DE LOS GRANOS EN 10^{-3} PULGADAS

29

CRIBA	ABERTURA CRIBA PULGADAS	MM	% RETENIDO ACUMULADO	CRIBA
9	132	3.36		
8	094	2.40		
17	066	1.68	4	20
18	047	1.19	44	27
20	033	0.84	75	43
30	023	0.60	90	48
40	018	0.42		
60	012	0.30		
70	009	0.21		
100	006	0.15		

NOTAS

ABERTURA DE REJILLA RECOMENDADA $N^{\circ} 29$
 $= 0.029 \times 10^{-3}$ inch = 0.7 mm

Posteriormente se multiplica por un factor que va de 4 a 6 el valor del D_{70} retenido; 4 para formaciones finas y uniformes, y 6 para -- cuando el material del acuífero es más grueso y no uniforme, e in-- cluso hasta 9 cuando la formación acuífera presenta granulometría -- muy poco uniforme y contenga un coeficiente de uniformidad igual o menor a 2.5. Además la curva así construída tendrá una tolerancia de $\pm 8\%$.

En la figura siguiente se presenta un ejemplo de un - diseño del filtro de un pozo ubicado en un acuífero muy fino.

4.- CAMARA DE BOMBEO.

Por lo que respecta a la cámara de bombeo, en el dise^uño se deberá tomar en cuenta que aquí se alojará el equipo de bombeo que extraerá el agua, por lo que el diámetro será el de la bomba más una holgura razonable. Esta holgura será desde luego función de la longitud de la columna de succión o de la profundidad del nivel de bombeo más la sumergencia requerida, otro factor importante que se - debe tomar en cuenta es la verticalidad y alineamiento de la perfora^ución.

A continuación se presentan dos tablas en las que se - consideran los criterios de la API (American Petroleum Institute) y la que presenta Johnson.

NORMAS DE ENTUBADO SEGUN LA API

diámetro de la perforación		Diámetro del ademe		Caudal lps.
pulgadas	cm.	pulgadas	cm.	
24	610	20	508	más de 100
20	508	16 ₃	406	hasta 100
17 1/2	445	13 /8	340	60
12 1/4	311	95/8	244	30
8 1/2	216	7	178	15
6 1/2	159	5	127	5
4 1/4	108	3	76	menos de 5

NORMAS DE ENTUBADOS SEGUN JHONSON

Diámetro óptimo ademe pulgadas	Diámetro mínimo ademe pulgadas	Diámetro de descarga bomba pulgadas	Caudal lbs
6 D1	5 D1	4	7
8 D1	6 D1	5	5 - 12
10 D1	8 D1	6	10 - 25
12 D1	10 D1	8	20 - 40
14 DE	12 D1	10	38 - 60
16 DE	14 DE	12	55 - 85
20 DE	16 DE	14	75 - 115
24 DE	20 DE	16	100 - 200

D1 = diámetro interior DE = diám. exterior

Por lo que respecta a la longitud de la cámara de bombeo, se deberá tomar en cuenta la profundidad del nivel de bombeo, con base en el caudal de diseño y las características de los acuíferos; los posibles abatimientos regionales originados por sobreexplotación del acuífero, interferencias con pozos vecinos y el evitar que la rejilla de la zona de admisión no se seque en ningún momento.

5.- CONTRAADEME Y CEMENTACIÓN

Aún cuando la tubería en la parte superior es ciega, es conveniente sellar la parte superior del acuífero para evitar contaminaciones de los acuíferos someros hacia los profundos o por explotar, para esto es común instalar una tubería ciega de mayor diámetro en la parte superior que tenga además un relleno de cemento entre la tubería y la pared de la perforación. La cementación tiene además como objeto el de fijar esta tubería, ya que sobre ella va a descansar la tubería de ademe a la hora de su instalación para no apoyarla en el fondo. Los espacios anulares entre la perforación y el contraademe y entre el contra ademe y el ademe son recomendables del orden de 3 pulgadas, aun que este valor dependerá de la profundidad del contra ademe. Además estos espacios deben permitir la construcción adecuada de la cementación y la correcta colocación y reposición del filtro de grava.

6.- PRUEBAS DE BOMBEO Y CAUDALES DE OPERACION.

Una vez terminado el pozo, deberán realizarse las operaciones de limpieza para desalojar los lodos de perforación y detritus de los recortes de la perforación, lo cual redundará en obtener los mayores caudales con los mínimos abatimientos. Los métodos de limpieza son básicamente cuchareo, pistoneo, chorros de agua a altas velocidades, bombeo intermitente y sobre bombeo, entre los más conocidos.

Cuando el pozo está limpio, es necesario realizar a -- continuación una prueba de aforo, la cual debe ser realizada con caudales crecientes, conservando este caudal constante durante un intervalo de tiempo igual para cada escalón. El abatimiento en el pozo es originado por dos causas principales, la primera se debe a pérdidas en el acuífero la que depende en forma directa de la primera potencia del caudal. La segunda es debida a entradas a la zona de captación del pozo, formada por el filtro de gravas y la rejilla y al aumento de velocidad, la que es proporcional al caudal elevado a una potencia distinta de uno, esto se debe a que el régimen en esta zona es turbulento y no laminar como sucede en el acuífero. Jacob y -- Lennox proponen la siguiente relación:

$$s = AQ + BQ^n$$

en donde s es el abatimiento en el pozo A , B y n son constantes que dependerán del tipo de acuífero y del tipo y forma de la rejilla y el filtro de grava.

De la observación de esta ecuación se puede ver fácilmente que la curva s VS Q será creciente y para valores grandes de Q el aumento en el abatimiento es más pronunciado, por lo que habrá un punto en que sea incosteable abatir más el nivel para un pequeño incremento del caudal.

La experiencia ha demostrado que la constante ' B ' depende de la transmisibilidad y del coeficiente de almacenaje, sin embargo es una ecuación que nos da una muy buena idea de las condiciones de operación de los pozos y que nos refleja en cierta medida el

estado en que se encuentran las obras, así como si el diseño es bueno o no.

Debido a lo anterior es recomendable realizar también una prueba de bombeo a caudal constante, esto tendría por objeto obtener un valor más confiable de la transmisibilidad, valor que nos ayudará a obtener los abatimientos en el pozo y la zona vecinas debidos a las solicitantes a las que estará sujeto por el bombeo.

Los tiempos de bombeo necesarios para obtener buenos resultados en ambas pruebas, son difíciles de programar en forma general, pero los tiempos de 3 a 4 horas por escalón, en la prueba escalonada y de unas 12 a 20 horas, en la prueba a caudal constante; son valores aceptables, dependiendo desde luego de la disponibilidad del equipo de bombeo y del aspecto económico.

B I B L I O G R A F I A

CUSTODIO EMILIO: Hidrología subterránea, Ediciones Omega
España - 1976

BOUWER HERMAN: Groundwater Hydrology, Mc. Graw Hill - 1978

WALTON WILIAMS C.: Groundwater Resources Evaluation, Mc. Graw Hill-
1970.

JOHNSON EDWARD E.: Ground water and wells, Published by Johnson
Inc. Saint Paul Minnessota. U.S.A. - 1966.

Lennox H. Donald: Analysis and application of step - Drawdown
test. Journal o the Hydraulics División - -
Noviembre - 1966.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

HIDRAULICA DE POZOS

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MAYO, 1985.

H I D R A U L I C A D E P O Z O S

POR EL ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

I N D I C E

C A P I T U L O	PAGINA
I.- PROBLEMAS COMUNES	1
II.- PRUEBAS DE BOMBEO	2
2.1.- GENERALIDADES	3
2.2.- OBJETIVOS DE LA PRUEBA	3
2.3.- SELECCION DEL SITIO DE PRUEBA	3
2.4.- POZOS DE OBSERVACION	4
2.5.- DURACION DE LA PRUEBA	7
2.6.- EJECUCION DE LA PRUEBA	8
2.7.- COMENTARIOS GENERALES	11
III.- ANALISIS DE LAS PRUEBAS	11
3.1.- MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO	13
3.2.- POZOS EN ACUIFEROS CONFINADOS.	13
3.3.- POZOS EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS	19
3.4.- POZOS EN ACUIFEROS LIBRES	22
IV.- HIDRAULICA DEL POZO DE BOMBEO	22

HIDRAULICA DE POZOS

Por el Ing. Rubén Chávez Cuillén.

La Hidráulica de Pozos es una de las materias más importantes de la Hidrología Subterránea, ya que proporciona las bases teóricas para interpretar o prever las fluctuaciones de los niveles freáticos o piezométricos, provocados por la extracción de agua mediante pozos.

I.- PROBLEMAS COMUNES.

Los problemas que estudia la Hidráulica de Pozos son muy diversos; entre los más comunes se encuentran los siguientes:

- a).- Identificación de sistemas de flujo y de terminación de sus características hidráulicas.

La identificación del sistema de flujo de que se trata (confinado, semiconfinado, con fronteras impermeables o de alimentación, etc.) y la de terminación de sus características hidráulicas (coeficientes de permeabilidad, transmisibilidad, almacenamiento, etc.), son esenciales para estudiar el comportamiento de un acuífero. Tal conocimiento es indispensable, en problemas de carácter local, para prever el comportamiento de los niveles de agua bajo diferentes regímenes de bombeo de uno o varios pozos; en problemas de carácter regional, como por ejemplo la cuantificación del volumen aprovechable de un acuífero, el conocimiento de las características hidráulicas es esencial para calcular los caudales de agua que circulan en el subsuelo y las variaciones del almacenamiento subterráneo, así como para desarrollar modelos de simulación de acuíferos.

- b).- Predicción del comportamiento de los niveles de agua.

Conocidas las características hidráulicas del acuífero, mediante las fórmulas de la Hidráulica de Pozos es posible predecir los abatimientos que se provocarían bajo ciertas condiciones de bombeo. Así, por ejemplo; si se trata del diseño de un pozo, pueden calcularse los abati-

mientos que se van a provocar en el propio pozo por la extracción del caudal requerido; así mismo, es posible conocer de antemano los abatimientos que se van a provocar en captaciones cercanas a la considerada, o en qué medida se van a provocar en captaciones cercanas a la considerada, o en qué medida se van a interferir varios pozos entre sí.

c).- Diseño de campos de pozos.

El problema consiste en definir el número, distribución (espaciamiento y arreglo) y régimen de operación (caudal y tiempo de bombeo) convenientes, de los pozos necesarios para la extracción de un caudal total.

d).- Definición del régimen de operación de pozos, dada una restricción en el abatimiento de los niveles.

Específicamente, en un acuífero costero el problema puede ser la definición de un régimen de bombeo de uno o varios pozos, tal que los niveles freáticos o piezométricos no desciendan abajo de un nivel crítico, impuesto por el riesgo de contaminación salina.

e).- Drenaje vertical.

En terrenos agrícolas los niveles freáticos someros constituyen un problema por afectar los sistemas radiculares de los cultivos o propiciar la salinización del suelo; en áreas urbanas, dicha condición obstaculiza la construcción de cimentaciones. En ocasiones, la geología subterránea es tal que los drenes verticales (pozos) resultan más eficientes que los horizontales. En ese caso, la Hidráulica de Pozos aporta las herramientas teóricas para diseñar el sistema de drenaje.

f).- Recarga artificial.

Uno de los métodos utilizados para recargar un acuífero consiste en la inyección de agua a través de pozos. Conociendo las características del sistema acuífero, puede deducirse la capacidad de absorción de uno o varios pozos y predecirse la respuesta de los niveles a la recarga.

II.- PRUEBAS DE BOMBEO.

2.1.- GENERALIDADES.

El conocimiento de las características físicas e hidráulicas del sistema acuífero es básico para el estudio de los problemas señalados.

Generalmente, un buen corte geológico derivado de la clasificación de las muestras de los materiales atravesados durante la perforación, proporciona una idea del tipo de sistema de que se trata. De la correlación de la litología de los materiales con los rangos de permeabilidad correspondientes, puede deducirse la transmisibilidad del acuífero; lógicamente, el valor así obtenido es sólo aproximado, ya que durante la perforación y el muestreo se alteran las condiciones que tiene el material in situ, especialmente por lo que se refiere al acomodo y grado de compactación, factores que tienen gran influencia en la permeabilidad.

2.2.- OBJETIVOS DE LA PRUEBA.

Sin embargo, la transmisibilidad deducida en esta forma es prácticamente puntual, y la respuesta de los niveles al bombeo depende más bien de la transmisibilidad media de la porción de acuífero afectada por el mismo. Por otra parte, dicha respuesta no sólo es función de la transmisibilidad, sino también de otras propiedades hidráulicas y de las condiciones de frontera particulares del sistema de que se trata. Es necesario, pues, efectuar una prueba que dé una idea del tipo de sistema, y proporcione valores de las características hidráulicas del acuífero en el área de influencia del bombeo. Tales son los objetivos de la llamada "prueba de bombeo".

La prueba consiste en observar los efectos provocados en la superficie freática o piezométrica de un acuífero por la extracción de un caudal conocido. Los efectos (abajamientos) son registrados en el pozo de bombeo y en pozos próximos a él.

2.3.- SELECCION DEL SITIO DE PRUEBA.

En ocasiones, el sitio de la prueba está obligado; por ejemplo, cuando se trata de un problema de carácter local o interesa conocer las características hidráulicas del acuífero en un sitio específico.

En estudios geohidrológicos de carácter regional, generalmente hay cierta flexibilidad para elegir el sitio de prueba. Habiendo disponibilidad presupuestal para construir pozos con este fin, la prueba puede llevarse a cabo en el sitio que más convenga; aunque lo más frecuente es que tengan que utilizarse pozos ya existentes. Si en el área de interés hay varios pozos utilizables para el propósito de que se trata, en la elección del más adecuado deben considerarse los aspectos siguientes:

- que el equipo de bombeo se encuentre en condiciones apropiadas para sostener un caudal constante durante la prueba.
- que la profundidad al nivel del agua sea fácilmente medible.
- que el caudal de extracción pueda ser fácilmente aforado.
- que el agua bombeada no se infiltre hasta el acuífero en las proximidades del pozo.
- que las características constructivas y el corte geológico del pozo sean conocidos, y
- que los pozos próximos no operen durante la prueba.

Puesto que no es fácil que se cumplan simultáneamente todos estos requisitos, en cada caso deberá juzgarse con cierto criterio, si el incumplimiento de uno o varios de ellos obstaculiza significativamente o no, el buen desarrollo y la interpretación de la prueba.

2.4.- POZOS DE OBSERVACIÓN.

Para la interpretación completa de una prueba, lo ideal es contar con uno o varios pozos de observación -- dispuestos a diferentes distancias del pozo de bombeo. Cuando esto es posible las características deducidas son más -- confiables y representativas de un área mayor. Por ello, -- es muy recomendable disponer al menos de un pozo de observación.

Ubicación de los Pozos de Observación.

De gran importancia es la adecuada ubicación de los pozos de observación con respecto al de bombeo. No hay una regla fija que indique la distancia a que deben situarse, ya que ésta depende de las condiciones locales particulares de cada caso. En términos generales, el emplazamiento de los pozos de observación a distancias entre 30 y 100 m del pozo de bombeo, es adecuado en la mayoría de los casos; aunque para una ubicación más cuidadosa deben contemplarse los aspectos siguientes: el tipo y la transmisibilidad del acuífero, el caudal de descarga, la ubicación y longitud del cedazo del pozo de bombeo.

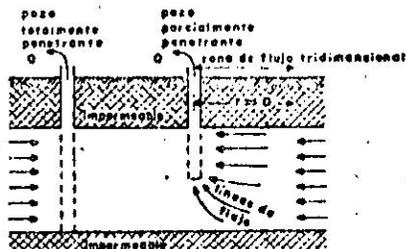
En acuíferos confinados la propagación de los efectos del bombeo es muy rápida y, por tanto, los abatimientos pueden ser medibles a distancias hasta de varios cientos de metros, incluso para tiempos cortos de bombeo. Por esta razón, en este tipo de acuíferos los pozos de observación pueden situarse bastante alejados del pozo de prueba. En cambio, en los acuíferos freáticos la propagación de los abatimientos es mucho más lenta; por consiguiente, los pozos de observación deben situarse más próximos al de bombeo, a fin de que los abatimientos sean medibles sin prolongar demasiado la prueba.

Mientras mayor es la transmisibilidad de un acuífero más extenso es el cono de abatimientos. Entonces, en un acuífero de alta transmisibilidad los pozos de observación pueden situarse más alejados del pozo de bombeo, que en un acuífero de transmisibilidad baja.

La magnitud de los abatimientos es directamente proporcional al caudal bombeado. Si éste es pequeño, los abatimientos provocados en pozos de observación relativamente alejados pueden no ser medibles, aun cuando la influencia del bombeo ya se haya extendido hasta ellos. Por tanto, mientras más bajo sea el caudal extraído, más próximos deben situarse los pozos de observación.

Cuando el cedazo del pozo de bombeo capta la mayor parte del espesor del acuífero, el flujo es predominantemente lateral. En este caso, los pozos de observación registran el mismo abatimiento independientemente de la posición y de la ubicación de su cedazo. Por el contrario, si el cedazo

del pozo bombeado capta sólo una parte del espesor del acuífero, la distribución vertical de los abatimientos no es uniforme, debido a que el flujo es tridimensional en las proximidades del pozo; como consecuencia, los abatimientos registrados en un pozo de observación dependen de la ubicación y longitud de su cedazo, y la interpretación de la prueba resulta bastante más complicada. Por esta razón, en tal caso es preferible emplazar los pozos de observación a distancias mayores de 1.5 veces el espesor del acuífero, para las cuales el flujo es prácticamente horizontal.



Profundidad de los Pozos de Observación.-

Tan importante como su ubicación con respecto al pozo de bombeo, es la adecuada profundidad de los pozos de observación. Naturalmente, debe cuidarse que estos capten el mismo acuífero que está siendo bombeado. Cuando el pozo de bombeo capta la mayor parte del espesor del acuífero, y éste es más o menos homogéneo, no es necesario que los pozos de observación penetren totalmente al acuífero, siendo suficiente un cedazo de longitud reducida, de preferencia ubicado a la profundidad en que se encuentra la parte media del cedazo del pozo de bombeo.

Sin embargo, si el acuífero tiene intercalaciones de materiales arcillosos, es conveniente que el cedazo de los pozos de observación sea de mayor longitud o, todavía mejor, que se construyan pozos de observación que capten cada estrato permeable, con el propósito de definir la intercon-

xión entre ellos. Así mismo, cuando se trata de acuíferos se miconfinados, es conveniente instalar también pozos de observación en el estrato semiconfinante, con el objeto de registrar los abatimientos provocados en él, lo que permite un conocimiento más preciso de su permeabilidad vertical.

Limitaciones.-

Obviamente, el empleo de pozos de observación enfrenta una gran dificultad: su construcción en la mayoría de los casos no es viable por limitaciones económicas. Por otra parte, aun cuando dichas limitaciones no sean muy serias, es frecuente que no se aprecie lo suficiente la utilidad de una prueba confiable, y que la construcción de los pozos "testigo" se considere un gasto inútil.

Al respecto, cabe aclarar que el costo de tales pozos no es muy significativo, ya que su diámetro puede ser muy reducido y, por lo general, no se requiere que penetren totalmente al acuífero; por el otro lado, el mejor conocimiento del tipo de sistema y de sus características hidráulicas, que se logra cuando se dispone de ellos, es invaluable en el estudio de diversos problemas de agua subterránea.

Cuando no se dispone de medios económicos para construirlos, pero se tiene cierta libertad para elegir el emplazamiento del pozo de bombeo, éste puede ubicarse en las proximidades de pozos existentes para utilizarlos en la prueba, siempre y cuando las características de ellos sean adecuadas para tal fin. Lo más común, sin embargo, es que no se disponga de pozos de observación, y que la prueba se limite a observar los abatimientos en el pozo de bombeo. Debido a que en su interior y en su vecindad inmediata se presentan efectos locales complejos, difíciles de tomar en cuenta en las soluciones teóricas (concentraciones de flujo; influencia del filtro de grava; pérdidas por entrada, fluctuaciones, cambios de dirección; turbulencias . . .), la interpretación de las pruebas en este caso es aún muy dudosa y, por lo mismo, los resultados de ella deben tomarse con ciertas reservas.

2.5.- DURACION DE LA PRUEBA.

La duración recomendable de una prueba de bombeo depende de las características del sistema acuífero estudiado y de la precisión con que se desea conocer sus características hidráulicas; desde luego, en la práctica está sujeta a la

disponibilidad de los pozos (cuando se utilizan pozos particulares) y a limitaciones económicas. Una prueba de larga duración tiene varias ventajas: las características deducidas de su interpretación son representativas de una área mayor, ya que los efectos del bombeo se propagan a mayor distancia; en ocasiones, revela la presencia de fronteras laterales; en algunos casos, se alcanza la estabilización del cono de abatimiento, facilitando la interpretación de la prueba.

La duración recomendable varía entre varias - - horas y varios días, siendo conveniente prolongarla tanto como sea posible, sobre todo cuando se cuenta con pozos de observación; en caso contrario, no se justifica realizar pruebas largas y, en general, son suficientes unas cuantas horas de bombeo. En todo caso, el graficado, en el sitio de prueba, del comportamiento de los niveles del agua proporciona elementos de juicio para continuar o suspender la prueba, como se indica más adelante.

Para verificar los resultados deducidos mediante la llamada "etapa de bombeo" ó "etapa de abatimiento", se lleva a cabo la llamada "etapa de recuperación", que consiste en observar el comportamiento de los niveles al suspender el bombeo durante un cierto tiempo; la duración de esta etapa es, generalmente, semejante a la de la etapa anterior.

2.6.- EJECUCION DE LA PRUEBA.

Antes de iniciar la prueba, se revisará el equipo a utilizar (cronómetros, sondas, cintas métricas, escuadra para aforo, etc.); para verificar su correcto funcionamiento. El cable de las sondas deberá ser previamente calibrado. Cuando se cuente con varias sondas, se procurará, en lo posible, que todas las observaciones en un pozo se efectúen con la misma sonda.

Seguidamente, se llevarán a cabo las actividades siguientes:

a).- Inmediatamente antes de iniciar el bombeo, se medirá la profundidad al nivel estático en el pozo de bombeo y en el (o los) de observación. Se anotará la hora de iniciación de la prueba y las lecturas iniciales con el nombre de los pozos a que corresponden.

7
8

TIEMPO DE BOMBEO, EN MINUTOS

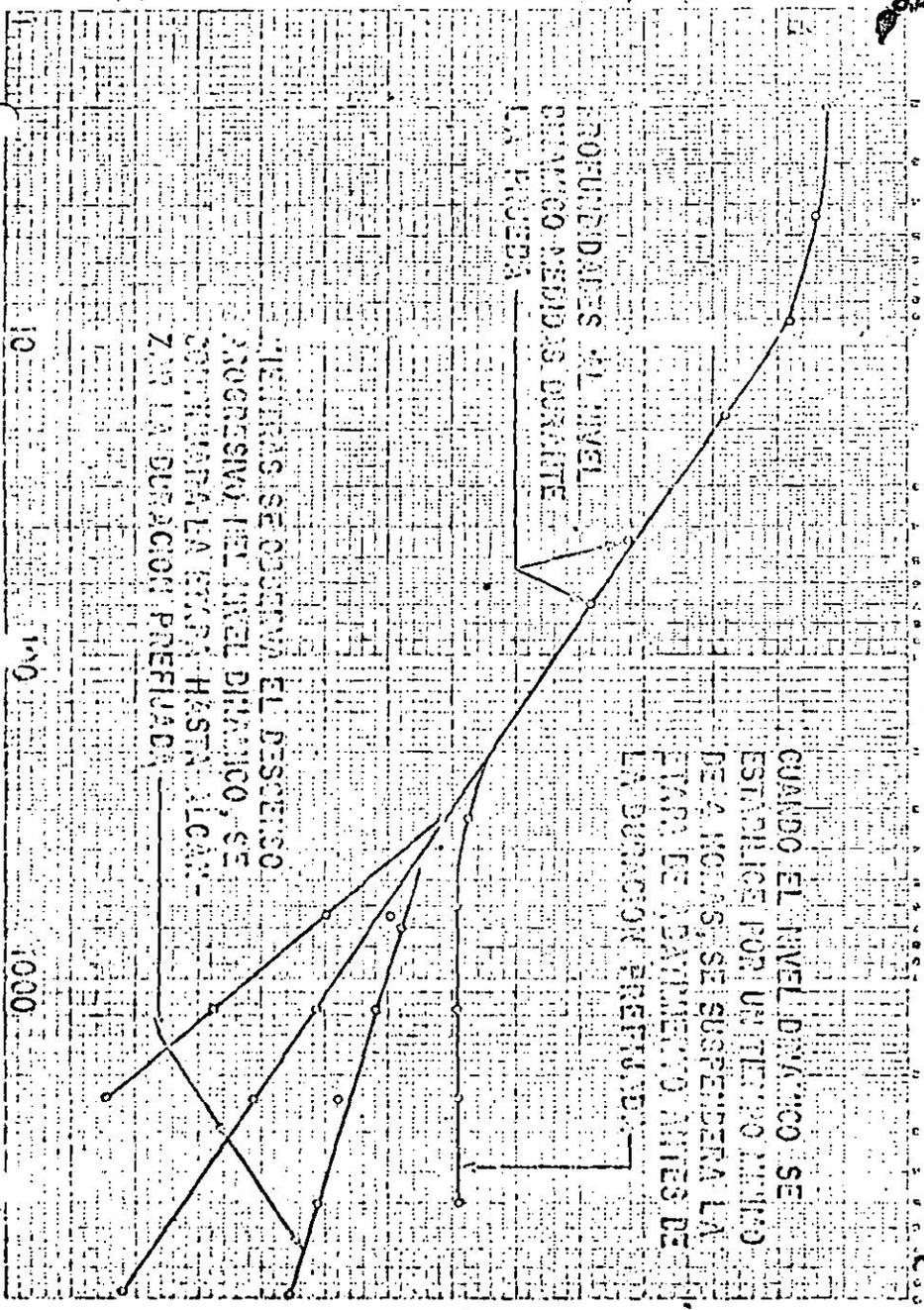


FIG. No 2

b).- Se iniciará el bombeo, procurando mantener un caudal constante, y se procederá a medir la profundidad al nivel del agua en el pozo de bombeo y en el (o los) de observación, con la secuela de tiempos que se indica a continuación:

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACION DEL BOMBEO
1	Inmediatamente antes de iniciar el bombeo.
2	15 Segundos
3	30 Segundos
4	1 Minuto
5	2 Minutos
6	4 Minutos
7	8 Minutos
8	15 Minutos
9	30 Minutos
10	1 Hora
11	2 Horas
12	4 Horas
13	8 Horas
14	16 Horas
15	24 Horas
16	32 Horas
17	40 Horas
18	48 Horas

c).- A intervalos de tiempo seleccionados, se harán las observaciones o lecturas necesarias para cuantificar el caudal de bombeo.

d).- Con las observaciones realizadas, se - - - construirá, en el sitio de prueba, la gráfica de variación del nivel dinámico en el tiempo, para el pozo de bombeo y - para cada uno de los pozos de observación. En la graficación podrá utilizarse papel con trazado aritmético o semilogarítmico (los tiempos se llevarán en la escala logarítmica). Estas gráficas son útiles para juzgar el correcto desarrollo de la prueba: permiten detectar errores de medición, variaciones sensibles de caudal y otras anomalías causadas por factores externos, y constituyen un elemento de juicio para continuar o suspender una prueba.

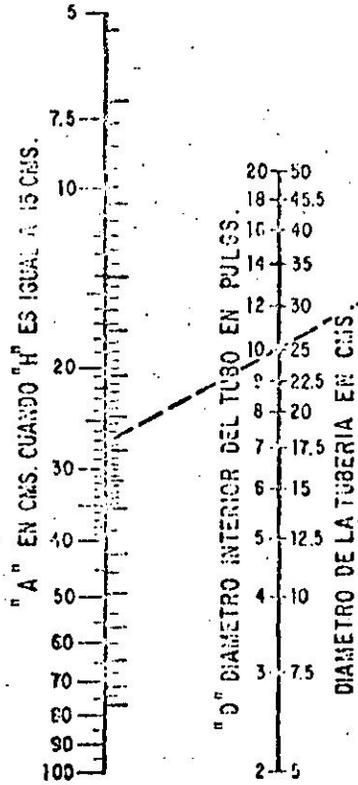
11

NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

$$Q = 0.0174 \frac{A \cdot D^2}{\sqrt{H}}$$

D, P, A, EN CM.
Q EN LPS

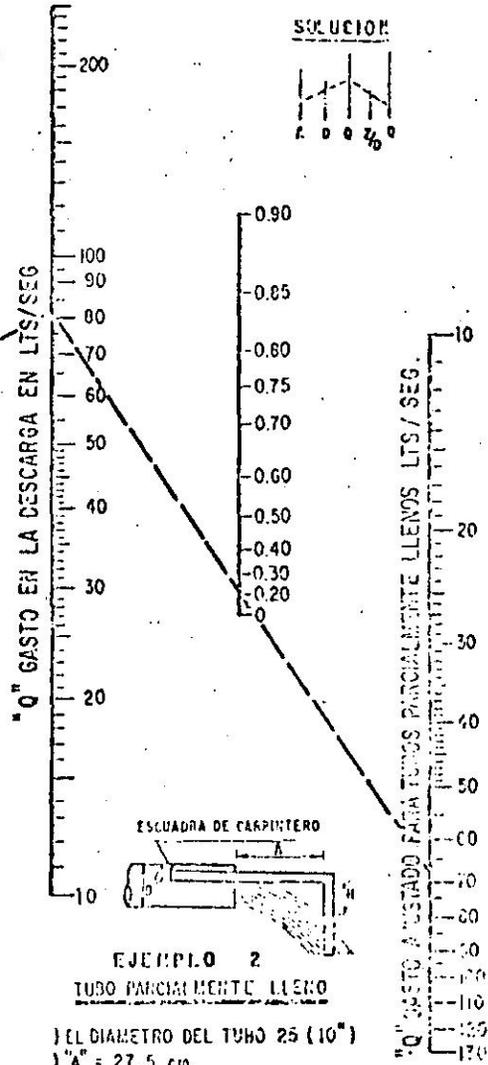


ESCUADRA DE CARPINTERO
O REGLA MEGADIZA

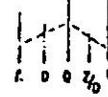


EJEMPLO 1
TUBO LLENO

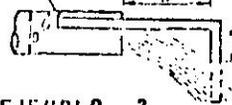
- } EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
- } A = 27.5 cm.
- } H = 15 cm.
- } Q = 81 LTS./SEG.



SOLUCION



ESCUADRA DE CARPINTERO



EJEMPLO 2
TUBO PARCIALMENTE LLENO

- } EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
- } A = 27.5 cm.
- } H = 15 cm.
- } Z = 5 cm.

$$Z/D = \frac{\text{FALTANTE}}{\text{DIAMETRO}} = \frac{5}{25} = \frac{1}{5} = 0.20$$

Q = 68 LTS/SEG.

VALORES DEL COEFICIENTE
DE
DESCARGA K' EN TUBERIAS

DIAMETRO DE ORIFICIO (")	DIAMETRO DE DESCARGA EN PULGAS							
	3	4	5	6	7	8	10	12
2	0.439	0.453	0.522	0.553				
2 1/4	0.892	0.910	0.718	0.708	0.697			
2 1/2	1.243	0.973	0.911	0.881	0.870	0.859		
2 3/4		1.296	1.117	1.074	1.057	1.046		
3		1.952	1.505	1.488	1.476	1.458	1.221	
3 1/4		2.405	1.856	1.832	1.823	1.822	1.481	
3 1/2			2.014	1.945	1.787	1.735	1.706	
3 3/4			2.305	2.165	2.081	2.005	1.933	1.939
4			3.097	2.546	2.387	2.308	2.245	2.220
4 1/4				2.979	2.759	2.646	2.553	2.513
4 1/2				3.575	3.172	3.021	2.890	2.830
4 3/4				4.205	3.615	3.420	3.240	3.162
5				4.973	4.177	3.951	3.706	3.531
5 1/4					4.662	4.350	4.084	3.904
5 1/2					5.259	4.880	4.470	4.310
5 3/4					6.572	5.946	4.928	4.719
6						6.326	5.459	5.162
6 1/4						7.280	6.019	5.591
6 1/2						8.299	6.450	6.013
6 3/4							7.303	6.751
7							8.042	7.136
7 1/4							8.653	8.008
7 1/2							9.911	8.834
7 3/4							11.047	9.405
8							12.331	10.135
8 1/4								10.980
8 1/2								11.950
8 3/4								13.015
9								14.301
9 1/4								15.523
9 1/2								17.494
9 3/4								18.667
10								19.923

$$Q = K' \sqrt{h}$$

Q en lps

h en ca.

e).- La duración de la etapa de bombeo, fijada inicialmente como se indicó en (2.5) podrá modificarse con el criterio siguiente:

- Si el caudal de bombeo varía apreciablemente, en forma continua e incontrolable, se suspenderá la prueba.
- Cuando en la gráfica nivel dinámico-tiempo, - del pozo bombeado (en trazado semilogarítmico o aritmético) se observe una estabilización del nivel dinámico por un tiempo mínimo de 4 hs, podrá suspenderse la etapa de bombeo antes de alcanzar la duración prefijada, (ver gráfica anexa).

f).- Una vez concluida la etapa de bombeo, se iniciará la de recuperación, en la que se efectuarán observaciones en los tiempos indicados a continuación:

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA SUSPENSIÓN DEL BOMBEO
1	Inmediatamente antes de suspender el bombeo.
2	15 Segundos
3	30 Segundos
4	1 Minuto
5	2 Minutos
6	4 Minutos
7	8 Minutos
8	15 Minutos
9	30 Minutos
10	1 Hora
11	2 Horas
12	4 Horas
13	8 Horas
14	16 Horas
15	24 Horas
16	32 Horas
17	40 Horas
18	48 Horas

g).- Los tiempos indicados en los incisos b) y f) son una guía de la frecuencia con la que deben realizarse las observaciones. Si, por cualquier causa, no puede hacer-

se contacto con el nivel dinámico en el tiempo señalado, se hará la medición y se indicará el tiempo real a que corresponde.

2.7.- COMENTARIOS GENERALES.

De todo lo expuesto se desprende que una prueba de bombeo requiere una cuidadosa programación e implica un cierto gasto más o menos significativo. Desde luego, la duración del bombeo y el número de pozos de observación recomendables en cada caso particular, depende del tipo de problema de que se trate. En muchos casos no se justifica una prueba larga, ni la construcción de pozos "testigo"; por ejemplo, cuando se trata de problemas de carácter muy local. En cambio, cuando se trata de problemas más complejos o de carácter regional, como el cálculo de la disponibilidad de agua subterránea de una zona, o el diseño de un campo de pozos o de un sistema de drenaje agrícola, se justifica plenamente el gasto que implica la ejecución de una prueba completa, ya que un conocimiento insuficiente o equivocado de las características del sistema, se puede traducir en graves perjuicios económicos.

III.- ANALISIS DE LAS PRUEBAS.

La interpretación de las pruebas de bombeo en acuíferos granulares, se basa en soluciones teóricas deducidas resolviendo la ecuación diferencial de flujo, para las condiciones de frontera representativas de diversos sistemas. Dichas soluciones expresan matemáticamente el comportamiento de los niveles piezométricos en el área estudiada por el bombeo.

Al realizar una prueba, la gráfica de las observaciones sugiere el tipo de sistema de que se trata. Mediante consideraciones geológicas, hidrológicas y topográficas, basadas en la información complementaria disponible (corrosivos geológicos, registros eléctricos, geología superficial, presencia de canales o ríos, pendiente topográfica, etc.), se confirma, modifica o descarta la suposición hecha inicialmente. Una vez identificado el sistema, a partir de las ecuaciones correspondientes pueden deducirse las características hidráulicas buscadas.

Naturalmente, para que el problema sea atacable analíticamente, es necesario simplificar los sistemas conside

rados, introduciendo algunas hipótesis. Las más comunes son:

- el acuífero tiene extensión lateral infinita.
- el acuífero es homogéneo, isótropo y de espesor uniforme en el área afectada por el bombeo.
- la superficie piezométrica o la superficie freática, según el caso, es aproximadamente horizontal en el área de influencia del bombeo, antes de iniciarse la prueba.
- el caudal de descarga es constante.
- el pozo capta totalmente el espesor del acuífero.

Aparentemente, estas hipótesis limitan seriamente la aplicabilidad de las soluciones a casos reales; sin embargo, no deben considerarse en forma rigurosa sino con un enfoque práctico. Es claro que las condiciones naturales siempre diferirán en cierta medida de las condiciones teóricas; pero en muchos casos tales desviaciones no son significativas desde el punto de vista práctico.

Conviene aclarar, sobre todo, que las hipótesis señaladas deben cumplirse, exclusivamente, en el área afectada por el bombeo, la cual no es de extensión muy considerable. Este hecho hace a las hipótesis más "razonables". En efecto, las características hidráulicas y el espesor medio de un acuífero, generalmente no presentan variaciones importantes en el área comprendida por el cono de abatimientos; en condiciones naturales la superficie freática o la superficie piezométrica tienen gradientes muy pequeños, por lo que pueden suponerse prácticamente horizontales; en cuanto a la homogeneidad, la presencia de intercalaciones de materiales de litología y permeabilidad diferentes a las del acuífero, sólo afectan localmente la distribución de abatimientos, pero no influyen significativamente en el comportamiento de conjunto del acuífero.

Obviamente, cuando las condiciones reales se apartan notablemente de las establecidas en las hipótesis, las soluciones basadas en éstas dejan de ser aplicables, y es ne-

cesario utilizar otras soluciones cuyas hipótesis se ajusten razonablemente a la situación real.

3.1.- MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO.

Cuando un pozo es bombeado, la superficie freática (o piezométrica) del acuífero es abatida en sus alrededores. El abatimiento provocado es máximo en el pozo de bombeo y decrece conforme aumenta la distancia al pozo, hasta ser prácticamente nulo. Como el abatimiento a cierta distancia del pozo es el mismo en todas direcciones, el área de influencia del bombeo es un círculo (si el acuífero es relativamente homogéneo e isótropo) cuyo radio depende de las características hidráulicas y del tiempo de bombeo, entre otros factores.

Dado que la presión mínima se tiene en el pozo de bombeo, el agua fluye hacia él desde todas direcciones. Si el flujo es horizontal, conforme el agua se acerca al pozo, se mueve a través de superficies cilíndricas de área cada vez menor; como consecuencia, la velocidad del agua va incrementando conforme ésta se acerca al pozo. Puesto que la velocidad es proporcional al gradiente hidráulico, de acuerdo con la ley de Darcy, la pendiente de la superficie piezométrica incrementa gradualmente hacia el pozo, lo que da a dicha superficie una forma aproximadamente cónica. Por ello, a la depresión piezométrica provocada por el bombeo, se le acostumbra llamar "cono de depresión".

El agua bombeada por el pozo es tomada del almacenamiento del acuífero. Si no hay recarga vertical en el área afectada por el bombeo, la depresión piezométrica se va expandiendo afectando un área cada vez mayor. Al crecer el área afectada, los abatimientos necesarios para mantener la extracción del pozo son cada vez menores, alcanzándose un momento en el que la superficie piezométrica se estabiliza en las proximidades del pozo. En estas condiciones se dice que el flujo está establecido.

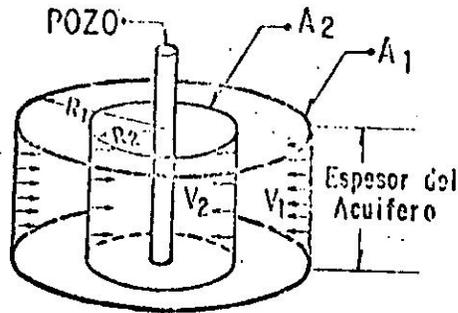
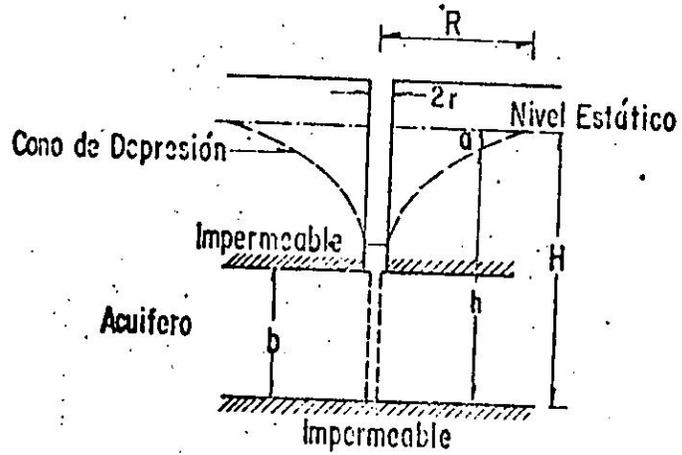
3.2.- POZOS EN ACUIFEROS CONFINADOS.

Pruebas en régimen de flujo establecido.-

Puede demostrarse que la solución de la ecuación diferencial

$$\frac{d^2h}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} = 0 \quad (1)$$

MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO

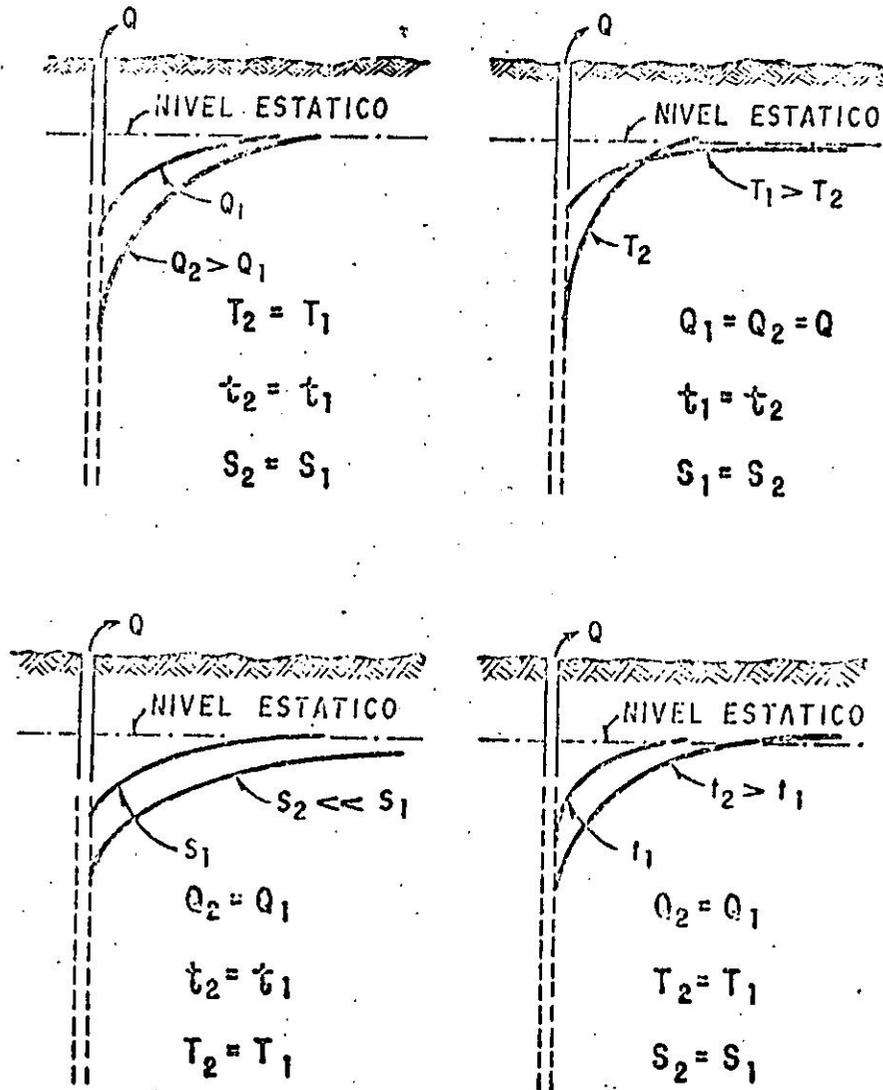


$$R_1 = 2 R_2 \quad A_1 = 2 A_2$$

$$V_2 = 2 V_1$$

FIG. Nº 5

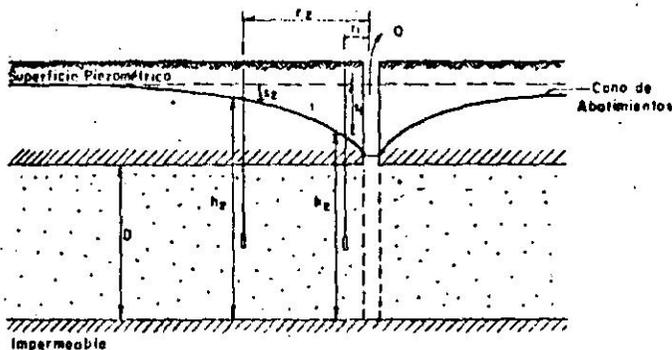
FIG. C.- INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q) TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION



sujeta a las condiciones de frontera correspondientes al sistema ilustrado en la figura, es:

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi Kb} L \frac{r_1}{r_2} \quad (2)$$

en la que: h_1 y h_2 son las elevaciones del nivel del agua a las distancias r_1 y r_2 del pozo de bombeo, respectivamente; Q , el caudal bombeado; K , la permeabilidad del acuífero, y b , su espesor saturado. Esta solución se basa en la hipótesis de que el flujo hacia el pozo se encuentra establecido, y en todas las --
antes señaladas.



La expresión anterior, llamada "Fórmula de - -
Thiem", permite calcular la permeabilidad cuando se conoce la posición del nivel del agua en dos pozos de observación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_2 - a_1)} L \frac{r_1}{r_2} \quad (3)$$

Cuando sólo se dispone de un pozo de observación, la permeabilidad se deduce mediante la ecuación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_p - a_1)} L \frac{r_1}{r_p} \quad (4)$$

POTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THIEGM

- ACUIFERO HOMOGENEO E ISOTROPO EN EL AREA AFECTADA POR EL BOMBEO.
- EL ESPESOR DEL ACUIFERO ES CONSTANTE (ACUIFERO - CONFINADO) O EL ESPESOR SATURADO INICIAL ES CONS - TANTE ANTES DE INICIAR EL BOMBEO (ACUIFERO LIBRE).
- EL POZO ES TOTALMENTE PENETRANTE.
- LA SUPERFICIE PIEZOMETRICA O FREATICA ES HORIZON - TAL ANTES DE INICIARSE EL BOMBEO.
- EL ABATIMIENTO EN LAS PROXIMIDADES DEL POZO NO VA - RIA EN EL TIEMPO.

en la que r_p es el radio del pozo de bombeo, y a_p es el abatimiento registrado en el mismo. Esta expresión debe utilizarse con reservas, porque el abatimiento medido en el pozo está influenciado por las pérdidas locales en el pozo de bombeo.

Aun cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporcionan información respecto al coeficiente de almacenamiento, ni permiten calcular los abatimientos en función del tiempo.

Pruebas de bombeo en régimen transitorio.-

En 1935, C. V. Theis inició el estudio de la hidráulica de pozos en régimen transitorio, al desarrollar la fórmula que lleva su nombre. Mediante ella pueden deducirse los valores de los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, a partir de los abatimientos registrados en uno o varios pozos de observación para diferentes tiempos de bombeo, con la ventaja de que no es necesario esperar la estabilización del cono de abatimientos, como en el caso anterior.

La solución desarrollada por Theis, es:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (5)$$

donde: a es el abatimiento registrado a la distancia r del pozo de bombeo; Q , es el caudal; T , la transmisibilidad; $W(u)$, la función de pozo, y

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad (6)$$

Con base en las expresiones (5) y (6), Theis desarrolló el método gráfico-numérico de solución para determinar los parámetros T y S , que a continuación se describe:

- a).- Trazar la curva tipo $W(u) - 1/u$ en papel con trazado doble logarítmico.
- b).- Construir la gráfica abatimiento-tiempo del pozo de observación en papel idéntico al utilizado en el inciso a).
- c).- Superponer las gráficas manteniendo los ejes paralelos, y buscar la coincidencia de la

HIPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THEIS

- a).- EL ACUIFERO ES HOMOGENEO E ISOTROPO.
- b).- EL ESPESOR SATURADO DEL ACUIFERO ES CONSTANTE.
- c).- EL ACUIFERO TIENE EXTENSION LATERAL INFINITA.
- d).- EL CAUDAL BOMBEADO PROCEDE DEL ALMACENAMIENTO DEL ACUIFERO.
- e).- EL POZO ES TOTALMENTE PENETRANTE.
- f).- EL ACUIFERO LIBERA EL AGUA INSTANTANEAMENTE AL ABATIRSE LA SUPERFICIE PIEZOMETRICA.

curva de campo y curva tipo.

- d).- Seleccionar un punto de ajuste y obtener sus coordenadas en los cuatro ejes.
- e).- Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (5) y (6), despejando los valores de T y S.

En la figura se muestra la curva tipo; la figura ilustra la interpretación de una prueba de bombeo.

En general, debe darse menor peso a los puntos correspondientes a los tiempos más cortos, pues en esta parte de la prueba pueden tenerse las mayores discrepancias entre las condiciones reales y las hipótesis establecidas para obtener la fórmula: hay cierto retraso entre el abatimiento de la superficie piezométrica y la liberación del agua, retraso que puede ser mayor en esta parte de la prueba, en la que los niveles se abaten rápidamente; el caudal puede variar apreciablemente por el incremento brusco de la carga de bombeo, etc. Para tiempos mayores de bombeo, estas discrepancias se van minimizando y se tiene un mejor ajuste entre la teoría y las condiciones reales.

Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas, fué desarrollado por Jacob, quien observó que para tiempos largos ($t > 5Sr^2/T$), la ecuación (5) puede expresarse:

$$s = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 Tt}{r^2 S}$$

A partir de esta fórmula, desarrolló el método gráfico de interpretación que lleva su nombre, y que consiste en lo siguiente:

- a).- Construir la gráfica abatimiento (en escala aritmética) contra tiempo (en escala logarítmica).
- b).- Pasar una recta por los puntos que se alinean, y determinar su pendiente. Los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba se apartan generalmente

CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS
 TOTALMENTE PENETRANTES EN ACUIFEROS CONFINANTES

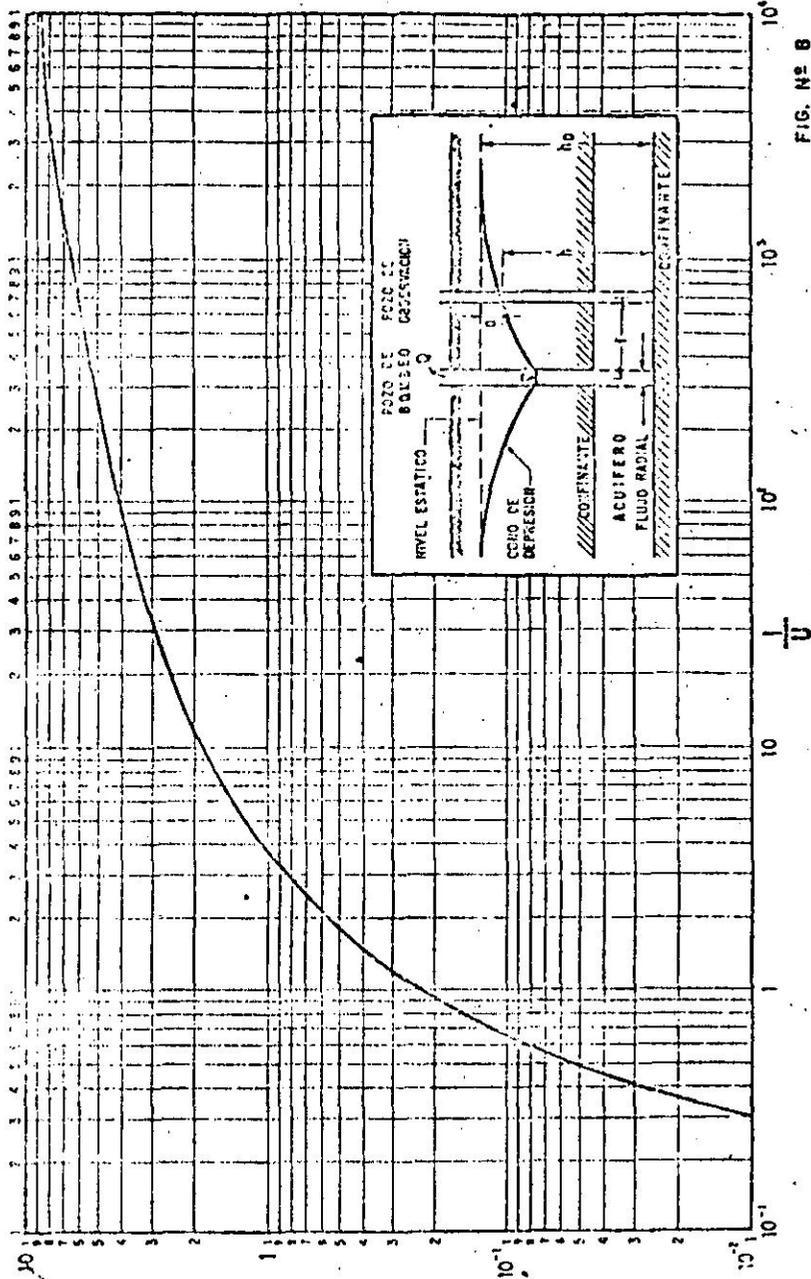


FIG. N° 8

de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5r^2S/T$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.

- c).- Si la pendiente de la recta de ajuste es $\frac{p}{r^2}$ la transmisibilidad puede obtenerse de la expresión:

$$T = \frac{0.183 Q}{p}$$

- d).- Determinar el valor de t , t_0 , para el cual la prolongación de la recta de ajuste interseca la línea de abatimiento nulo.

- e).- Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión:

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2}$$

El mismo método puede seguirse cuando se conocen los abatimientos en varios pozos de observación para un tiempo dado. En este caso se grafica el abatimiento contra la distancia (en escala logarítmica). Los coeficientes buscados se obtienen mediante las fórmulas:

$$T = \frac{0.366 Q}{p}$$

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r_0^2}$$

en que r_0 es el valor de r para el cual la prolongación de la recta de ajuste interseca la línea de abatimiento nulo.

La forma más general del método se aplica cuando se tienen observaciones en varios pozos de observación para diferentes tiempos. En este caso, se llevan en el eje logarítmico los valores de la relación t/r^2 , y se sigue la secuela descrita anteriormente.

En la figura se compara la curva tipo de Theis con la aproximación de Jacob, en trazado semilogarítmico; en la figura se ejemplifica la aplicación del método.

INTERPRETACION DE UNA PRUEBA DE BOMBEO

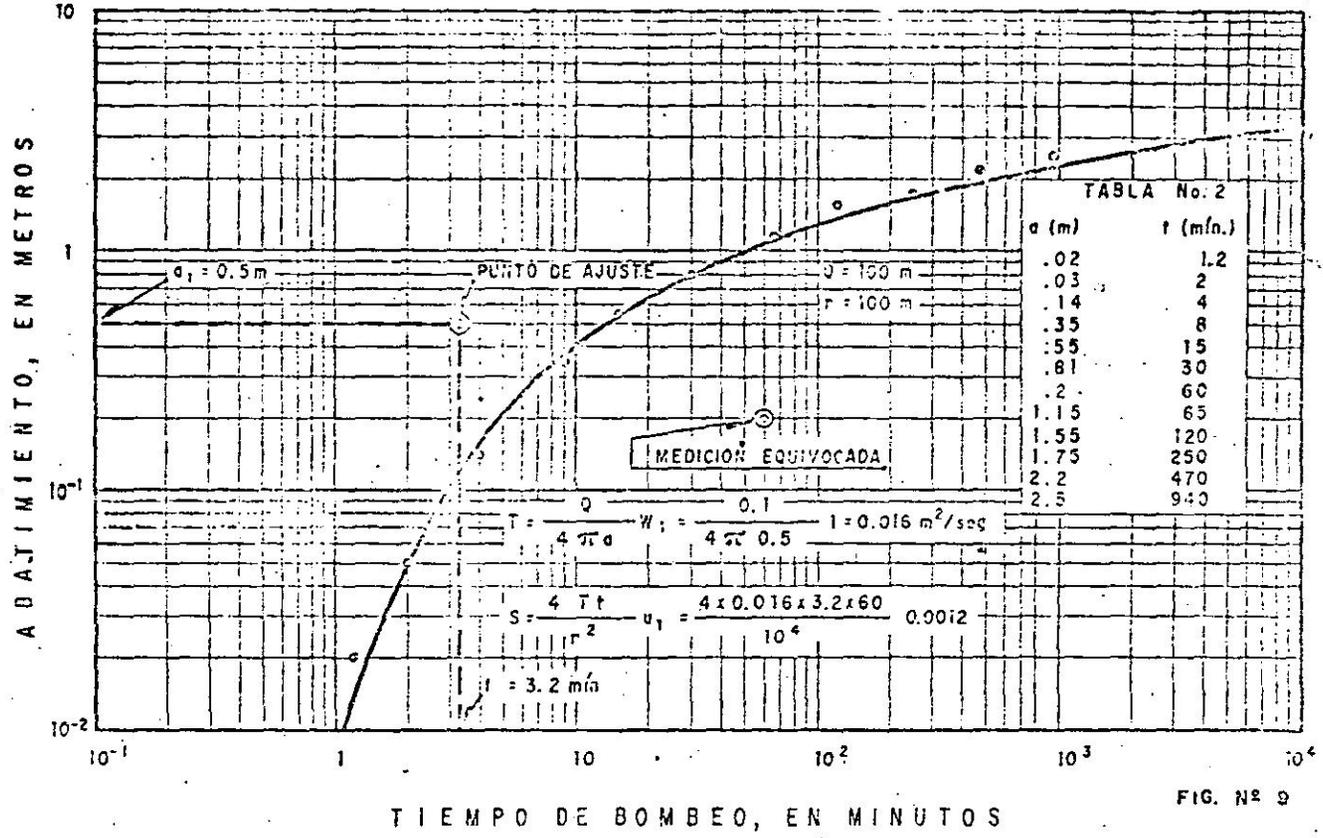
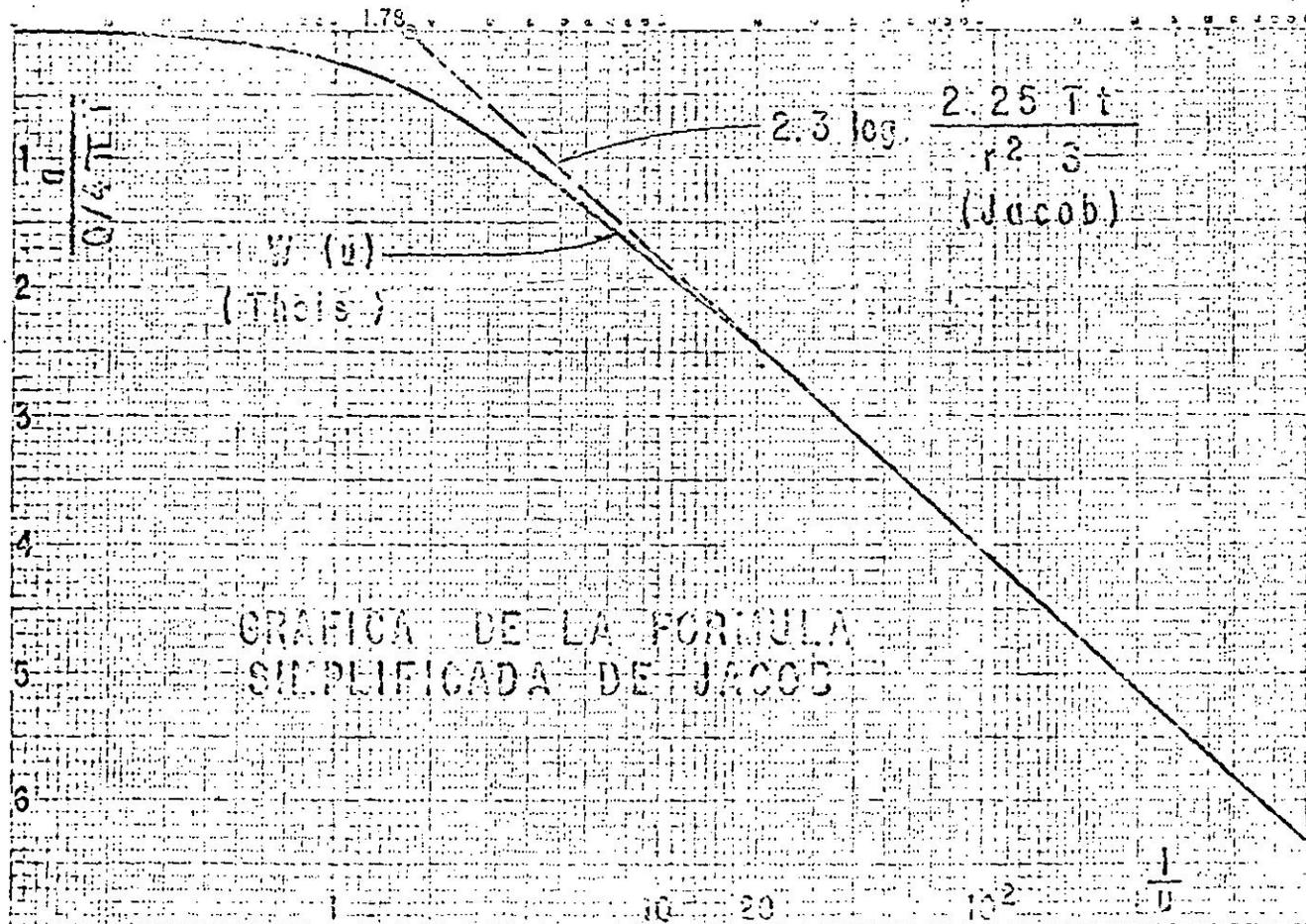


FIG. N° 9

26 26



GRAFICA DE LA FORMULA
SIMPLIFICADA DE JACOB

272

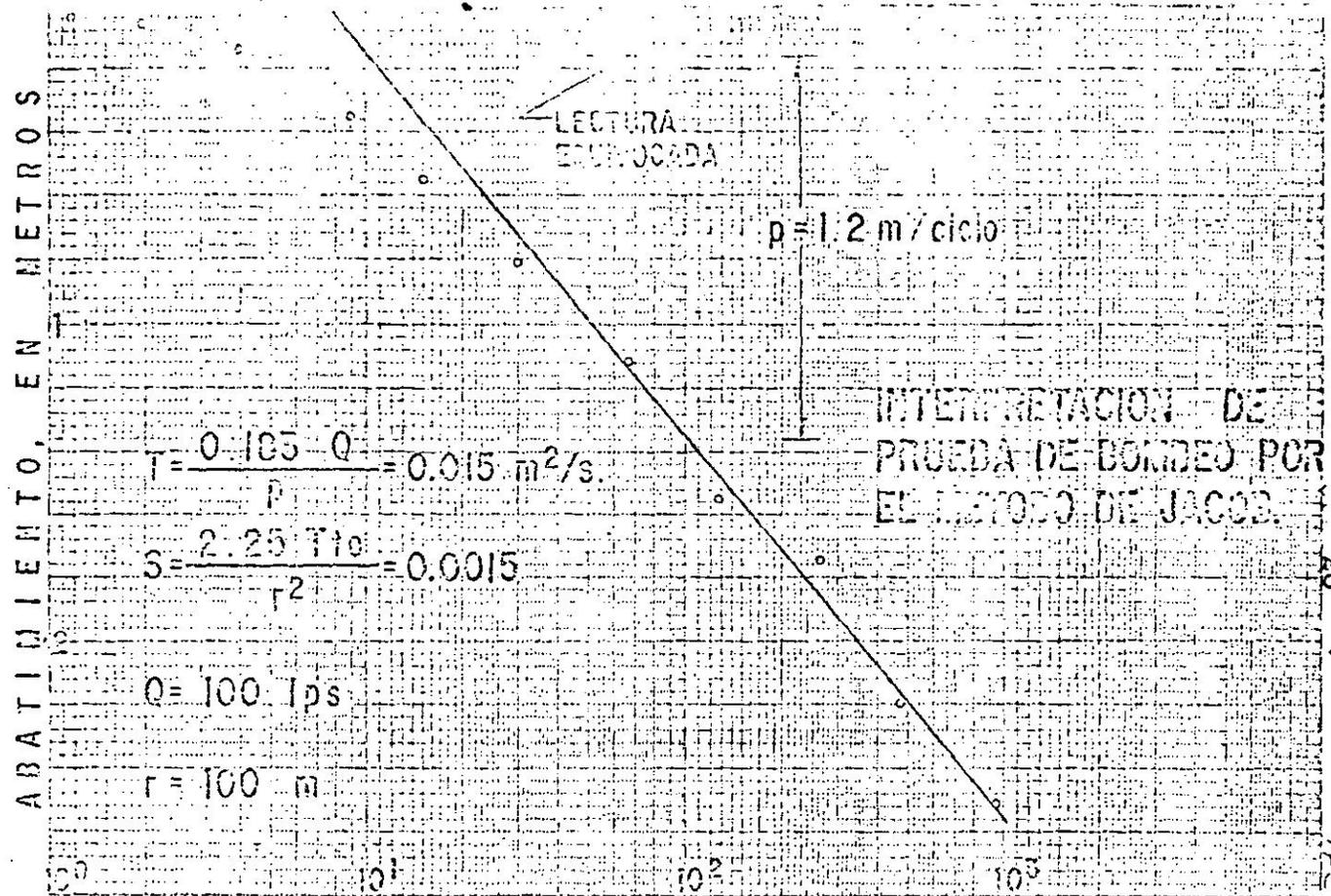
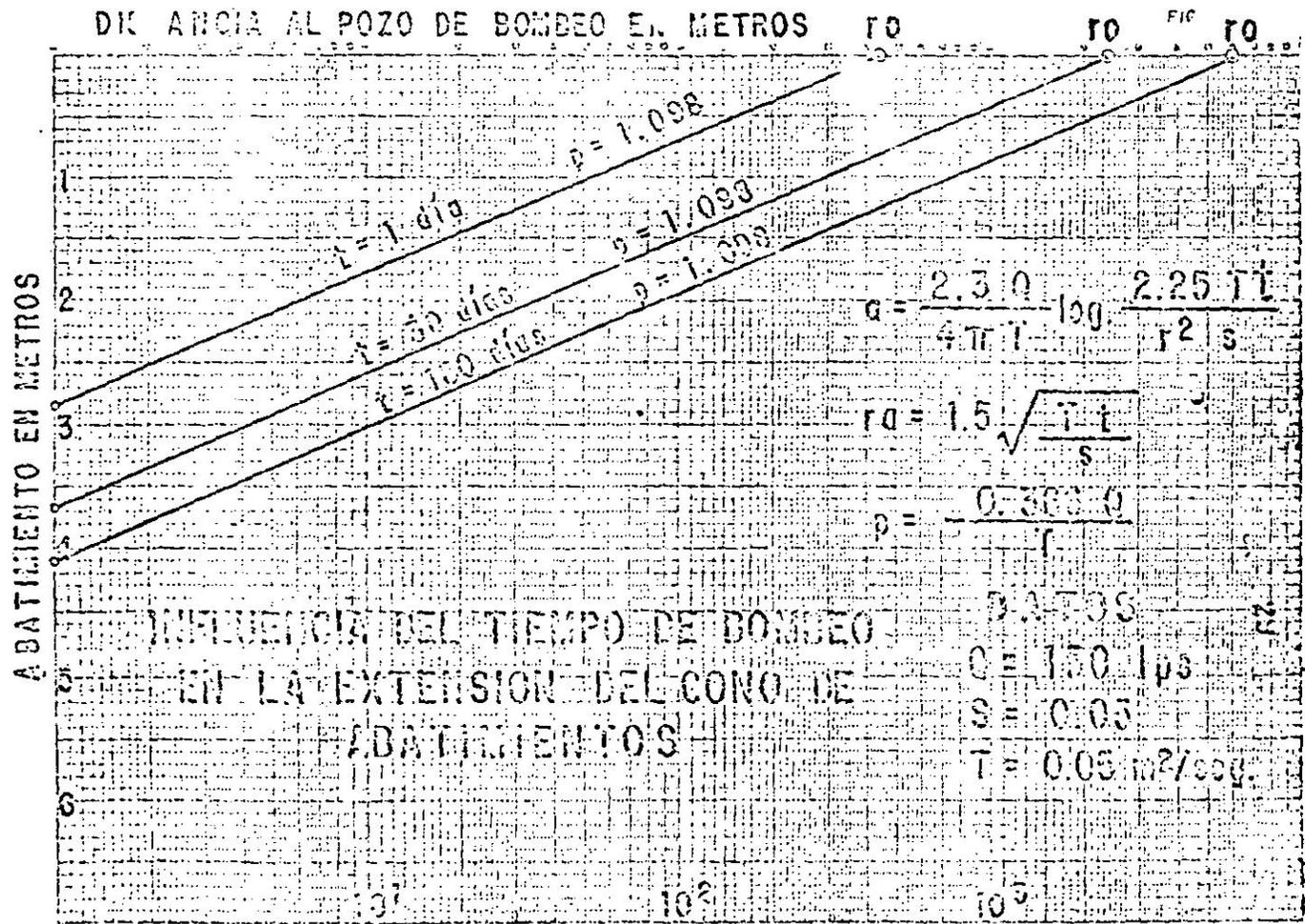


FIG. N° II



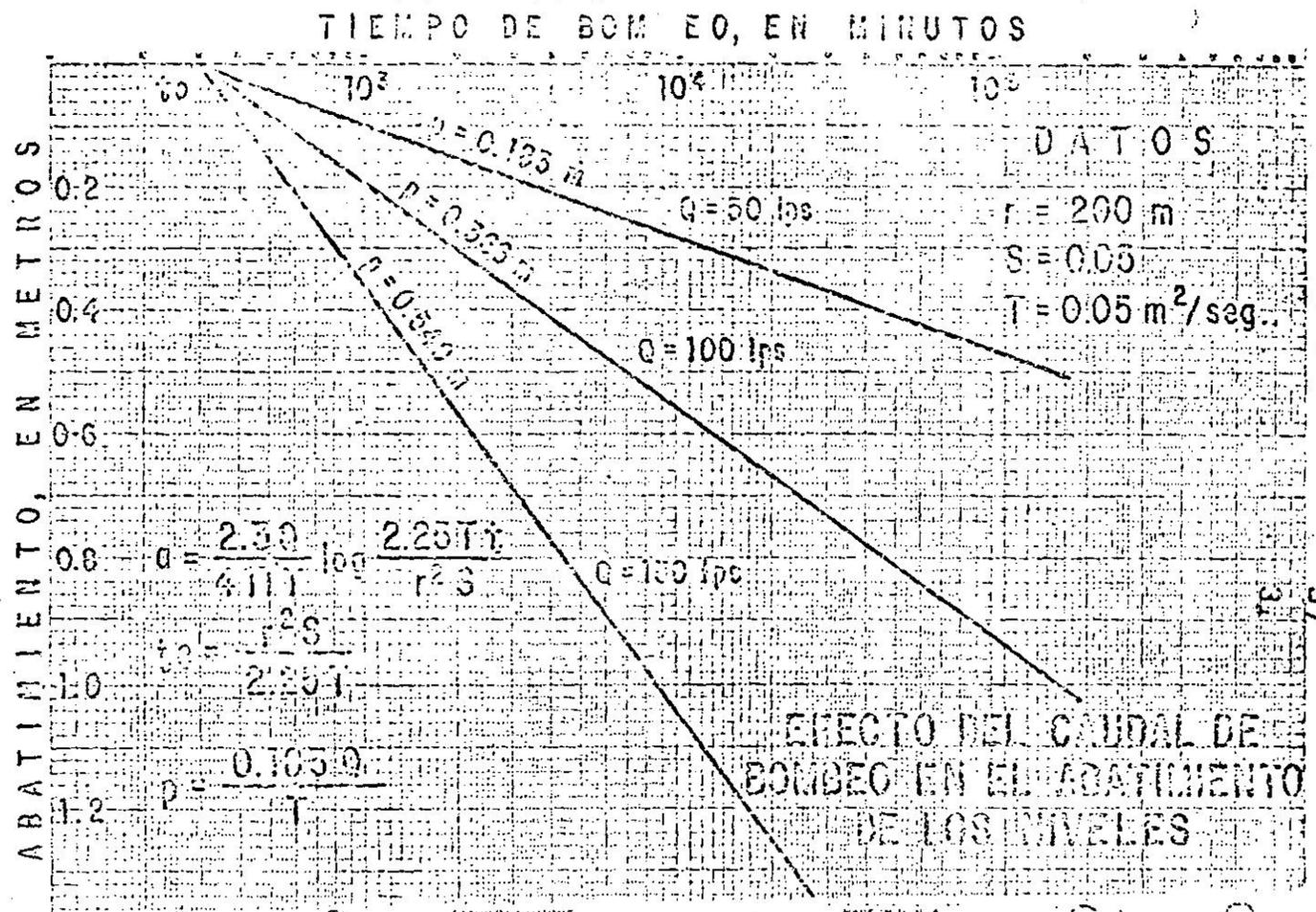
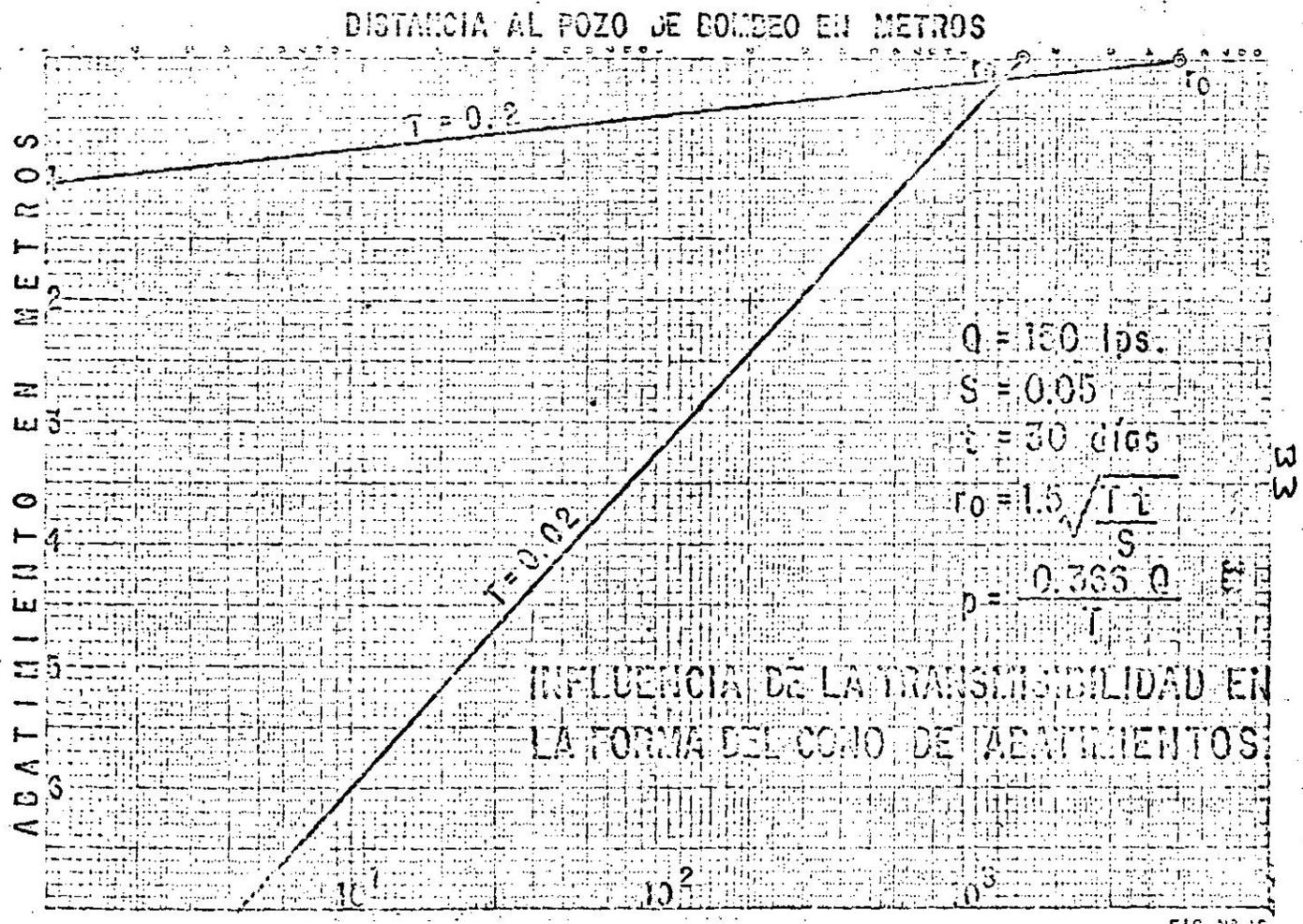




FIG. Nº 15



Penetración Parcial.-

Cuando un pozo capta sólo una parte del espesor saturado de un acuífero, se le denomina "parcialmente penetrante".

En la porción de acuífero no penetrado por el pozo de bombeo el agua recorre trayectorias de mayor longitud para entrar al cedazo; por consiguiente, las pérdidas de carga en la formación son mayores en este sistema que en el de penetración total. En otras palabras: los abatimientos en un pozo parcialmente penetrante son mayores que los provocados en uno totalmente penetrante, para un mismo caudal de extracción, aumentando el abatimiento conforme disminuye la penetración del pozo.

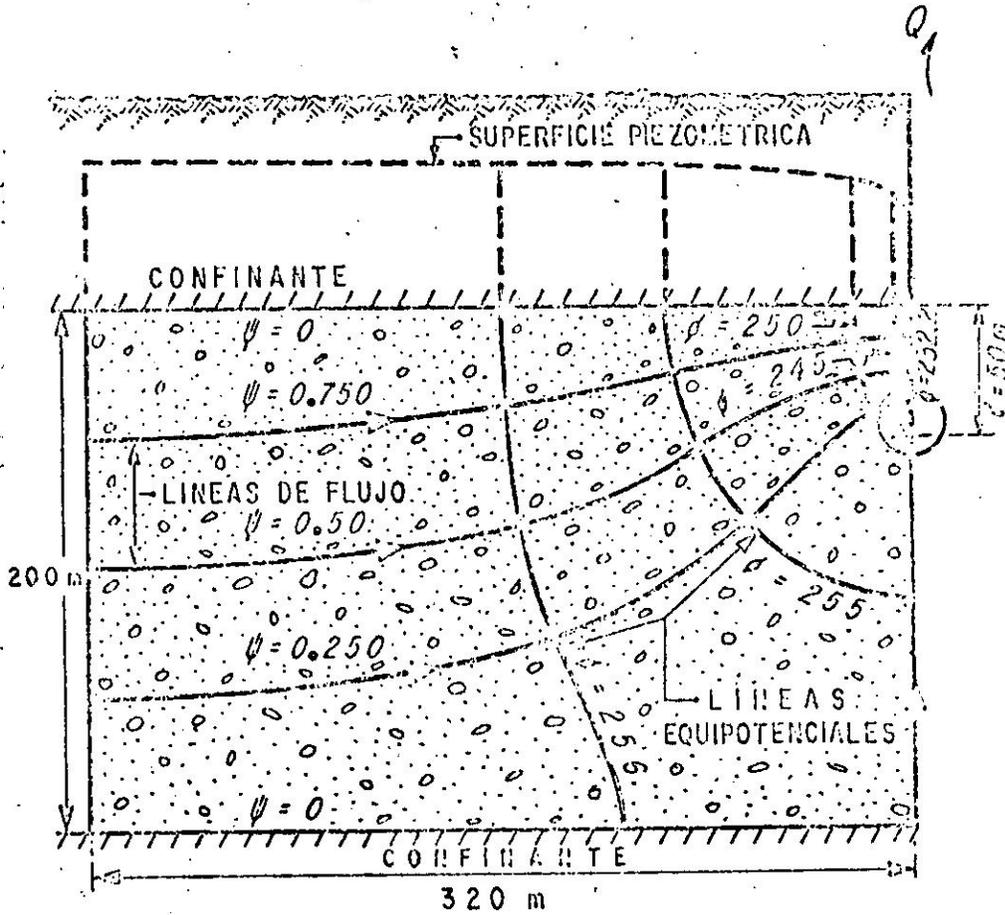
Para dar una idea aproximada de la disminución de la eficiencia hidráulica del pozo causada por la penetración parcial, considérese que si un pozo capta sólo la mitad del espesor saturado de un acuífero, el abatimiento provocado en él será algo menor que el doble del provocado en un pozo totalmente penetrante, para el mismo caudal de bombeo. Si se considera ahora un mismo abatimiento, el caudal que puede proporcionar un pozo es tanto menor cuanto menor es la penetración de su cedazo.

En las proximidades de estos pozos el flujo es tridimensional; por ello, el abatimiento registrado en el pozo de bombeo y en pozos de observación próximos a él, depende, -- entre otros factores, de la longitud y posición de los cedazos. Esto complica la interpretación de las pruebas de bombeo, ya que los abatimientos son función también de las características constructivas de los pozos. Para simplificar la interpretación es conveniente ubicar los pozos de observación a distancias equivalentes al espesor del acuífero, o mayores, para las cuales el efecto de penetración es mínimo o nulo.

El nivel del agua en un pozo de observación situado a tales distancias se comporta como si el pozo de bombeo fuera totalmente penetrante, y la prueba se interpreta en la forma ya indicada; lo mismo puede hacerse cuando el pozo de observación penetra totalmente al acuífero, independientemente de su ubicación con respecto al pozo de bombeo.

Fuera de estos dos casos, la interpretación es bastante laboriosa, pues hay que construir una curva tipo pa-

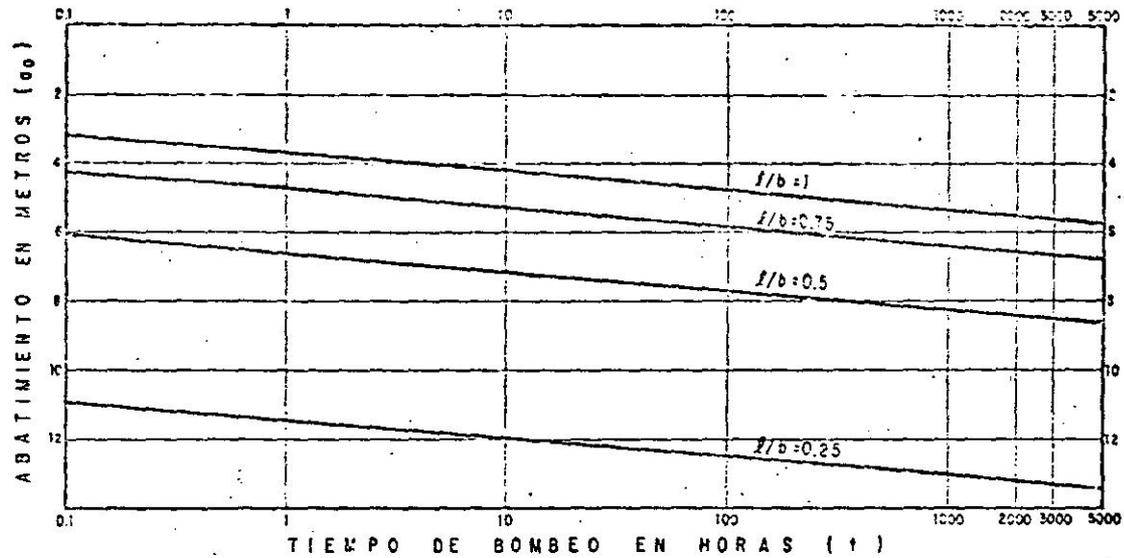
FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE



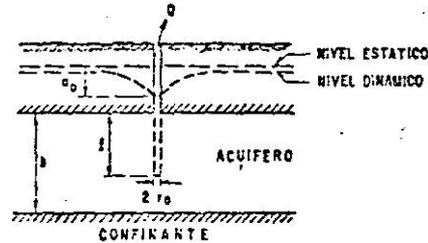
$Q = 150$ lps
 $t = 2000$ hrs
 $T = 0.02$ m²/s
 $S = 0.02$

SCALA 1:2000

FIG. N° 17



$Q = 150 \text{ lps.}$
 $T = 5 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg.}$
 $S = 2 \times 10^{-3}$
 $b = 200 \text{ m}$
 $r_0 = 0.2 \text{ m}$

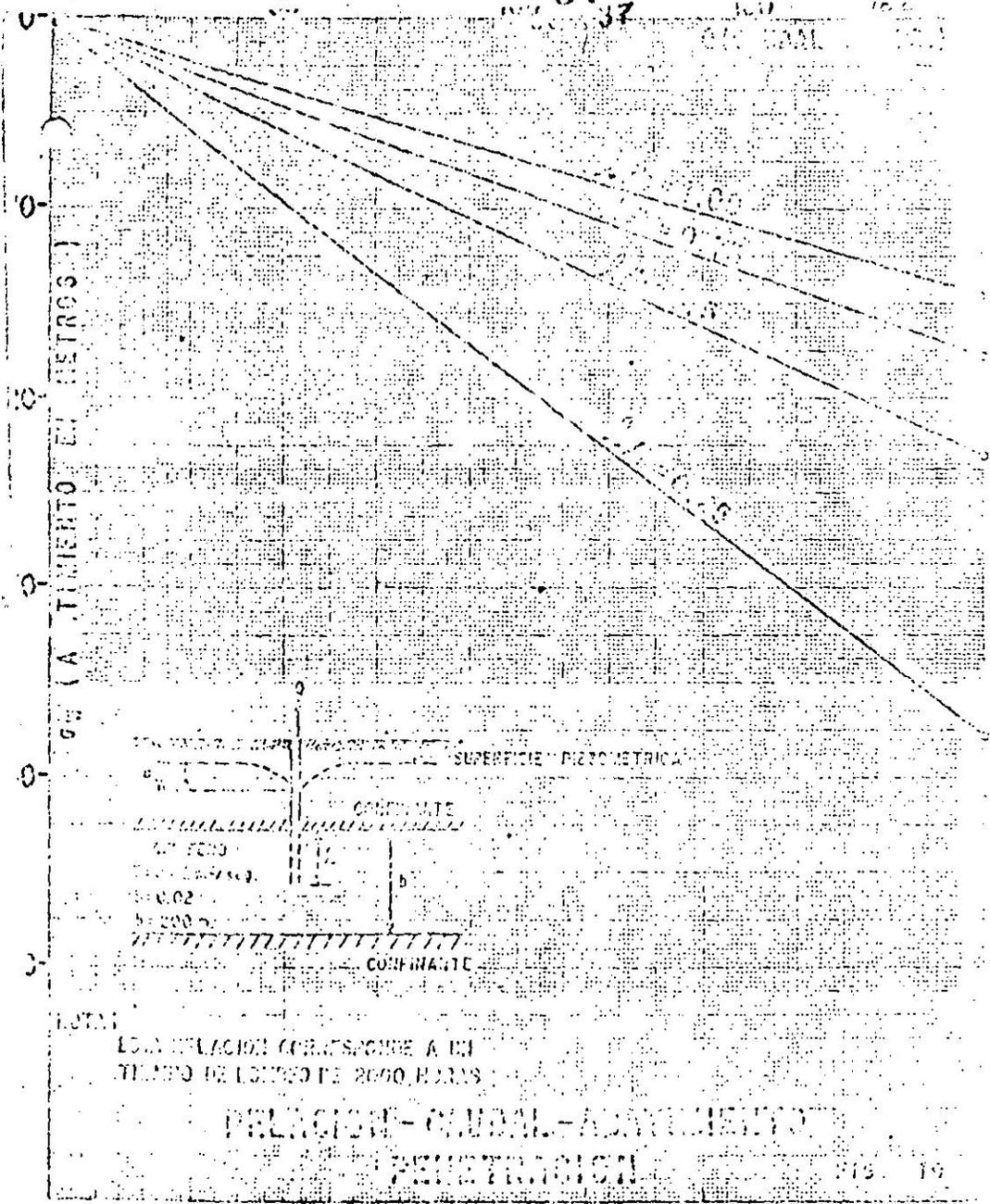


INFLUENCIA DE LA PENETRACION PARCIAL EN EL ABATIMIENTO DEL NIVEL DEL POZO DE BOMBEO
 FIGURA No 18

35

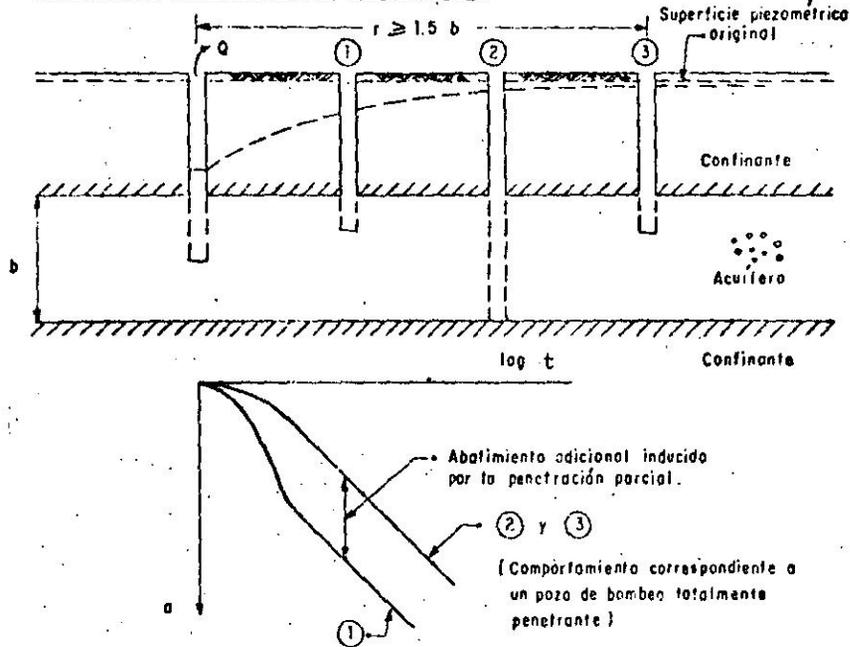
36

15.5



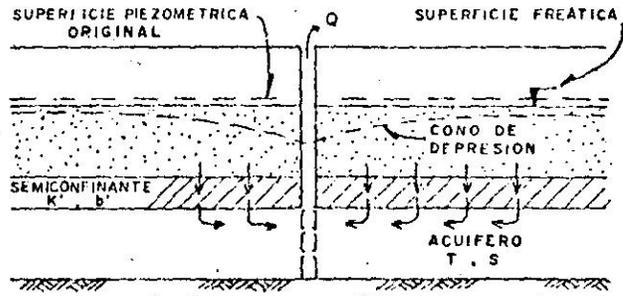
ra las características de los pozos utilizados en la prueba.

En la figura se ilustra el comportamiento del nivel del agua en pozos de observación a distancias y de características constructivas diferentes.



3.3.- POZOS EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS.

Probablemente, el acuífero más común en la naturaleza es el de tipo semiconfinado: los rellenos siempre tienen cierta estratificación, alternándose estratos de granulometría variada. Cuando un estrato de material permeable queda limitado verticalmente por materiales, también saturados, de menor permeabilidad, se tiene un acuífero semiconfinado como el ilustrado en la figura



Al bombearse un acuífero de este tipo se provocan abatimientos de sus niveles piezométricos, generándose una diferencia vertical de cargas, que induce el flujo descendente del agua a través del semiconfinante. La cantidad de agua que circula a través de éste es directamente proporcional a la diferencia de cargas entre las superficies freática y piezométrica, e inversamente proporcional a la resistencia hidráulica del mismo estrato.

Puesto que en este sistema sólo una parte del volumen bombeado procede del acuífero, y el resto es aportado por el estrato adyacente al semiconfinante, el abatimiento de los niveles piezométricos es menor que en el caso del acuífero confinado. Como la aportación vertical aumenta con el tiempo, el abatimiento de los niveles piezométricos va decreciendo, hasta que la aportación vertical equilibra el caudal de extracción; y en ese momento, los niveles piezométricos se estabilizan.

La solución correspondiente a este sistema es la siguiente:

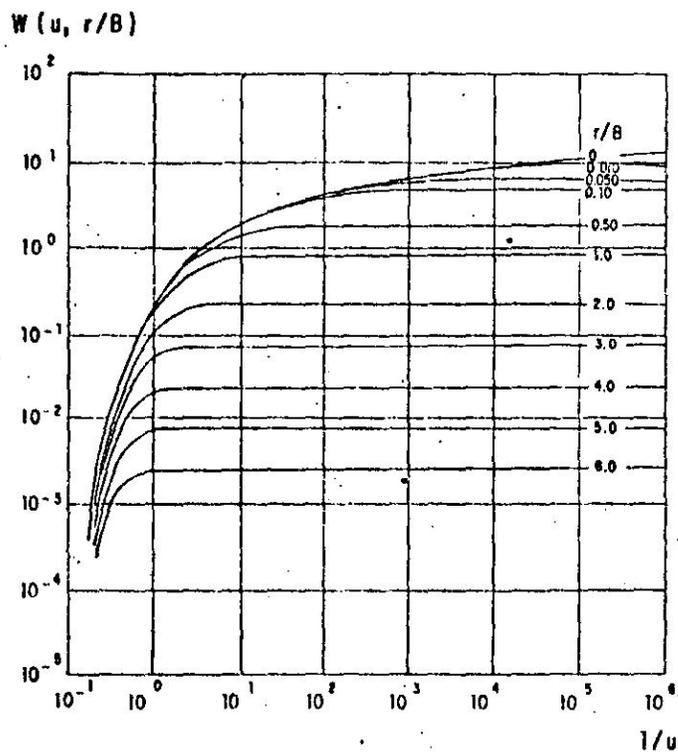
$$q = \frac{Q}{4 \pi r} W(u, r/B)$$

donde:

$$B = \sqrt{T b' / K'}$$

siendo K' y b' la permeabilidad vertical y el espesor del estrato semiconfinante, respectivamente.

Las curvas tipo correspondientes a esta solución se presentan en la figura , en la cual puede apreciarse el comportamiento arriba descrito.



El procedimiento de interpretación de las pruebas en este caso es semejante al seguido en el caso de los acuíferos confinados, con la diferencia de que ahora debe buscarse la coincidencia entre la curva de campo y una de las curvas tipo. Lograda la coincidencia, se selecciona un punto de ajuste, y se substituyen los valores de sus coordenadas en las ecuaciones correspondientes, para deducir los parámetros buscados.

3.4.- POZOS EN ACUIFEROS LIBRES.

Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados superiormente por una superficie freática; puesto que el espesor saturado del acuífero varía con las fluctuaciones de esta superficie, la transmisibilidad del acuífero es también variable en el área y en el tiempo. Si las fluctuaciones de los niveles son poco significativas con respecto al espesor del acuífero, la transmisibilidad puede suponerse constante, y la interpretación de las pruebas se efectúa como si se tratara de un acuífero confinado. En cambio, si dichas fluctuaciones son importantes -específicamente, mayores del 20% del espesor saturado del acuífero-, los abatimientos medidos se corrigen en la forma siguiente:

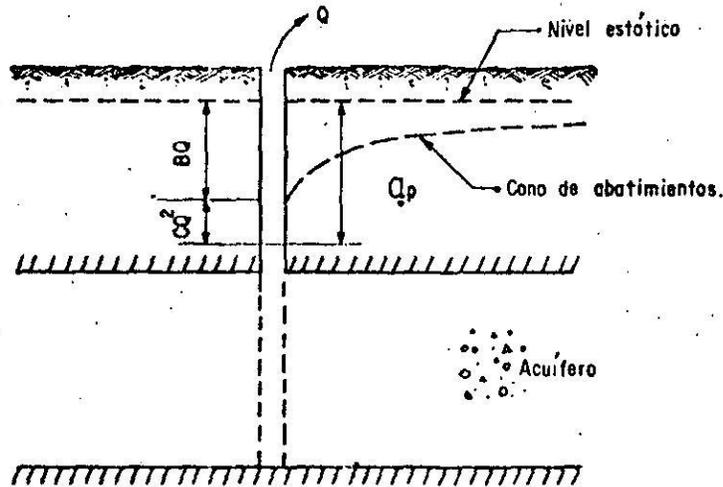
$$a_c = a - \frac{a^2}{2b}$$

siendo a_c el abatimiento corregido, y b , el espesor saturado inicial del acuífero. Los abatimientos así corregidos, se interpretan como si se tratara de un acuífero confinado.

IV.- HIDRAULICA DEL POZO DE BOMBEO.

La hidráulica de los pozos de bombeo es sumamente compleja, debido a que en el interior de ellos y en su vecindad inmediata se presentan diversos efectos locales. Por una parte, dado que el gradiente hidráulico es máximo en las proximidades del pozo y que la permeabilidad es mayor por la presencia de un filtro artificial o desarrollado naturalmente, la velocidad del agua puede ser tal que el régimen de flujo adquiere carácter turbulento. Por otra parte, hay un incremento notable de la velocidad del agua al concentrarse el flujo a través de las ranuras; un cambio brusco de la dirección del agua al ser acelerada verticalmente por los impulsos, y fricciones en el cedazo y en la columna de succión. Todo esto se traduce en una repentina pérdida de carga en el pozo. Como resultado, el nivel del agua en su interior no se encuentra en la intersección del cono de depresión y la pared externa del ademe, sino más abajo, siendo la diferencia la pérdida local de carga.

De acuerdo con lo anterior, el abatimiento total provocado en el pozo de bombeo tiene dos componentes principales: el abatimiento debido a la resistencia que opone la formación a la circulación del agua, el cual es directamente proporcional al caudal extraído; y el abatimiento provocado en el interior del propio pozo, que es directamente proporcional al caudal elevado a una cierta potencia próxima al cuadrado.

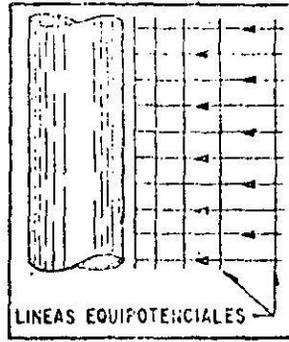
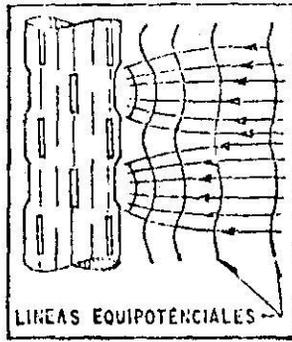


Lo anterior puede expresarse:

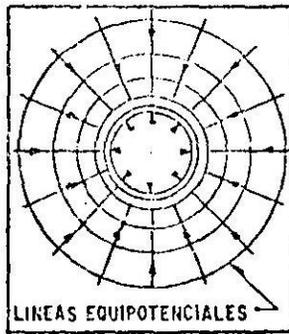
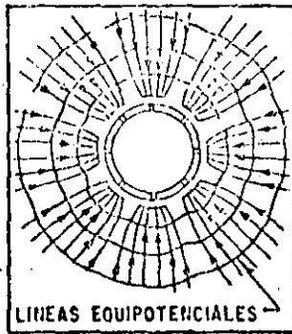
$$a_p = BQ + CQ^2$$

en la que: a_p es el abatimiento total en el pozo de bombeo; B, un coeficiente representativo de la resistencia del acuífero, y C, un coeficiente cuyo valor es función de las característi-

13



C O R T E



TUBERIA RANURADA

P L A N T A

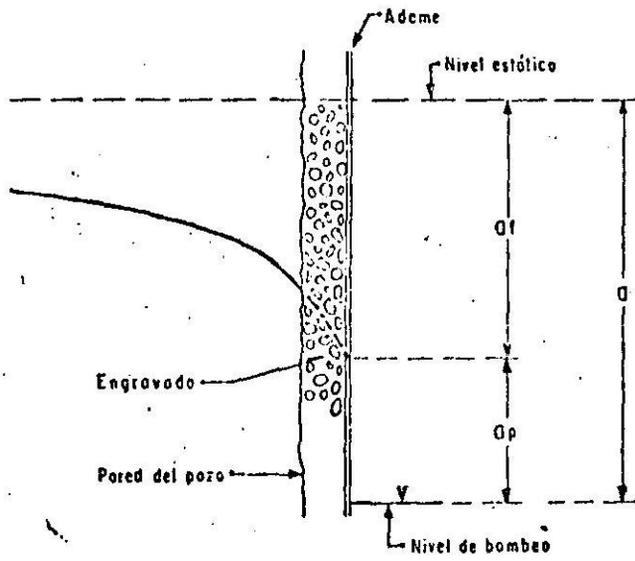


FIG. N° 24

cas constructivas del pozo.

El valor del coeficiente B depende del tipo de sistema de flujo de que se trata; por ejemplo, en el caso de un pozo totalmente penetrante en un acuífero confinado, el abatimiento en la formación está dado por la expresión:

$$a = \frac{Q}{4 \pi T} W(u)$$

por tanto:

$$B = \frac{1}{4 \pi T} W(u)$$

A la relación entre el caudal bombeado y el abatimiento que provoca, se le denomina "caudal específico", y puede escribirse:

$$\frac{Q}{Q_p} = \frac{1}{B + CQ}$$

Este parámetro representa en una forma más objetiva la capacidad transmisora de un acuífero; un caudal específico alto refleja una alta transmisibilidad, y viceversa. Presenta la ventaja de que su valor no está sujeto a errores de interpretación, ya que se obtiene como el coeficiente de dos términos medidos (caudal y abatimiento), y guarda una proporcionalidad más o menos directa con la transmisibilidad, lo que permite utilizarlo para deducir valores aproximados de ésta cuando se carece de pruebas de bombeo. Es importante destacar que el caudal específico no es constante sino que decrece con el caudal y con el tiempo de bombeo, como puede inferirse de la última expresión.

Para el cálculo de los coeficientes B y C, se utiliza la llamada "prueba escalonada", propuesta por C.E. Jacob. Esta prueba consiste en bombear el pozo en varias etapas sucesivas, en cada una de las cuales se mantiene el caudal constante; generalmente, el caudal se varía en forma creciente, -- siendo recomendable hacerlo en un rango lo mayor posible; la duración de cada etapa es de varias horas. Simultáneamente, se observa la fluctuación del nivel del agua en el pozo; la figura ilustra esquemáticamente el comportamiento típico del nivel del agua en una prueba escalonada.

A partir de la gráfica abatimiento-tiempo se obtienen los elementos necesarios para deducir los valores de los

coeficientes buscados. Para ello, se elige un tiempo menor o igual que la duración de cada etapa; de preferencia tal que el nivel de agua ya se haya establecido; se mide gráficamente el abatimiento total correspondiente a este tiempo, tomado a partir del inicio de cada etapa; se calcula el coeficiente entre dichos abatimientos y los caudales respectivos, y con estos valores se traza la gráfica $a/Q - Q$, mostrada en la figura.

Si los puntos de esta gráfica muestran una tendencia lineal, se traza una recta de ajuste; el valor del coeficiente C está dado por la pendiente de esta recta, y el del coeficiente B es igual a la ordenada al origen.

Conociendo los valores de ambos coeficientes es posible predecir la posición del nivel dinámico para cualquier caudal de extracción.

Es frecuente que los puntos de la gráfica se encuentren dispersos sin mostrar una tendencia definida; en ocasiones, esto se atribuye a una deficiente limpieza y desarrollo del pozo, aunque también puede deberse a una irregular distribución de las características hidráulicas de la formación.

INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO ESCALONADAS

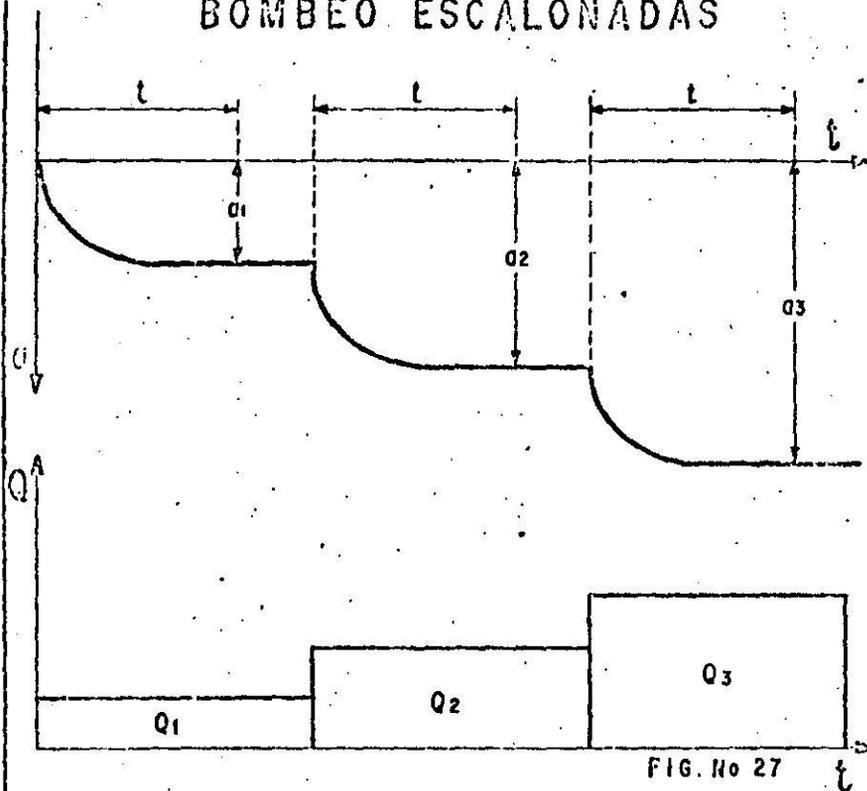


FIG. No 27

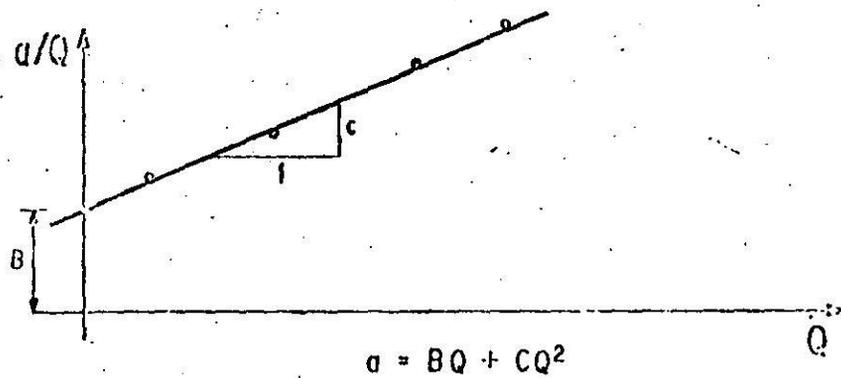
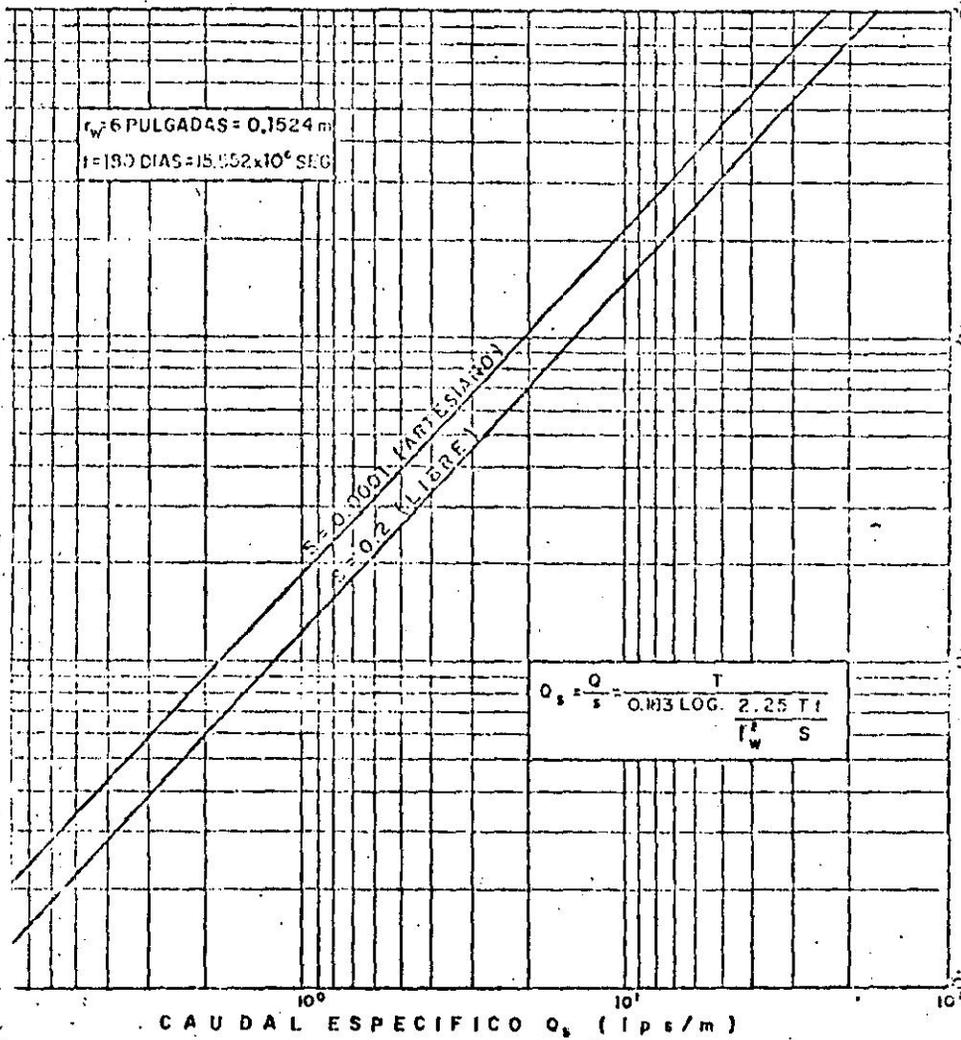


FIG. No 28

SUBDIRECCION DE GEOHIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS

RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD



Dibujo: ZENARO GIL J.
 Revisó: ING. JAVIER MARTINEZ S.
 Revisó: ING. RUDOLFO MARTY ZINGLES

DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DATOS
RELATIVOS A LOS NIVELES DEL AGUA

INSTRUCTOR:
ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ

AUTOR DE LOS APUNTES:
ING. ANTONIO LIST MENDOZA

MAYO, 1985.

RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DATOS RELATIVOS A LOS NIVELES DEL AGUA.

ING. ANTONIO LIST MENDOZA.

INTRODUCCION.

Información indispensable para conocer el funcionamiento hidrológico subterráneo de una zona o cuenca, es la relativa a los niveles del agua que tienen los acuíferos bajo diferentes regímenes de funcionamiento; debiéndose entender también, que así como en el caso de almacenamientos visibles, como son las presas, es necesario conocer las variaciones en el almacenamiento, condición semejante se tiene en los acuíferos subterráneos, donde el volumen almacenado y su variación, son factores fundamentales para condicionar el aprovechamiento y lograr un manejo racionalizado de ese recurso.

Entre las características geohidrológicas importantes que se pueden destacar por su relación con la posición de los niveles de agua, se tiene que manifiestan zonas de recarga y de descarga, teniéndose también que el flujo subterráneo ocurre de las áreas con mayor elevación de nivel a las de más baja. Por otra parte, si se conoce su variación en el tiempo, pueden inferirse causas y efectos que propician tales cambios, se tiene por ejemplo, que si la recarga es mayor a la descarga de un acuífero en un tiempo dado, los niveles se elevan, resultando el efecto contrario en condiciones opuestas.

Con los comentarios anteriores, se ha evidenciado la importancia que tiene para alcanzar el conocimiento geohidrológico de una cuenca, el contar con información relativa a los niveles de agua, la que por otra parte, tal como se verá más adelante, es conveniente obtenerla en forma sistemática.

Ahora bien, antes de entrar en materia, es conveniente establecer algunos criterios o definiciones de trabajo, de tal forma que no resulten confusos los términos nivel piezométrico, freático, estático o dinámico.

En primer lugar, debe aceptarse que el nivel piezométrico puede relacionarse con el nivel estático o

dinámico, pues únicamente se refiere a un nivel de posición, independiente de las condiciones de trabajo, aceptándose también que en un mismo punto pueden existir diferentes niveles piezométricos, correspondientes a los acuíferos que se hayan cruzado con una perforación.

Por nivel freático se entiende el nivel de agua que no se encuentra afectado por bombeos y que corresponde generalmente a los acuíferos libres, siendo posible también, en áreas donde hay un solo acuífero identificado como libre, denominar en forma indistinta nivel freático o estático.

El nivel estático es aquel nivel de agua que se detecta en una perforación no afectada por bombeos y corresponde al nivel que alcanza un acuífero, que puede estar confinado o semiconfinado, existiendo la diferencia con el freático de que abajo de éste todo el espesor se encuentra saturado, mientras que en el caso del estático no necesariamente corresponde a un nivel de saturación. Por otra parte, en áreas con pozos que atraviezan 2 o más acuíferos, el nivel detectado como estático, es un nivel de compensación de los diferentes niveles piezométricos.

Finalmente, un nivel dinámico es aquél que se mide, encontrándose en operación el pozo de observación o bien alguno o algunos cercanos, es decir, es un nivel de agua afectado por bombeo.

TOMA DE DATOS PIEZOMETRICOS.

Como punto de partida de este tema, se intentará contestar en forma breve, tres preguntas fundamentales, cuya respuesta es necesaria para programar un sistema de observaciones piezométricas, tales son: cómo, cuándo y donde, deben realizarse las mediciones correspondientes.

Respecto al cómo?, es posiblemente la pregunta más fácil de contestar, pues generalmente se realizan con sondas llamadas eléctricas por su principio de funcionamiento, ya que consisten fundamentalmente de un cable de dos hilos, unidos por un extremo a una pila seca, encontrándose por el otro con los hilos ligeramente separados, los que al contacto con el agua permiten el paso de corriente, que se

2

registra con un miliamperímetro.

Ese cable entonces, se introduce por un hueco que puede haber en la base de la bomba o un orificio hecho a propósito, y se desliza entre la tubería de ademe y la columna de succión, la longitud de cable que logra introducirse hasta que se observe el contacto, puede medirse y determina la posición del nivel de agua, con respecto a un punto de referencia, el que se debe elegir previamente y mantenerse para observaciones subsecuentes.

Otra forma común de medición, aún cuando un poco más imprecisa consiste en la utilización de lo que se ha llamado sonda neumática, la que está integrada por dos tubos conectados, uno de los cuales es un tubo de inyección de aire y otro que se introduce dentro del ademe hasta más abajo del nivel estático o freático, el cual a su vez, está conectado a un manómetro que mide la presión del aire inyectado. La posición del nivel de agua en este caso, se puede detectar inyectando aire hasta expulsar la columna de agua que se encuentra dentro del tubo inmerso, condición que se logra en el momento en que la presión medida llega a ser constante y corresponde a una lectura en el manómetro, la cual a su vez se puede transformar en una columna de agua ($1 \text{ kg/cm}^2 = 10 \text{ m de columna}$), resultando entonces que si se conoce la longitud del tubo instalado dentro del ademe, basta con restar la columna desalojada y se obtiene la posición original del nivel de agua. Lo impreciso de este método se debe fundamentalmente al sistema de medición, pues pequeñas variaciones de presión, representan longitudes considerables de columna de agua, teniéndose por otra parte, la posibilidad de obstrucción del sistema y consecuentemente de obtener datos erróneos.

En el párrafo anterior, se habló de imprecisión mayor con el uso de la sonda neumática, siendo importante mencionar que dadas las variaciones que pueden ocurrir en los niveles de agua, estos deberán medirse con un margen de seguridad hasta el centímetro, pues en ocasiones y fundamentalmente cuando se realizan observaciones de variación de nivel en condiciones dinámicas puede ser importante la medida fijada como límite recomendable de precisión.

Si se pretende definir el cuándo se recomienda efectuar observaciones, existen dos tipos de respuestas, la

primera corresponde a pruebas en condiciones dinámicas, generalmente conocidas como pruebas de bombeo y cuya secuencia de observación será definida en un tema posterior.

Cuando las mediciones se efectúan con el interés de definir el comportamiento del acuífero a nivel regional, sometido a diferentes condiciones de recarga y des carga, es importante fijar un programa que permita cumplir con el objetivo perseguido, requiriéndose entender de antemano cuál es la pretensión del trabajo a realizar.

Práctica común en estos casos puede ser la toma inicial de niveles con una frecuencia mensual por un período mínimo de un año, de tal forma que durante ese tiempo se tengan datos correspondientes a las diferentes situaciones bajo las cuales se encuentra el acuífero en una zona, por ejemplo: período de lluvias, régimen variable de bombeo, escurrimientos superficiales, riego de superficies agrícolas, etc.

Al término de la primera etapa mencionada, la graficación de las variaciones de nivel es de gran ayuda para tener un criterio que modifique la frecuencia original, de tal forma de realizar observaciones que permitan conocer los efectos que propicien cambios notables, en la posición regional de los niveles estáticos o freáticos. Por ejemplo, en zonas de riego, inicio y terminación del bombeo de los pozos de uso agrícola, etc.

De las consideraciones anteriores, resulta que en el caso más frecuente de estudio de una región agrícola, abastecida con agua subterránea, las observaciones pueden ser 2 o 3 por año, al inicio y terminación del período de riego que puede corresponder también con la terminación y principio de la época de lluvia, lográndose en esa forma, detectar los máximos cambios que se presentan en una zona, por los efectos más notables que los producen.

El concepto que se debe manejar para decidir donde es conveniente programar observaciones piezométricas, es el de contar con datos suficientes que permitan conocer los aspectos fundamentales de un acuífero, en este sentido se debe destacar la necesidad de tener una idea sobre las condiciones geohidrológicas regionales, para decidir los pozos a observar.

Como ejemplo puede señalarse la existencia en una zona de varios acuíferos, cuyo nivel piezométrico es diferente, debiéndose conocer tal situación, para efectuar un procesamiento adecuado, y decidir sobre los puntos de observación de la información. En otras ocasiones, de la medición de niveles de agua resultan diferencias notables en áreas muy próximas, que sugieren la necesidad de una investigación que permita encontrar la causa de tal diferencia y tomarla en cuenta en el procesamiento.

En párrafos anteriores se ha destacado en forma breve la importancia que tiene en el campo de la geohidrología, el contar con información piezométrica, cuya obtención requiere ciertos cuidados, pues la medición de un nivel estático puede ser afectada por numerosos factores que llegan a invalidar las observaciones efectuadas, una recomendación especial es que el pozo observado no debe encontrarse afectado por bombeo reciente, o por la operación de algunos pozos cercanos.

ORGANIZACION Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.

Con la recomendación complementaria anterior, resulta conveniente destacar la forma para organizar la información piezométrica obtenida en una zona. En primer lugar, contando ya con los puntos de observación seleccionados, es conveniente que los recorridos sistemáticos se realicen en el menor período de tiempo posible, de tal forma que la información que se obtenga corresponda a una misma condición de operación del sistema acuífero.

En segundo término, al hablar de un sistema de mediciones, este debe ser establecido procurando que año con año se cuente con datos correspondientes a condiciones semejantes, de tal forma que sea posible establecer comparaciones de las mediciones obtenidas a través del tiempo.

Una manera de guardar la información sería, establecer un archivo de datos piezométricos, diferenciando en cada ocasión si la medida corresponde a condiciones dinámicas o estáticas en el pozo. Posteriormente, las medidas subsiguientes deben clasificarse y agruparse por punto de observación, indicando siempre la fecha correspondiente al dato registrado.

Cuando la cantidad de información así lo requiere y para facilitar su procesamiento, se puede manejar con el

auxilio de cintas o discos de computadora.

Recientemente, dada la importancia que tiene la información piezométrica, la Comisión de Estudios del Territorio Nacional, ha iniciado la elaboración de cartas geohidrológicas, donde se manejan y presentan datos relacionados con los niveles de agua de los acuíferos.

PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LA INFORMACION.

Las formas más comunes que se utilizan para procesar y determinar características geohidrológicas de un acuífero, consisten en la elaboración de planos conteniendo curvas de igual elevación o evolución piezométrica, o bien, planos de profundidad al nivel del agua. También se construyen hidrógrafos regionales o de pozos y perfiles destacando los niveles piezométricos.

CONFIGURACIONES DE IGUAL ELEVACION PIEZOMETRICA.

Una configuración piezométrica representa la forma de la superficie piezométrica en un acuífero confinado o semiconfinado, y la forma de la superficie freática en un acuífero libre. Las configuraciones se preparan con base en los niveles estáticos referidos a un plano horizontal, generalmente el nivel medio del mar. El procesamiento consiste en trazar curvas de igual elevación piezométrica, interpolando entre valores conocidos.

La preparación de estas configuraciones tiene un problema principal: por su aparente sencillez se le considera a menudo como una simple interpolación mecánica que no requiere de ningún criterio. Esto lleva a cometer errores que pueden invalidar la configuración resultante: se apoya la configuración en todos los valores indiscriminadamente, sin previa depuración; no se toma en cuenta el efecto de aquellos factores que pueden influir en el flujo del agua subterránea y, por tanto, en la forma de la superficie piezométrica, etc.

En primer lugar, entonces, es necesaria una depuración de los datos, ya que pueden estar afectados en varias formas: por ejemplo: un nivel de agua detectado puede estar influenciado por el bombeo en el propio pozo o en pozos vecinos, y no ser representativo del estático; un falso contacto de la sonda o una medición equivocada de la longitud de cable introducido para lograr el contacto, puede llevar a un nivel

estático totalmente falso.

En otras ocasiones, el error no está en la medición, sino en ligar en la configuración niveles estáticos correspondientes a pozos que están captando acuíferos diferentes. Para evitar esto, es conveniente contar con secciones geológicas que muestren las principales unidades geohidrológicas existentes en el subsuelo; asimismo, deben conocerse las características constructivas (profundidad, ubicación de cedas, . . .) de los pozos de observación para definir el acuífero en que se encuentran. En caso de existir varios acuíferos, será necesario preparar una configuración piezométrica para cada uno de ellos.

Una vez corregidos o eliminados los datos poco confiables, se procede a la interpretación para definir las curvas de igual elevación de nivel estático, las cuales deben trazarse tomando en cuenta todos los factores hidrológicos y geológicos que puedan influir en la forma de la superficie piezométrica. Para esto es conveniente preparar las configuraciones en un plano base en el que se indique la topografía aproximada, afloramientos geológicos, ríos, lagunas, manantiales, zonas empantanadas, pozos, etc.

Las configuraciones así obtenidas proporcionan información respecto a las direcciones de flujo, localización de zonas de recarga y descarga, gradientes hidráulicos, comportamiento de las fronteras, efectos de la explotación, etc.

Por otra parte, las configuraciones piezométricas son básicas para la cuantificación de caudales de flujo subterráneo. Esta cuantificación se basa en el concepto de "red de flujo" y en la Ley de Darcy.

Debe entenderse que las curvas de igual elevación de nivel estático corresponden a líneas equipotenciales, por lo que el flujo subterráneo debe ocurrir sobre líneas normales a éstas, denominándose entonces a las líneas perpendiculares, líneas de flujo. A la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de flujo, se le llama red de flujo.

Una utilización básica de las configuraciones señaladas, está apoyada en la aplicación de la ley establecida en 1856 por Darcy: la velocidad de flujo a través de un medio poroso es proporcional a la pérdida de carga e inversamen-

4.

te proporcional a la longitud de la trayectoria de flujo. Esta ley se expresa matemáticamente.

$$v = K \frac{h}{L} = Ki$$

en la que v es la velocidad media de flujo, h es la pérdida de carga en la distancia L , i es el gradiente hidráulico y K es el coeficiente de permeabilidad.

Con base en la expresión anterior, puede cuantificarse el caudal de flujo que circula a través de una sección (canal de flujo), limitada por dos líneas de flujo y dos curvas equipotenciales, en la forma siguiente:

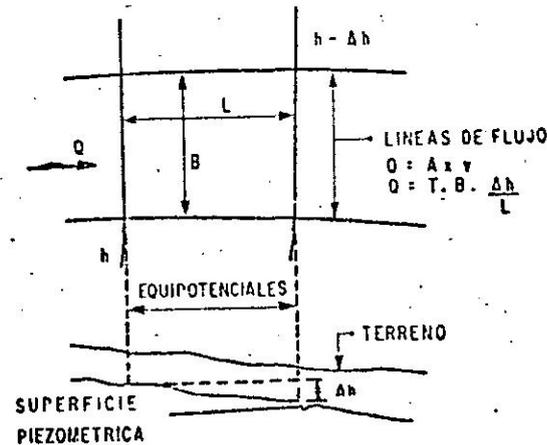
$$Q = Av = KA \frac{h}{L}$$

en la que A es el área de flujo. Utilizando el concepto de transmisibilidad, la expresión anterior queda

$$Q = T.B. \frac{h}{L}$$

en la que T es la transmisibilidad y B es el ancho medio de flujo.

Los valores de B y L son medidos directamente en la red de flujo, ver fig.



Evolución Piezométrica.-

La información necesaria para conocer la evolución piezométrica es la que se obtiene de la observación sistemática de la posición de los niveles estáticos o freáticos, cuya comparación y de acuerdo con la diferencia obtenida en un período determinado de tiempo, constituye el elemento básico para elaborar la configuración correspondiente.

La importancia de las curvas de igual evolución reside en que manifiestan los cambios registrados en el almacenamiento de un acuífero, en un período y bajo ciertas condiciones, pues definen áreas de abatimiento o ascensos de los niveles estáticos, es decir, áreas donde ha disminuido o aumentado el volumen de agua subterránea almacenado.

Esa información, relacionada con otros efectos conocidos, como puede ser el bombeo de pozos, indica las alteraciones que se han propiciado por la explotación de los acuíferos, en otras zonas puede conocerse lo ocurrido en épocas o períodos prolongados de estiaje, en áreas donde el drenaje natural es más importante que el régimen de explotación con perforaciones.

Un aspecto importante del conocimiento de la evolución o fluctuaciones de los niveles estáticos, es el relativo a la calibración de modelos de simulación de comportamiento de un acuífero, los que se elaboran en niveles avanzados de estudio, con el fin de conocer y programar alternativas de explotación, definiendo previamente sus efectos.

Profundidad a los Niveles Estáticos.-

La elaboración de planos conteniendo curvas de igual profundidad al nivel estático o freático, es semejante a la comentada en párrafos anteriores, condición que implica tener los conocimientos básicos regionales y efectuar una depuración previa de los datos medidos, de tal forma que se logre una configuración confiable que considere todos los efectos que pueden influir en su forma.

Respecto a la utilidad de estas curvas se debe señalar que definen zonas donde los niveles se encuentran muy próximos a la superficie del terreno, identificándose por consiguiente, áreas de descarge por evapotranspiración o en caso de superficies de riego, zonas de drenaje problemático.

5

Por otra parte, el conocer la posición del nivel estático o freático, permite en ocasiones conocer la profundidad mínima que deben alcanzar las perforaciones y las áreas donde por condiciones económicas relacionadas con la profundidad de bombeo, no es recomendable perforar pozos para la satisfacción de ciertas necesidades.

Perfiles Piezométricos.-

Una práctica común en la interpretación de la información geohidrológica, es la elaboración de perfiles definiendo las formaciones geológicas del subsuelo y señalando la posición de los niveles de agua.

Este tipo de trabajos en ocasiones es muy ilustrativo, pues permite dar objetividad a la presentación de resultados y ayuda a estimar espesores y volúmenes almacenados de agua.

Hidrógrafos de Pozos.-

Hasta ahora se ha mencionado la necesidad y forma práctica de organizar la información piezométrica, así como la necesidad de depurar los datos antes de proceder a elaborar una configuración, no obstante, se ha omitido deliberadamente la forma de hacer esa depuración.

Una de las prácticas más comunes consiste en comparar observaciones en un mismo punto y en caso de resultar algún dato "anormal", a juicio del procesador, se elimina, requiriéndose experiencia para efectuar tal decisión en forma acertada. Entre las formas que facilitan tal actividad, conviene destacar la construcción de hidrógrafos de pozos, que consisten en un sistema de coordenadas, en el cual en abscisas se maneja tiempo y en ordenadas profundidad o elevación del nivel estático. Con tal gráfica un dato fuera de la tendencia normal, inmediatamente se identifica, recomendándose por consiguiente una revisión antes de eliminarlo.

Por otra parte, a las escalas de trabajo resulta mucho más objetivo, en una presentación, utilizar las gráficas señaladas, donde variaciones de pequeña magnitud son evidentes, condición que en las configuraciones no resulta igual, pues un pequeño desplazamiento de una curva en ocasiones no es apreciable.

6

Una ventaja más que hace recomendable la elaboración de los hidrógrafos, está en la facilidad que presentan para conocer en un mismo punto los cambios de nivel que ocurren con el tiempo, fluctuaciones cuyo análisis son importantes de conocer en la realización de un estudio geohidrológico, pues permiten identificar con conocimientos adicionales, los efectos predominantes que modifican las condiciones geohidrológicas regionales.

En el caso de la elaboración de modelos de simulación, la comparación de resultados en la etapa de calibración es mucho más fácil con los hidrógrafos de pozos y los correspondientes a puntos definidos en el modelo elaborado, teniéndose también que en esa forma, se conocen las desviaciones resultantes a modificar con las consideraciones hechas con el modelo.

Con todo lo expuesto, resulta evidente la conveniencia de elaborar las gráficas descritas, las que en zonas donde abundan puntos de observación, podrán realizarse para puntos seleccionados que permitan caracterizar toda el área en estudio.

Niveles Dinámicos.-

Un dato piezométrico del cual hasta ahora no se ha hecho mención, es el correspondiente a los niveles dinámicos, también conocidos como niveles de bombeo, cuya utilidad está restringida por la serie de efectos que pueden modificar su resultado y por la dificultad que se tendría si se quisiera tener características constantes en los diferentes tiempos de observación. Basta con pensar que en un mismo pozo puede cambiar con pequeñas variaciones del caudal de extracción y con el tiempo mismo que lleva operando.

No obstante, es común manejar estos datos acompañados del reporte del tiempo que llevaba en operación el pozo o pozos próximos y de los caudales de operación, siendo factible con esos elementos, calcular el caudal específico, parámetro relacionado con la transmisibilidad de las formaciones, tema de pláticas posteriores.

EFFECTOS QUE PROPICIAN CAMBIOS EN LA POSICION DE LOS NIVELES ESTATICOS DE LOS ACUIFEROS.

Como último punto y a manera de resumen se des-

cribirán en forma breve algunas causas y efectos que propician cambios en la posición de los niveles de agua.

Las variaciones que manifiestan los niveles de agua en los acuíferos pueden ocurrir en períodos prolongados o bien en períodos cortos, debiéndose tener en ambos casos, observaciones que permitan definir su forma y duración, las que se consiguen midiendo sistemáticamente la posición del nivel correspondiente, en pozos que se elijen de observación, tomando siempre en cada uno el mismo punto de referencia.

Entre las causas que propician variaciones considerables debe destacarse la lluvia, la que en esencia puede considerarse como única fuente de recarga y por tanto, es una fuente intermitente que varía día con día y año con año. La descarga, por otra parte, que se manifiesta con disminución en las elevaciones del nivel, puede ser natural o artificial, cuya magnitud depende en el primer caso, de la elevación original de los niveles, los que determinan el gradiente hidráulico de escurrimiento, mientras que en el segundo caso, la causa más común es el bombeo por medio de pozos, de cuya magnitud depende la velocidad de abatimiento de los niveles estáticos.

En el caso de una descarga natural los factores que intervienen en el abatimiento de los niveles son:

- a).- La capacidad de transmisión del agua, que a su vez depende de la permeabilidad de los materiales que constituyen el acuífero y del espesor de éste (K y b).
- b).- Del gradiente hidráulico bajo el cual ocurre el flujo de descarga.
- c).- Del coeficiente de almacenamiento del acuífero (S), término directamente relacionado con la porosidad y rendimiento específico de los materiales.

Con los elementos anteriores Jacob (1) encontró que el logaritmo de (h) la elevación del nivel, disminuye en forma directamente proporcional con el tiempo.

(1) Jacob.- Correlation of ground water leveles and precipitation on Long Island, N. Y., (1944, pp 566-567).

7

Por otra parte, al hablar de que la lluvia es fuente de recarga al acuífero, no debe pensarse que su efecto en todos los casos es inmediato, pues además de que la distribución e intensidad de la precipitación tienen un efecto notable, debe considerarse también que parte llega a escurrir y otra se evapora, restando la que puede alcanzar a alimentar a los mantos subterráneos, a los que puede llegar después de períodos cortos o muy prolongados, dependiendo de que el nivel de agua se encuentre somero o profundo y de la permeabilidad vertical de los materiales que sobreyacen a las formaciones acuíferas.

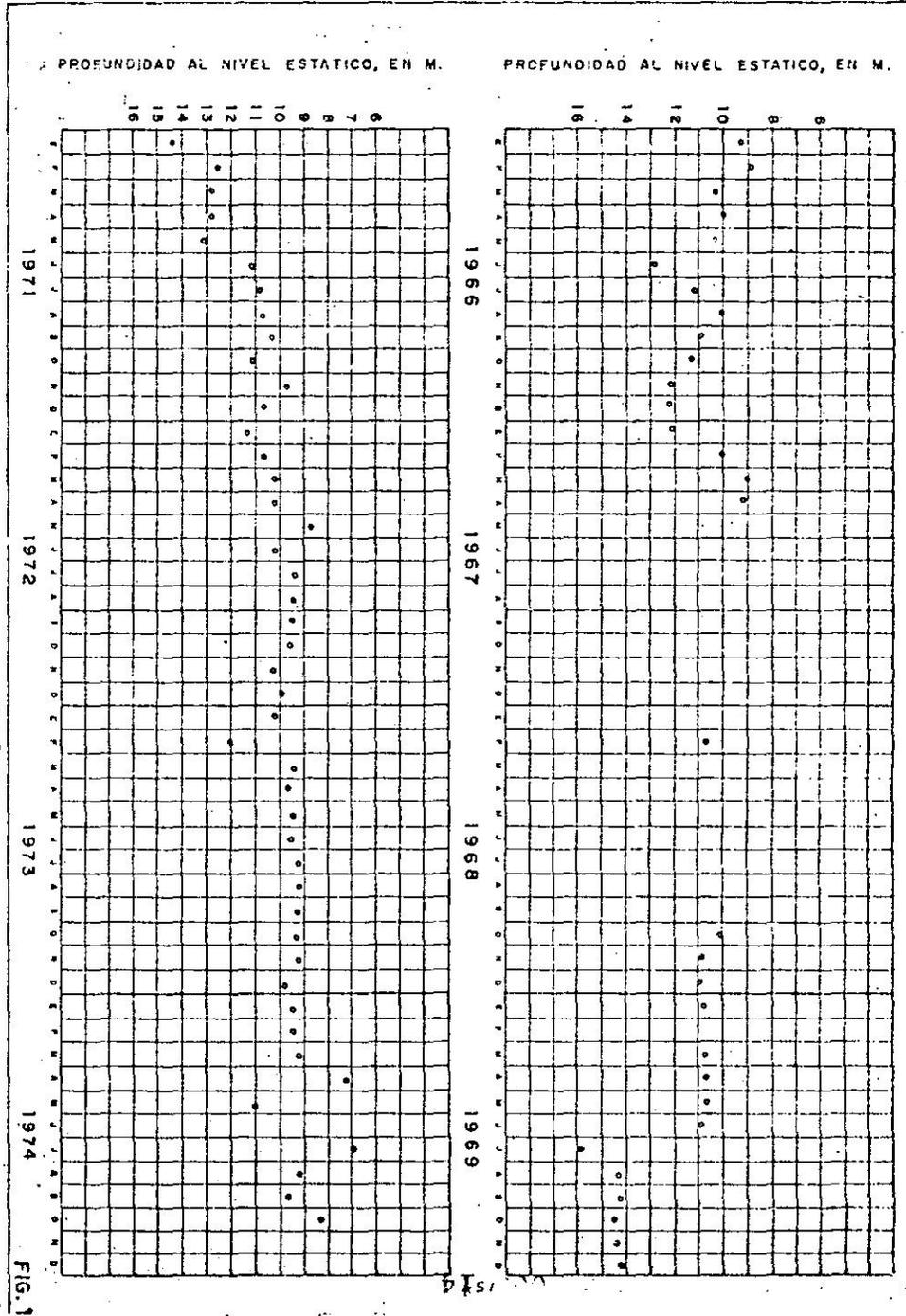
Una causa común que propicia abatimientos por períodos prolongados de los niveles, e inclusive abatimientos residuales no recuperables por recarga natural a los acuíferos, es el bombeo con pozos, cuyos efectos se detectan con información sistemática que en todos los casos se recomienda obtener, por ser de gran valor para el estudio de los acuíferos.

Fluctuaciones por períodos cortos de los niveles de agua pueden ocurrir por diferentes causas, requiriéndose para lograr su detección una frecuencia apropiada de observaciones, e inclusive un registro continuo en algunos casos.

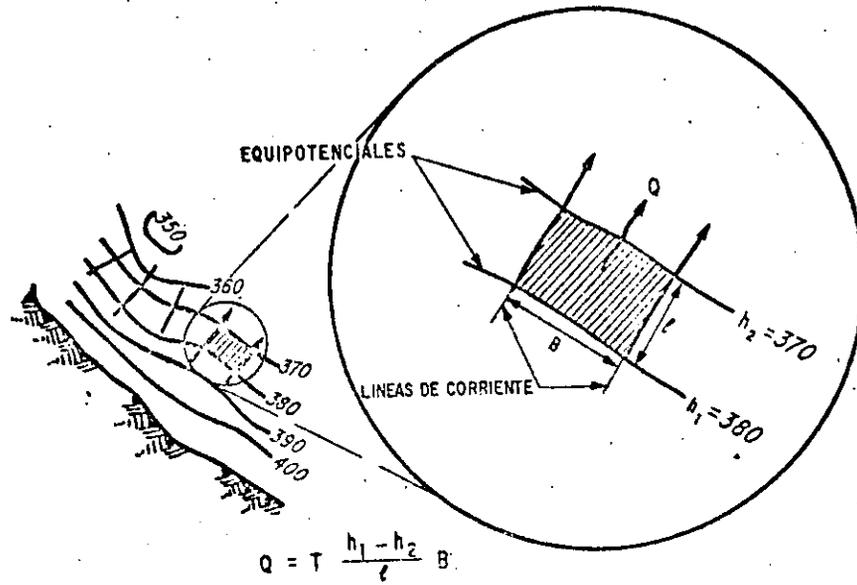
La causa más común que propicia cambios instantáneos en la posición del nivel de agua, es el bombeo o suspensión de operación de pozos, cuyo registro de efectos es un elemento importante que se utiliza para la complementación de estudios geohidrológicos, tal como se verá en capítulos subsiguientes.

Otras causas que en México no es común registrar, pero que investigaciones en otros países han permitido conocer efectos, son los temblores de tierra, cuya onda de movimiento que provoca en acuíferos confinados expansiones y compresiones puede ser observada, habiéndose observado en registros continuos que las variaciones por este motivo, se caracterizan porque los abatimientos y recuperaciones provocados con respecto a un nivel original son de la misma magnitud.

En otras ocasiones se han llegado a detectar cambios propiciados por variaciones en la presión barométrica y por el movimiento de mareas en acuíferos costeros.



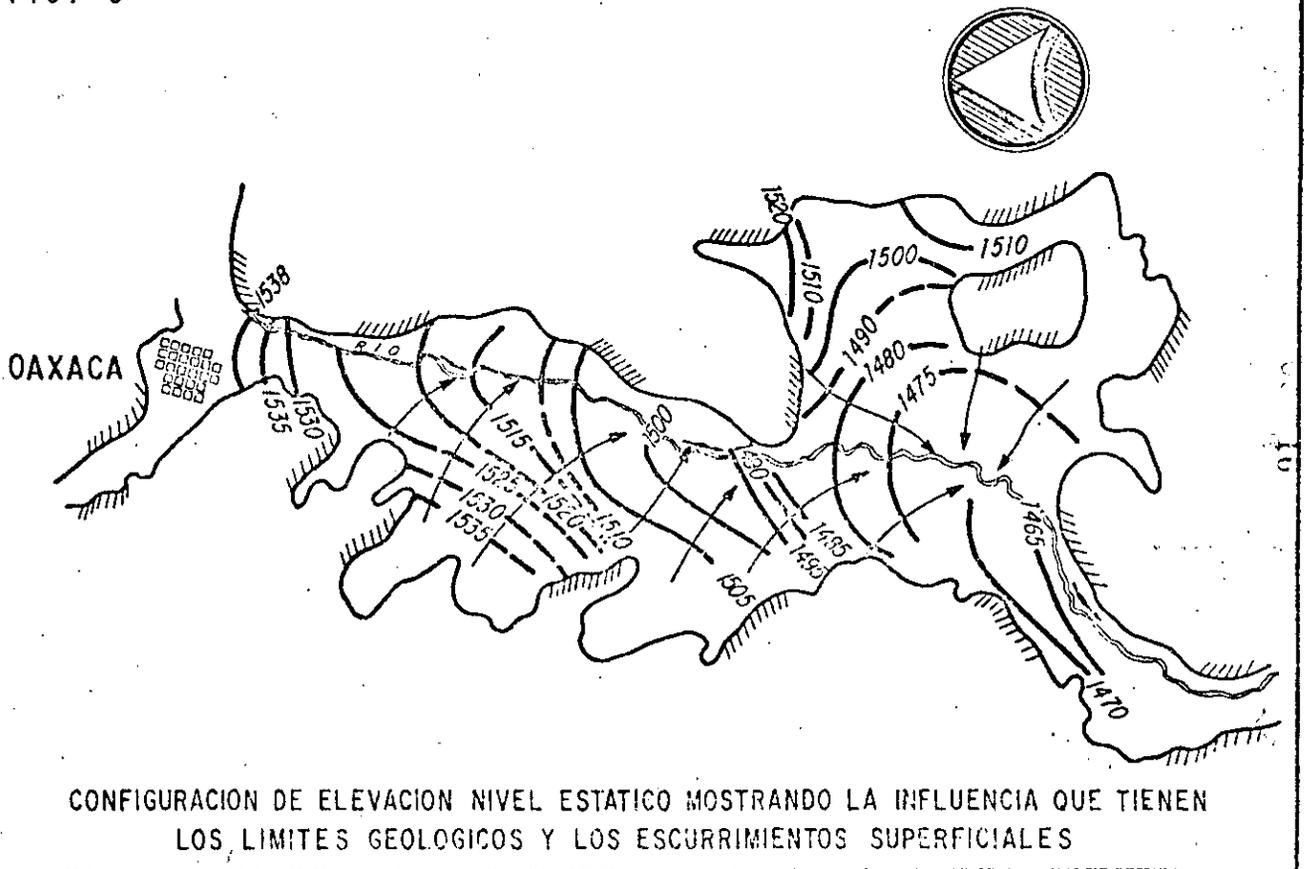
HIDROGRAFO DE UN POZO



CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

FIG.- No. 2

FIG.- 3



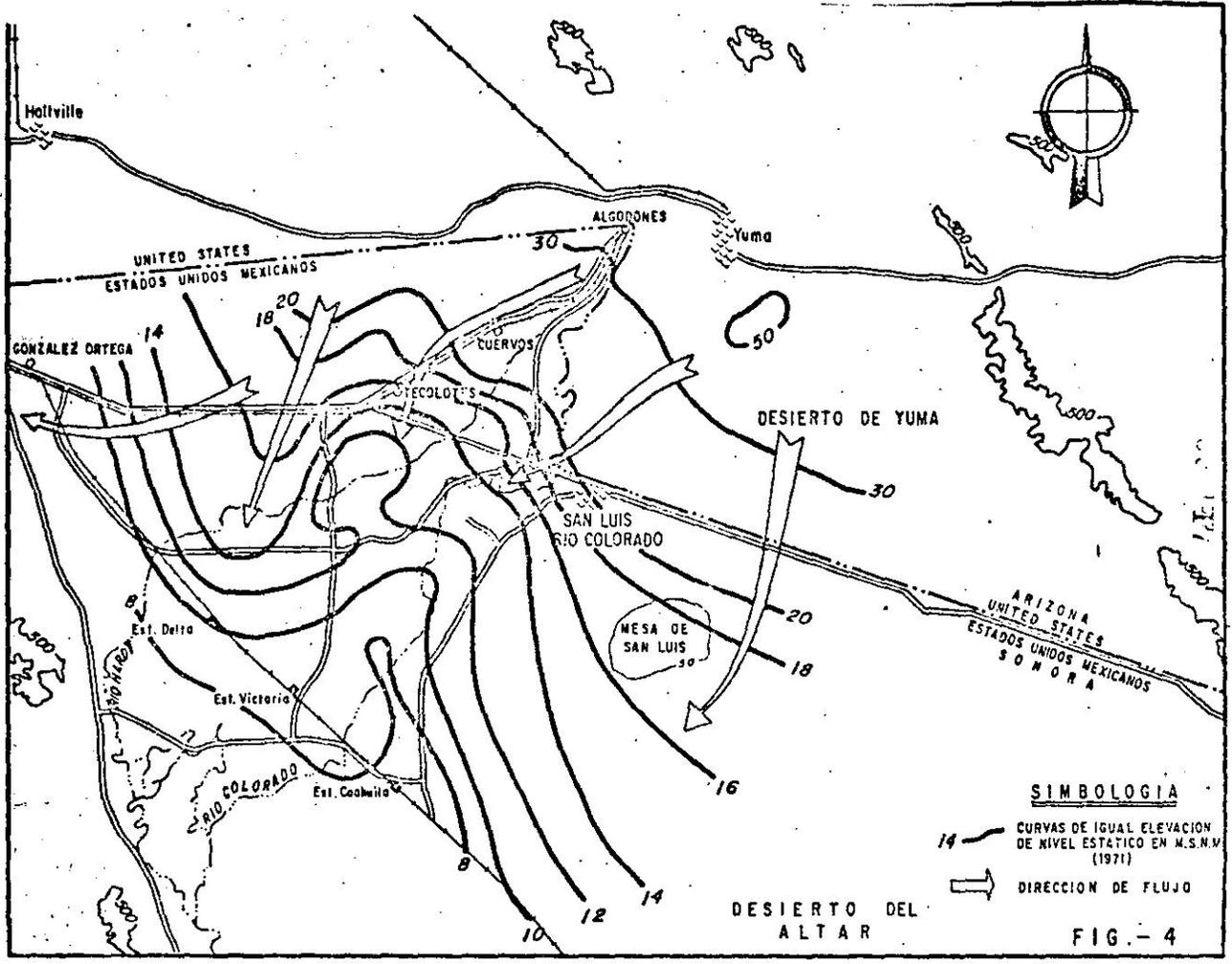


FIG.- 4

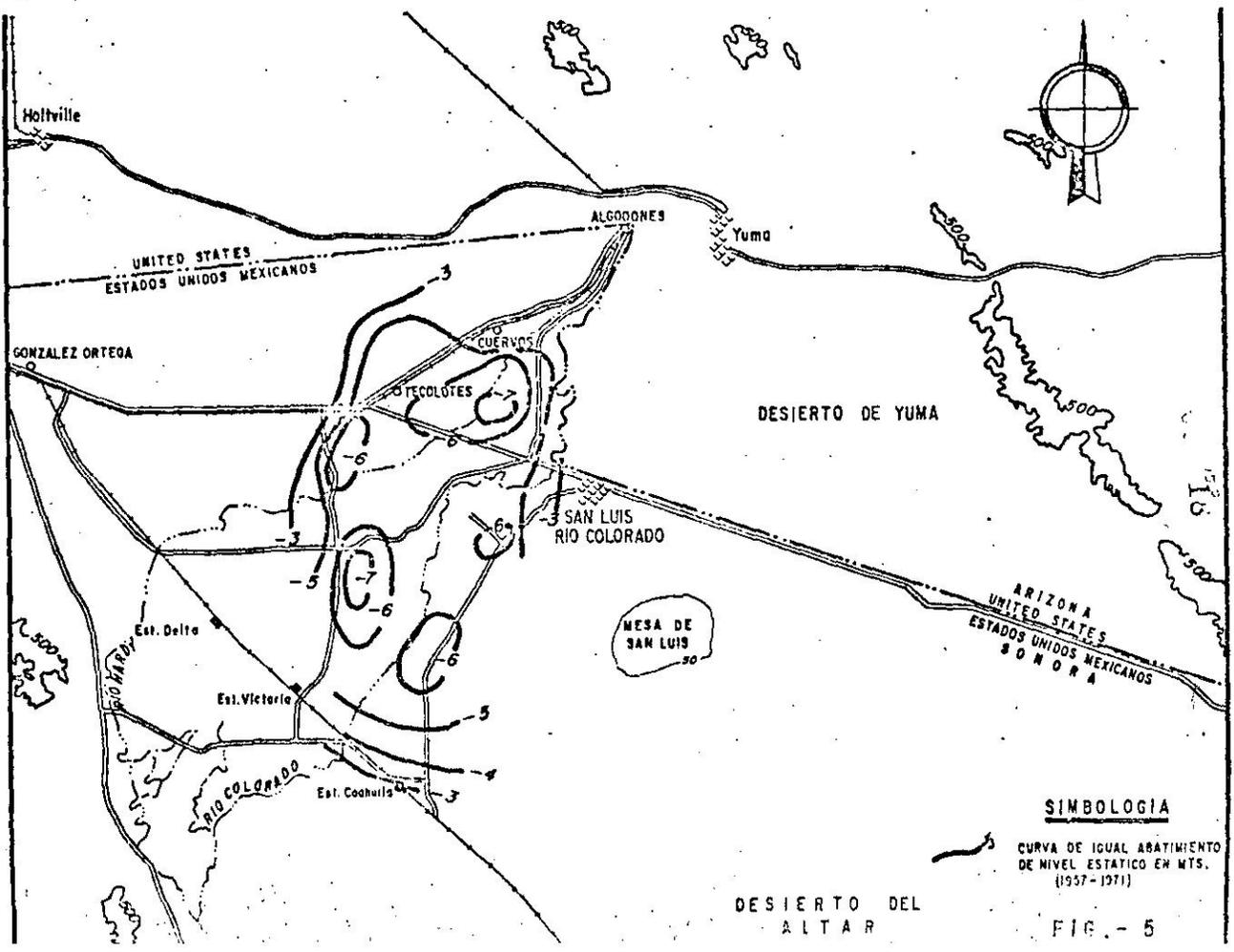
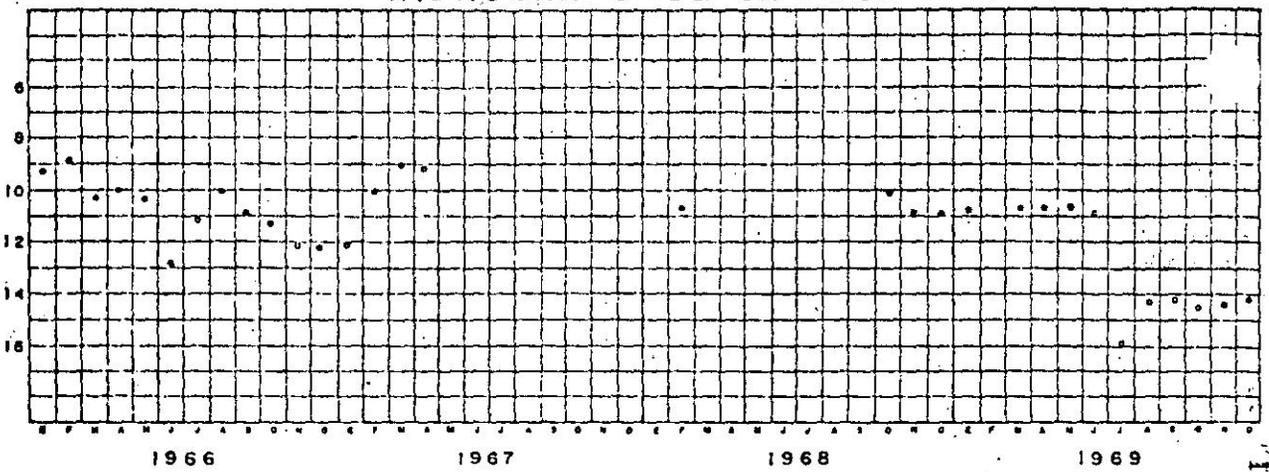


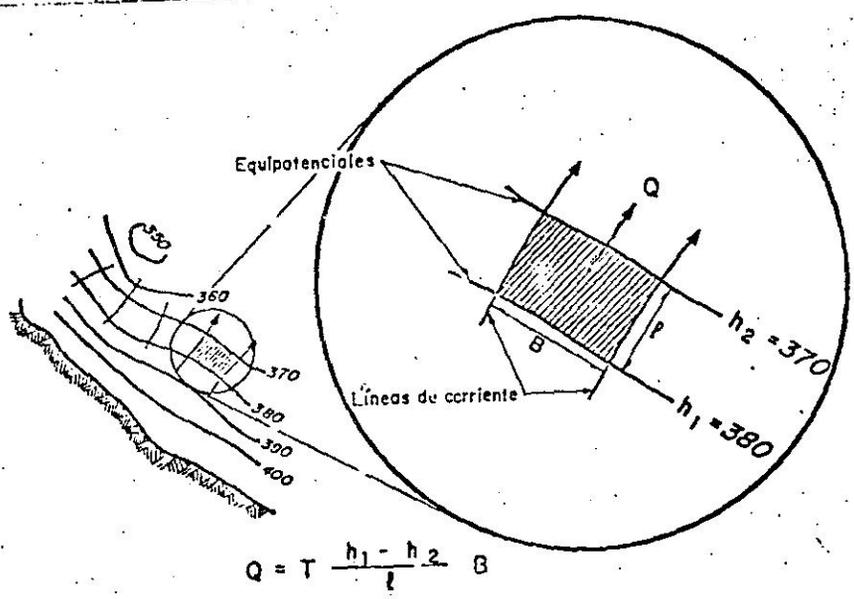
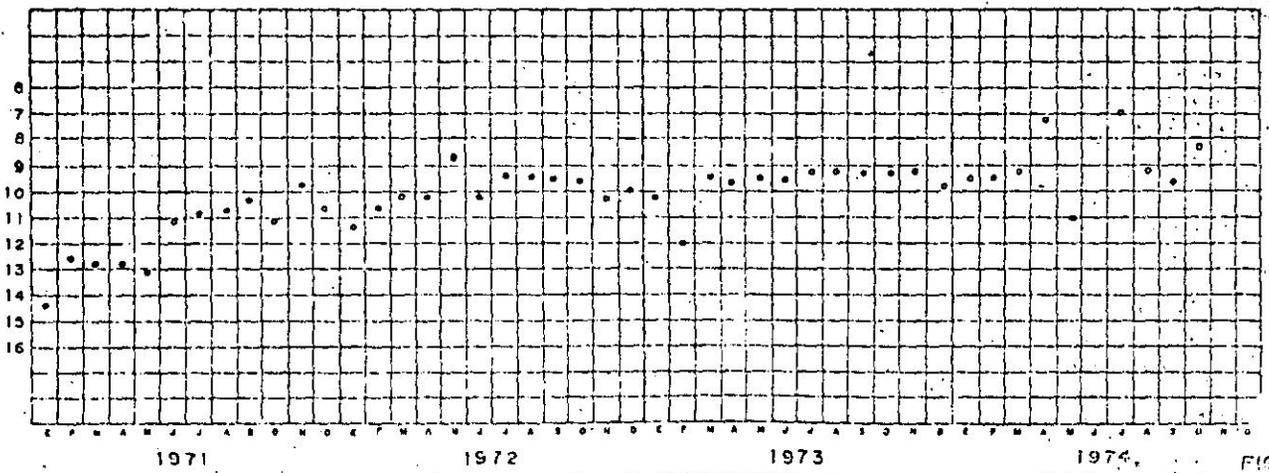
FIG.- 5

HIDROGRAFO DE UN POZO

PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.



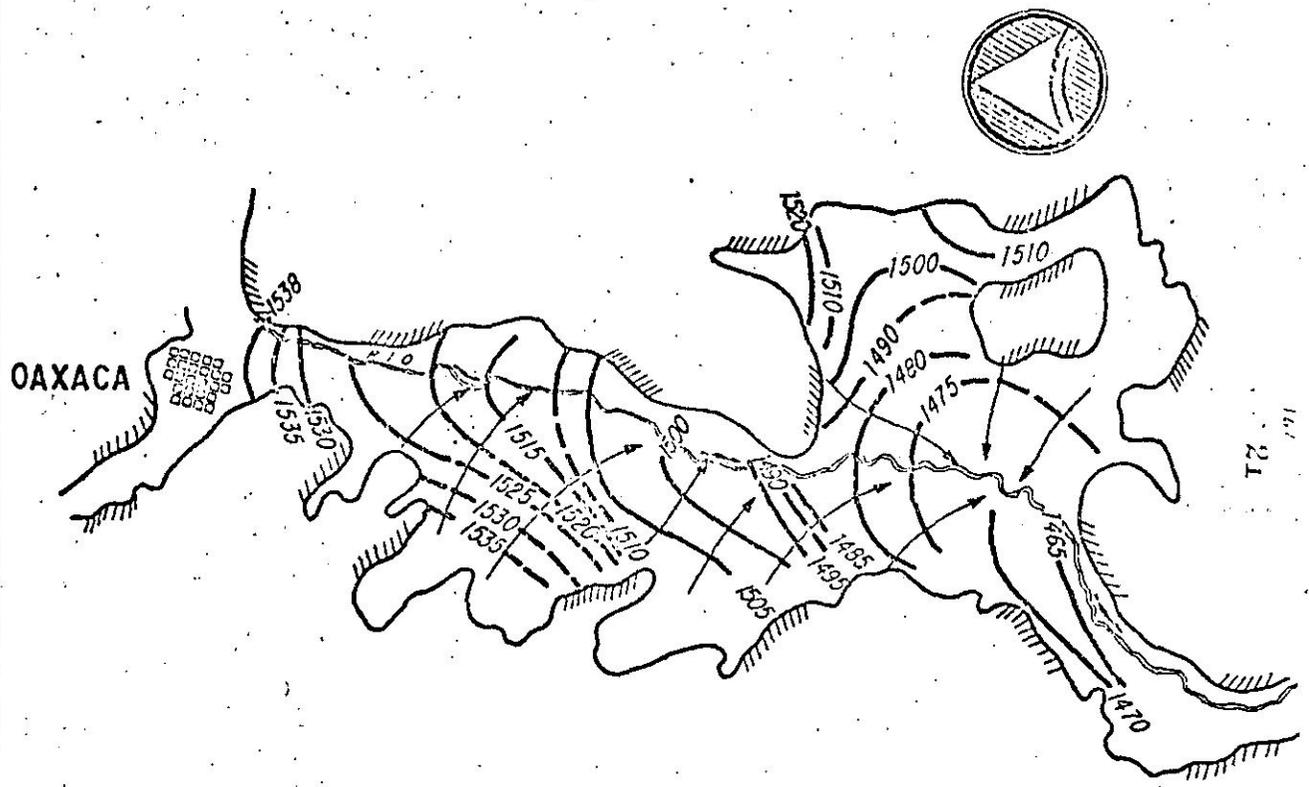
PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.



$$Q = T \frac{h_1 - h_2}{l} B$$

CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

FIG. - 2



CONFIGURACION DE ELEVACION NIVEL ESTATICO MOSTRANDO LA INFLUENCIA QUE TIENEN LOS LIMITES GEOLOGICOS Y LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES

FIG. - 3

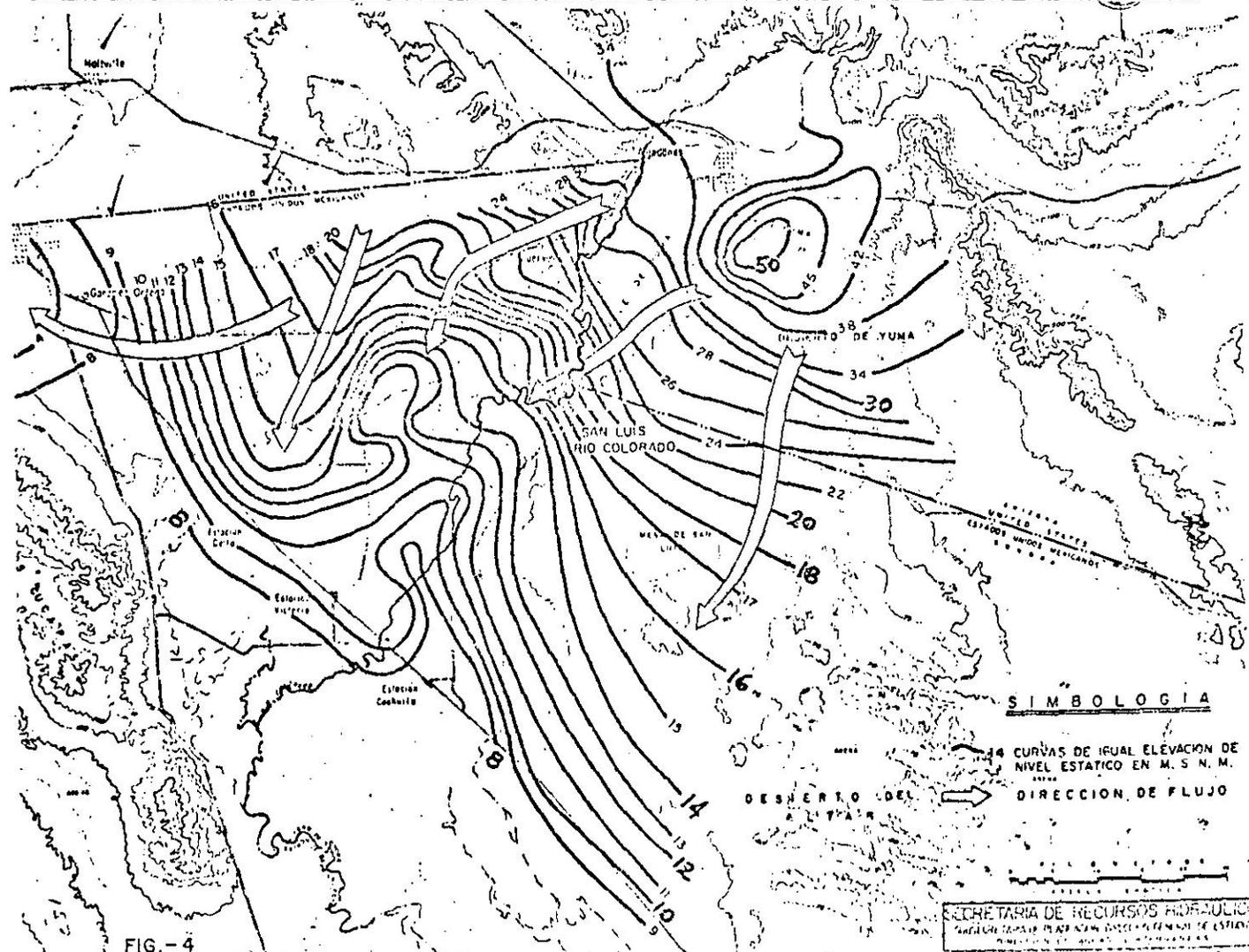


FIG. - 4

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS

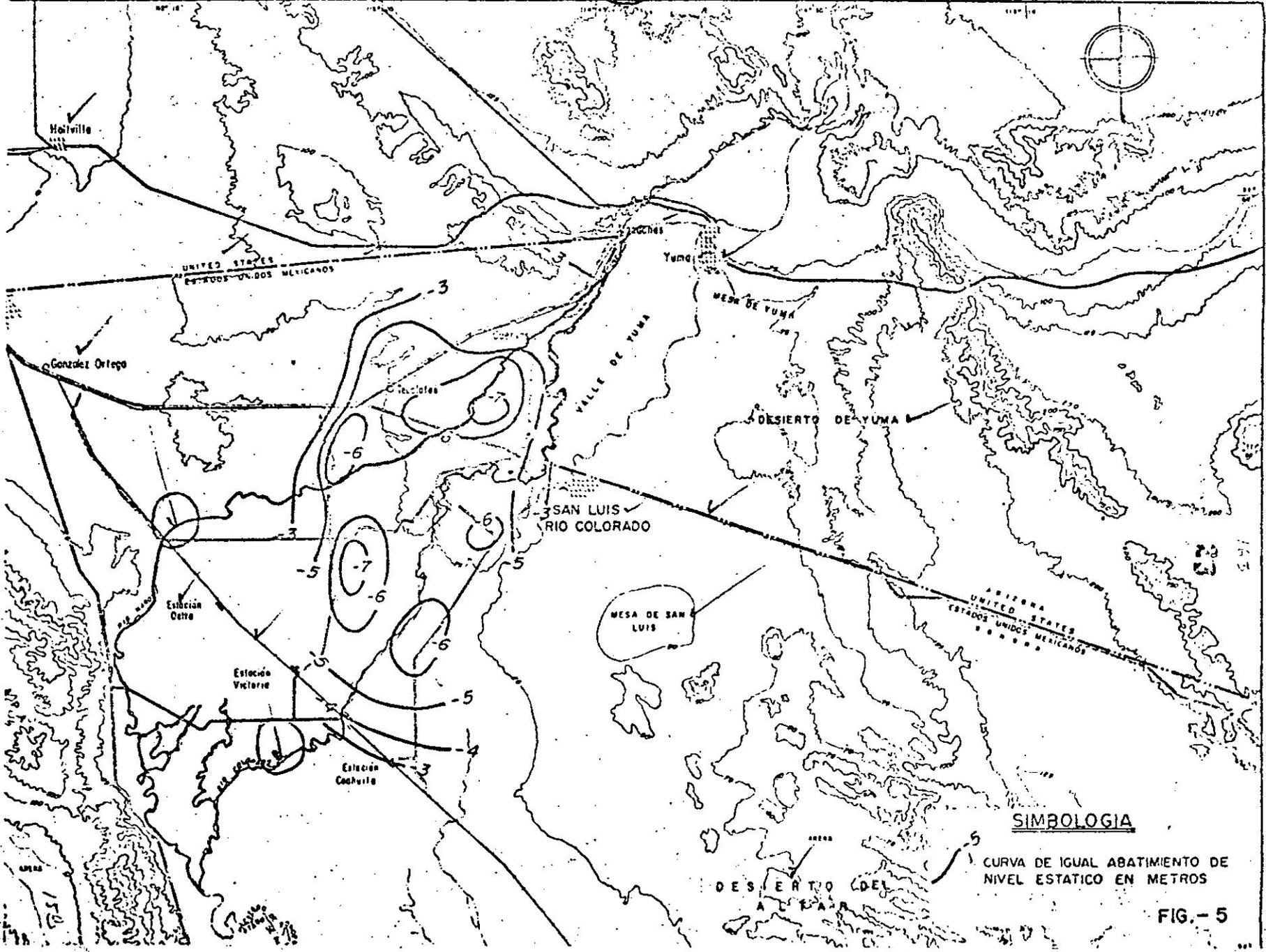


FIG.- 5



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

INSTRUCTOR:
ING. JOAQUIN MENDEZ SALDAÑA

AUTORES DE LOS APUNTES:
ING. IGNACIO SAIZ ORTIZ
ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MAYO, 1985.

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

En los campos de la Hidrología Superficial y de la Hidráulica, el pensamiento científico ha dispensado grandes esfuerzos para resolver eficientemente los problemas conectados con la captación y con los sistemas complejos de almacenamiento y conducción de aguas superficiales para su mejor aprovechamiento. En cambio, la Hidrología Subterránea y su interdependencia con el agua superficial, hasta hace poco ha carecido de verdadero apoyo académico e institucional para su desarrollo; de aquí que el pensamiento científico en este campo esté limitado a contados especialistas, quienes a título casi personal y a base de esfuerzos y entusiasmo, ha logrado considerables avances en esta rama del saber.

La situación descrita no tuvo mayor significación en el pasado, tres o cuatro décadas atrás, porque la demanda de agua dulce era relativamente moderada, y la explotación de las aguas subterráneas no alcanzaba niveles preocupantes ni causaba, salvo en pocos casos particulares, efectos secundarios adversos que debieran evitarse. Sin embargo, en los últimos 20 años se ha presentado un sustancial incremento en la demanda de agua derivado del creciente desarrollo del país, lo que ha propiciado un aumento desmedido en la explotación de aguas subterráneas, especialmente en las regiones áridas y semi-áridas, donde la principal fuente de agua dulce se encuentra en el subsuelo. Resulta explicable que la comunidad científica y técnica no prestara mayor atención al estudio de las aguas subterráneas en el pasado, y que todo se redujera a identificar la presencia del agua en el subsuelo y perforar pozos más o menos bien diseñados; su operación no presentaba dificultades y no se percibían efectos adversos espectaculares que alertaran al personal técnico sobre la inconveniencia del régimen de extracciones imperantes o sobre el peligro de incrementar las explotaciones. Inconscientemente se olvidó que el recurso agua subterránea, aún cuando renovable, tiene sus limitaciones, y que si éstas no se respetan queda en grave riesgo el futuro abastecimiento de agua con el consecuente deterioro para la economía de la región. El desarrollo y explotación del agua subterránea generalmente se efectúa en forma caótica, interviniendo

diversas dependencias y particulares que olvidan tomar datos cruciales, la mayoría irrecuperables.

La realidad actual es preocupante. Muchas de las regiones del país presentan efectos adversos que deberían evitarse: intrusión salina en planicies costeras; abatimiento de niveles de bombeo próximos a lo antieconómico; hundimiento del terreno con dislocamiento en redes de servicios y edificios, y producción de grietas con peligro para estructuras importantes.

Sería inocente creer que todos los problemas de agua subterránea pueden resolverse en forma rápida y barata con tal de que el investigador sea suficientemente listo, y que si tiene acceso a una computadora electrónica no se necesita más. Los estudios de Hidrología Subterránea requieren, por una parte, el trabajo rutinario de acopio de información como piezometría e hidrometría, condiciones de fronteras, perforaciones de exploración, pruebas de bombeo, transmisibilidad, etc., y su interpretación adecuada; por otra parte, involucran procesos seriados de tomas de decisiones. En cada etapa, el investigador debe formular una hipótesis clara y plausible, y determinar si es correcta o incorrecta eligiendo las técnicas de investigación apropiadas. Por grande que sea su admiración hacia las técnicas modernas de cómputo, no debe abdicar su facultad de pensar y discernir para resignarse a la simple tarea de recopilar información rutinaria suponiendo que una máquina pueda llegar a pensar por él.

La computadora, por grande y elaborada que sea, no es más que una herramienta útil, que, atenta a las instrucciones contenidas en un programa que se le proporcione, procesa eficazmente los datos con que se le alimenta, sin que pueda discernir si el programa y los datos son los adecuados al problema que se pretende resolver; de aquí que la facultad pensante continúa siendo privativa del especialista, pero tampoco pretenda ser tan avisado que no necesite datos y medidas, hipótesis, cálculos y comprobaciones para resolver los problemas.

Así pues, continuemos pensando y midiendo, midiendo y pensando, para sustanciar las etapas que constituyen un estudio de hidrología

Subterránea.

La Hidrología Subterránea, como todas las ciencias, ha discurrecido por diversas etapas: de la fase filosófica puramente especulativa, pasó a la fase descriptiva, para tornarse después en explicativa y, finalmente, aún cuando con retraso, alcanzar la fase predictiva, que en última instancia es la que verdaderamente interesa desde el punto de vista práctico, ya que el técnico debe analizar los efectos que se derivarán de cualquier alternativa de explotación que se - - ocurra, en una fuente dada, a fin de proporcionar a los ejecutivos los elementos de juicio necesarios para tomar decisiones acertadas, conociendo de antemano el impacto y efecto de toda índole que provocarán tales decisiones.

La Hidrología Subterránea es compleja y requiere el concurso de diversas disciplinas científicas y técnicas que pueden arrojar luz sobre algunos aspectos del problema. Por lo tanto, requiere de grupos interdisciplinarios altamente calificados para alcanzar resultados satisfactorios que, a su vez, permitan planear racionalmente el futuro de las diversas regiones del país.

México, en vías de desarrollo social y económico, debe utilizar racionalmente todos sus recursos y, como ya se indicó, en especial el recurso agua. El empleo racional del agua subterránea - implica, imprescindiblemente, un conocimiento cierto de sus características, tales como cuantía, distribución y calidad, así como la mejor forma de aprovecharla a largo plazo para garantizar el suministro de la región, y planear su desarrollo acorde con las disponibilidades de ese recurso, sabiendo de antemano los efectos secundarios - que se producirán por la explotación propuesta. Sólo así se podrán evitar sobreexplotaciones que generen florecimientos efímeros y desplomes económicos posteriores que nulifican el progreso momentáneo y dejan al país con una cauda de males casi siempre irremediables.

Así pues hay que desterrar el lirismo y los zahoríes, por mucho tiempo que tengan en su actividad, y utilizar adecuadamente a

los científicos y técnicos con que cuenta México, fomentando la preparación de mayor número mediante incentivos apropiados, para que el progreso del país se realice sobre bases firmes y no en meras opiniones, si quien las emite no las fundamenta científicamente, pues como indica Mashall Walker : "La verdad del pensamiento científico descansa, no en la autoridad de los individuos, sino en la autoridad de la observación empírica", y, "El propósito inmediato del pensamiento científico es hacer predicciones correctas de los acontecimientos de la naturaleza, y su propósito último es la supervivencia del hombre".

La evaluación de los recursos de agua subterránea, en la actualidad tiene una connotación un tanto diferente a la que tenía hace unas cuantas décadas. En aquel entonces la preocupación básica de los estudios estribaba, casi exclusivamente, en tratar de determinar la cuantía de la recarga natural media en una zona o región, recurriendo a procedimientos más o menos elaborados, la mayoría de los cuales carecía de validez científica.

Una vez estimada la recarga anual, se adquiría una actitud estática, recomendando que en esa región se extrajera del subsuelo, como máximo, un volumen anual igual a la recarga media anual. A ese volumen se le etiquetó con el nombre de "rendimiento seguro" (safe yield). Con tal política, el almacenamiento subterráneo en una región, con frecuencia muy considerable, quedaba intocable y sin beneficio para nadie. Naturalmente, las presiones sociales, demográficas y económicas fomentaron el incremento de las explotaciones, en su mayoría en forma anárquica y sin conocimiento claro de sus consecuencias, dando por resultado que en algunas regiones la sobreexplotación ha causado daños en muchos casos irreversibles.

En la actualidad, gracias al avance de la técnica, es posible conocer las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos; establecer balances periódicos del agua subterránea; calcular la cuantía de la recarga y su evolución en el tiempo y, lo que es más importante, conocer el comportamiento de los acuíferos frente a la acción conjunta de la recarga y las explotaciones a las que se les

sujete. Es decir, se puede predecir con suficiente antelación, - cuál será el efecto que se producirá en un acuífero por las diversas alternativas de explotación que se deséen, proporcionando así, a - quien deba tomar las decisiones, los elementos de juicio para su - elección.

En la actualidad, el término "rendimiento seguro" adquiere un significado dinámico, pudiéndose decir, sin que esto pretenda ser una definición única, que es toda explotación de los acuíferos de una región que no produzca efectos secundarios permanentes indeseables, como intrusión de agua de mar en las planicies costeras; o contaminación de acuíferos salinos presentes en la región; hundimientos en la superficie del terreno, abatimientos piezométricos excesivos que hagan incosteable el bombeo, etc.

A medida que un acuífero se sobreexplota, los niveles piezométricos se abaten. El abatimiento total no debe rebasar un nivel crítico, que es el nivel medio mínimo que debería mantenerse para prevenir los efectos secundarios indeseables mencionados antes, sin olvidar que lo indeseable de tales efectos es cuestión de criterio humano. Así pues, la explotación segura significa que el recurso no se dañe por la propia explotación; sin embargo, esto no protege el recurso agua subterránea contra los daños causados por otros factores tales como la contaminación, cambios de clima, etc.

ESTUDIO Y EVALUACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

El estudio de las aguas subterráneas abarca tres fases principales que son :

- a).- Prospección del agua, que comprende los trabajos indispensables para identificar la presencia del agua subterránea en una región dada.
- b).- Determinar las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos en esa región.
- c).- Conocer la hidrología subterránea propiamente dicha, o séase, -

determinar el comportamiento de los acuíferos frente a la acción conjunta de la recarga y las explotaciones a las que se les sujeta, que es, como ya se dijo, la única forma de poder manejar racionalmente las aguas subterráneas y de programar la distribución y régimen de explotación más convenientes en cada caso y en cada época, que es realmente lo más importante desde el punto de vista práctico.

Cabe aclarar que dichas etapas no se trabajan separadamente sino paralelamente dentro de lo posible en cada caso.

PROSPECCION DEL AGUA:

La prospección del agua, especialmente en las regiones vírgenes de explotaciones, requiere un conocimiento previo de las condiciones hidrológicas superficiales, de las características geológicas regionales, y de un estudio detallado de sus peculiaridades, ya que las aguas pluviales y los escurrimientos superficiales constituyen la principal fuente de alimentación a los acuíferos, y las características geológicas forman el marco en el que fluyen las aguas subterráneas. Las inferencias que se deriven de tales estudios, respecto a la presencia de agua subterránea y probables tipos de acuíferos, deben verificarse mediante perforaciones de exploración convenientemente localizadas, y a suficiente profundidad para identificar posibles acuíferos profundos, confinados, cuya explotación pudiera convenir. Estas exploraciones se auxilian y complementan con sondeos geofísicos adecuados.

DETERMINACION DE LAS CARACTERISTICAS DE LOS ACUIFEROS.

Por lo que se refiere a la determinación de las características de los acuíferos, reviste dos aspectos: uno se refiere a las características físicas, o sea su tipo, extensión y espesor, que se determinan con perforaciones de exploración adicionales, también auxiliadas y complementadas con métodos geofísicos.

Los métodos geofísicos constituyen, en términos generales, una herramienta útil para extender a toda una área, en forma económica, los datos geológicos obtenidos en unas cuantas perforaciones de exploración específicas dentro de esa misma área, evitando el tener que tapizarla con perforaciones para adquirir un conocimiento adecuado de la geología sepultada. Para esto, el geofísico mide desde la superficie del terreno determinadas anomalías físicas presentes en el subsuelo, las cuales debe interpretar en términos de geología profunda, calibrando su interpretación con los cortes geológicos obtenidos en las perforaciones mencionadas. Las anomalías comunmente aprovechadas son las magnéticas, gravimétricas, las eléctricas y las elásticas; cada una tiene su aplicación y limitaciones y requieren tecnologías especiales.

El otro aspecto se relaciona con sus características hidrodinámicas o sea determinar si funcionan como acuíferos libres, confinados o múltiples y, fundamentalmente, conocer sus coeficientes de transmisibilidad y almacenaje, indispensables para calcular la cuantía del flujo subterráneo en un momento dado, así como las variaciones que ocurren en el volumen de agua almacenada al producirse variaciones en los niveles piezométricos; para esto, se efectúan pruebas de bombeo formales convenientemente distribuidas en toda el área, las que, interpretadas debidamente a la luz de las teorías más avanzadas y con los últimos métodos desarrollados, proporcionan la información deseada. Las pruebas de bombeo se realizan en aquellos pozos de explotación existentes cuyas características sean adecuadas y se complementan aprovechando las perforaciones de exploración, las cuales se terminan como pozos de explotación o como pozos de observación o estaciones piezométricas según el caso.

REGIMEN PIEZOMETRICO

Dado que el agua una vez infiltrada en el subsuelo queda fuera del alcance de toda medida directa convencional, hay que recurrir a determinar su régimen piezométrico para conocer el esquema del flujo

de la recarga natural y las explotaciones a las que se les someta.

Este comportamiento depende del tipo y ubicación de las fronteras; de las características hidrodinámicas de los acuíferos y su distribución, de la cuantía y distribución de la recarga; el régimen con que fluye el agua subterránea, en la inteligencia de que tiene carácter transitorio; y por último, de la cuantía, distribución y régimen de las explotaciones. Una vez en posesión de estos conocimientos, se está en posibilidad de predecir, con base en las leyes de flujo subterráneo, cuál será el comportamiento futuro de los acuíferos frente a cualquier alternativa de explotación que se desee, tanto por lo que respecta a su monto como a su distribución.

Para cubrir esta fase, la más importante desde el punto de vista práctico, ya que su conocimiento representa la única forma de programar el desarrollo de una región garantizándole su abastecimiento de agua con un buen conocimiento de las consecuencias que puedan esperarse a futuro por la explotación que se programe, es necesario trabajar con métodos geohidrológicos directos, realizando los balances del agua ya infiltrada en el subsuelo y al abrigo de todas las indeterminaciones asociadas con los factores que influyen en la superficie para su infiltración. Una vez en posesión de los conocimientos derivados de esos balances, se está en posibilidad de estudiar el comportamiento futuro de los acuíferos.

El desarrollo de las computadoras electrónicas permite realizar, en forma rápida y económica, las predicciones necesarias mediante modelos, matemáticos si la computadora es digital o analógicos para los que sean de ese tipo. En los modelos se simulan las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos y se calibran imponiéndoles las condiciones de alimentación y explotaciones habidos en los períodos anteriores conocidos, debiendo reproducir el modelo la evolución de niveles observada en esos mismos períodos; una vez calibrado adecuadamente se puede obtener la evolución que se producirá en el futuro para la explotación que se desee estudiar. De lo anterior resulta evidente que interese la historia, o sea el

con todas sus características tales como dirección y sentido de las líneas de corriente, gradientes y evolución que sufren en el transcurso del tiempo.

Este renglón es de primordial importancia ya que su buen conocimiento, junto con el de las transmisibilidades y coeficientes de almacenaje en la región por estudiar, permiten determinar, para las fechas elegidas, los caudales que fluyen por los acuíferos y las fluctuaciones que sufre el almacenamiento en el período de tiempo elegido.

El conocimiento piezométrico se logra instalando el número de pozos de observación o estaciones piezométricas necesarias y con una distribución adecuada en la región, en la inteligencia de que para este objeto pueden utilizarse pozos de explotación existentes y convenientemente elegidos, complementándose con los que se instalen en las perforaciones de exploración.

G E O Q U I M I C A :

La interpretación geoquímica de los análisis físico-químicos de las aguas subterráneas presenta gran utilidad, ya que independientemente de proporcionar una distribución de calidad de las aguas subterráneas, proporciona también información valiosa respecto al esquema del flujo regional, afinidad entre dos o más acuíferos, origen de las aguas, composición de las rocas por las que escurrido el agua, intrusión salina y algunos otros aspectos útiles.

Este renglón, complementado con las modernas técnicas isotópicas, particularmente utilizando los isotopos ambientales, ayuda a dilucidar diversos aspectos importantes de los estudios.

HIDROLOGIA SUBTERRANEA :

La Hidrología Subterránea propiamente dicha estudia el comportamiento de los acuíferos de una región frente a la acción combinada

pasado, porque preocupa el futuro, única base racional para planear correctamente el desarrollo de las regiones y muy particularmente en las regiones áridas y semi-áridas que, como ya se indicó, tiene su principal fuente de abastecimiento de agua dulce en el subsuelo.

De todos los aspectos señalados que intervienen en los estudios del agua subterránea, algunos son estáticos y otros tienen carácter dinámico, ya que varían con el tiempo. Siendo todos importantes, su determinación o estudio debe jerarquizarse, prestando atención especial y continua a los aspectos variables. Las explotaciones varían constantemente y como el flujo subterráneo tiene carácter transitorio, los niveles piezométricos, los gradientes y trayectorias evolucionan continuamente, por lo que un dato que no se tome oportunamente es un dato irrecuperable. En cambio, a menos que se presente un cataclismo, la geología de una región no cambia en el tiempo tomado a escala humana, y la información geológica obtenida en cualquier momento es válida para los eventos hidrológicos anteriores y posteriores a la fecha del levantamiento geológico realizado. De aquí que deban enfocarse los primeros trabajos a establecer un servicio continuo para la obtención de datos en los aspectos variables, y si existen limitaciones presupuestales, los levantamientos de geología superficial pueden diferirse lo indispensable.

Sin embargo, lo anterior no debe tomarse como regla absoluta. Si bien en una zona de explotación el conocimiento de la cuantía y distribución de las extracciones, así como del régimen piezométrico y comportamiento hidráulico de los pozos, permite deducir con cierta aproximación el monto de los recursos en agua subterránea disponibles, cuando menos en lo que concierne a los acuíferos explotados, en las regiones vírgenes de explotación en las que el flujo y sus fronteras resultan muy complicados, los levantamientos geológicos y las exploraciones directas y con métodos geofísicos deben adelantarse.

Finalmente, para ubicar captaciones específicas de aguas subterráneas mediante pozos, galerías o túneles, es indispensable contar con levantamientos geológicos detallados de la zona, comple-

mentados con los sondeos específicos, a fin de que la ubicación y las características sean óptimas.

Para el aprovechamiento de los recursos de agua en una región, las aguas superficiales y las subterráneas deben manejarse como un elemento único y no separadamente, ya que el recurso total, visto desde el aspecto de su manejo actual, es mayor que la suma de los recursos separados, independientemente de que el aprovechamiento de uno puede afectar al otro.

Muy rara vez el hidrólogo cuenta, en un momento dado, con la información indispensable para calcular la cuantía de los recursos de agua subterránea en una región. Las explotaciones por medio de pozos proliferan en forma por demás caótica, perforados por dependencias oficiales y por particulares que descuidan tomar los datos cruciales. Es más, información valiosa que se sabe que existe en alguna parte, suele ser difícil de obtener.

Con base en información incompleta, el hidrólogo muchas veces debe tomar decisiones a corto plazo, para lo cual resultan útiles los siguientes criterios, tomados del artículo del Dr. Samuel Mandel⁽³⁾:

- a.- Los conceptos e hipótesis que maneje deben ser de naturaleza física.
- b.- Los criterios deben comprender una serie de situaciones físicas globales discretas, más que un continuo espacial o temporal.
- c.- Los parámetros importantes deben ser susceptibles de evaluar mediante diversos métodos independientes a fin de que la consistencia de los resultados pueda cotejarse.
- e.- Los métodos que requieren gran número de datos observados en perforaciones, obviamente resultan poco útiles para las decisiones a corto plazo.

De los resultados que obtenga manejando con estos criterios la información disponible, dependen las decisiones preliminares, inclu-

yendo la posible necesidad de efectuar trabajos adicionales para conocer mejor los parámetros básicos.

1.- MÉTODOS Y CONCEPTOS :

La experiencia práctica ha demostrado la utilidad de los conceptos que siguen. Los métodos técnicos se mencionan pero brevemente; para mayores detalles el lector deberá recurrir a la literatura expresa.

- a.- El sistema natural de agua subterránea comprende los mecanismos de recarga y descarga de agua, las trayectorias naturales del flujo y las reservas almacenadas en el acuífero. No siempre es fácil identificar el sistema y las suposiciones más plausibles no necesariamente serán correctas. Los métodos geoquímicos, las consideraciones geológicas y las técnicas isotópicas son útiles para valorar las diversas facetas del problema.
- b.- Reservas de agua subterránea. La explotación de un acuífero, aún bombeando unos cuantos metros cúbicos en un pozo, cambia todas las reservas. Otros efectos como el descenso de niveles del agua, cambios en las direcciones del flujo, etc., son consecuencias de ese primer cambio. Dos tipos principales de reservas pueden distinguirse: las reservas "dinámicas" y las "ocultas".

Las reservas dinámicas se encuentran arriba de los niveles de las salidas naturales y generan la energía que provoca el flujo del agua. Si las reservas dinámicas son nulas, cesa la descarga natural del agua subterránea. Las reservas ocultas se encuentran abajo del nivel de las salidas naturales; no son aguas estancas sino que participan en el movimiento del agua subterránea en tanto exista flujo en el acuífero. (En los acuíferos costeros no es aplicable esta distinción). Ambos tipos de reservas pueden estimarse mediante consideraciones geohidrológicas. Las reservas dinámicas pueden calcularse mediante el análisis de las curvas de decaimiento (Mero, 1964). El concepto de reservas también es

inherente en los párrafos c y d siguientes.

- c.- Tiempo de residencia : indica el tiempo que tarda el agua en moverse desde el punto de recarga hasta el punto de muestreo. Este parámetro también puede definirse como la relación entre el almacenamiento total y el flujo en el acuífero; de aquí su importancia. Lamentablemente, los métodos isotópicos que en principio facilitan su medida, se ven acosados por dificultades todavía no resueltas. Sin embargo, vale la pena cotejar cuándo, en una situación dada, los pocos y relativamente baratos análisis pueden proporcionar información útil.
- d.- La relación reservas dinámicas/caudal (dimensión tiempo), indican qué tanto durarán las reservas si el flujo de salida continúa a su cuantía inicial. Si el acuífero descarga por manantiales, la relación se calcula fácilmente con el análisis de la curva de decaimiento. A veces son útiles los cálculos geohidrológicos gruesos, aún cuando son menos confiables.
- e.- La recarga media anual es el primer aspecto cuantitativo que generalmente se estima en las investigaciones de agua subterránea. Es un hecho lo difícil de evaluar este elusivo parámetro. Las estimaciones basadas en "coeficientes de infiltración" supuestos, en áreas de recarga también supuestas, etc., a menudo están equivocados. Los cálculos geohidrológicos detallados (Mero, 1969) requieren muchos datos y rara vez son aplicables. La mejor estrategia es valuar la salida natural del acuífero en vez de la entrada. Para este propósito son invaluable las medidas de los niveles del agua y sus fluctuaciones durante las primeras etapas de desarrollo, antes de que las condiciones naturales se alteren mucho. La medida del flujo en manantiales constituye un método directo confiable de cálculo, siempre y cuando que el acuífero que alimenta el manantial esté definido correctamente. (En los acuíferos calizos a menudo dista esto de ser fácil). Si los aspectos c y d se han valuado, se puede cotejar la consistencia de los resultados.

f.- Factores físicos que limitan la explotación del agua subterránea.
 El hidrólogo debe evaluar los cambios que se producirán debido a una explotación largamente continuada. La primera tarea es predecir el estado estable final, por ejemplo; Si el acuífero se explota continuamente a cierta tasa, los niveles del agua - - descenderán hasta cierta posición, los caudales de los manantiales declinarán hasta cierto valor; en los acuíferos costeros es comparativamente fácil predecir la posición final del "pie de la interfase" (la intersección de la interfase agua dulce-agua salada con el fondo impermeable del acuífero).... etc., Para evaluar la escala de tiempos en que ocurren los cambios, se requieren métodos de cálculo digital o análogo, utilizando varios juegos alternativos de parámetros naturales supuestos.

Solamente el ingeniero puede decidir qué es lo que constituye un efecto indeseable, y/o un factor limitante. Al sistema natural le tiene sin cuidado si los niveles del agua descienden a 500 m bajo el nivel del terreno o si todo el acuífero se llena eventualmente con agua de mar. Obviamente, no puede esperarse que la naturaleza proporcione criterios para lo que los individuos -- consideran "seguro" o "inseguro".

g.- El nivel crítico del agua es el nivel medio mínimo que debería mantenerse para evitar los efectos indeseables definidos antes. Este parámetro es conveniente porque se mide fácilmente y porque los cambios globales en el acuífero son subsecuentes a los cambios del nivel del agua. Cuando se aproxima el nivel crítico del agua- cuando muy tarde- es tiempo de proceder a una reevaluación -- minuciosa de la situación, para un análisis detallado del acuífero y para emplear técnicas de optimización.

2.- ASPECTOS INGENIERILES

El ingeniero no necesita preocuparse por tecnicismos geohidro-

lógicos, pero debería estar en posibilidad de decidir la forma en que deben manejarse las reservas de agua subterránea. En principio se plantean las siguientes opciones :

a. - Explotación dentro de los límites del "rendimiento seguro". Se deben satisfacer dos condiciones: la explotación debe ser menor o igual a la recarga y el nivel del agua debe mantenerse arriba del nivel crítico. Debe recordarse que el "nivel crítico del agua" depende de la definición que se dé a "efectos indeseables", lo cual es cuestión de juicio humano. La búsqueda fútil de una definición de "rendimiento seguro" en términos puramente físicos le ha dado una mala imagen, pero lo consideramos útil como criterio ingenieril, que puede quedar razonablemente bien definido como se expresó antes. La explotación del rendimiento seguro significa que el recurso no se daña por la propia explotación; sin embargo, no protege al recurso agua subterránea contra daños provocados por otros factores.

Si la explotación del "rendimiento seguro" se efectúa con perforaciones cercanas a la salida natural del acuífero (por ejemplo, perforaciones cerca de un manantial), las reservas de agua subterránea permanecen virtualmente intactas. Si el agua subterránea se extrae en perforaciones situadas lejos de la salida - que es lo que ocurre en la mayoría de los casos - los niveles del agua se abatirán gradualmente hasta una posición igual o arriba del nivel crítico y las reservas dinámicas disminuirán.

b. - La explotación de las reservas temporales se lleva a cabo escalonando la explotación hasta que los niveles del agua se aproximan a la posición crítica, reduciéndola entonces al rendimiento seguro. Si las reservas dinámicas son grandes, se pueden obtener cantidades considerables de agua con este procedimiento. Obviamente, deben tomarse medidas para la reducción prevista de la explotación. Sea que el abastecimiento de agua deba reducirse a cierta fecha (y raramente se acepta) o debe proveerse de abastecimientos de agua alternativos (por ejemplo, mediante acueductos desde una

fuente distante). Se requieren controles efectivos, tanto legales como administrativos para llevar a cabo la reducción requerida de la explotación de agua subterránea.

- c.- Minar el agua subterránea ocurre cuando la explotación excede al criterio anterior. Minar el agua no necesariamente es una mala práctica. En muchas áreas las reservas totales de agua subterránea son tan grandes que pueden minarse por muchas décadas sin deterioro apreciable, aparte del abatimiento de los niveles estáticos.
- d.- La recarga artificial algunas veces constituye una técnica conveniente para almacenar agua en el subsuelo para uso futuro. Ahora bien, es raramente factible corregir con este método serios efectos derivados de la sobreexplotación.

A guisa de ejemplo de cómo pueden calcuarse los recursos de agua subterránea en una región en la que se desconoce la recarga natural a los acuíferos y los parámetros hidrodinámicos regionales de los mismos, incluyo aquí un Modelo Matemático Lineal desarrollado por el autor en 1964 para calcular, con la información disponible, los recursos de agua subterránea en el valle de Mexicali, hasta donde la cantidad y calidad de los datos lo permitieren. Aún cuando este modelo ya ha sido publicado, considero útil incluirlo aquí en su parte esencial:

Una vez depurada la información disponible, se obtuvo un conocimiento razonable de:

- a.- Ubicación de los pozos en el Distrito, su capacidad específica y el volumen aproximado de las extracciones en siete ciclos de riego completos.
- b.- Elevaciones de los niveles estáticos en los pozos antes de iniciarse cada ciclo de riego.
- c.- Volúmenes de agua superficial para el riego, procedentes de la presa Morelos.

La ecuación de balance indica que el volumen de las entradas, menos el volumen de salidas es igual a la variación habida en el almacenamiento. En este caso, las entradas al sistema acuífero están compuestas por el flujo subterráneo proveniente del norte y oriente y el volumen infiltrado de agua superficial en los canales de distribución y por excedentes de riego. Las salidas las constituyen el flujo subterráneo hacia el sur y poniente y el agua extraída por el bombeo. La variación en el almacenamiento está medida por el ascenso o descenso de los niveles piezométricos afectados por un coeficiente de almacenaje regional.

Con las lecturas de niveles piezométricos y sus elevaciones, se construyeron las redes de flujo para los siete períodos considerados. Con estas redes sería posible calcular el flujo subterráneo si se conociera el valor de las transmisibilidades y su distribución. Para esto hice una hipótesis única: que las transmisibilidades son proporcionales a las capacidades específicas, cosa que si bien no es totalmente cierta, es suficientemente aproximada para el objeto perseguido.

Con las variaciones de altitudes de niveles estáticos se calculó, para cada período anual el volumen de acuífero drenado, el cual, afectado del coeficiente de almacenamiento, da el volumen de agua drenada.

Por último, la recarga por flujo vertical procedente de las infiltraciones de agua superficial, se calculó a partir del volumen de agua total aplicado anualmente, afectado de un coeficiente de infiltración regional equivalente.

Así se plantearon las siete ecuaciones de equilibrio de agua, estando sus términos respectivos en función de una transmisibilidad (T) por determinar, de un coeficiente de almacenaje (S) regional - - equivalente, y de un coeficiente de infiltración (C) también regional equivalente.

Resuelto este sistema redundante, (siete ecuaciones, con tres incógnitas), por el método de mínimos cuadrados, se obtuvo la terna de valores de las incógnitas que mejor satisfacen el sistema. Una vez cotejados con las ecuaciones originales se obtuvieron diferencias menores del diez por ciento, que es excelente para esta clase de estimaciones, y lo cual era de esperarse pues los coeficientes de correlación múltiple resultaron ser de :

$$R_{1.23} = 0.83$$

$$R_{2.13} = 0.93$$

$$R_{3.12} = 0.90$$

Estudios posteriores de detalle, realizados entre 1969 y 1971, validaron el modelo, obteniendo valores muy próximos a los calculados, demostrando su utilidad.

Existen otros modelos desarrollados en México con su aplicación propia y cuya relación se incluye en la bibliografía.

SOLUCION DEL SISTEMA DE ECUACIONES DE EQUILIBRIO DINAMICO.

Un método directo de solución de un sistema de ecuaciones como el presentado, es el método de los mínimos cuadrados, según el cual los valores de los parámetros que representan con mayor aproximación la distribución de los datos, son aquellos que hacen mínimo el valor medio del cuadrado de la desviación. Entonces dado el sistema de ecuaciones de la forma :

$$aT + bC + cS = d,$$

el sistema normalizado correspondiente es :

$$T \sum a^2 + C \sum ab + S \sum ac = \sum ad$$

$$T \sum ab + C \sum b^2 + S \sum bc = \sum bd$$

$$T \sum ac + C \sum bc + S \sum c^2 = \sum cd$$

cuya solución nos da los valores de T, C y S.

En el presente caso el sistema de ecuaciones es :

	a		b		c		d
1	1885.9T	+	2882.4C	+	215.9S	=	785.5
2	2138.5T	+	2790.5C	+	176.8S	=	693.6
3	2297.7T	+	2877.2C	+	129.6S	=	780.3
4	2415.3T	+	2958.4C	+	120.8S	=	861.5
5	2508.4T	+	3163.9C	+	940.5S	=	1067.0
6	2585.6T	+	3140.5C	+	1098.0S	=	1043.6
7	2651.9T	+	3335.2C	+	1028.2S	=	1238.3

$$\sum 16483.3T + 21148.1C + 3709.8S = 6469.8$$

	a ²	b ²	c ²	ab	ac	ad	bc	bd	cd
1	3.557	8.308	0.047	5.436	0.407	1.481	0.622	2.264	0.170
2	4.573	7.787	0.031	5.967	0.378	1.483	0.493	1.935	0.123
3	5.279	8.278	0.017	6.611	0.298	1.793	0.373	2.245	0.101
4	5.834	8.752	0.015	7.145	0.292	2.081	0.357	2.549	0.104
5	6.292	10.010	0.885	7.936	2.359	2.676	2.976	3.376	1.004
6	6.685	9.863	1.206	8.120	2.839	2.698	3.448	3.277	1.146
7	7.033	11.124	1.057	8.845	2.729	3.284	3.429	4.130	1.273
SUMA	39.253	64.122	3.257	50.060	9.300	15.497	11.698	19.776	3.921

El sistema normalizado de ecuaciones queda :

$$\begin{array}{rclclcl} 39.253T & + & 50.060C & + & 9.300S & = & 15.497 \\ 50.060T & + & 64.122C & + & 11.698S & = & 19.776 \\ 9.300T & + & 11.698C & + & 3.257S & = & 3.921 \end{array}$$

Cuya solución es :

$$\begin{array}{l} T = 0.07569 \text{ m}^2/\text{seg.} \\ C = 0.20068 \\ S = 0.26664 \end{array}$$

Llevando estos resultados al sistema de ecuaciones original, las diferencias y porcentajes de error son :

ECUACION	VALOR ORIGINAL	VALOR CALCULADO	DIFERENCIA	POR CIENTO
1	785.570	778.754	6.717	0.86
2	693.570	769.004	-75.434	-10.88
3	780.260	785.868	- 5.608	- 0.72
4	861.490	808.718	52.772	6.13
5	1 067.039	1 075.572	- 8.533	- 0.80
6	1 043.609	1 118.715	-75.106	- 7.20
7	1 238.301	1 144.195	94.106	7.60
CONJUNTO	6 469.734	6 400.826	-11.092	- 0.17

ACUIFEROS CARSIICOS

Introducción

Es costumbre que al hablar de acuíferos se sobreentienda que se refiere a medios permeables por porosidad, pero los acuíferos constituidos por medios permeables por fisuración revisten un interés creciente de día en día. A pesar del interés que presentan, los estudios más serios respecto al flujo de agua en esos medios se han efectuado en el campo de la mecánica de rocas, y es lógico que estén enfocados especialmente a aspectos diferentes que los que puedan interesar a los estudios del flujo de agua como tal; además, estos estudios frecuentemente no pasan de ser puramente cualitativos o basados en leyes generales cuya aplicación práctica no está bien definida.

Esta clase de acuíferos forman conjuntos macroscópicamente heterogéneos y aún en los casos en que con buena voluntad pudiera considerarse homogéneos; su comportamiento es anisótropo.

Comportamiento Hidráulico.

Gran número de rocas consolidadas se comportan como prácticamente impermeables a pesar de tener una porosidad elevada; en esos casos, el agua sólo puede circular por grietas o fisuras, como ocurre en los basaltos vesiculares. Otras veces la roca tiene cierta permeabilidad y las fisuras actúan como colectores por donde se transmite el agua cedida por las paredes, además del agua que contienen. Por último, la roca puede ser apreciablemente permeable; entonces la circulación del agua por las fisuras disminuye mucho en importancia y se puede equiparar este caso al de los medios porosos no consolidados y en general se consideran válidas las leyes desarrolladas para éstos.

A veces las grietas son extensas y para los efectos prácticos de algunos cálculos pueden considerarse de longitud infinita; otras veces, aún siendo relativamente anchas, son de longitud reducida y están aisladas de otras grietas, lo que hace muy difícil la circula-

ción del agua y la recarga.

En los diferentes tipos de rocas consolidadas el comportamiento hidráulico es muy variable y depende de muchos factores externos e internos. Las diaclasas, planos de fractura y los plegamentos están condicionados por el tectonismo. La alteración superficial de la roca y la creación de mantos permeables los origina el clima, y esa alteración puede producir que las grietas y fisuras se colmen o estén libres de materiales finos poco permeables. Las acciones endógenas son responsables de la existencia de diques e intrusiones que favorecen o impiden el flujo de agua. También la erosión expone rocas antes enterradas y provoca una descompresión que ensancha las fisuras y crea otras nuevas.

Las rocas calcáreas, o sean las calizas y en menor grado las dolomitas, a veces son permeables por fracturación, otras veces por fracturación y permeabilidad de la propia roca y en muy contados casos por permeabilidad de la propia roca. No obstante, es muy frecuente que las grietas se hayan agrandado por disolución, unas más y otras menos, de modo que el sistema va evolucionando hacia una mayor heterogeneidad y con direcciones preferentes de flujo. A este fenómeno se le llama carsificación y complica sobremanera los cálculos hidráulicos, a tal grado que hace inabordable el tratamiento matemático de áreas reducidas.

En las rocas calcáreas, la zona carsificada puede quedar limitada a las proximidades del nivel freático, mientras que en la zona inferior sólo existen pequeñas fisuras que la hacen poco permeable o francamente impermeable. Así el flujo puede estar limitado a la zona superior carsificada que actúa como nivel de escurrimiento rápido, que a veces sólo funciona en épocas de lluvia.

La permeabilidad de las rocas fracturadas no suele ser mayor de unos cuantos metros por día y a veces mucho menor, como en los materiales volcánicos antiguos cuyos valores usuales están entre 0.01 y 1 m/día, siendo mucho mayores en los materiales volcánicos recientes.

Según Custodio, en calizas fracturadas los valores de permeabilidad más frecuentes están comprendidos entre 0.1 y 10 m/día. Puntualmente la permeabilidad puede variar enormemente, desde prácticamente cero hasta valores de muchos miles de m/día. Desde luego, en los puntos de muy elevada permeabilidad el flujo suele ser turbulento y la ley de Darcy no es válida, aunque según Moore esto es una excepción más que una regla.

Por lo que respecta a las porosidades medias suelen ser bajas, pero depende mucho de la densidad de fracturación y de la porosidad de la roca propiamente dicha.

La Figura No.1 muestra algunos tipos de fracturas en las rocas

Cuando hay flujo de agua en rocas fisuradas, las grietas -- poseen un cierto nivel piezométrico en cada punto, y si existe una red de grietas interconectadas se pueden establecer superficies piezométricas, que son virtuales pues quedan definidas por las mallas de -- líneas piezométricas correspondientes a la intersección de las grietas con un plano horizontal, véase Figura 2. La superficie piezométrica representa la energía potencial del agua si esta fluye en régimen de Darcy, pues de otro modo hay que tener en cuenta la energía cinética.

El análisis de las superficies piezométricas debe hacerse con sumo cuidado, ya que puede haber varias fuentes de confusión, como es el caso de grietas aisladas en las que se han hecho extracciones y -- pueden tener niveles deprimidos localmente si tienen fácil desagüe.

Por lo que se refiere a la recarga de los acuíferos en roca fisurada, en los medios muy estratificados el flujo vertical del agua de infiltración es difícil y pueden formarse varios acuíferos colgados por encima del nivel freático. También, cuando las grietas son -- preferentemente horizontales su recarga directa es difícil; en cambio, las grietas verticales o inclinadas favorecen la recarga, pero pueden rellenarse fácilmente con arcillas.

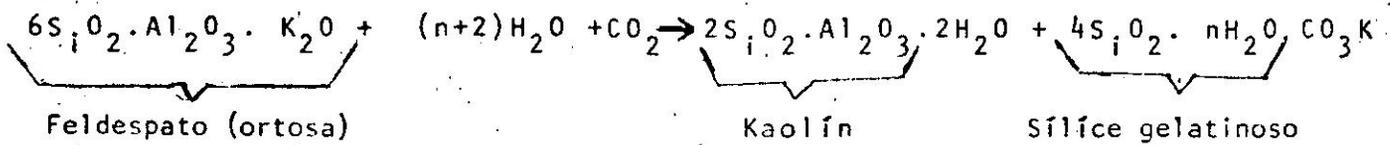
Heterogeneidad y Anisotropía

Respecto a la heterogeneidad y anisotropía de las rocas fracturadas, se puede decir que todo terreno fracturado es heterogéneo y anisótropo por su propia naturaleza, pero esto es con frecuencia un factor de escala. Si las fracturas son relativamente estrechas y abundantes, el terreno puede considerarse macroscópicamente como homogéneo, con una escala de homogeneidad mayor que en los terrenos porosos comunes. Sin embargo, en general se comportará como anisótropo dado que la anchura y frecuencia de las fracturas suele variar notablemente con la orientación del medio fracturado.

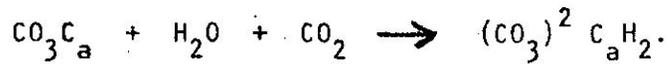
Según Rats y Chernyashov (1965), si el tamaño de la heterogeneidad es menor que la décima parte del tamaño de la zona de influencia de la experiencia, el medio puede considerarse como homogéneo para efectos prácticos. Por ejemplo, un medio fracturado puede considerarse como prácticamente homogéneo frente a una prueba de bombeo de larga duración (radio de influencia de varias centenas de metros) y heterogéneo frente a una prueba de bombeo de corta duración (por cuchareo, aire comprimido, etc., con radio de influencia de pocos metros).

Ahora bien, los medios fracturados con fracturas o grietas cársticas grandes, muy separadas y mal relacionadas, casi nunca pueden considerarse homogéneos y en ese caso hay que estudiar el efecto concreto de la fractura, la cual se comportará como un canal de circulación preferente.

La mayor parte de las veces las fisuras se encuentran rellenas con desechos arenosos y arcillosos provenientes de la descomposición de la roca por efecto de las aguas de infiltración cargadas con gas carbónico. En el caso del granito, por ejemplo, el feldespato se descompone en kaolín, sílice coloidal y carbonato de potasio, siendo arrastrados por el agua los dos últimos componentes. Los granos de cuarzo son inalterables y proporcionan arena. Se puede esquematizar esa descomposición del granito mediante la siguiente fórmula :



En el caso de las rocas calcáreas, la acción del CO_2 disuelto en el agua es extremadamente importante. El carbonato insoluble se transforma en bicarbonato soluble por la reacción.



La disolución de las rocas calcáreas puede alcanzar proporciones enormes, dando origen a grietas y verdaderos ríos subterráneos (Grutas de Cacahuamilpa), que son fenómenos cárnicos. Como ya se indicó, cuando se alcanza ese estado el agua escurre esencialmente por caminos privilegiados y no es posible hablar de permeabilidad del terreno.

Movimiento del Agua en Terrenos Fracturados.

Consideremos una fisura plana y suficientemente angosta para que el escurrimiento sea laminar (Fig. 3). Las ecuaciones generales de ese tipo de escurrimiento fueron establecidas por Navier partiendo de la ley de Newton.

$$F = \mu dS \frac{du}{dy} \quad (1)$$

en que dS es el elemento de superficie perpendicular al plano en que actúa la fuerza F . La constante μ depende del fluido; es la viscosidad dinámica con dimensiones $(\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1})$ y se mide en poises en el sistema c.g.s.; $\frac{du}{dy}$ es la variación de la diferencia de velocidad.

En el caso en que el movimiento sea suficientemente lento para poder despreciar las fuerzas inerciales, se pueden escribir estas ecuaciones para un líquido incomprensible :

$$\gamma \frac{\delta h}{(x, y, z)} = \mu \Delta (u, v, w) \quad (2)$$

γ es el peso específico

h la carga hidráulica

μ la viscosidad dinámica

$$\Delta = \frac{\delta^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2}{\delta y^2} + \frac{\delta^2}{\delta z^2} \quad \text{es el operador de Laplace}$$

u, v, w son las componentes de la velocidad.

En todos los puntos la velocidad es paralela al plano de la fisura, de suerte que la componente w es nula. De (2) resulta

$$\frac{\delta h}{\delta z} = 0$$

Entonces la carga será constante sobre una perpendicular al plano de la fisura. Por otra parte, dada la pequeña distancia entre las paredes de la fisura, las variaciones de la velocidad según Oz serán infinitamente más importantes que las variaciones en el plano de la fisura. (En efecto, la velocidad debe anularse en la paredes, - habiendo supuesto que el líquido se adhiere sin deslizar). Entonces, en la expresión de los laplacianos del segundo miembro de (2), podemos despreciar los términos

$$\frac{\delta^2}{\delta x^2} \quad \text{y} \quad \frac{\delta^2}{\delta y^2}$$

Las ecuaciones generales se reducen a :

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta x} = \mu \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (3)$$

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta y} = \mu \frac{\delta^2 v}{\delta z^2}$$

Como h es constante a lo largo de Oz , podemos integrar dos veces respecto a z . Una primera integración da :

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} z = \mu \frac{\delta(u,v)}{\delta z} + C_1$$

La segunda integración da :

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} \cdot \frac{z^2}{2} = \mu (u,v) + C_1 z + C_2 \quad (4)$$

Para $x = 0$, nos encontramos sobre una cara de la fisura y $u=v=0$, entonces

$$C_2 = 0$$

Para $z = d$ nos encontramos en la otra cara, u y v siguen siendo nulas

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} \cdot \frac{d^2}{2} = C_1 d$$

$$C_1 = \frac{d}{2} \gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)}$$

Introduciendo los valores C_1 y C_2 en (4), obtendremos :

$$(u, v) = - \frac{\gamma}{2\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta(x, y)} (d-z)z \quad (5)$$

Por lo tanto, tenemos una distribución parabólica de velocidades. Las cantidades

$$q_x = \int_0^d u dz \quad \text{y} \quad q_y = \int_0^d v dz$$

son los caudales que pasan por la unidad de longitud de fisura en las direcciones O_x y O_y . Se deduce fácilmente

$$q_x = - \frac{\gamma}{12} \cdot \frac{d^3}{\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta x} \quad (6)$$

$$q_y = - \frac{\gamma}{12} \cdot \frac{d^3}{\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta y}$$

que vectorialmente se puede escribir :

$$q' = C' \text{ grad } h \quad (7)$$

en la que :

q' es el vector caudal por unidad de longitud de fractura normal al flujo.

h es el nivel piezométrico.

C' es el coeficiente de caudal de la fisura.

$$C' = \frac{\gamma d^3}{12 \mu} \quad (\text{dimensiones } L^2 T^{-1}) \quad (8)$$

$$= \frac{q d^3}{12 \nu}$$

en que ν es la viscosidad cinemática.

g es la aceleración de la gravedad

Si las fisuras son anchas y abiertas, el escurrimiento será turbulento y no es aplicable la ley de Darcy. Además, las fisuras importantes no están ya repartidas regularmente en el terreno y no se puede considerar ya como globalmente homogéneo. Todo lo que se puede decir en un caso así es que hay una relación carga-caudal sensiblemente cuadrática de la forma

$$q = c\sqrt{i} \quad (9)$$

El movimiento del agua en terrenos fracturados depende mucho de la red de fisuras y de la inclinación relativa de unos sistemas respecto a otros.

Lo anterior pone de relieve que en el estado actual de la tecnología no se tiene un método cuantitativo con bases firmes para valorar el flujo en zonas de acuíferos constituidos por rocas fisuradas, cuyo exponente más conocido son las rocas calizas carsificadas. Si bien en los acuíferos granulares se puede determinar la red de flujo mediante la instalación de estaciones piezométricas convenientemente distribuidas, y se puede conocer la o las transmisibilidades realizando las pruebas de bombeo convenientes y con esto calcular el caudal del flujo subterráneo en la zona, así como la variación habida en el almacenamiento subterráneo en un período determinado, en los acuíferos cársicos los niveles piezométricos son virtuales y la forma de la superficie piezométrica depende de las orientaciones de las fisuras, su formación y ancho; las pruebas de bombeo no tienen más valor que el puramente local; una prueba idéntica en otro punto podrá dar valores totalmente distintos.

Un método confiable para determinar los recursos de agua subterránea en una región con acuíferos cársicos, consiste en el estudio

del comportamiento de los acuíferos mediante el análisis estadístico de los hidrogramas de manantiales y pozos que existan en la zona.

El aforo continuo de los caudales en un manantial permite - construir una gráfica caudales-tiempo. Observando esta gráfica se verá que hay períodos en que los caudales decaen paulatinamente; estudiando la forma de esa curva se puede deducir la ley de vaciado del acuífero que alimenta al manantial y si esto se repite durante varios años se obtendrá un valor confiable de los parámetros de la ley de vaciado.

Otro tanto se obtendrá con el análisis de la curva en período de recuperación por la recarga natural de los acuíferos; este análisis, correlacionado con la precipitación pluvial en la zona de recarga proporciona la ley de recarga de acuerdo a la precipitación.

Para el caso de análisis de los hidrogramas de pozos la secuencia es semejante. Se lleva un buen registro de los volúmenes de agua extraídos y de las variaciones de niveles piezométricos. En este caso se relacionan los volúmenes de extracción con los niveles piezométricos y se procede en forma semejante.

Los acuíferos cársicos presentan muchas ventajas, pero también tienen fuertes desventajas. Entre las ventajas se puede señalar que cuando un pozo corta una o más fracturas amplias, se obtiene una capacidad específica elevada con ahorro de energía; también en la mayoría de los casos se puede ahorrar el ademe de los pozos. Entre las desventajas se pueden señalar las siguientes :

Si las grietas son horizontales la recarga natural es difícil y se obtienen rendimientos pobres.

Si el sistema de fracturamiento es separado, se corre el riesgo de perforar entre dos grietas y obtener un pozo seco.

Si las grietas son verticales o inclinadas la recarga es fácil, pero así de fácil es la contaminación del agua. En efecto, en zonas como la península de Yucatán, de alta carsicidad, es muy fácil que la lluvia arrastre al acuífero toda clase de pesticidas, abonos y desechos animales imposibles de evitar.

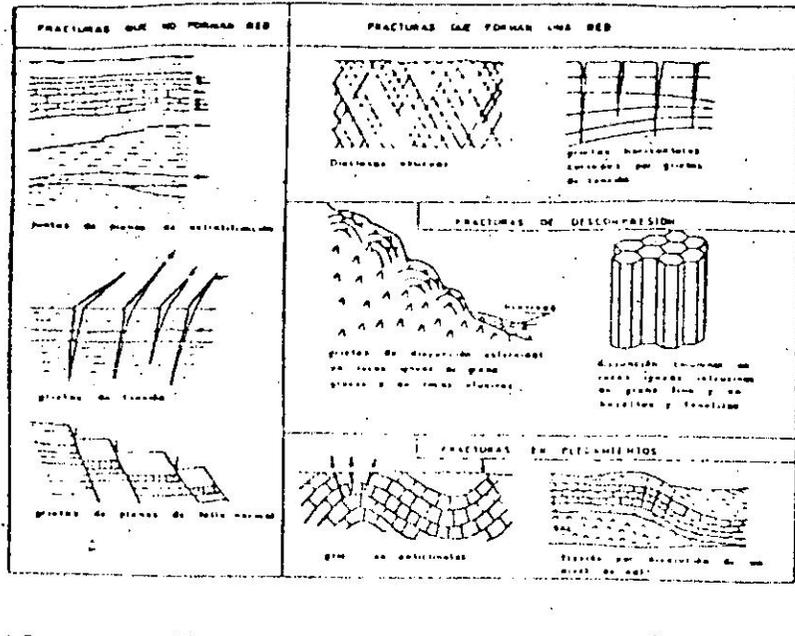


Figura 1

Diversos tipos de fracturación en las rocas
(Tomado de Hidrología Subterránea
E. Custodio y M. R. Llamas).

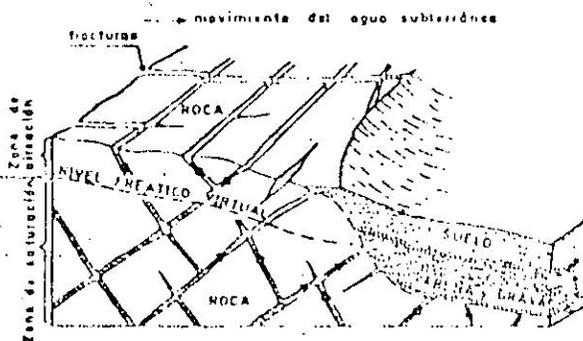


FIGURA 2

Esquema de la circulación del agua subterránea
en una roca fracturada.

(Tomado de Hidrología Subterránea
E. Custodio y M. R. Llamas)

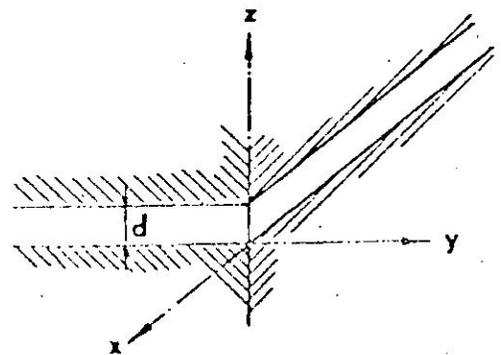


Figura 3

B I B L I O G R A F I A

- 1.- MODELO LINEAL PARA EL ESTUDIO DE LOS BALANCS DEL AGUA SUBTERRANEA.- Ing. Ignacio Sainz Ortiz.- Congreso Internacional de Hidrología.- Dubrovnik 1965.
- 2.- METODOLOGIA PARA LOS ESTUDIOS DE AGUAS SUBTERRANEAS.- Ing. Ignacio Sainz Ortiz.- Simposio Internacional sobre la Planificación de Recursos Hidráulicos.- México, D. F., 1972.
- 3.- CRITERIOS DE DECISION PARA EL DESARROLLO Y EXPLOTACION DE LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA.- S. MANDEL.- Simposio Internacional sobre la Planificación de Recursos Hidráulicos.- México, D. F. - Dic. 1972.
- 4.- MODELO MATEMATICO "DAS", para el análisis del comportamiento de acuíferos en una región, que permite efectuar predicciones a corto y largo plazo.- Ing. Carlos Cruickshank V. e Ing. Rubén Chávez Guillén, Revista Ingeniería Hidráulica en México No.1 Vol.XXIII - 1969.
- 5.- Les Eaux Souterraines.- H. Schoeller.- Masson & Cie.- 1962.
- 6.- Hydraulique Souterraine.- G. Schneebeli.- Eyrolles 1966.
- 7.- Groundwater Resources Evaluation.- W.C. Walton Mc Graw-Hill.-1970.
- 8.- Memoria del Simposio sobre Hidrología en Zonas Cársicas.- Dubrovnik.- UNESCO.- 1965.
- 9.- Hidrología Subterránea.- E. Custodio, M. R. Llamas Ed. Omega, S. A. 1976.

- 10.- UN METODO PARA EL ANALISIS DE LOS ABATIMIENTOS MEDIOS REGIONALES.
Ing. Germán Figueroa V. Boletín Técnico No. 27, C.H.C.V.M.
- 11.- MODELO MATEMATICO SIMPLIFICADO BASADO EN AREAS DE INFLUENCIA.-
Ing. Germán Figueroa V., Boletín Técnico No. 29 C.H.C.V.M.
- 12.- UN PRINCIPIO DE CORRESPONDENCIA PARA EL ESTUDIO REGIONAL DE
ACUIFEROS CONFINADOS.- Dr. Ismael Herrera e Ing. Germán Figueroa
V.- Contrato de Estudios AY-18-1968 de la S.R.H.

EVALUACION DE RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

En cada zona, según las condiciones geológicas existentes, un cierto volumen de agua de lluvia, que no es medible en forma directa, se infiltra para alimentar a los acuíferos. El volumen infiltrado constituye el recurso renovable del acuífero; su conocimiento es indispensable para planear el aprovechamiento racional de las aguas subterráneas, pues la extracción de un volumen sensiblemente mayor puede inducir efectos perjudiciales que, en algunas ocasiones llegan a inutilizar parcialmente un acuífero.

METODOS INDIRECTOS.

Se ha intentado cuantificar los volúmenes infiltrados por métodos indirectos, tales como el análisis del ciclo hidrológico y la aplicación de coeficientes de infiltración.

Análisis del Ciclo Hidrológico.-

El primer método consiste en estimar los volúmenes de escurrimiento, precipitación y evaporación, para calcular la infiltración por diferencias en la ecuación del ciclo hidrológico:

$$I = P - E - S$$

en la que I es la infiltración; P, la precipitación; E, la evaporación real, y S, el escurrimiento superficial.

El escurrimiento superficial puede conocerse en forma más o menos aproximada, mediante estaciones hidrométricas instaladas en las corrientes que drenan el área.

Una estimación de los volúmenes precipitados puede hacerse, si se tienen estaciones climatológicas distribuidas en el área estudiada.

La estimación de la evaporación real es el mayor problema y constituye la deficiencia principal del método. La evaporación medida mediante evaporímetros y la calculada mediante formulas, es la potencial; es decir, la que ocurriría de una masa de agua o de un terreno permanentemente saturado. La evaporación real es una cierta fracción de la potencial, que depende de las condiciones de humedad del suelo. Como estas últimas varían constantemente en el área y en el tiempo, en forma prácticamente imposible de conocer, cualquier valor que se le suponga a dicha fracción puede estar completamente fuera de la realidad.

120

Tomando en cuenta que la evaporación real no puede ser mayor que la precipitación, una estimación gruesa de la primera sería - considerarla como un alto porcentaje de la segunda (75 a 90%). Sin embargo, es claro que los errores cometidos en esta estimación, los cuales pueden ser poco significativos en cuanto al orden de magnitud de la evaporación, pueden ser tan grandes o mayores que la infiltración calculada a partir de la ecuación del ciclo hidrológico. Así, el volumen infiltrado puede ser el 2, el 5, el 8, el 10%... del volumen precipitado, dependiendo de la evaporación que se suponga o se calcule.

El método, pues, carece de validez, pues los errores cometidos en la estimación de los demás términos de la ecuación (P, E y S) llegan a ser tales, que el volumen de infiltración calculado puede ser fácilmente lo mismo 3 o 5 veces el volumen real infiltrado que la tercera o la quinta parte del volumen real infiltrado.

Coefficientes de Infiltración.-

Este método consiste en aplicar coeficientes de infiltración a las formaciones geológicas que afloran en el área estudiada. -- Estos coeficientes hipotéticos (prácticamente inventados) representan el volumen infiltrado en una cierta formación, expresando como un porcentaje del volumen medio de lluvia precipitado sobre la misma.

Para aplicar el método se definen en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifican los volúmenes medios de precipitación sobre cada una de ellas, mediante un mapa de isohietas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente de infiltración asignado a la formación y el volumen precipitado respectivo. El volumen total infiltrado en el área es la suma de los volúmenes infiltrados en cada una de las formaciones.

La principal deficiencia del método, estriba en que el fenómeno de la infiltración no guarda relación alguna con el volumen de lluvia, sino más bien con la intensidad de lluvia: no es lo mismo que un cierto volumen de lluvia anual se precipite distribuido más o menos uniformemente a lo largo de varios meses, a que el mismo volumen ocurra concentrado en unos cuantos días o semanas.

Además, los coeficientes no toman en cuenta factores tales como pendiente del terreno y vegetación. Por último, en la mayoría de los casos se utilizan, para la aplicación del método, planos geológicos convencionales en los que en una misma formación, clasificada atendiendo a su edad y origen, se engloban materiales con capacidades de infiltración tan diferentes como la arcilla y la grava.

Por todo lo anterior, este método carece también de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Por otra parte, cabe indicar que aun cuando pudiera ser estimado con cierta precisión, el volumen de infiltración no corresponde necesariamente a la recarga de un acuífero, pues una parte de él es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. En algunos casos, incluso, puede ocurrir que todo el volumen infiltrado sea retenido y que el acuífero no reciba recarga alguna.

Es evidente, entonces, que los métodos indirectos son totalmente inadecuados para determinar la potencialidad de un acuífero.

BALANCE DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La evaluación de la potencialidad de un acuífero debe realizarse mediante un método que trabaje directamente con el acuífero, con el agua ya infiltrada y relativamente al margen de los fenómenos que ocurren en la superficie. Este método recibe el nombre de "balance de agua subterránea".

Un acuífero es un recipiente subterráneo que tiene recargas, descargas y un cierto almacenamiento. Como respuesta a la acción combinada de las recargas y las descargas, el nivel del agua del recipiente varía, descendiendo si la recarga es menor que la descarga, y ascendiendo, en caso ..

contrario. La recarga, la descarga y las variaciones en el almacenamiento, en un intervalo de tiempo dado, están relacionadas por un principio universal: el principio de la conservación de la materia. El balance de agua subterránea se basa en este principio, y tiene por objetivo principal la determinación del volumen de recarga de un acuífero.

Ecuación de Balance.-

A la ecuación que expresa el principio de conservación de la materia aplicado a un acuífero, o porción del mismo, se le llama "ecuación de balance de agua subterránea". En su forma más simple, esta ecuación es:

$$\text{Recarga} - \text{Descarga} = \text{Cambio de Almacenamiento.}$$

Ahora bien: tanto la recarga como la descarga ocurren en diferentes formas. La recarga puede ocurrir por flujo subterráneo (E_H) y/o por recarga vertical en el área de balance (R). La descarga puede tener lugar por flujo subterráneo (S_H); aflorando en forma de manantiales, o a una corriente superficial (D); mediante pozos de bombeo (B), y por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero (E_V). Si llamamos V al cambio de almacenamiento, la ecuación puede expresarse también como:

$$E_H + R - S_H - D - B - E_V = V \pm V \quad (6)$$

La expresión (6) es la ecuación general del balance de agua subterránea. En cada caso, según el mecanismo de recarga y descarga del acuífero en estudio y del intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, cada uno de los términos de (6) podrá o no, aparecer. Por ejemplo, si se trata de un acuífero limitado totalmente por fronteras impermeables, los términos E_H y S_H no aparecerán, ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo. Si el acuífero no tiene descarga por evapotranspiración ni por afloramientos, los términos D y E serán suprimidos de la ecuación. Por otra parte, la ecuación de balance para un mismo acuífero podrá variar de un intervalo de tiempo a otro: la ecuación correspondiente a un período de estiaje no incluirá el término R , mientras que la correspondiente a un período lluvioso, si lo incluirá.

En todos los casos, es necesario tener una idea

más o menos clara del comportamiento del acuífero, para plantear su ecuación de balance.

Área de Balance.-

El área utilizada para efectuar el balance de agua subterránea depende de varios factores. Por una parte, lo ideal sería efectuar el balance para todo el acuífero -- (valle, planicie) a fin de conocer su potencialidad total; -- sin embargo, esto no siempre es posible, debido a que la aplicación del balance requiere del conocimiento del comportamiento del acuífero, observado en pozos, los cuales no siempre se encuentran distribuidos en toda el área, sino solo en una porción de la misma. Por consiguiente, en muchas ocasiones el área de balance tiene que limitarse al área con datos disponibles.

Otras veces, aun cuando se dispone de información acerca del comportamiento y características de todo el acuífero, puede interesar, por alguna razón, conocer especialmente el funcionamiento y potencialidad de una porción del mismo. En este caso el área de balance se limitará a esa porción.

El área de balance puede estar limitada por -- fronteras reales, geológicas o hidrológicas, tales como afloramientos o masas de agua (mar, lagos, etc.), y por fronteras virtuales, imaginarias.

Cuantificación de los Términos de la Ecuación de Balance.-

Una vez seleccionada el área de balance se procede a valorar los términos de la ecuación.

Los volúmenes de entrada y salida por flujo -- subterráneo, E_h y S_h , se obtienen multiplicando los caudales de flujo que pasan por el perímetro del área de balance, calculados como se indicó en el capítulo "Flujo en Medios Porosos", por el intervalo de tiempo utilizado para plantear el balance. Es decir:

$$E_h = \sum_1^{n_e} Q_j t = \sum_1^{n_e} T_j B_j i_j t$$

en que T_j , B_j e i_j son la transmisibilidad, el ancho de flujo y el gradiente, del canal de flujo j , respectivamente; t es el intervalo de tiempo considerado para plantear el balance,

y n es el número de canales de flujo de entrada, definidos en la periferia del área de balance. En la misma forma se calcula S_p .

El volumen descargado por el acuífero a un río y en forma de manantiales, D , se cuantifica mediante estaciones de aforo para medir la descarga de los manantiales y el caudal base de las corrientes.

El volumen de bombeo, B , podría conocerse fácilmente y con precisión, si los pozos contaran con medidores instalados en la descarga de los equipos de bombeo. Como esto no se tiene en la mayoría de los casos, es necesario recurrir a estimaciones indirectas, basadas en superficies y láminas de riego o en caudales y tiempos de bombeo.

Una estimación bastante aproximada de la descarga del acuífero por evapotranspiración, E_v , se tiene aplicando la evaporación potencial medida, al área en que está ocurriendo este tipo de descarga.

El cambio de almacenamiento se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Mediante las curvas de igual evolución del nivel estático correspondientes al intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, se calcula, en el caso de un acuífero libre, el volumen de acuífero drenado o saturado en dicho intervalo, y en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión en el mismo intervalo. Este volumen o esta variación de presión, multiplicado por el coeficiente de almacenamiento respectivo, proporciona el cambio de almacenamiento. En algunos casos, el coeficiente de almacenamiento es conocido mediante pruebas de bombeo, o inferido a partir del conocimiento de la geología subterránea; pero en otros, su valor regional es muy dudoso. Cuando ocurre esto último, el coeficiente de almacenamiento se considera como una incógnita a despejar en la ecuación de balance.

La recarga vertical en el área estudiada, es un término que no puede obtenerse en forma directa, y sólo puede cuantificarse despejándolo de la ecuación. Para incluirla en la ecuación, o ecuaciones de balance, es necesario tener un conocimiento aproximado de la forma en que ocurre y de su distribución en el tiempo. Es necesario saber, por ejemplo, si la recarga al acuífero se concentra en unos cuantos meses del año, o si ocurre a lo largo de todo el año como en el caso de

zonas agrícolas regadas con agua superficial, en las que los retornos de agua de riego y las pérdidas por infiltración - en los canales, propician la alimentación prácticamente continua del acuífero.

Número de Ecuaciones de Balance.

Dado que la recarga es un fenómeno cíclico, - se calcula su valor por ciclo; es decir, por año.

El número de ecuaciones de balance que deben plantearse, dependerá, en cada caso, del número de incógnitas a despejar. Si la única incógnita es la recarga, bastará con plantear una ecuación, que puede ser la correspondiente a un año o a la fracción del mismo en la que se considere que ocurre la recarga. La solución de la ecuación proporcionará la recarga anual buscada.

Si además de la recarga se tiene otra incógnita (un coeficiente de almacenamiento regional, por ejemplo), será necesario plantear dos ecuaciones, correspondientes a dos intervalos de tiempo independientes, que pueden ser dos fracciones complementarias de un año; por ejemplo, enero-junio y julio-diciembre.

En general, será necesario plantear tantas - ecuaciones como incógnitas se tengan; aunque en la gran mayoría de los casos el número de incógnitas es de 1 a 2.

En cualquier caso, naturalmente, deberá contarse con la información necesaria para obtener los valores de los términos restantes de la ecuación, correspondientes a los intervalos de tiempo seleccionados; es decir, deberá contarse con las configuraciones piezométricas correspondientes al inicio y final de cada intervalo, y deberá conocerse la evolución piezométrica y el volumen descargado por el - acuífero, en cada uno de dichos intervalos.

En general, una evaluación basada en la información correspondiente a un año, proporciona una idea preliminar de la recarga al acuífero y de las condiciones de explotación en que se encuentra el mismo. Sin embargo, como - la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de un año a otro con la cuantía y distribución de la precipitación entre otros factores, es necesario obtener la recarga - correspondiente a varios años con diferentes condiciones de precipitación, a fin de obtener una recarga media anual.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

HIDROGEOQUIMICA

ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

MAYO, 1985.

C O N T E N I D O

I.- RESUMEN

II.- GENERALIDADES

- _ El ciclo hidrológico
- _ Balance del agua dentro del ciclo hidrológico.
- _ Química del agua del ciclo hidrológico.
 - a) Composición del agua de lluvia
 - b) Composición del agua de ríos
 - c) Composición del agua de mar
 - d) Composición del agua subterránea

III.- METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA.

- _ Selección y muestreo del agua subterránea
- _ Análisis físico-químicos
- _ Unidades usadas para reportar los análisis químicos.
- _ Elaboración de tablas, planos y diagramas e interpretación de los mismos.
 - a) Tablas resumen
 - b) Configuraciones
 - c) Diagramas triangulares
 - d) Resistividades y sólidos totales disueltos.

IV.- GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES.

- _ Metodología.

V.- GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL.

- _ Características físicas de la intrusión salina.
- _ Principio de Gyben-Herzberg.
- _ Mecanismo de la intrusión salina.
- _ Métodos de control de la intrusión salina.
 - a) Reducción de la extracción.
 - b) Recarga artificial
 - c) Fronteras impermeables
 - d) Barrera de pozos de bombeo
 - e) Barrera con pozos de inyección
 - f) Método combinado

VI.- CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS.

- _ Agua potable
- _ Agua para riego

- 2
- _ Agua para abrevadero
 - _ Agua para la industria
 - _ Significado de algunas propiedades físicas y químicas del agua.

- a) Bicarbonato y carbonato
- b) Boro
- c) Calcio
- d) Color
- e) Cloruro
- f) Concentración de hidrógeno
- g) Conductividad eléctrica.
- h) Dureza
- i) Estroncio
- j) Hierro
- k) Fluor
- l) Fosfato
- m) Litio
- n) Magnesio
- o) Manganeseo
- p) Nitrógeno
- q) Potasio
- r) Relación de adsorción de sodio
- s) Selenio
- t) Silice
- u) Sodio
- v) Sólidos disueltos
- w) Sulfatos

VII.- TRAZADORES

- _ Resumen
- _ Introducción
- _ Fluoriceínas
 - a) Uranina
 - b) Eosina
 - c) Aminorhodamina G extra
 - d) Rodamina FB
 - e) Tinopal CBS-X
 - f) Ejemplo sobre la aplicación de fluoriceína.

_ Sales

- a) Ejemplo sobre la aplicación de sales

_ Esporas

_ Isotopos

- a) Deuterio y oxígeno 18
- b) Tritio
- c) Carbono 14

_ Conclusiones y Recomendaciones

REFERENCIAS.

H I D R O G E O Q U Í M I C A

Por: Ing. Juan Manuel Lesser I.

I. RESUMEN

La interpretación geoquímica del agua subterránea, se utiliza junto con la geología, hidrología y geofísica, como un auxiliar para conocer y entender, en una forma más completa, el funcionamiento de los acuíferos y la planeación de una mejor y más racional explotación.

Para efectuar la interpretación geoquímica, se toma en cuenta que, el agua que forma los acuíferos, proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta, al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas rocas, disolviendo las sales minerales que las forman y produciendo cambios en su composición. La química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afectan la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas, el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química del agua y otros factores.

Por lo tanto, la composición del agua está en íntima relación con el funcionamiento general del acuífero. Es por ello que, a partir de su composición química, se puede obtener la dirección del movimiento del agua subterránea, la localización de las zonas de recarga del acuífero, los tipos de roca a través de las cuales circula, así como algunas características físicas del acuífero y la calidad del agua para usos agrícolas, ganaderos, agropecuarios, potables, turísticos e industriales.

A lo largo de las líneas de costa, en las planicies costeras, el agua de los acuíferos se encuentra en contacto sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua se encuentra en equilibrio y, las modificaciones producidas en las condiciones originales del acuífero, originan cambios en la posición de dicho contacto. Al explotar los acuífe-

ros costeros, se rompe este equilibrio, produciendo una intrusión de agua de mar, dentro del acuífero.

Debido a las diferencias en concentración y composición química, existente entre el agua de mar y el agua dulce, los métodos geoquímicos ayudan a conocer la posición y velocidad de avance de la intrusión salina.

En diferentes laboratorios de la S. R. H., la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, ha venido efectuando análisis químicos de muestras de agua, obtenidas tanto en pozos como en norias, galerías filtrantes y manantiales. En estos laboratorios se determinan los sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica, la dureza total y las concentraciones de los iones siguientes: Ca, Mg, Fe, Mn, Na, SO₄, Cl, HCO₃, NO₂ y NO₃, principalmente.

Con los resultados de los análisis, se elaboran configuraciones de los índices más representativos, obteniéndose, a partir de ellas, las zonas de recarga, las cuales coinciden con los lugares donde se encuentran las menores concentraciones de sales. Se obtiene también, la dirección del flujo del agua subterránea, debido a que ésta va disolviendo mayor cantidad de sales conforme avanza. Así, también se pueden determinar las zonas con mayor o menor permeabilidad, ya que éstas afectarán, en mayor o menor grado, la composición y concentración de sales en el agua.

A partir de la composición química del agua, se deduce el tipo de roca que forma el acuífero, así, el agua que circula a través de rocas calizas, tendrá en solución abundante calcio y carbonatos, en contraste con agua que circula a través de rocas yesíferas, la cual tendrá disueltos iones de calcio y sulfatos.

Para obtener la calidad del agua para uso doméstico, se comparan los resultados de los análisis químicos, con los límites máximos permisibles ya establecidos, obteniéndose, rápida y directamente, la clase de agua para este uso.

Con respecto a la clase de agua para riego, se utiliza la clasificación de Wilcox, a partir de la cual y por medio de las concentraciones de sodio, magnesio, calcio y la conductividad eléctrica, se conoce la clase de agua para riego a que pertenece cada muestra analizada, así como las recomen-

daciones relativas al tipo de suelo en que debe usarse, las prácticas del control de la salinidad y los tipos de cultivos más adecuados.

Para la industria, el agua se puede clasificar inicialmente por su dureza. Posteriormente, dependiendo del tipo de industria, el agua deberá cumplir ciertos requisitos establecidos.

II. GENERALIDADES

2.1. EL CICLO HIDROLOGICO

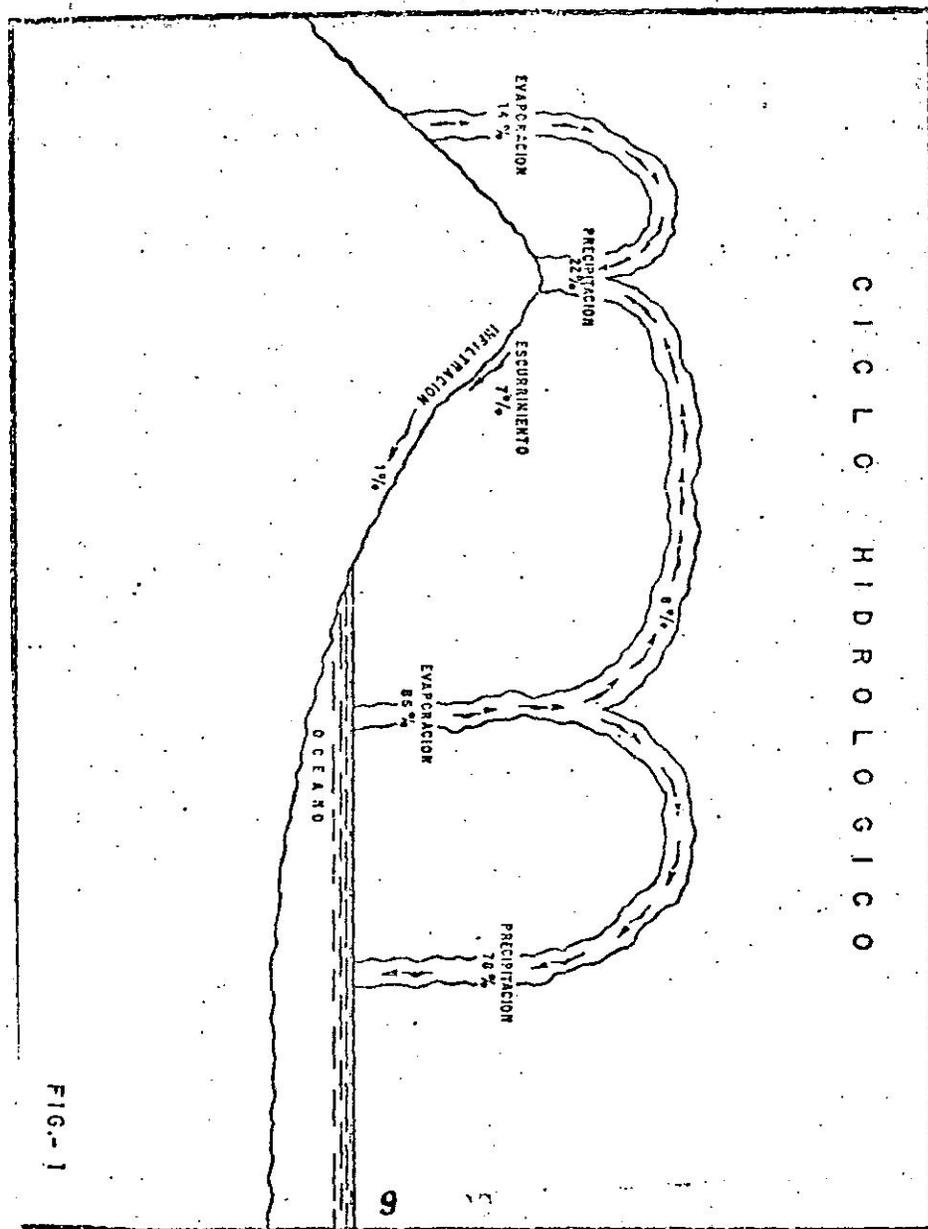
Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes; 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar y; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada, posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales para evaporarse y seguir su camino hacia el mar.

2.2. BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO

Del 100% del agua que se evapora, para incorporarse a la atmósfera en forma de nubes, el 86% proviene del mar y el 14% restante, de los continentes. Del 86% que se evapora en los océanos, el 78% se precipita en el mar y el 8% en los continentes. (Fig. 1). El otro 14% de evaporación, se precipita sobre los continentes, haciendo un total de 22% de precipitación sobre éstos. De este 22%, se evapora el 14%, escurre hacia el mar en forma de corrientes superficiales el 7%, y el 1% restante se infiltra en el subsuelo y en forma de agua subterránea, es incorporada al mar.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones, pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas o puede permanecer atrapada entre sedimentos en forma de agua fósil.

Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas formaciones geológicas, disolviendo las sales minerales que forman las rocas y produciendo cambios en su composición. Por lo tanto, la composición química del agua dependerá de



la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afectan la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas; el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química -- del agua y otros factores.

2.3. QUIMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLOGICO

a) Composición del agua de lluvia. - Al precipitarse hacia la corteza terrestre, arrastra diferentes materiales finos, que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que, en muchos casos, son transportados por el viento.

La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente: (Figs. 2 y 3)

Na	1.98 ppm	Ca	0.09	HCO ₃	0.12
K	0.30	Cl	3.79		
Mg	0.27	SO ₄	0.58		

La concentración de elementos disueltos en la lluvia en diferentes lugares, es variable: por ejemplo, el contenido de cloro y sodio, en la precipitación que se lleva a cabo en algunas zonas costeras, es mayor de 2 y 1 ppm respectivamente, mientras que en los continentes es menor de 0.3 y 0.2 ppm, respectivamente.

Debido a la baja concentración de sales en el agua de lluvia, ésta se considera como "agua pura" y -- las variantes existentes entre la composición y -- concentración de un lugar a otro, no son de importancia en la interpretación hidrogeoquímica, salvo lugares excepcionales, donde corrientes de aire le vantán una gran cantidad de partículas que posteriormente son arrastradas por la lluvia.

Al precipitarse, las moléculas de agua incorporan bióxidos de carbono de la atmósfera, formando ácido carbónico como se ilustra en la siguiente reacción.

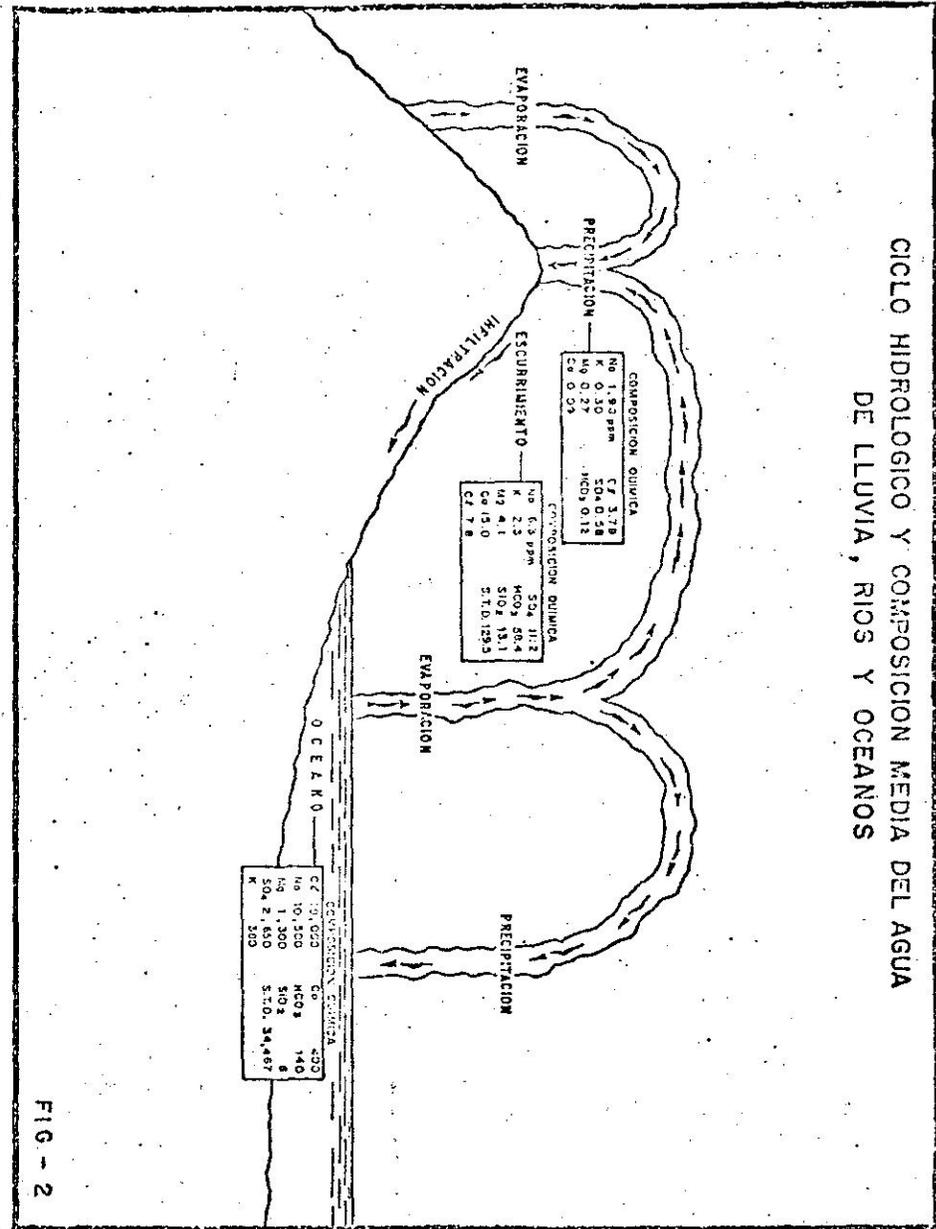
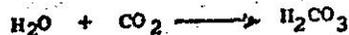


FIG - 2

Este ácido, tiene un gran poder de disolución y es el principal agente de ataque del agua sobre las rocas.

b) Composición del agua de ríos. - Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces, así como con los fragmentos de roca transportados por la corriente.

Al contacto con dichos materiales, el agua los ataca y disuelve, llegando a tener una composición de pendiente del tipo de materiales con los que tiene contacto.

La composición promedio del agua de ríos, según Livingstone (1963), es la siguiente:

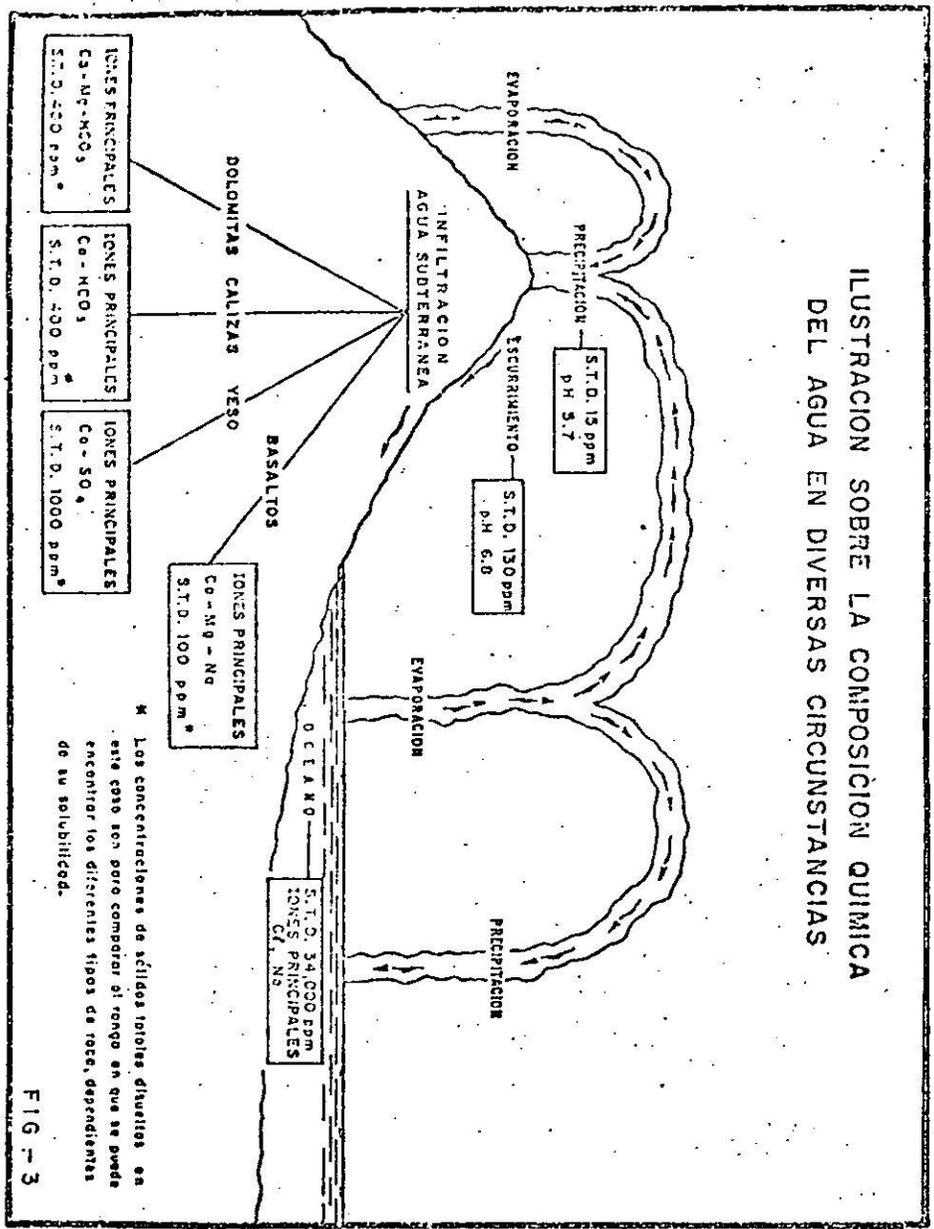
Cl	7.8 ppm	Ca	15.0	Al	0.01
Na	6.3	HCO ₃	58.4	S.T.D. 129.5	
Mg	4.1	SiO ₂	13.1		
SO ₄	11.2	NO ₃	1.0		
K	2.3	Fe ⁺⁺	0.67		

c) Composición del agua de mar. - Los océanos constituyen los mayores depósitos de agua en el mundo, y se caracterizan por tener una gran cantidad de sales disueltas. Estas sales son producto de la erosión química efectuada por el agua durante el ciclo hidrológico, desde la formación de la tierra, hasta nuestra época.

Originalmente, los océanos se formaron por condensación de vapor de agua, la cual se acumuló en las partes bajas de la tierra. Se inició el ciclo hidrológico y esta agua empezó a disolver los minerales que formaban las rocas, conduciendo las sales, producto de erosión química, hacia las cuencas oceánicas. Continuó el ciclo hidrológico y con él, el aumento de sales en el agua de mar.

La composición química del agua de mar, de acuerdo con Goldberg (1957), es:

Cl	19,000 ppm	Ca	400
Na	10,500	HCO ₃	140
Mg	1,300	SiO ₂	6
SO ₄	2,650	S.T.D.	34,467
K	380		



- d) Composición del agua subterránea. - La composición química del agua subterránea dependerá del tipo de roca, a través de la cual circula y de otros muchos factores complejos. (Fig. 3).

Así, tenemos que un agua que circula a través de rocas calizas, tendrá principalmente iones de calcio, carbonatos y bicarbonatos. Si circula por yesos y anhidritas, tendrá una gran cantidad de sólidos disueltos, debido a la fácil disolución de estas rocas, predominando la presencia de iones de calcio y sulfatos. El agua que circula a través de basaltos, tendrá pocos sólidos disueltos, debido a que esta roca es de difícil disolución; además, tendrá aproximadamente, la misma cantidad de calcio, magnesio y sodio.

En las figuras 4 y 5 se muestra la composición química de algunas rocas y minerales comunes.

III. METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA

Para llevar a cabo una interpretación hidrogeoquímica, se procede de la siguiente manera (Fig. 6):

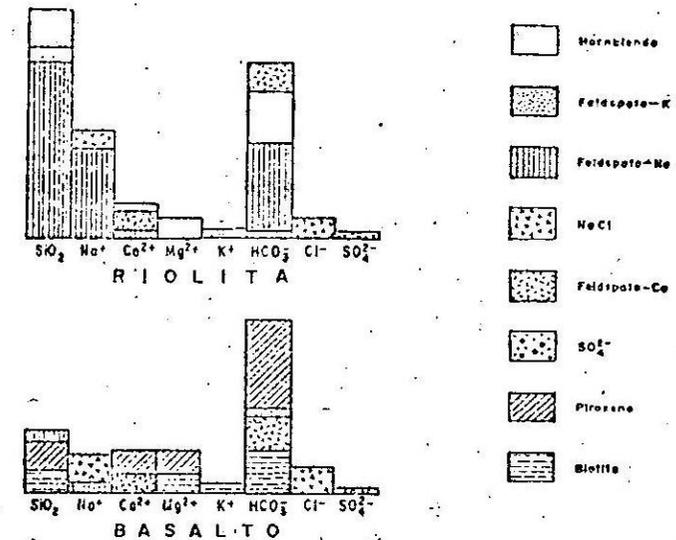
3.1. SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA

Se efectúa una selección de aprovechamientos, tomando en cuenta una distribución espacial, que dependerá de las circunstancias, así como el tipo de aprovechamiento ya sea pozo, noria, manantial, galería, etc., ya que en ocasiones, los diferentes tipos de aprovechamientos, corresponden a sistemas acuíferos diferentes.

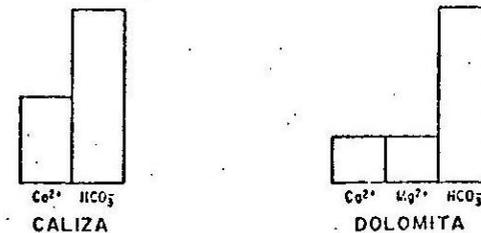
El muestreo se debe efectuar usando frascos de polietileno de un litro de capacidad, con doble tapa. Los frascos deben llenarse totalmente para evitar la gasificación de algunos componentes que podría provocar reacciones químicas y alterar la composición de la muestra que es representativa de enormes volúmenes de agua.

Al obtener la muestra en el campo, se deben tomar datos relativos a la localización y características del aprovechamiento, así como la temperatura ambiente, la temperatura del agua al momento del muestreo, el pH y la resistividad.

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES ROCAS

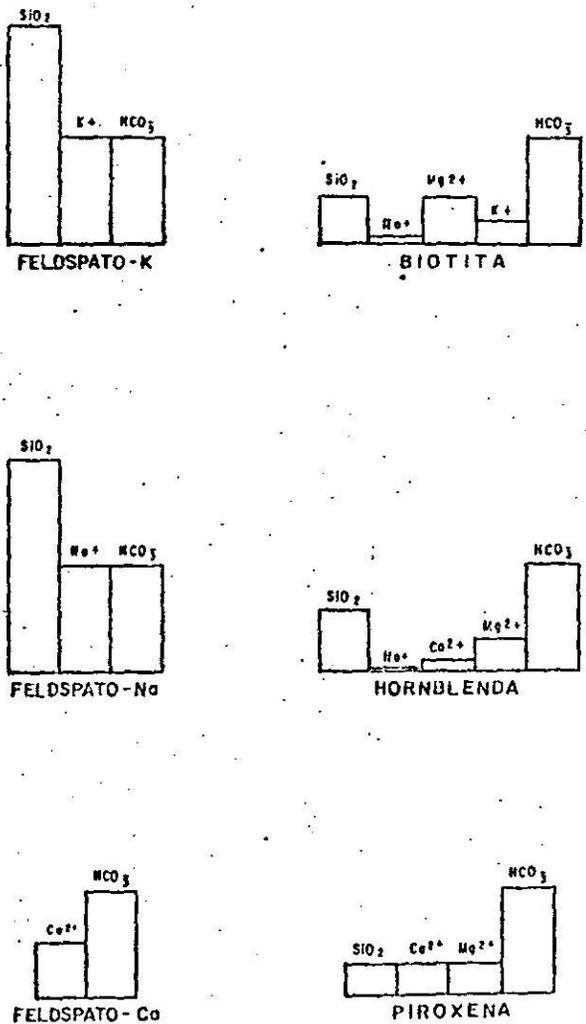


RECONSTRUCCION EN HISTOGRAMAS DE LA COMPOSICION DEL AGUA DE RIOLITAS Y BASALTOS



HISTOGRAMAS MOSTRANDO LA COMPOSICION DEL AGUA DE CALIZAS Y DOLOMITAS

COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS IGNEAS

FIG. 5

INTERPRETACION GEOQUIMICA

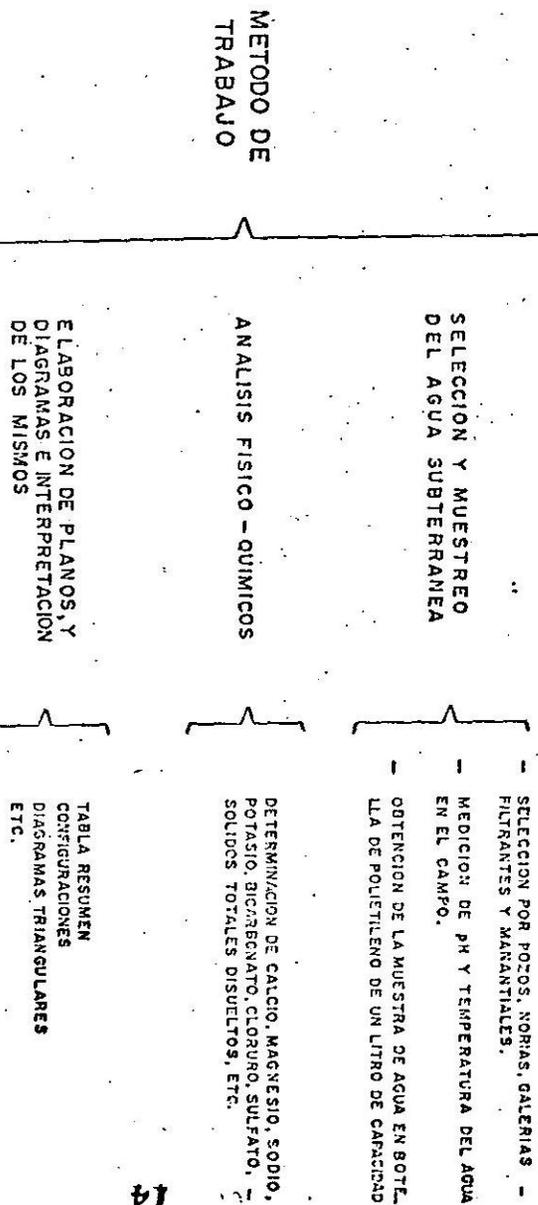


FIG. 6

eléctrica del agua.

3.2. ANALISIS FISICO-QUIMICOS

Una vez obtenidas las muestras, se remiten al laboratorio - en donde se efectúan los análisis fisicoquímicos, determinándose las concentraciones de los principales cationes (Ca, Mg, Na, K), aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) los sólidos totales disueltos y, dependiendo del tipo de terreno, su sugiere la - determinación de otros índices, por ejemplo, para un terreno con trazas de termalismo, sería conveniente la determinación de litio y boro, así para otros casos, se requeriría - determinar FeO, MnO, SiO_2 , F, etc. (Fig. 18)

SOLIDOS TOTALES DISUELTOS. - Los sólidos totales disueltos representan el residuo que queda al evaporar cierta cantidad del agua. No son representativas de la suma de las concentraciones de los diferentes elementos analizados, ya que, durante la evaporación en el laboratorio, los sólidos volátiles se pierden y los bicarbonatos se convierten en carbonatos. También quedan retenidas cierta cantidad de agua de cristalización que no alcanza a evaporarse. Por lo tanto, el valor de los sólidos totales disueltos, sólo proporciona un índice del ataque del agua sobre las formaciones geológicas y de la solubilidad y facilidad de remoción de las sales del subsuelo.

3.3. UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANALISIS QUIMICOS

Las unidades más comunes, en las que se reportan los análisis químicos efectuados a muestras de agua, son: partes -- por millón y miliequivalentes por litro.

Las "partes por millón", son unidades de peso por peso, que equivale a un miligramo de soluto, por un kilogramo de solución. La unidad de peso por volumen, se tiene al asumir -- que un litro de solución, pesa un kilogramo; entonces, tenemos que una "parte por millón", es igual a un "miligramo -- por litro".

Debido a que las unidades anteriores están dadas en peso, - no hay equivalencia entre iones de diferente especie, o sea, que no se pueden mezclar, debido a que tienen diferente peso molecular y carga eléctrica. Por lo tanto, para relacionar diferentes iones en fórmulas químicas o para efectuar - correlaciones entre ellos, se utilizan unidades equivalentes.

La unidad más usada es el "miliequivalente por litro", la - cual se obtiene multiplicando los "miligramos por litro", - por $\frac{C}{PA}$; donde "C" es la carga del ion y "PA" es el peso -- atómico.

Otra unidad conocida y usada en Química, es "moles por litro", siendo una mole, el peso atómico de una sustancia en gramos.

Las abreviaciones usadas en las unidades mencionadas, son - las siguientes:

ppm	partes por millón.
mg/l	miligramos por litro.
me/l	miliequivalentes por litro.
mol/l	moles por litro.

3.4. ELABORACION DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS

a) **Tablas resumen.** - Para controlar y tener una idea en conjunto de la composición, concentración y calidad del agua, se recomienda elaborar tablas en - las cuales se resume toda la información obtenida. En la Fig. 16 se muestra un ejemplo.

b) **Configuraciones.** - Con el objeto de tener una distribución espacial de la calidad del agua y con -- ella determinar cualitativamente las zonas de recarga, la dirección del flujo del agua subterránea, así como tener idea de algunas propiedades físicas del acuífero, se elaboran configuraciones de las - determinaciones efectuadas.

Con el objeto de ilustrar este punto, en las Figs. 7 y 8 se muestran las configuraciones de sólidos - totales disueltos y conductividad eléctrica, para los Valles de Aldama y Samalayucan, Chih.

En el plano de curvas isovalores de sólidos totales disueltos de Aldama, se observa que las zonas con menores concentraciones se encuentran en el extremo noreste de la ciudad de Chihuahua y en el -- flanco este de la Sierra de La Gloria, coincidiendo

de éstas con las zonas de recarga del acuífero, donde el agua de lluvia se infiltra.

Las concentraciones aumentan de la ciudad de Chihuahua hacia la de Aldama, indicando que el agua subterránea fluye en dicha dirección al ir disolviendo sales conforme avanza.

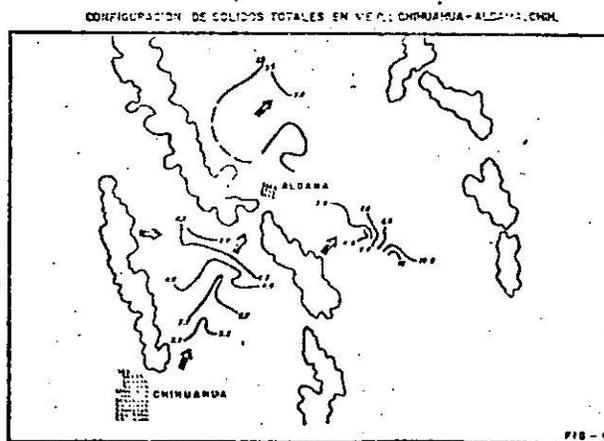
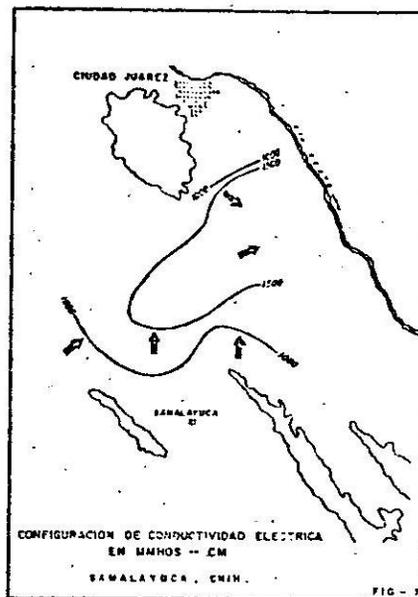
Las concentraciones aumentan de la Sierra de La Gloria, hacia el noreste y después hacia el sureste, a lo largo del río Chuviesar, mostrando que la dirección del agua subterránea es hacia el sureste.

En la configuración de conductividades del área Samalayuca-Juárez, (Fig. 8) se observa la curva 1000 al pie de la Sierra de Juárez y de 1500 hacia el sureste de ella. Esta distribución, indica que la Sierra de Juárez corresponde a una zona de recarga, donde el agua de lluvia se infiltra y fluye hacia el sureste. Observaciones similares se hacen en Samalayuca, donde se deduce un flujo de agua de sur a norte y noreste, uniéndose con el de la Sierra de Juárez, para continuar hacia el Río Bravo.

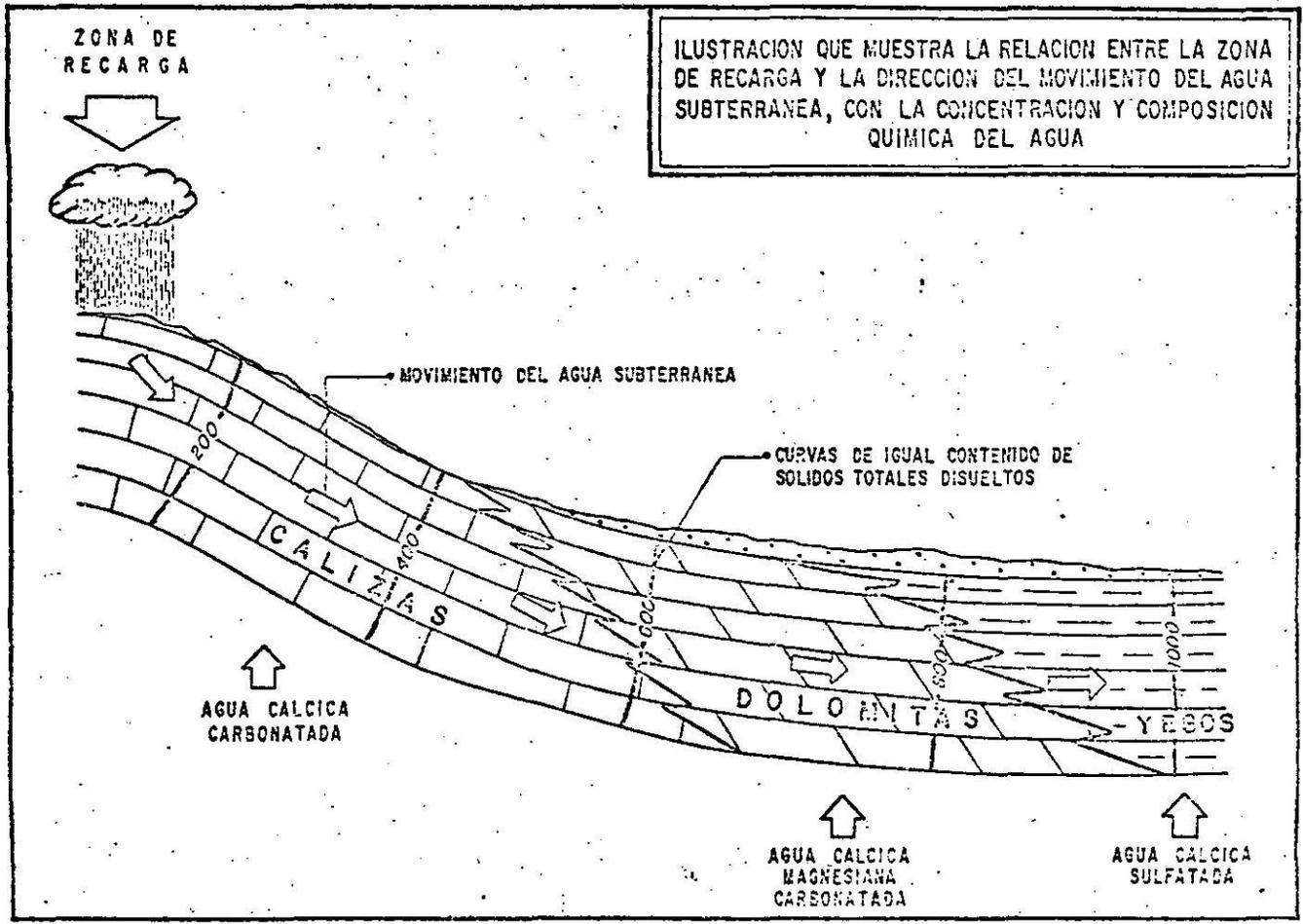
Por lo tanto, de estas configuraciones se obtiene, entre otras cosas, la zona de alimentación del acuífero y dirección del flujo, el cual coincide con el encontrado por métodos piezométricos.

En la Fig. 9 se muestra un corte geológico ilustrativo, que relaciona la zona de recarga y la dirección del movimiento del agua subterránea, con la concentración y composición química del agua.

- c) Diagramas triangulares. - Con el objeto de obtener, en forma rápida e ilustrativa, los diferentes tipos o familias de agua, de acuerdo al catión y anión predominante, se forman diagramas triangulares, como el que se muestra en la Fig. 10. En el triángulo de la izquierda de este diagrama se grafican, en porcentaje de me/l, los principales cationes y, en el triángulo de la derecha, también en las mismas unidades, los principales aniones. En los vértices de estos triángulos se definen aguas cálcicas, magnesianas, bicarbonatadas, etc., si las muestras se encuentran localizadas en los vértices con los por-



9a



06 19 10

FIG - 9

DIAGRAMA TRIANGULAR.

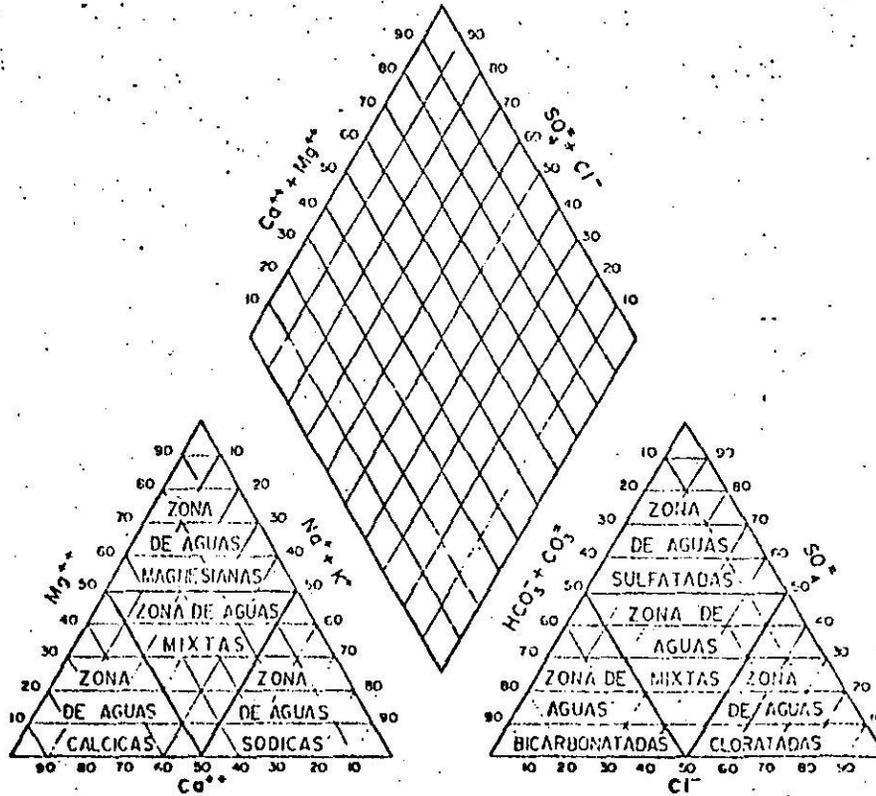


FIG. - 10

centajes mayores al 50% de calcio, magnesio, bicarbonato, etc., respectivamente. Se define como agua mixta, la que se grafica al centro del triángulo, por no existir un ion que predomine.

En la Fig. 11 se muestra un diagrama triangular, - en el cual se graficaron muestras de agua del Valle de Tecoman-Manzanillo, Col., observándose la existencia de agua de tipo sódico-clorurada, mixta-mixta y cálcico-bicarbonatada.

El tipo o familia de agua, se vacía sobre un plano delimitando zonas con agua de diferente composición. En la Fig. 12 se muestra el plano correspondiente al diagrama triangular de la zona de Tecoman-Manzanillo, en el cual se delimitaron las zonas correspondientes a las familias de agua ya mencionadas. El agua sódico-clorurada, es consecuencia directa de contaminación del acuífero, con agua de mar. El agua mixta-mixta, es una mezcla de aguas de diferentes tipos y en la cual no predomina ningún ion en especial. El agua cálcico-bicarbonatada, es el producto de la disolución de rocas calizas por el agua.

- d) Resistividades y sólidos totales disueltos.- La resistividad es una medida indirecta de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) que contiene el agua, ya que sus valores son inversamente proporcionales a éstos últimos. Tomando en cuenta esta característica, se forma una gráfica (Fig. 13) con la cual, se pueden calcular resistividades a partir de sólidos totales disueltos, o viceversa. Los sólidos totales disueltos calculados, en algunos casos, nos ayudan a complementar la información de configuraciones de una forma rápida y económica. Las resistividades calculadas, se pueden utilizar para hacer correlaciones con geofísica

En la Fig. 17, se muestra un ejemplo de la relación entre resistividad y S.T.D., el cual corresponde al área de Sonoyta, Son. En ella se encontró que, en ciertos lugares, el agua subterránea tenía concentraciones de S.T.D., muy altas y se encontraba rodeado por pozos con agua de mejor calidad. Se efectuaron sondeos geofísicos de resisti-

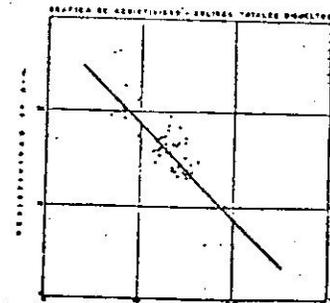
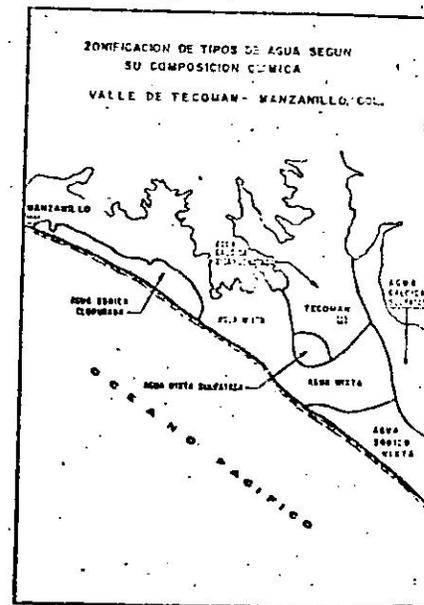
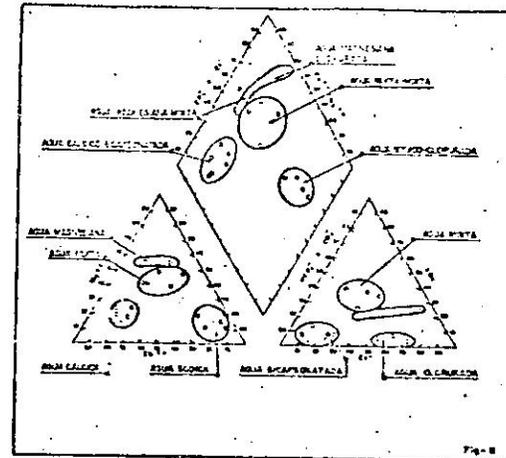
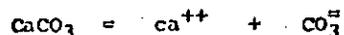


FIG 13

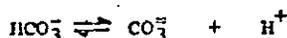
$$K_{ai} = [Ca^{++}] [SO_4^{--}] \text{----- (1)}$$

De manera similar para la calcita se tiene:



$$K_{ai} = [Ca^{++}] [CO_3^{--}] \text{----- (2)}$$

Debido a que los análisis no reportan carbonato, (CO₃²⁻), se utilizó la determinación de bicarbonato (HCO₃⁻), sustituyendo la fórmula (2) de la siguiente manera:



$$K_{ai} = \frac{[CO_3^{--}] [H^+]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10.33}$$

Despejando:

$$[CO_3^{--}] = \frac{[HCO_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[H^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{ai} = \frac{[Ca^{++}] [HCO_3^-] 10^{-10.33}}{[H^+]} \text{--- (3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de actividad iónica (γ) de cada elemento, por la concentración en moles por litro (M).

O sea:

$$[Ca^{++}] = \gamma_{Ca} \cdot M_{Ca}$$

$$[SO_4^{--}] = \gamma_{SO_4} \cdot M_{SO_4}$$

$$[HCO_3^-] = \gamma_{HCO_3} \cdot M_{HCO_3}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las partes por millón reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica (γ) se calculó mediante la fórmula de Debye-Huckel:

$$\log \gamma_i = \frac{-A Z_i^2 \sqrt{I}}{1 - B a_i \sqrt{I}}$$

Donde Z es la carga del ion; A y B son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25°C, A = 0.5085 y B = 0.3281 × 10⁸; (Klots, 1950); a_i es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 1970) I es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

$$I = \frac{1}{2} (M \cdot Z^2)$$

Donde M es la concentración de cada ion en moles por litro.

La constante de actividad iónica (K_{ai}), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (K_e), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de K_e son: (Garrel y Chist, 1965):

$$K_e \text{ (calcita)} = 10^{-8.34}$$

$$K_e \text{ (yeso)} = 10^{-4.61}$$

De manera similar, se procede para el cálculo de las constantes de otros minerales.

Ya obtenido el grado de saturación, se delimitan, sobre planos, las áreas sobresaturadas, a partir de las cuales, se deduce la dirección del movimiento del agua subterránea y se explica el comportamiento químico del agua.

En las zonas en donde el agua se encuentra sobresaturada de alguna sal, es de esperarse la precipitación de dicho compuesto y consecuentemente, la incrustación en bombas, tuberías, calderas y demás material que tenga contacto con esta agua. Mientras que las áreas en donde el agua no se encuentra saturada de sales, ésta continuará disolviendo y aumentando su concentración iónica.

GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA
EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL

La explotación de agua subterránea en acuíferos de zonas costeras encara un gran riesgo, denominado "Intrusión Salina". Muchas de las zonas costeras de México están siendo degradadas por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo.

Un renglón importante en los acuíferos costeros, es el estudio de la determinación de la intrusión salina cuando ésta aún no la ha afectado nocivamente. Dentro de estos estudios, es esencial, la determinación de la posición del nivel piezométrico y sus fluctuaciones con el tiempo, así como el registro de los incrementos de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos puede conocerse rápidamente la posición y la peligrosidad de la intrusión y planear las alternativas más convenientes para su control.

CARACTERISTICAS FISICAS DE LA INTRUSION SALINA.

Para que una zona costera se vea afectada por este fenómeno, es necesario que se cumplan las dos condiciones siguientes:

- a) Continuidad Hidráulica.- En muchas cuencas costeras de nuestro país, existe continuidad hidráulica en los materiales que forman las planicies costeras la cual se continúa hasta el mar, cerca de la línea de la costa. Puede presentarse también, capas de material permeable confinado, que se continúa a cierta profundidad, hasta más allá de la costa. Algunos acuíferos se encuentran cubiertos por lodo y otros materiales relativamente impermeables que impiden que el agua de mar los contamine.
- b) Inversión del Gradiente.- Otras de las condiciones necesarias para que se lleve a cabo la intrusión salina, es la inversión del gradiente, la cual, se presenta cuando la carga hidráulica del mar es mayor a la del acuífero. Esto sucede si el nivel piezométrico es abatido a profundidades bajo el nivel del mar.

Cuando el gradiente es hacia el mar, existe un flujo de agua hacia él y cuando el gradiente es hacia tierra adentro se establece un flujo de agua, hacia el valle. En la

práctica, la magnitud del gradiente hidráulico se obtiene a partir de la medición de la profundidad al nivel del agua en pozos y norias.

PRINCIPIO DE GHYBEN - HERZBERG.

A lo largo de las líneas de costa el agua de los acuíferos se encuentra descansando sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua (interfase salina) se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual las modificaciones en las condiciones originales del acuífero, producen cambios en la posición del contacto entre las dos aguas.

La profundidad a la cual se encuentra la interfase fue descrita por Badon Ghyben en 1869, y aplicada a problemas específicos por Bairat Herzberg en 1901.

La teoría se basa en lo siguiente:

El peso de una columna vertical de agua dulce que va desde el nivel piezométrico del acuífero hasta la interfase se encuentra equilibrada por el peso de una columna de agua de mar que vaya desde el nivel del mar, hasta la interfase. Esto es, el peso de la columna de agua dulce de longitud $h + Z$ es igual al peso de una columna de agua de mar de longitud Z , donde "h" es la elevación del nivel estático a partir del nivel del mar y "Z" es la profundidad a la interfase, a partir del mismo nivel de referencia.

Si "Dd" y "Dm" representan las densidades del agua dulce y de mar respectivamente, la condición para el balance hidrostático se expresa de la siguiente manera:

$$D_m \cdot g \cdot Z = D_d \cdot g \cdot (h + Z)$$

$$Z = \frac{D_d}{D_m - D_d} \cdot h$$

Considerando que las densidades del agua de mar y del agua dulce son 1.025 y 1.000, respectivamente, tenemos que:

$$Z = 40h$$

O sea que por cada metro que se eleve el nivel piezométrico sobre el nivel del mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de referencia (Figura 2). La posición del nivel piezométrico sobre el mar, condiciona la profundidad a la interfase. Los movimientos de la superficie del mar por mareas y de la superficie piezométrica del acuífero, producidos por aumento ó disminución de agua en él, pro-

30
ducen fluctuaciones en la posición de la interfase. El área en donde se llevan a cabo estas fluctuaciones, se denominan zona de difusión. La mayoría de los acuíferos que no están sobreexplotados, descargan agua hacia el mar y la posición real de la interfase, en este caso, se encuentra a mayor profundidad (Hubbert) que la calculada por Chyben-Herzberg, (figura 3).

MECANISMO DE LA INTRUSION SALINA.

Existen varios mecanismos por los cuales el agua de mar puede intrusionar a un acuífero costero. Estos, están relacionados con la disminución de la elevación del nivel piezométrico y la inversión del gradiente hidráulico, que permite al agua de mar moverse hacia tierra adentro. Bajo condiciones naturales en los acuíferos costeros, existe un equilibrio entre la recarga, la descarga y el cambio del almacenamiento. Es conveniente que exista un flujo de agua dulce al mar, para conservar el equilibrio, y evitar la intrusión. Conforme el agua subterránea es extraída por bombeo, el nivel estático baja acomodándose a las nuevas condiciones y el flujo de la intrusión salina se comienza a mover hacia el acuífero, ocupando primero las zonas costeras y posteriormente la zona de explotación del valle.

METODOS DE CONTROL DE LA INTRUSION SALINA.

Varios métodos de control son conocidos y utilizados para prevenir la intrusión salina. Los más comunes son:

- 1).- Reducción de la extracción
- 2).- Recarga artificial,
- 3).- Fronteras impermeables.
- 4).- Barrera con pozos de bombeo y
- 5).- Barreras con pozos de inyección (figura 4).

REDUCCION DE LA EXTRACCION.

Una de las medidas técnicamente más sencillas para prevenir la intrusión de agua de mar, es la reducción de la extracción de agua subterránea, a un nivel planificado. Esta medida implica una disminución en las demandas de agua lo cual, en ocasiones crea problemas socioeconómicos y políticos muy fuertes. Cuando se opta por este método y el bombeo es reducido, puede establecerse nuevamente el gradiente hacia el mar y la intrusión es reemplazada por un ligero flujo de agua dulce hacia el mar. Si existe información suficiente sobre la variación de los niveles del agua y si se conocen las condiciones geológicas del subsuelo, la reducción de la extracción puede ser controlada de tal manera, que se obtenga la máxima cantidad de agua sin provocar una intrusión salina nociva.

RECARGA ARTIFICIAL.

33
Para ello es necesario contar con una fuente adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga pueda llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construidas en el área de recarga a través de las cuales se hace circular agua que se infiltra al subsuelo. Otro tipo de obras, consiste en la construcción de presas de infiltración, localizadas en la zona de recarga. En zonas donde existen capas confinantes impermeables, pueden construirse pozos de inyección. Al llevar a cabo esta recarga se provoca la reinversión del gradiente hacia el mar, la cual es acompañada por un flujo de agua dulce. La recarga, en esta forma, es económica, respecto a los otros métodos, pero en la mayoría de los casos no se cuenta con fuentes de agua adicional para llevarla a cabo.

FRONTERAS IMPERMEABLES.

Consiste en la construcción de una barrera impermeable entre la línea de costa y los pozos de explotación. El medio de construcción puede ser excavando una zanja que posteriormente se rellena con materiales arcillosos. Otro tipo de barrera, consiste en el inyectado de material impermeable. Estas construcciones son usadas solo en áreas relativamente someras. Es importante, el conocer los resultados posteriores a su construcción, ya que, si la impermeabilización es completa, permitirá abatimientos fuertes y por lo tanto la obtención de mayores volúmenes de agua almacenada. Este método tiene la desventaja de no contar con un flujo de agua subterránea hacia fuera de la zona, que en ocasiones, es necesario para mantener un balance de sales favorables.

BARRERA DE POZOS DE BOMBEO.

15
Consiste en una línea de pozos localizados entre la zona de explotación del valle y el mar. Los pozos, deben de extraer toda el agua de mar que intrusiona al acuífero, hasta obtener un equilibrio hidrostático. Para ello, los niveles de agua deben de ser bajados en la barrera, más que en cualquier otro punto en la cuenca. El volumen de extracción que se lleva a cabo en el valle, debe de ser reducido, cuando menos una cantidad ligeramente menor a la que se obtenía antes de aplicar el método. Es importante, disponer del registro de los niveles del agua en la zona de la barrera, así como el conocer la cantidad exacta de agua que se debe de bombear para obtener los resultados deseados. Esta cantidad de agua que se debe de extraer, es muy variable y deberá de ser mayor

al volumen de agua de mar que originalmente intruía. Mientras más cerca del mar se localiza la barrera, el bombeo tendrá que ser mayor.

BARREPA CON POZOS DE INYECCION.

Este método para control de intrusiones salinas, consiste en la construcción de pozos de inyección alineados a lo largo de la costa, su funcionamiento va a depender de la resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo. Al inyectar agua al acuífero se provoca la elevación del nivel piezométrico lo cual se lleva a cabo hasta alcanzar el gradiente requerido. Debido a la diferencia en densidad entre el agua de mar y el agua dulce, se requiere una columna de 41 metros de agua dulce para equilibrar una columna de 40 metros de agua salada. Para controlar la intrusión es necesario primeramente determinar el espesor de sedimentos permeables. Posteriormente se construye la barrera de pozos de inyección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo largo de la línea de pozos, hasta alcanzar una altura de 75 centímetros arriba del nivel del mar, por cada 30 metros de espesor del acuífero bajo el mismo nivel de referencia. La cantidad de agua utilizada para dicho fenómeno puede ser estimada. Después de que en la barrera con pozos de inyección, se establece un equilibrio, la cantidad de agua que fluye hacia el acuífero, será la cantidad de agua de mar que intruía anteriormente, siempre y cuando la explotación de la planicie se haya conservado igual. Para mantener el balance dinámico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es variable, pero será de alrededor del 10% de la que fluye hacia el acuífero. El número de pozos requeridos para formar la barrera dependerá de las características hidráulicas del acuífero, en especial de la capacidad específica de un pozo de bombeo perforado en la zona.

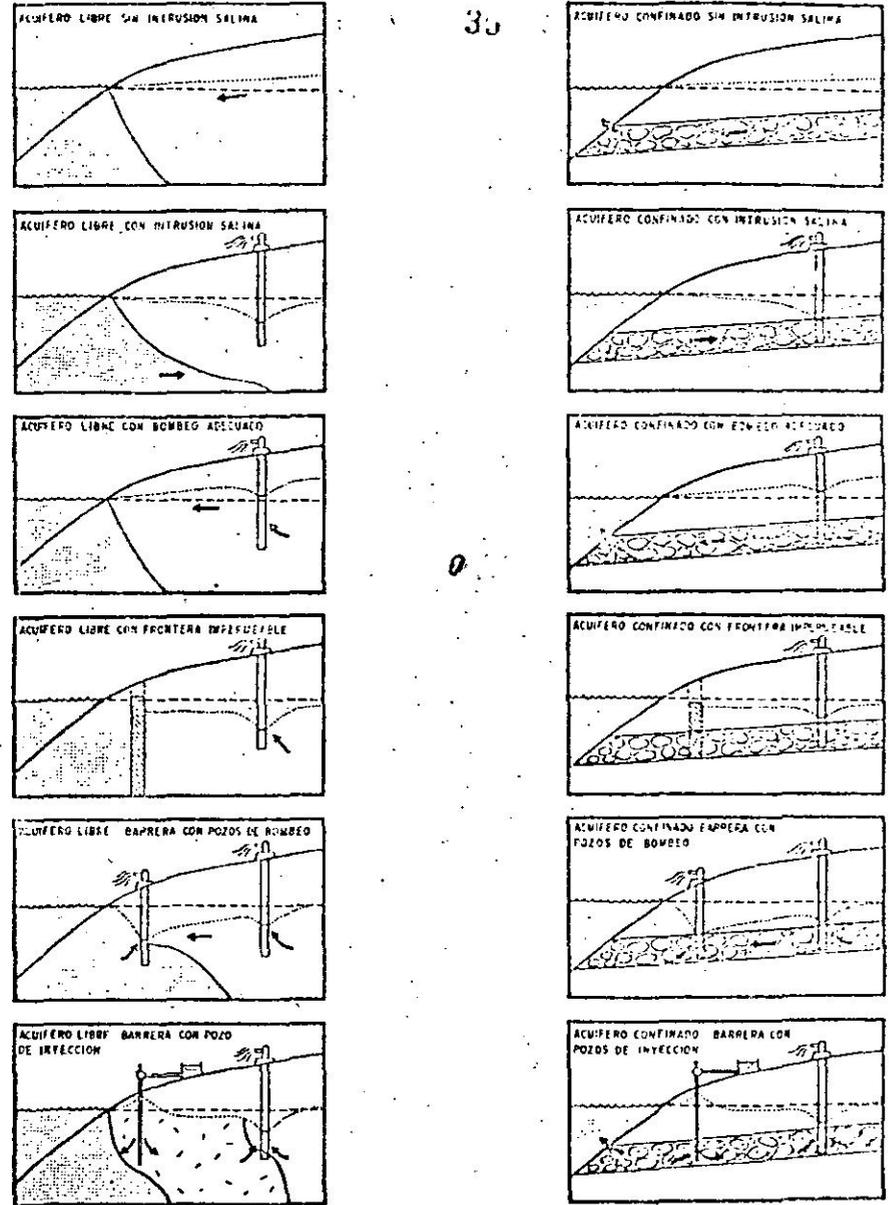
METODO COMBINADO; BARRERA POR POZOS DE BOMBEO BARRERA POR POZOS DE INYECCION.

Este método utiliza la combinación de los dos métodos anteriores. Para ello, la barrera por pozos de bombeo, es localizada entre la línea de costa y la zona de explotación del valle y la barrera por pozos de inyección se ubica tierra adentro, del otro lado de la zona de explotación. La barrera combinada, compuesta de los dos sistemas, operando simultáneamente, minimizada los efectos de subsidencia y extracción de agua, así como otros efectos secundarios y permite una mayor flexibilidad en su operación sobre la de uno solo de los sis-

temas previamente descritos.

NOTA : Para la elaboración de este artículo, se utilizaron datos de diferentes textos y trabajos, principalmente de los apuntes del curso de hidrología subterránea del Departamento de Recursos Hidráulicos del Estado de California, E.U., por Raymond C. Richter.

39



AGUA DULCE
 AGUA SALADA
 AGUA INTERMEDIA
 AGUA DE LA TIERRA
 NIVEL DEL MAR
 NIVEL PIEZOMETRICO

17

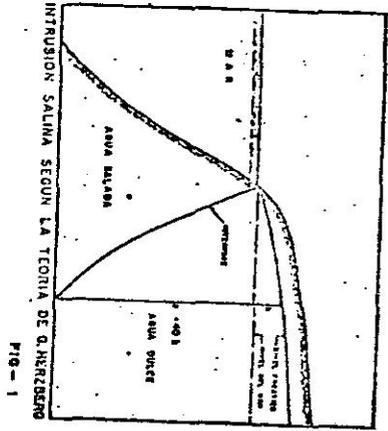


FIG - 1

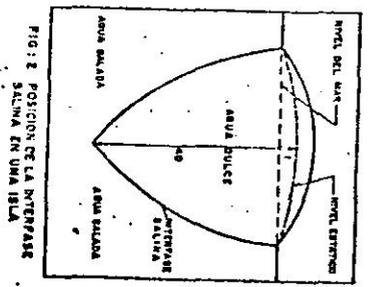
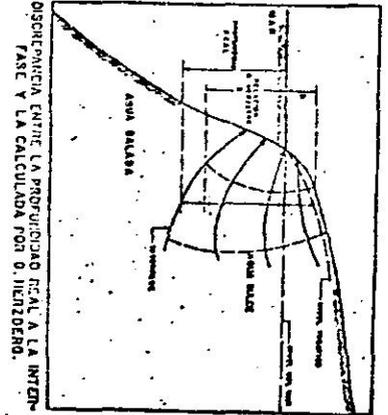


FIG 2 POSICION DE LA FRONTERA SALINA EN UNA ISLA



OSCURIDAD ENTRE LA PROFUNDIDAD REAL A LA INTERFASE Y LA CALCULADA POR O. HENZDRO.

36

CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE
ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES
FÍSICAS Y QUÍMICAS.

Las aguas subterráneas y superficiales que son utilizadas para satisfacer las necesidades de agua potable de zonas urbanas, así como la que se destina a la agricultura, ganadería e industria, necesita cumplir con ciertos requisitos respecto a su contenido de elementos químicos, a sus propiedades físicas y a la presencia de materia orgánica.

El objeto del presente trabajo, es el de mostrar, en forma general, las normas de calidad del agua utilizada como potable, en riego, en abrevadero y en la industria, así como el significado y algunas propiedades físicas y químicas del agua.

La calidad del agua, se determina a partir de análisis físicos, químicos y bacteriológicos, los cuales pueden variar desde análisis sencillos donde se determinen los principales elementos, hasta análisis complejos que incluyan la determinación de una gran variedad de especies presentes en el agua.

El tipo de análisis dependerá del uso que se le tenga destinado al agua, así como de algunas características observadas en la zona donde ésta se encuentre. Por ejemplo, en una zona minera, es conveniente determinar las concentraciones de algunos metales que pudieran encontrarse presentes. En lugares próximos a poblados y/o establos, debe ponerse atención a los contenidos de nitratos y organismos coliformes. etc.

AGUA POTABLE.

Para conocer la calidad de cierta agua para uso potable, se comparan los resultados del análisis químicos, con las normas de calidad o límites máximos permisibles que a continuación se describen y que fueron publicados por la Secretaría de Salubridad-

37

y Asistencia, en el Diario Oficial de el día 2 de Julio de 1953.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS	LÍMITES MÁXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES
TURBIEDAD	10 (Escala de Sílice)	DE NO CUMPLIRSE CON LOS RESULTADOS ANTERIORES, SE ADMITIRÁN -- AQUELLOS QUE -- SEAN TOLERABLES PARA LOS USUARIOS.
COLOR	20 (Escala platino-Cobalto)	
SABOR	INSIPIDA	
OLOR	INODORA	

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS	LÍMITE MÁXIMO PERMISIBLE EN PPM (EXCEPTO)
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrogeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO ₃)	400
Dureza total (CaCO ₃)	300
Cloruros (Cl)	250
Sulfatos (SO ₄)	250
Magnesio (Mg)	125
Zinc (Zn)	15
Cobre (Cu)	3
Fluoruros (Fl)	1.50
Fierro (Fe) y Mangneso (Mn)	0.30

continua.....

Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERISTICAS BIOLOGICAS	NUMERO MAXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS COLI Y COLIFORMES	20
COLONIAS BACTERIANAS POR CENTIMETRO CUBICO DE MUESTRA	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escasez que presenta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con todos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el límite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en ocasiones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm.

El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas a la salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo. - No es común encontrarlos en el agua, pero su presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, no debe tener concentraciones mayores de 0.05 Ppm.

Zinc, Cobre, Hierro y Manganeso. - El cuerpo, puede llegar a tolerar, cantidades un poco mayores a las establecidas como requisito, no es común su presencia en el agua.

Sulfatos. - Concentraciones altas de este compuesto, actúan como laxante. En combinación con otros elementos, da lugar a un sabor desagradable.

Fluoruros. - El ingerir agua que contenga este elemento en exceso, produce el decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consume y la susceptibilidad de cada individuo.

Nitratos. - Proviene de la descomposición de materia orgánica. Concentraciones altas de este compuesto es causa de enfermedades hídricas mortales, como la metemoglobinemia en los niños.

La presencia de concentraciones relativamente altas de sodio, cloro, magnesio, calcio, carbonatos y bicarbonatos, no representan gran peligro, ya que pueden ser eliminadas por el organismo.

AGUA PARA RIEGO

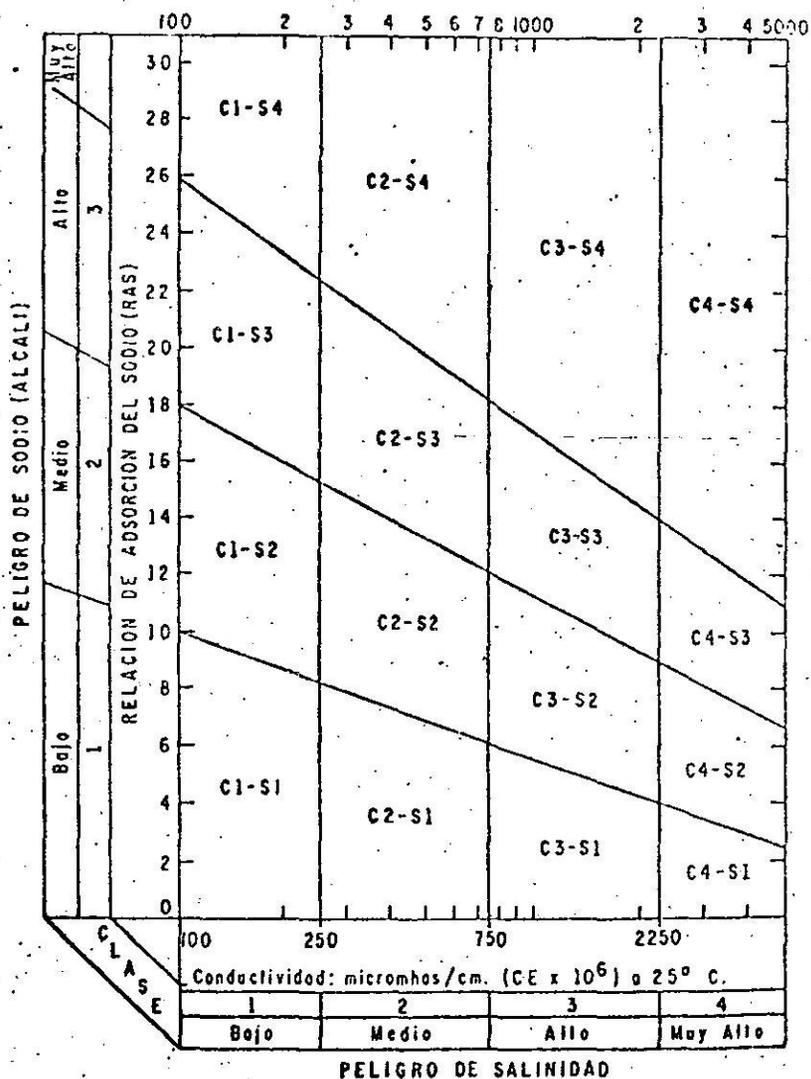
Para conocer la calidad del agua para riego, se ha optado por utilizar la clasificación de Wilcox (1948) en la cual, por medio de la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS), se obtiene la clase de agua para riego.

La conductividad eléctrica es igual al recíproco de la resistividad y proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos. Normalmente, esta se expresa en micromhos por centímetro (mmhos-cm).

La relación de adsorción de sodio, se obtiene por medio de la fórmula siguiente:

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO



Donde las concentraciones de Na^+ , Ca^{++} y Mg^{++} están dadas en equivalentes por litro. Con esta relación se obtiene el peligro que entraña el uso del agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la fórmula, queda supeditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales cationes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación (Fig. 1) obteniéndose de esta manera, la clase de agua para riego, la cual está definida por los parámetros, C y S y subíndices en cada uno de ellos.

El significado de las diferentes clases, así como algunas recomendaciones para el uso del agua en riego, se comentan a continuación:

- C1 BAJA SALINIDAD.** - Puede usarse para riego en la mayoría de los suelos y para casi todas las plantas, con pocas probabilidades de que aumente la salinidad.
- C2 SALINIDAD MEDIA.** - Puede usarse, si se hacen lavados moderados. Se pueden sembrar plantas moderadamente tolerantes a las sales en la mayoría de los casos, sin efectuar prácticas especiales para el control de la salinidad.
- C3 ALTAMENTE SALINA.** - No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Aún con drenaje adecuado, se requiere un manejo especial para el control de la salinidad, además de seleccionar plantas que sean bastante tolerantes a las sales.
- C4 MUY ALTAMENTE SALINA.** - No es apropiada para riego bajo condiciones ordinarias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua para riego debe aplicarse en exceso con el fin de llevar a cabo un lavado fuerte. Las plantas que se seleccionen deberán ser muy tolerantes a las sales.

S1 CON POCO SODIO. - Puede usarse para riego en casi todos los suelos, con poco peligro de que el sodio intercambiable llegue a niveles perjudiciales. Sin embargo, las plantas sensitivas al sodio como algunos frutales (fruto con hueso) y aguacate, pueden acumular concentraciones dañinas de sodio.

S₂ CON CONTENIDO MEDIO. - Será peligrosa en suelos de textura fina y en aquellos que contengan una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavados leves, a menos que haya yeso en el suelo. Esta agua puede usarse en suelos orgánicos o de textura gruesa con buena permeabilidad.

S₃ CON ALTO CONTENIDO. - Conducirá a niveles peligrosos de sodio-intercambiable en la mayoría de los suelos por lo cual se requerirá de un manejo especial, buen drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos no desarrollarán niveles perjudiciales de sodio intercambiable. Los mejoradores químicos deberán usarse, para el reemplazo de sodio-intercambiable, excepto en el caso de que no sea factible el uso de mejoradores en aguas de muy alta salinidad.

S₄ CON MUY ALTO CONTENIDO. - Generalmente no es apropiada para el riego, excepto en casos de baja y quizá media salinidad, donde la solución del calcio del suelo o el empleo de yeso u otros mejoradores, hagan factible el uso de esta agua.

La conductividad eléctrica puede tomarse como un índice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presenta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

FRUTALES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma datiles	Granada Higuera Olivo Vid Melón	Peral Manzano Naranja Toronja Ciruela Almendro Chabacano Durazno Fresa Limonero Aguacate

HORTALIZAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12^*$ Betabel Bretón o col rosada Espárragos Espinacas	$CE_e \times 10^3 = 10$ Jitomate Brócoli Col Chile dulce Coliflor Lechuga Maíz dulce Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Cálabaza Pepinos	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Ejotes
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 3$

PLANTAS FORRAJERAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 18$	$CE_e \times 10^3 = 12$ Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne Zacate Sudán Trébol Huban Alfalfa (California común)	$CE_e \times 10^3 = 4$ Trébol blanco holandés Trébol Alsike Trébol rojo Trébol ladino Pinpinela

continúa.....

Cebada (para heno Trifolium (pata de pájaro)	Trigo (para heno) Avena (para heno) Gramma azul Bromo suave Veza lechosa Cicer	
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$

CULTIVOS COMUNES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$
Cebada (grano) Remolacha azucarera Colza Algodón	Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuerilla	Alubias
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 6$	
	(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954)	

*.- El número que sigue a la $CE_e \times 10^3$ es el valor de la conductividad eléctrica del extracto de saturación en milimhos - por centimetro a 25°C asociado a una disminución en los rendimientos de 50 por ciento.

El boro en pequeñas concentraciones, es esencial para el desarrollo normal de las plantas y la falta de este elemento, o su presencia en concentraciones altas, afecta el crecimiento de los cultivos.

Dependiendo de la cantidad de boro que las plantas acepten, estas se han dividido en tres grupos:

CUANDO ACEPTAN:

Cultivos sensible	Hasta 0.67 Ppm.
Cultivos semitolerantes	Entre 0.67 y 1.00 ppm.
Cultivos tolerantes	Entre 1.00 y 3.75 ppm.

A continuación se muestran algunos cultivos haciéndose distinción entre tolerantes, semitolerantes y sensibles.*

TOLERANTES	SEMITOLERANTES	SENSIBLES
Espárragos. Palma datilera. Remolacha azucarera. Alfalfa. Gladiola. Haba. Cebolla.	Girasol (nativo) Papa. Algodón. Jitomate. Rábano. Chícharos. Rosa Ragged. Robin. Olivo. Cebada. Trigo. Maíz. Sorgo. Avena. Calabacita. Pimiento "Bell" Camote. Frijol Lima.	Nuez encarcelada. Nogal negro. Nogal persa. Ciruelo. Peral. Manzano. Uva (Málaga y Sultanina). Higo Kadota. Níspero. Cereza. Chabacano. Durazno. Naranja. Aguacate. Toronja. Limonero.

(En Orden descendiente - de más a menos Tolerante.)

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954).

AGUA PARA ABREVADERO. -

El agua usada en granjas y ranchos ganaderos, normalmente debe de cumplir con los mismos requisitos que el agua potable, ya que se utiliza también para usos domésticos de los ranchos. Los animales pueden ingerir agua con una mayor concentración de sales.

A continuación se describen los límites máximos para algunos animales, según McKee y Wolf, (1963).

Aves	2,860 ppm
Cerdos	4,290 ppm
Caballos	6,430 ppm
Ganado Lechero	7,150 ppm
Ganado de Carne	10,100 ppm
Borrego	12,900 ppm

AGUA PARA LA INDUSTRIA. -

La clase de agua requerida en la industria, depende del tipo de instalaciones utilizadas.

Una forma rápida de catalogar el tipo de agua para la industria, es conociendo su dureza. Esta normalmente se reporta en concentración de carbonato de calcio (Ca CO₃).

Cuando un agua contiene concentraciones bajas de este compuesto, se denomina "agua blanca" y al agua con concentraciones altas, "agua dura".

De acuerdo con algunos autores (Durfor y Becker, 1964), se han distinguido los siguientes rangos de dureza.

Concentración en
mg/l de CaCO₃

Descripción

- 0 - 60
61 - 120
121 - 180
más de 180

Agua blanca.
Agua moderadamente dura.
Agua dura.
Agua muy dura.

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papelera, así como en derivados del petróleo y embotelladoras.

CALIDAD DEL AGUA PARA ALGUNAS INDUSTRIAS (En mg/l)				
CONSTITUYENTE	INDUSTRIA TEXTIL	INDUSTRIA PAPELERA	DERIVADOS DEL PETRO LEO	EMBOTE- LLADORAS
SiO ₂	—	50	—	—
Fe	0.1	1.0	1.0	0.3
Mn	0.1	0.5	—	0.05
Ca	—	20	75	—
Mg	—	12	30	—
Cu	0.01	—	—	—
NH ₄	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—
HCO ₃	—	—	—	—
SO ₄	—	—	—	500
Cl	—	200	300	500
F	—	—	—	—
NO ₃	—	—	—	—
DUREZA	25	100	350	—
pH	2.5-10.5	6-10	6-9	—
S. T. D.	100	—	100	—

(En: John Hem, 1970)

SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -
FISICA.

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.

SIGNIFICADO.

bicarbonato
(HCO₃)
Carbonato
(CO₃)

Proviene de la incorporación del bióxido de carbono en el agua y de la disolución de rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.

Los carbonatos y bicarbonato producen alcalinidad. Los bicarbonatos de calcio y magnesio se descomponen en calderas y aguas calientes, facilitando la incrustación y liberando bióxido de carbono corrosivo a la atmósfera. En combinación con calcio y magnesio es causa de la dureza.

boro
(B)

Proviene de la disolución de suelos y rocas, en especial las de origen ígneo. El agua de zonas térmicas y especialmente aquellas que se encuentran en áreas de actividad volcánica reciente, pueden contener altas concentraciones de boro. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contienen boratos.

Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para el crecimiento y nutrición de las plantas, pero es tóxico para la mayor parte de ellas cuando se encuentra en concentraciones mayores de 1 mg/l.

Calcio
(Ca)

Proviene de casi todo tipo de suelos y rocas pero en especial de las calizas, las dolomitas y el yeso. Algunas salmueras contienen grandes cantidades de calcio.

El calcio y el magnesio son los principales responsables de la dureza en el agua, la cual origina un gran consumo de jabones. Puede incrustar tuberías y además, reduce su eficiencia.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -
FISICA.

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.

SIGNIFICADO.

Color

En agua superficial, componentes orgánicos provenientes del decaimiento de la vegetación y por contaminación de desperdicios orgánicos e inorgánicos - descargados a los ríos. En agua subterránea, componentes orgánicos que han pasado a través de lignita y turba.

Indica la presencia de iones orgánicos o materia orgánica en el agua subterránea. Es un factor importante en la valuación de agua potable para otros usos.

Cloruro
(Cl)

Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial evaporitas; se presenta por contaminación de desperdicios y desagües. Antiguas salmueras, agua de mar y salmueras industriales, contienen grandes cantidades de este elemento.

Grandes concentraciones de este elemento, aumenta el poder corrosivo del agua y, en combinación con sodio, da sabor salado.

Concentración
de Hidrógeno
(pH)

Los ácidos y el bióxido de carbono libre, bajan el valor del pH. Carbonatos, bicarbonatos, hidróxidos, fosfatos, silicatos y boratos, aumentan el valor del pH.

Un pH igual a 7.0 indica neutralidad en una solución; valores mayores indican alcalinidad y menores, acidez. La corrosividad, generalmente aumenta al disminuir el pH. Aguas excesivamente alcalinas, pueden atacar metales.

Conductividad
Eléctrica.

Depende de la cantidad de sales disueltas en el agua.

Es una medida de la capacidad del agua de conducir corriente eléctrica. Varía con la concentración y grado de ionización de los constituyentes, así como con la temperatura. Se usa para estimar la cantidad de sales disueltas en el agua.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -

FISICA.	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
Dureza como CaCO_3	En la mayoría de los casos, la dureza es debida a el calcio y el magnesio.	Consumo jabón, y no produce espuma. Forma depósitos de jabón en baños. El agua dura incrusta calderas y tuberías. Dureza es equivalente de dureza de carbonatos y bicarbonatos.
Estroncio (Sr)	Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial de rocas carbonatadas y rocas de origen igneo.	Las concentraciones son en general muy bajas.
Hierro (Fe)	Proviene de la disolución de suelos, rocas y de tuberías, bombas y equipos similares. Concentraciones mayores a 1 ó 2 ppm, generalmente indican drenaje de zonas mineras u otra fuente.	Expuesto a la superficie, el hierro disuelto en el agua oxida formando un sedimento rojizo. Más de 0.3 ppm, mancha lavadoras y utensilios. Elemento nocivo en el proceso de bebidas, tintes, blanqueadores, hielo, etc. Grandes concentraciones, producen un sabor desagradable y favorece el crecimiento de bacterias.
Flúor (F)	Se encuentra diseminado en cantidades muy pequeñas, en casi todo tipo de rocas y suelos.	Reduce la picadura de dientes (caries) en los niños durante la época de calcificación. Los excesos de este elemento, produce el debilitamiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración de flúor, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consume y la susceptibilidad de cada individuo.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD

FISICA	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
Fosfato (PO_4)	Proviene del intemperismo de rocas igneas y de la lixiviación de suelos que contienen desperdicios orgánicos, fertilizantes, detergentes y drenajes domésticos e industriales.	Concentraciones mayores a las normales, indican contaminación por desechos.
Litio (Li)	Proviene de la disolución de rocas durante el intemperismo. La escasez del litio es probablemente el responsable de las relativas bajas concentraciones en el agua.	Las concentraciones de este elemento en el agua son en general muy bajas, no afectando la calidad para los diferentes usos.
Magnesio (Mg)	Proviene de la disolución de la mayoría de los suelos y rocas pero especialmente de las dolomitas. Algunas salueras contienen cantidades abundantes de magnesio.	El magnesio y el calcio, son los principales responsables de la dureza y del agua incrustante.
Manganeso (Mn)	Proviene de la disolución de algunos suelos y rocas. Es menos común que el hierro, pero normalmente se encuentra asociado con éste y con aguas ácidas.	Es el causante de la coloración café oscura o negra.
Nitrógeno	Se encuentra en el agua como NH_3 , NO_2 y NO_3 , dependiendo del grado de oxidación. Proviene de la disolución de rocas igneas, suelos enriquecidos por legumbres y fertilizantes, establos y aguas de drenaje.	Concentraciones altas de nitrógeno, indica contaminación. Los nitratos aumentan el crecimiento de algas y otros organismos que producen olor desagradable. Concentraciones mayores a 45 ppm nitratos, causan metemoglobinemia en los niños.

**CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -
FISICA.**
FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.
SIGNIFICADO.

Potasio (K) Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar y en algunos desechos industriales.

Grandes concentraciones, en combinación con cloro, producen un sabor salado. Es esencial en la nutrición de las plantas.

Relación de Adsorción de Sodio. (RAS)

Se calcula usando las concentraciones de los iones que se indican en miliequivalentes por litro

El RAS es usado junto con la conductividad eléctrica, para determinar la calidad del agua para riego.

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

Selenio (Se)

La principal fuente de selenio son las emanaciones volcánicas y los depósitos de sulfuros que han sido acumulados por erosión e intemperismo. Se encuentra en rocas cretácicas, en especial en lutitas y suelos derivados de ellas.

Es tóxico en cantidades pequeñas. Constituye un problema cuando se encuentra en plantas o agua para el ganado.

Índice (SiO₂)

Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Generalmente se presenta en concentraciones bajas de 1 a 30 ppm. Concentraciones hasta de 100 ppm suelen encontrarse en aguas altamente alcalinas.

Produce incrustación en tuberías y calderas.

**CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD
FISICA.**
FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.
SIGNIFICADO.

Sodio (Na)

Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar, desperdicios industriales y drenajes.

Grandes concentraciones en combinación con el cloro, producen un sabor salado. Cantidades fuertes comúnmente limita el uso del agua para la agricultura.

Sólidos Disueltos

Proviene de la disolución de minerales que forman los suelos y las rocas. Puede incluir constituyentes orgánicos y agua de cristalización.

El valor de los sólidos disueltos, es una medida de todas las concentraciones que se encuentran en el agua. Es un índice importante en la determinación de los usos del agua.

Sulfatos (SO₄)

Proviene de la disolución de rocas y suelos que contienen yesos, fierro y compuestos sulfurosos. Comúnmente se presenta en aguas de drenaje de minas y en algunos desechos industriales.

Concentraciones altas, así como la combinación con otros iones de al agua un sabor desagradable. En agua que contiene calcio, produce incrustación.

EL USO Y LA APLICACION DE TRAZADORES
DE AGUA SUBTERRANEA

R E S U M E N

La técnica sobre la aplicación de trazadores en agua subterránea, se ha venido desarrollando con nuevas metodologías en los últimos 25 años. Los principales trazadores utilizados son fluoriceinas, sales, esporas e isótopos. Las fluoriceinas son uno de los trazadores más económicos y fáciles de utilizar. Su aplicación se ha incrementado al introducir en el proceso de detección, el espectrofluorómetro y la concentración por medio de carbón activado. Las esporas, son el trazador más nuevo que existe, el cual ha probado ser de gran utilidad. Otro tipo de trazadores de agua subterránea, son los isótopos deuterio, oxígeno 18, tritio y carbono 14, cuya técnica y aplicación es cada día mayor.

I N T R O D U C C I O N

En determinadas ocasiones es de esencial importancia el conocer con exactitud si existe conexión entre dos puntos de un acuífero. Para ello se han llevado a cabo, desde el siglo pasado, experimentos consistentes en mezclar, en el agua de un aprovechamiento subterráneo localizado aguas arriba, una sal o un tinte, el cual puede ser reconocido en otro aprovechamiento localizado a cierta distancia aguas abajo, determinando así, la posible conexión entre dichos puntos. A esta técnica se le conoce como trazadores de agua subterránea.

Este método, se ha aplicado principalmente en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto, y en distancias hasta de 40 km (Zotl, 1970). En menor proporción, se ha llevado a cabo en medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla produce absorción e intercambio iónico, por lo cual la aplicación en este medio debe ser en distancias cortas.

Los puntos de inyección más comunes, son ríos subterráneos localizados dentro de cavernas y los principales puntos de muestreo son manantiales. Con algunas limitaciones los puntos de inyección y muestreo de trazadores pueden ser también pozos, norias,

galerías filtrantes, drenes, lagos y presas.

En algunas ocasiones, se ha utilizado esta técnica para determinar si el agua de manantiales, ríos o drenes, corresponden a filtraciones de una presa o lago.

Un buen trazador, debe reunir las características siguientes: Debe ser no tóxico; soluble en agua, identificable en pequeñas concentraciones; resistente a cambios químicos; tener poca o nula capacidad de intercambio iónico; no ser absorbido o retenido por suelo o rocas; su determinación debe ser mediante análisis sencillos y su aplicación económica.

Los principales trazadores son fluoriceínas, sales espesas e isótopos.

FLUORICEINAS

Son sustancias que tienen la propiedad de emitir luz fluorescente. La longitud de onda de esta luz, varía de una sustancia a otra, propiedad que se utiliza para identificarlas. Las sustancias más comunes utilizadas como trazadores son: Uranina, Eosina, Amidorhodamina G extra, Rhodamina FB y Tinopal CBS-X. A continuación se describen las características de cada una de estas sustancias.

URANINA. - Es la de mayor aplicación. Consiste en una fluoriceína de sodio que presenta un color naranja en soluciones concentra-

das (mas de 1 ppm), que cambia a verde-amarillento al ser diluida. La intensidad de fluorescencia depende del pH. En la figura 1, se muestra la relación entre el pH y la intensidad de fluorescencia de la uranina. En aguas muy ácidas, pierde su fluorescencia pero este proceso es reversible, pudiendo recobrarla al añadir un compuesto básico, como KOH ó NH_3 . Esta propiedad puede utilizarse para identificar el trazador.

El poder de la uranina, puede disminuir por medio de procesos fotoquímicos como la luz ultravioleta, por agentes oxidantes como el cloro y el ozono y en algunos casos por procesos biológicos.

Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Antiguamente se utilizaban lámparas de luz ultravioleta para identificarla cuando se encontraba en concentraciones bajas. Actualmente las concentraciones entre 1×10^{-2} y 2×10^{-6} ppm son medidas con espectrofluorómetro.

La intensidad máxima de fluorescencia se detecta a una longitud de onda de 515×10^{-9} m. A mayor o menor longitud de onda la intensidad disminuye en forma simétrica (figura 2) y la forma de la curva distingue a la uranina de otra fluoriceína. Para concentraciones menores a 2×10^{-6} ppm, se utiliza carbón activado (W.B. WHITE, 1967, F. BAVER, 1972) el cual se coloca en el agua durante un tiempo que varía de un día a semanas, donde la uranina es absorbida y concentrada de 50 a 500 veces por el car-

bón y su concentración medida posteriormente.

Para extraer la uranina del carbón, se le agrega a éstas algunas gotas de una de las siguientes preparaciones:

- a) Una parte de alcohol etílico al 95% y una parte de hidróxido de potasio diluido al 15% en agua destilada.
- b) Ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF), dos partes de agua destilada y una gota de NH_3 .

Por último, la uranina es resistente a la absorción por arcillas y su uso no es tóxico para el hombre o animales.

EOSINA.- Presenta una fluorescencia naranja-rosa, cuya máxima intensidad se detecta a una longitud de onda de 535×10^{-9} m.

Cuando se presentan valores mayores de 0.01 ppm, es visible al ojo humano. Entre 0.01 y 50×10^{-6} ppm, puede detectarse con espectrofluorómetro. Concentraciones menores se concentran con carbón activado del cual puede extraerse añadiendo una sustancia compuesta por ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Al utilizarse junto con rhodamina FB o uranina, se producen interferencias por lo que su aplicación conjunta es limitada.

AMINORHODAMINA G EXTRA.- Conocida anteriormente como sulforhodam

mina G extra, presenta una fluorescencia naranja-rosa en soluciones concentradas, que cambia a verde al ser diluida. Su mayor intensidad se presenta a una longitud de onda de 554×10^{-9} m. Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm y con espectrofluorómetro pueden detectarse hasta 6×10^{-3} ppm. Valores menores pueden concentrarse por medio de carbón activado, del cual puede ser extraída la fluoriceína, por medio de una solución de ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Esta fluoriceína presenta inconvenientes, ya que es difícil de disolver y fácilmente absorbida por arcillas. En presencia de uranina, rhodamina FB o eosina, se producen interferencias.

RHODAMINA FB.- Presenta un color púrpura y fluorescencia roja.

Su mayor intensidad se detecta a una longitud de onda de 578×10^{-9} m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta 10×10^{-3} ppm. Valores menores pueden ser concentrados por medio de carbón activado del cual se extrae por medio de una de las soluciones siguientes:

- a) Cinco partes de propanol y 5 partes de hidróxido de amonio.
- b) Ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

La rhodamina FB, presenta interferencias al combinarse -

con uranina, eosina o aminorhodamina G extra. Es tóxica cuando se inhala en soluciones concentradas. Por otra parte, en presencia de arcillas es altamente absorbida.

TINOPAL CBS-X.- Presenta un color verde con fluorescencia azul. Su mayor intensidad se determina a una longitud de onda de 430×10^{-9} m. Es visible solamente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta 440×10^{-3} ppm. Valores menores son concentrados por medio de carbón activado del cual la fluoriceina puede extraerse agregando unas gotas de una solución que contenga ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada. Este producto, es absorbido por arcillas.

EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORICEINA

Con el propósito de ilustrar su aplicación, a continuación se presentan los resultados obtenidos en un experimento llevado a cabo en una región cárstica.

Se propuso conocer la conexión entre el agua de un río que se infiltraba dentro de una dolina y dos manantiales situados a 5 kilómetros de la primera. Para ello, se inyectaron 3 kg de uranina en el agua de la dolina y se obtuvieron muestras de agua cada dos horas en los manantiales "H" y "S".

En el manantial "S", no se detectó uranina, por lo que --

se concluye que este no tiene conexión con la zona de recarga donde se inyectó el trazador.

En el manantial "H", se empezó a detectar uranina 56 horas después de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a 32 ng/m^3 , según muestra en la figura 3.

Tomando en cuenta el tiempo requerido por el trazador para circular entre los puntos de inyección y muestreo, y la distancia entre ellos, se obtuvo la velocidad mínima de circulación, la cual fue de 3.7 km/día.

Otro ejemplo ilustrativo de la aplicación de trazadores, ahora en acuíferos granulares someros es el siguiente:

En un valle aluvial que presenta un acuífero freático a 3 m de profundidad, se perforaron 9 pozos a 3" de diámetro y 5 m de profundidad, distribuidos en la forma como se ilustra en la figura No. 4.

En el pozo central, se inyectó uranina y se obtuvieron muestras de agua en el resto de los pozos, cada 20 minutos.

Después de 3 horas 20 minutos de la inyección, se detectó uranina solamente en los pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección Sureste, a una velocidad de 1.5 m/hr.

30

Este método es utilizado en zonas sin información y su aplicación queda limitada por la profundidad a que se encuentre el nivel estático, ya que mientras mayor es ésta, mayor es el costo de los pozos de muestreo e inyección.

S A L E S

Las sales son el trazador artificial de agua subterránea más antiguo que se conoce se haya aplicado con éxito. Los productos utilizados más comunes son, sal de cloruro de sodio y sal de cloruro de potasio.

La sal es disuelta en agua y posteriormente incorporada al acuífero. Una de las desventajas que presenta este método, es que requiere que en la zona de inyección el caudal de agua que entre el acuífero sea grande. Por otra parte se necesita una gran cantidad de sales en cada experimento.

En zonas cársticas, para distancias entre 3 y 5 km se requiere inyectar un mínimo de 500 kg de sal (Zotl, 1975). La cantidad más grande que se ha llegado a inyectar en un experimento de trazadores, fue de 50 toneladas de NaCl, (W. Kacs. en H. Batsche et. al., 1970), donde después de 4 días, se encontró en uno de los manantiales de observación un incremento de cloruros de sólo 39 ppm.

Los grandes volúmenes de trazador requeridos mediante en

te método, hacen que su uso sea limitado. La ventaja consiste en que pueden efectuarse determinaciones cuantitativas.

EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE SALES

Durante los trabajos realizados para conocer la posible conexión entre el agua de un río que se infiltraba en una dolina y dos manantiales localizados a 5 kilómetros de ésta, como se mencionó en párrafos anteriores, se inyectaron 600 kg de cloruro de sodio y 400 kg de cloruro de potasio.

Posteriormente se obtuvieron muestras de agua con intervalos de dos horas cada una, tanto en el manantial "H" como en el "S", las cuales se analizaron químicamente determinándose el contenido de cloruros, sodio y potasio.

Al igual que en los resultados obtenidos para la fluorocina (párrafos anteriores), en el manantial "S", no se detectó incremento alguno en su contenido salino, por lo cual se concluyó que este manantial no tiene conexión con el agua de infiltración de la dolina.

Por lo que se refiere al manantial "H", los resultados de los análisis se graficaron en la figura 5, donde se observa que 56 horas después de la inyección de las sales, se detectó un incremento en los iones determinados, ratificando la comunicación entre la dolina y el manantial.

Considerando el tiempo que tardó en aparecer el trazador en el manantial y la distancia entre éste y la dolina, se obtuvo la velocidad de flujo del agua de este acuífero.

Por otra parte, con estos resultados y los de los análisis químicos y volúmenes aforados, es factible determinar el volumen mínimo de agua almacenado, así como el conocer en que proporción el agua del manantial, proviene de la que se infiltra en la dolina.

E S P O R A S

Las esporas utilizadas como trazadores corresponden al tipo *Lycopodium clavatum*. Tienen un diámetro de 30-55 micras y un color amarillo pálido (1 micra = 10^{-4} cm).

Su forma es similar a la de un triángulo isósceles con la dos convexas. Sus orillas forman cadenas de semicírculos cóncavos (figura 6). Están cubiertas por una fina membrana insoluble por lo que al ser incorporadas al agua son transportadas en suspensión. No se sedimentan y tienen la propiedad de no ser absorbidas o intercambiadas con el suelo o rocas.

En el año de 1953, A. Mayr, trató de emplear las esporas como trazador debido a las propiedades que presentan pero su identificación resultó problemática. J. Zotl y V. Maurin, idearon teñir las esporas de diferentes colores para facilitar su

identificación lo cual resultó exitoso. De esta manera pueden mezclarse en agua, esporas de diferentes colores y posteriormente detectarse en cierta zona de muestreo identificándose, por el color, con cuales sitios tiene conexión.

El muestreo de esporas se lleva a cabo instalando redes para plancton las cuales se pueden dejar por tiempo indefinido en el lugar de muestreo. Al preparar la muestra para observarla en el microscopio, se ha visto que se obtienen resultados satisfactorios, si se lleva a cabo lo siguiente:

A las muestras de campo se le agregan 3 gotas de hidróxido de potasio al 10%, 3 gotas de formol al 35% y una pizca de urea; posteriormente se calienta en baño de María por tres minutos. Se centrifuga y el sedimento se concentra en un tubo al que se le agrega una gota de ácido etílico. Se coloca una pequeña parte de la preparación en una lámina delgada para su análisis al microscopio.

I S O T O P O S

Los principales isótopos utilizados como trazadores en agua subterránea, se dividen en estables (Deuterio y Oxígeno 18) y radioactivos (Tritio y Carbono 14). A continuación se describen sus principales características.

DEUTERIO Y OXIGENO 18 - Son identificados con las siglas D y 18 O. Se encuentran en el agua de mar en promedio de 320 y

66

2 000 ppm respectivamente. Sus concentraciones son representadas mediante las relaciones D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y expresadas en unidades δ como sigue:

$$\delta D = \frac{(D/H)_{\text{MUESTRA}} - (D/H)_{\text{SHOW}}^*}{(D/H)_{\text{SHOW}}} \times 1000$$

La evaporación produce un fraccionamiento isotópico y en el agua de lluvia de zonas con climas moderados es lineal y en la proporción siguiente:

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

El fraccionamiento isotópico, está en relación con la temperatura y altitud.

Tomando en cuenta los procesos y propiedades de estos isótopos, es posible diferenciar agua superficial sujeta a evaporación, de agua de lluvia, o de agua infiltrada a diferentes alturas.

TRITIO. - Tiene una vida media de 12.26 años. Antes del año de 1953, cuando se efectuaron las primeras pruebas con bombas atómicas, el agua de lluvia, contenía entre 5 y 10 unidades de tritio (U.T.). Como resultado de dichas explosiones, el contenido de tritio en la atmósfera se incrementó llegando a medirse hasta 800 U.T. en algunos lugares. La concentración de este isótopo en el agua, varía con la latitud y los cambios estacionales.

* Standard Mean Ocean Water.

67

Tomando en cuenta lo anterior se puede decir que el agua con contenidos bajos de tritio, menores de 1 U.T. corresponde a agua infiltrada hace más de 50 años. Si tiene concentraciones entre 10 y 20 U.T. indica que el agua es de lluvia o reciente infiltración y si tiene más de 20 U.T. corresponde a agua con entre 10 y 50 años de infiltrada.

CARBONO 14. - Este isótopo junto con los mencionados anteriormente, son los de mayor aplicación de hidrología y tiene una vida media de 5730 años. El carbono 14 contenido en el agua, empieza a desintegrarse al incorporarse al acuífero, por lo cual al medir su contenido en algún punto, es posible determinar el tiempo que ha permanecido en el acuífero. Pueden detectarse edades hasta de 30,000 años.

33

La edad del agua por medio del carbono 14, se complementa con la del tritio, debido a los diferentes rangos que abarcan. Cuando la concentración de tritio es menor de 2 U.T. o sea infiltrada antes de 1954, se dice que es negativa y para valores mayores, o sea posteriores a 1954 se dice que es positiva. Respecto al carbono 14, si se detecta alguna concentración, significa que el agua tiene menos de 30,000 años y se dice ser positiva, pero si no se detecta entonces tiene más de 30,000 años y es negativa.

Combinando a estos isótopos, tenemos que si ambos son positivos el agua es posterior a 1954; si son negativos es que tie

ne más de 30,000 años y si el tritio es negativo y el carbono 14 positivo, el agua se infiltró entre 1954 y hace 20,000 años.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los trazadores de agua subterránea más comunes son: fluoriceínas, sales, esporas e isótopos.

Este método es de mayor aplicación, en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto. En medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla producen absorción e intercambio iónico, se utiliza para distancias cortas.

Dentro de las fluoriceínas, la que ha reportado mejores resultados es la uranina. Su utilización permite determinar, principalmente, la conexión entre dos puntos de un acuífero pero es también posible, conocer velocidades y direcciones del flujo de agua subterránea.

El uso de sales es restringido debido a la gran cantidad de trazador que se necesita utilizar en cada experimento. Es recomendable para distancias cortas.

Las esporas son el trazador más nuevo que se haya aplicado con éxito. Su manejo es sencillo, económico y puede utilizarse para distancias hasta de 40 kilómetros.

Por las características que presentan el deuterio y el oxígeno 18, es factible a partir de su determinación, diferenciar aguas superficiales sujetas a evaporación, de agua de lluvia o de agua infiltrada a diferentes alturas.

Los isótopos tritio y carbono 14, son utilizados para datar el agua, abarcando un rango de prácticamente cero a 30,000 años.

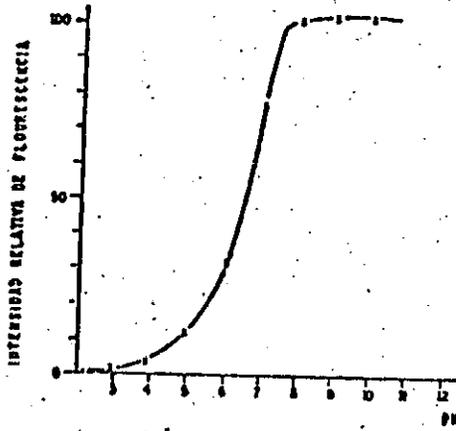


FIGURA 1

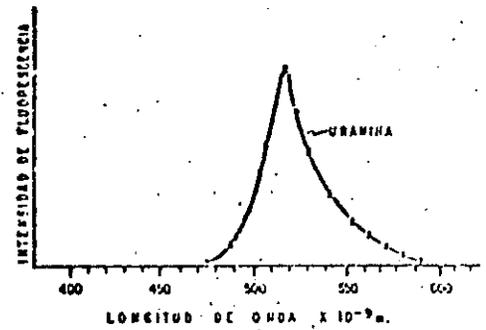


FIGURA 2.

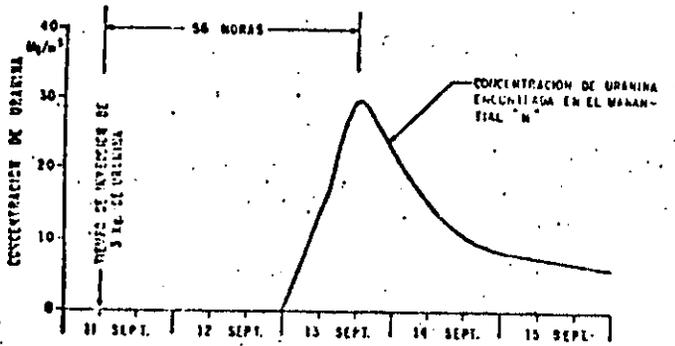


FIGURA 3

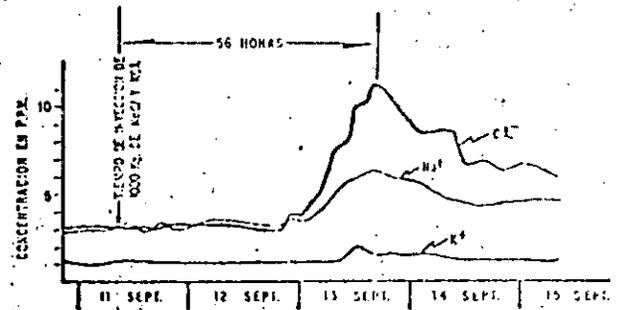
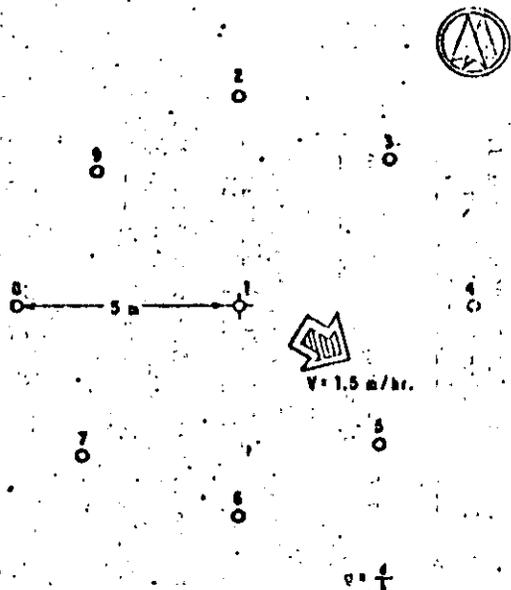


FIGURA 5.



EXPLICACION

- ★ POZO DE INYECCION
- POZOS DE MUESTREO

➡ DIRECCION Y VELOCIDAD DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA OBTENIDO POR MEDIO DE INYECTORES

5 = 5 metros
t = 180 minutos

FIGURA No. 4



FIG. 6

REFERENCIAS

Akin, G.W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate - Equilibria in Solutions Open to the Air. - I. - The solubility of Calcite in Relation to Ionic Strength". *Geochim. et Cosm. Acta.* 29 (4), 343-352.

Akin, G.W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate - Equilibria in Solution Open to the Air. II. - Enhanced Solubility of Calcium Carbonate in the Presence of Magnesium and Sulfate" *Geochim. et Cosm. Acta.* 29 (4), 353-360.

Back, William and B. Hanshaw, 1970. "Comparison of the Chemical Hydrogeology of the Carbonate Peninsulas of Florida and - Yucatan". *Jour. of Hyd.*, Vol. X-4.

Back, William, 1961. "Calcium Carbonate Saturation in Ground Water, From Routine Analyses. "U.S.G.S., W.S.P." 1535-D.

Back, W. and B. Hanshaw, "Chemical Geohydrology"

Back W. and J. Zotti., 1975, "Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology and Artificial Tracers to Karst Hydrology".

Banks, H.O., and Richter, R.C., 1953, "Sea-water intrusion -- into Ground-water Basins Bordering the California Coast and Island Bays". *American Geophysical Union Transactions*, Vol. 34, - No. 4 pp. 575-582.

Banks, H.O., Richter, R.C. y Harder, J., 1957, "Sea Water Intrusion in California", *American Water Works Association*, Vol. 49, No. 1 pp. 71-88.

Bruington, A.E., y Seares, F.D., 1965, "Operating a Sea Water Barrier Project", *American Society of Civil Engineers*, Journal of the Irrigation and Drainage Division, Vol. 91, No. IRI.

Bruington, A.E. Drescher, W.J. y Sherwood, C.B. 1969, "saltwater Intrusion in the United States"., *American Society of Civil Engineers Proceedings*, Journal of the Hydraulics Division, Paper 6788, HY 5, pp. 1651-1669.

California Department of Water Resources, 1957, "Report by -- Los Angeles Country Flood Control District on Investigational Work for Prevention and Control of Sea Water Intrusion West -- Coast Basin Experimental Project, Los Angeles County", *Boletín No. 63* Apendice B.

California Department of Water Resources, 1958, "Sea Water Intrusion in California", *Boletín No. 63*.

California Department of Water Resources, 1960, "An Investigation of Some Problems in Preventing Sea-Water Intrusion By -- Creating a Fresh-Water Barrier", *No. 63 Apendice D*.

California Department of Water Resources, 1970, "Oxnard Basin Experimental Extraction Type Barrier", *Boletín 147-6*.

Cooper Hilton H., U.S., Geological Survey, Water Supply Paper 1613 C.

Castany, G., 1963. "Traité Pratique Des Eaux Souterraines".

Dansgaard W., 1964, "Stable Isotopes in Hydrology" *Tellus* 16, 436-468.

Davis, S.N. and Dewiest, 1971. "Hidrogeología".

Dechant, M., 1967. "Die Färbung der Lycopodiumspores" *Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie*, 18/19, 241-247.

Dechant M., 1977, "The Dyeing of Lycopodium-Spores" Notes of The Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Austria.

Fairbridge, R.W. "Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science".

Garrels and Chirst, 1965. "Solution, Minerals and Equilibria".

Garrels and Mackenzie, 1971. "Evolution of the Sedimentary - Rocks".

Gonfiantini, R., 1971 "Notes on Isotope Hydrology" International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria.

Hem, John. "Calculation and Use of Ion Activity" U.S.G.S. - W.S.P.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical - Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

Institute for Karsresearch SAZU. "Underground" Yugoslavia.

Krauskopf, K.B., 1967. "Introduction to Geochemistry".

Klein, H., 1965, "Salt Water Intrusion Can be Controlled", - Florida Board of Conservation, Division of Geology.

Payne R.B., 1975 Isotope Hydrology" International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.

36

73
Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans.

Richter Raymond C., 1972 "Ground Water Course", Chapter 2, California Department of Water Resources.

Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

Suelos Salinos y Sódicos, 1954 Manual de Agricultura No. 60 - Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América.

Todd, David K, 1959, Ground Water Hydrology, John Wiley and Sons, pp 177.

Water Quality Criteria, 1972, Report of the National Technical Advisory Comitee to the Secretary of the Interior.

White, W.B., 1967, "Modifications of Fluorescein Dye Ground Water Tracing Techniques". Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19 151-158.

Wittwen R., Waser H. and Matthe, B., 1971, "Essai de Fixation de la Sulforhodamine B et de la Sulforhodamine G. Extra sur Charbon Actif". Act. 4e Congr. Suisse Speleol. Neuchatel 1971, 78-83.

Zotl J. G., 1965, "Carst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir".

37



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA - U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

EL AGUA SUBTERRANEA Y LA GEOHIDROLOGIA EN MEXICO

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MAYO, 1985

EL AGUA SUBTERRANEA Y LA GEOHIDROLOGIA EN MEXICO

POR: Ing. Rubén Chávez Guillén.

IMPORTANCIA DE LA GEOHIDROLOGIA.

La Geohidrología es la Ciencia que estudia el origen, distribución y comportamiento del agua en el subsuelo. Por tanto, su importancia en nuestro país se pone claramente de manifiesto si se considera el papel que juega el citado recurso en su desarrollo.

En México, la importancia del agua subterránea se deriva principalmente de condiciones climatológicas adversas: en más del 50% del territorio nacional, donde impera un clima desértico o semi-desértico, el recurso hidráulico es escaso y transitorio en la superficie; consecuentemente, el subsuelo es la principal y a menudo la única fuente de abastecimiento. Pero el agua subterránea no sólo es vital en las zonas áridas; también reviste gran importancia en las regiones de clima benigno. Podría pensarse que en Estados como Sinaloa y Nayarit, así como en la región sureste de la República, el agua del subsuelo es un recurso innecesario, porque la precipitación pluvial y el escurrimiento superficial son abundantes. Sin embargo, nada más alejado de la realidad. La lluvia y el escurrimiento superficial constituyen un recurso sólo disponible en una parte del año, cuyo aprovechamiento en gran escala requiere grandes obras de infraestructura hidráulica. En cambio, por su permanencia y calidad, el agua del subsuelo es preferentemente utilizada para abastecimiento de los núcleos de población y de las industrias, además de ser un valioso auxiliar en las zonas agrícolas sustentadas por fuentes superficiales.

La explotación de las fuentes subterráneas en gran escala no es muy antigua en nuestro país. Hasta hace unas cuatro décadas la agricultura era raquítica y poco tecnificada; el desarrollo industrial, incipiente; las ciudades, relativamente poco pobladas. Las necesidades de agua eran poco cuantiosas y casi siempre las fuentes locales tenían capacidad suficiente para satisfacerlas; el agua subterránea se explotaba en pequeña escala mediante captaciones rudimentarias. De entonces a la fecha nuestro país experimentó un rápido desarrollo: floreció la agricultura, la industria cobró importancia y se aceleró el crecimiento demográfico en forma explosiva. Para sustentar este desarrollo el aprovechamiento de los recursos hidráulicos tuvo que progresar al mismo ritmo; en particular, las fuentes subterráneas cobraron importancia en pocos años, hasta convertirse en factor determinante del desarrollo en todos sus sectores. Así:

El progreso de la agricultura en México está condicionado principalmente a la disponibilidad del recurso hidráulico subterráneo, pues son contados ya los proyectos viables de riego en gran escala basados en el aprovechamiento de corrientes superficiales.

Por su permanencia, amplia distribución espacial y menor exposición a la contaminación, el agua del subsuelo es, en general, la más idónea para consumo humano: todas las capitales de los Estados y la gran mayoría de las poblaciones se abastecen de agua mediante pozos.

El abastecimiento de agua de la gran mayoría de los desarrollos industriales depende de acuíferos.

Las necesidades de agua de la población rural son satisfechas mediante captaciones subterráneas.

Actualmente, la problemática de las aguas subterráneas plantea tres aspectos principales: sobre-explotación, contaminación y uso competitivo. En la época en que se inició el aprovechamiento de los acuíferos en gran escala prácticamente se carecía de estudios acerca de sus características y renovación. Este desconocimiento dió lugar a que se sobreestimara el recurso hidráulico disponible en el subsuelo; y así, bajo la presión de las necesidades de agua, se inició la sobreexplotación de algunos acuíferos. El descenso progresivo de los niveles del agua fue el efecto inmediato, y de éste se derivaron: el incremento de los costos del bombeo, la inutilización de captaciones y la disminución de su rendimiento, la intrusión salina en los acuíferos costeros, la formación de grietas y el asentamiento del terreno, daños ecológicos...

Varios son los casos tristemente célebres de sobreexplotación: la Región Lagunera, en los Estados de Coahuila y Durangó; la Costa de Hermosillo, el Valle de Guaymas y la Cuenca del Río Magdalena (Caborca), en el Estado de Sonora; el Valle de Santo Domingo, en Baja California Sur; los valles de León y Celaya, en Guanajuato. En todas estas zonas, los efectos perjudiciales mencionados han progresado en tal forma que su economía está seriamente amenazada. Por la frecuente mención de estos casos podría pensarse que la sobreexplotación sólo se presenta en unas cuantas zonas muy diseminadas. Pero, en realidad, a los casos tradicionales referidos hay que agregar una larga lista de acuíferos sobreexplotados; de hecho, en las regiones áridas del país la sobreexplotación se ha convertido en la condición geohidrológica más generalizada.

Ciertamente, las fuentes de agua subterránea son menos vulnerables a la contaminación que las superficiales. Sin embargo, esto no significa que la calidad del agua de aquéllas esté salvaguardada de todo deterioro; por el contrario, cada vez son más numerosos los casos de contaminación de acuíferos. En algunos de ellos, la contaminación es un efecto colateral de la sobreexplotación, como sucede en los acuíferos costeros; en muchos otros, la contaminación tiene otro origen: la infiltración de excedentes de riego en las zonas agrícolas o el desecho de las aguas negras y residuales en las zonas urbanas e industriales.

La escasez del recurso en relación con su creciente demanda ha originado una competencia destructiva entre los diferentes sectores por su aprovechamiento prioritario. Por ejemplo: siendo el consumo humano el uso de primera prioridad, las ciudades están acaparando las fuentes de agua circunvecinas para su abastecimiento, con frecuencia a costa de la agricultura; los desarrollos

industriales, preferentemente establecidos en las proximidades de los grandes asentamientos humanos, están complicando el abastecimiento de agua de éstos; la explotación intensiva de los acuíferos para abastecer a los grandes desarrollos, está interfiriendo o agotando colectivamente a las captaciones del sector rural.... En fin, unos sectores se desarrollan a costa de otros, o todos prosperan temporalmente a costa de un recurso agotable.

Muchas otras facetas de la compleja problemática del agua subterránea podrían citarse. Pero para los fines del presente escrito, los aspectos señalados constituyen base suficiente para -- concluir que siendo el agua subterránea recurso vital para el desarrollo de nuestro país, es imperativo prestar especial atención a su estudio como base indispensable para administrarlo y preservarlo, y, en gran parte, corresponde a la Geohidrología esta importante tarea.

EVOLUCION DE LA CIENCIA.

Desde tiempos muy remotos el agua subterránea ha sido objeto de curiosidad y estudio: 600 años antes del inicio de -- nuestra Era, los filósofos griegos y romanos ya aventuraban teorías acerca del origen y comportamiento del agua en el subsuelo. Algunas de ellas eran descabelladas; otras, en cambio, resultaron sorprendentemente acordes a la realidad, como se demostró cientos de años después.

Platón y Aristóteles, por ejemplo, ya intuían la -- existencia de un gran sistema circulatorio que comprende a la mayor parte del agua existente en nuestro planeta; pero su primitiva concepción del Ciclo Hidrológico era acertada a medias. Suponían que los mares alimentaban al subsuelo donde el agua se almacenaba en -- enormes cavernas, perdía su salinidad y ascendía por fenómenos desconocidos, para aflorar finalmente formando ríos y manantiales. Paradójicamente, en aquel entonces se creía que el volumen de precipitación pluvial era muy reducido en comparación con los volúmenes de escurrimiento superficial y descargado por los manantiales.

A pesar de antecedentes tan antiguos, estas ideas no se desarrollaron durante cerca de 2,000 años, probablemente porque los conceptos de Aristóteles eran aceptados dogmáticamente. Tal -- vez fue el genial Leonardo Da Vinci el primero que tuvo una concepción clara y completa del Ciclo Hidrológico, así como de la participación del agua subterránea en el mismo.

Finalmente, en el siglo XVIII, como producto de observaciones y estudios realizados en Francia por Perrault, se demuestra la existencia del ciclo referido y con ello se establecen las bases de la Hidrología. Como resultado de estudios intensivos de los fenómenos que intervienen en dicho ciclo, se comprobó que el -- agua subterránea es originada por la infiltración del agua de lluvia.

A partir de entonces la Geohidrología se desarrolló paralelamente a otras Disciplinas afines que también participan en el estudio del agua subterránea, como la Hidrogeoquímica, la Geofí-

sica y la Mecánica de Suelos, entre otras. En este progreso interdisciplinario el avance de una de ellas impulsaba a las demás, por lo cual resulta difícil reseñar la evolución aislada de la Geohidrología sin hacer referencia a algunos logros de las otras Disciplinas mencionadas.

Durante el siglo XIX se lograron avances considerables en tres campos principales: la relación entre la Geología y la presencia del agua subterránea, la Teoría del Flujo en Medios Porosos y la química del agua subterránea. Dicha teoría progresó notablemente; sin embargo, hasta 1935 sólo contemplaba sistemas de flujo en régimen establecido.

En 1935 se inicia una etapa floreciente con una de las aportaciones más trascendentes: el desarrollo de una ecuación para describir el flujo del agua hacia un pozo en régimen transitorio. Desde ese año la Geohidrología progresa más rápidamente, destacando los logros en los siguientes campos: la hidráulica de pozos y la evaluación geohidrológica; la simulación del comportamiento de acuíferos mediante modelos físicos, analógicos y matemáticos, y el estudio de la relación agua dulce-agua salada en condiciones dinámicas.

Un progreso tecnológico espectacular impulsa al estudio del agua subterránea en los últimos 20 años: la fotointerpretación tradicional es complementada por la tecnología de los sensores remotos, que permite investigar rasgos regionales de estructura geológica asociados con la circulación del agua subterránea; las técnicas de perforación y los métodos geofísicos se modernizan para investigar acuíferos cada vez más profundos; la Hidrogeoquímica recibe el auxilio de las técnicas isotópicas; programas de simulación matemática, más sofisticados, permiten analizar mayor diversidad de condiciones geohidrológicas; las computadoras se convierten en "ayudantes" insustituibles que alivian a los técnicos del procesamiento y control del cúmulo de información relativa a los mantos acuíferos...

No hace mucho tiempo el estudio del agua subterránea tenía todavía carácter cualitativo. La cuantificación del recurso era un problema científico interesante pero de poca importancia práctica, pues en la mayoría de los casos las necesidades de agua eran pequeñas y fáciles de satisfacer. Gradualmente, el desarrollo económico y el crecimiento demográfico implicaron cuantiosas demandas del vital elemento, haciendo indispensable la evaluación del agua disponible en el subsuelo para garantizar el abastecimiento permanente a desarrollos que representaban cuantiosas inversiones.

EVOLUCION DE LA CIENCIA EN MEXICO.

Hasta principios de la década de los "50" la disponibilidad del recurso no planteaba todavía problemas serios; la atención de los geohidrólogos estaba centrada principalmente en la localización de sitios adecuados para la captación segura y económica del agua subterránea.

De 1950 a 1960 es notable el avance en la investiga-

ción del marco geológico de nuestro territorio mediante reconocimientos de campo y exploración directa. Se obtiene un conocimiento preliminar de la localización y características de los principales acuíferos. Especial mención merecen las exploraciones realizadas en el Estado de Nuevo León con miras a localizar fuentes para abastecer a la Cd. de Monterrey. Dichas exploraciones, que se pueden calificar de audaces porque alcanzaron profundidades mayores de 1,000 metros, hasta entonces prohibitivas para la captación de agua, demostraron que las gigantescas estructuras de rocas sedimentarias típicas de esa región constituyen generosas fuentes. No obstante la heterogeneidad y complejidad de esas estructuras, se lograron extraer significativos caudales de agua mediante campos de pozos profundos que hasta la fecha siguen operando.

La Geohidrología se empieza a desarrollar alrededor de 1960, mucho después que otras Disciplinas afines. El avance de la Hidrología Superficial y de la Mecánica de Suelos, por ejemplo, ya era muy respetable cuando apenas se estaban iniciando los primeros estudios de evaluación geohidrológica. La recopilación de las publicaciones técnicas editadas sobre la Materia en otros países, seguida de su estudio y aplicación práctica, fueron la base para superar el atraso.

Realizados durante el lapso 1960-65, los primeros estudios contemplaron a los acuíferos del Valle de México y fueron motivados, en gran parte, por los graves daños (principalmente asentamientos del terreno) que su sobreexplotación provocaba en el área urbana de la Cd. de México. Además de ser relevantes como trabajos de vanguardia, dichos estudios revistieron gran importancia porque demostraron en la práctica la estrecha relación entre la Geohidrología y la Mecánica de Suelos. En la misma época se construyeron obras de recarga artificial en la misma zona.

Para entonces la sobreexplotación había generado efectos perjudiciales palpables en los acuíferos de diversas zonas, lo cual motivó que en 1966 se emprendiera la evaluación geohidrológica a escala nacional. Entre 1965 y 1970 se hicieron en México aportaciones originales al campo de la Geohidrología, destacando: un modelo estadístico ("Modelo Lineal") para efectuar balances de agua subterránea, modelos matemáticos programados para su procesamiento en computadora digital y modelos matemáticos simplificados (gráfico-numéricos) de fácil aplicación. Con estas "herramientas" se aumentó notablemente la utilidad práctica de los estudios, al hacer posible la predicción de los efectos inducidos por diversas alternativas de explotación de los acuíferos. Durante el mismo lapso también se hicieron contribuciones valiosas al campo de la Hidráulica de Pozos y al estudio de los acuíferos semiconfinados y "múltiples".

De 1970 a la fecha el avance es considerable. Se realizan diversos estudios basados en la aplicación de las técnicas isotópicas, que demuestran su enorme utilidad práctica en el campo de la Geohidrología. El conocimiento del marco geohidrológico nacional es notablemente ampliado, especialmente en cuanto a los sistemas acuíferos regionales. Se aclara el modelo conceptual de importantes acuíferos calizos enclavados en las porciones noreste y sureste del país y se realizan estudios cuantitativos de algunos de ellos. Es investigado el fenómeno de la intrusión salina en acuíferos costeros del noroeste. La evaluación geohidrológica se extiende a gran parte de nuestro territorio.

El estudio del agua subterránea en México se ha llevado a cabo con notables carencias en tres aspectos principales: información básica, personal técnico especializado y conciencia de la importancia del problema.

Los pozos son la principal fuente de información acerca del subsuelo. Pero a pesar de que en las zonas desarrolladas -- existe gran número de ellos, los datos recolectados han sido en general escasos y poco confiables; todavía más pobre era en principio el registro histórico de la explotación y comportamiento de los acuíferos. A la abrumadora y costosa labor de recolección de datos se debió en parte la relativa lentitud con que progresó la evaluación de las fuentes subterráneas. Paulatinamente, las exploraciones y observaciones realizadas como parte de los estudios cubrieron parcialmente tal deficiencia, aunque la falta de instrumentación adecuada sigue siendo factor limitante en los estudios geohidrológicos.

Igualmente crítica fue la escasez de personal técnico especializado. Los primeros especialistas en Geohidrología se caracterizaron por su preparación autodidacta, pues dicha Disciplina no era impartida todavía en las instituciones docentes mexicanas. A partir de 1966 se fue incorporando gradualmente a los programas académicos: primero, en conferencias y cursos cortos; después, en materias regulares a niveles de licenciatura y postgrado. En los últimos años, la Geohidrología ha recibido un gran impulso en el ámbito académico, existiendo ya varias opciones de especialización y maestría. Simultáneamente, se propició la capacitación de personal en el extranjero.

Sin demeritar los logros alcanzados, conviene señalar que el recurso humano resultante no se ha aprovechado totalmente. Es común la deserción de elementos experimentados por falta de estímulos profesionales y económicos adecuados, por su mala ubicación en áreas donde sus conocimientos no son plenamente aplicados o por los notables "altibajos" de la demanda de especialistas en la Disciplina que nos ocupa.

La falta de conciencia del problema geohidrológico es muy generalizada y obstaculiza la aplicación de las medidas pertinentes para preservar el recurso hidráulico subterráneo. La creencia -- muy arraigada de que el subsuelo es fuente inagotable, no ha podido ser contrarrestada por conocimientos geohidrológicos poco objetivos que describen condiciones no palpables. Incluso en el ámbito técnico, fuera del reducido círculo de las Disciplinas que intervienen el estudio del agua subterránea, hay cierto escepticismo en cuanto a la posibilidad de que sistemas gigantescos, complejos e invisibles puedan ser analizados cuantitativamente; se duda de la solidez de las bases teóricas de la Geohidrología, y los estudios de esta Disciplina son considerados como meras elucubraciones teóricas. La Ciencia y la Tecnología no ha eliminado todavía completamente el velo de misterio que tradicionalmente cubrió al agua subterránea: es muy frecuente aún que los usuarios del agua ignoren a los especialistas para poner la solución de sus problemas geohidrológicos en las manos mágicas de un Zahorí.

En la falta de conciencia también influye que no valoramos aquello que no nos cuesta. El agua es desperdiciada irracio-

nalmente porque se disfruta de ella gratuitamente o a un costo que resulta simbólico tratándose de un elemento vital. El habitante de las grandes urbes derrocha el agua, ignorante de las enormes inversiones y obras de infraestructura que hay detrás de su llave doméstica; la industria se empeña en utilizar agua "blanca" en procesos que podrían llevarse a cabo con agua de regular o mala calidad; el agricultor aplica cantidades de agua muy superiores a las que requieren los cultivos y el lavado de los suelos... En fin, no hay sector que en mayor o menor grado no malgaste un recurso -- que día a día es más escaso.

PERSPECTIVAS FUTURAS.

Considerando la compleja problemática antes expuesta, es obvio que el agua del subsuelo jugará un papel cada vez más preponderante en el desarrollo de nuestro país. Por tanto, mucho tendrá que trabajarse para eliminar las deficiencias mencionadas, a fin de que estemos en posibilidad de afrontar las crecientes demandas de agua. Tendrá que mejorarse el conocimiento de las características, comportamiento, descarga natural, régimen de explotación, volumen renovable y reserva almacenada de los sistemas acuíferos.

Para lograr esto la instrumentación geohidrológica de las cuencas es de una necesidad apremiante, lo cual abre un vasto campo de acción apenas explorado hasta ahora.

Con información de mejor calidad y más abundante, se tendrá que complementar la evaluación geohidrológica y emprender la simulación de los sistemas acuíferos para contemplar su flexible explotación. Sin dejar de reconocer su notable progreso en nuestro país, la simulación tiene todavía un largo camino que recorrer: modelos que simulen mayor diversidad de condiciones geohidrológicas; modelos hidrodinámicos que consideren el transporte de sales disueltas o de contaminantes; modelos que eliminen a otros -- de programación matemática encaminados a optimizar el aprovechamiento de los acuíferos...

La hidrología de las rocas carbonatadas y fracturadas, el fenómeno de la intrusión salina, la recarga artificial de acuíferos, el flujo en la Zona de Aereación, el manejo combinado de los sistemas agua superficial-agua subterránea, la hidrología de los sistemas acuíferos regionales, son sólo algunos de los muchos temas que requieren investigación aplicada.

Obviamente, para llevar a cabo tan amplio programa será necesario capacitar recursos humanos en mayor cantidad y de mejor calidad. Es indispensable, por tanto, coordinar y conjugar los esfuerzos de instituciones docentes, dependencias oficiales -- y asociaciones gremiales relacionadas con la Disciplina y con el recurso de que se trata, a fin de implantar programas de capacitación que cubran diferentes áreas y niveles de la Geohidrología. Con atención especial se deberá considerar: primero, la compatibilidad entre oferta y demanda de especialistas; segundo, el estímulo económico justo conforme a su nivel académico y experiencia; y tercero, la preparación de técnicos especializados en trabajo de

campo y de gabinete, personal de apoyo tan necesario como los especialistas de nivel académico superior. Saturar de postgraduados el mercado implicaría competencia destructiva y desempleo, con la consiguiente pérdida de recursos humanos y económicos.

Igual atención deberá prestarse a la labor de concientización, pues sin la colaboración de los sectores usuarios del agua los más brillantes estudios resultarían infructuosos.

En suma, la Geohidrología, como parte de un equipo interdisciplinario, ofrece un vasto campo de acción, cuya importancia crecerá paralelamente a la del recurso agua subterránea.



**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

EL AGUA SUBTERRANEA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO

(ANEXO)



ING. ROBERTO RODRIGUEZ H.

MAYO 1985

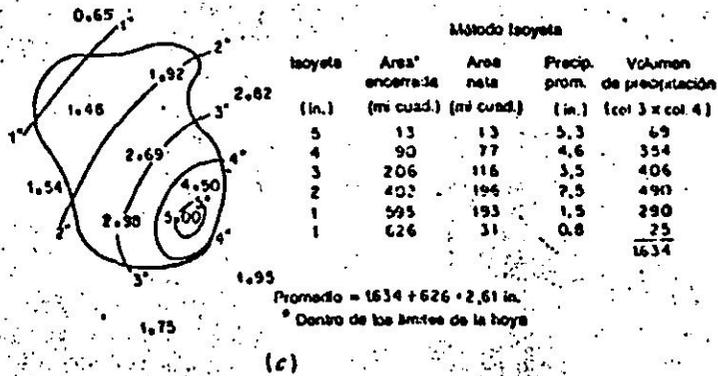
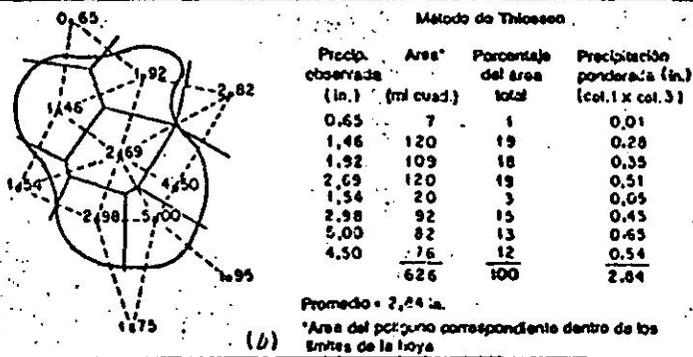
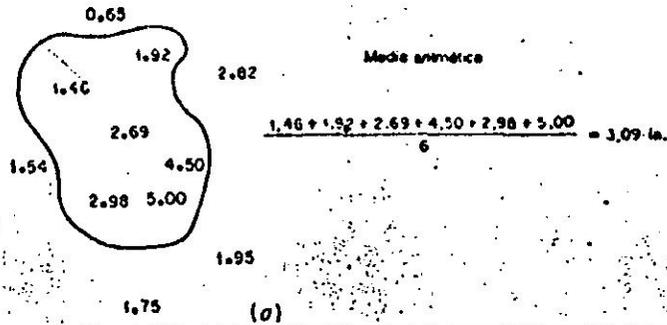


FIGURA 3-11
Promedio espacial de precipitación por (a) método aritmético, (b) método de Thiessen y (c) método de las isoyetas.

DIRECTORIO DE ALUMNOS DEL CURSO "EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS" IMPARTIDO EN ESTA DIVISION DEL 20 AL 25 DE MAYO DEL PRESENTE AÑO.

- 1.- BATIS GARCIA JESUS JAVIER
SECRETARIA DE OBRAS PUBLICAS
Y DESARROLLO URBANO Q. ROO
C_ORDINADOR DE CONST. DE SIST.
YAXCHILAN No. 57
SUPERMANZANA 20 CANCUN, Q. ROO
DEPTO. 15 EDIF. 12 "LAS CUMBRES"
SUPERMANZANA 31 CANCUN QUINTANA ROO
- 2.- BRAUREGAR ORDAZ MARIO ALBERTO
SECRETARIA DE FOMENTO RURAL
GOBIERNO EDO. DE MICHOACAN
BOULEVARD ARRIAGA RIVERA No. 805
COL. CHAPULTEPEC SUR
MORELIA, MICH.
CALZ. JUAREZ No. 386
COL. JUAREZ
MORELIA, MICH.
- 3.- BRAVO OLGUIN FILEMON
DETPO. DEL DISTRITO FEDERAL
JEFE UNIDAD DEPARTAMENTAL
DIV. DEL NORTE No. 114-1er. PISO
COL. DEL VALLE
DELEGACION BENITO JUAREZ
684-63-43
RUMANIA No. 425-103
COL. PORTALES
DELEGACION BENITO JUAREZ
03300 MEXICO, D.F.
672-14-88
- 4.- CAMACHO ALONZO VICTOR
ICACOS No. 58-8
COL. NARVARTE
DELEGACION CUAUHTEMOC
538-40-26
- 5.- CAMACHO DORANTES LUIS
DIREC. GRAL. AEROPUERTOS
S. C.T.
JEFE DEPTO. PROYECTO AEROPUERTOS
CHIAPAS No. 121
COL. ROMA
574-82-69
PRADO NORTE No. 403
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
11000 MEXICO, D.F.
540-19-81
- 6.- CONTRERAS CASTRO MIGUEL ANGEL
S. A. R. H.
JEFE SECCION ANALISTAS
INSURGE TES SUR No. 30-3er. PISO
COL. JUAREZ
DELEGACION CUAUHTEMOC
06600 MEXICO, D.F.
591-13-36
RINCONADA DE LAGO SUPERIOR No. 46-201
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
11410 MEXICO, D.F.
399-42-28

7.- CHAVEZ JAIMES CELICA
S. C.T.
JEFE DE OFICINA
CHIAPAS No. 121
COL. ROMA
574-82-79

AV, DEL TALLER No. 538-202
COL. JARDIN BALBUENA
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA
768-81-02

8.- DE LOS REYES FRANCO JUAN BARTOLOME
S. A. R. H.
TECNICO ADMINISTRATIVO Q3
INSURGENTES SUR No. 30-32
COL. JUAREZ
DELEGACION CUAUHEMOC
06600 MEXICO, D.F.
591-13-36

CUARZO No. 10
COL. FELIPE ANGELES
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA

9.- GOMEZ JASSO MIGUEL ANGEL
S. A. R. H.
RESIDENTE GRAL. GEOHIDROLOGIA
Y ZONAS ARIDAS
KM. 80 CARRET. MEXICO PACHUCA
CENTRO IMPULSOR

10.- GONZALEZ ARAGON ABELARDO
ECO INGENIERIA, S.A.
INGENIERO DE PROYECTO
ANGEL URRAZA No. 410
COL. DEL VALLE
DELEGACION BENITO JUAREZ
03100 MEXICO, D.F.
575-87-23

BENJAMIN FRANKLIN No. 99-401
COL. HIPODROMO CONDESA
DELEGACION CUAUHEMOC
06170 MEXICO, D.F.
515-42-62

11.- JIMENEZ VIOLANTE ALEJANDRO

12.- MALAGON KAMAL FELIPE
I.P.E.S.A.
JEFE DE PROYECTO
SAN LORENZO No. 153
COL. DEL VALLE
DELEGACION BENITO JUAREZ
03100 MEXICO, D.F.
575-40-77

LADERA No. 32
FRACC. HACIENDA SAN JUAN
DELEGACION TLALPAN
14370 MEXICO, D.F.
573-83-65

13.- MARQUEZ LOPEZ LEONARDO
U.N.A. M.
AYUDANTE PROFESOR "A"
AV. RANCHO SECO S/N
COL. IMPULSORA
57310 EDO. DE MEXICO
796-04-88

CALLE 10 No. 20
57210 EDO. DE MEXICO
792-50-41

- 14.- MARTINEZ ESPINOSA EFREN AGUSTIN
DIREC. GRAL. CONSTRUC. OPERACION
HIDRAULICA
JEFE DE OFICINA DE PROYECTOS EXTERNOS
SAN ANTONIO ABAD No. 231
COL. OBRERA
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
588-37-66
- PEDRO LUIS OGAZAN No. 25
DELEGACION GUSTAVO A. MADERO
537-54-54
- 15.- OLIVER SALVADOR ERASMO
SEDUE
ESPECIALISTA EN PEOFISICA
VALLARTA 5 - 4o. PISO
COL. TABACALERA
DELEGACION CUAUHTEMOC
566-87-92
- TONER No. 51
COL. EUZKADI
DELEGACION AZCAPOTZALCO
02660 MEXICO, D.F.
536-34-35
- 16.- RIQUELME ALCANTAR RAFAEL
SECRETARIA DE FOMENTO RURAL
INGENIERO GEOLOGO
BOULEVARD ARRIAGA RIVERA No. 805
COL. CHAPULTEPEC SUR
MORELIA, MICH.
- DR. LUIS G. BANUET No. 158
COL. CHAPULTEPEC NORTE
MORELIA, MICH.
- 17.- ROBLES FAJARDO CARLOS
I. C. A.
- 18.- VELASCO VELASCO ISRAEL
S. A. R. H.
DIREC. GRAL. NORMATIVIDAD OPERACION
AGRICOLA
JEFE OFICINA PADRON DE PRODUCTOS
REFORMA No. 69-17o. PISO
COL. JUAREZ
DELEGACION CUAUHTEMOC
06030 MEXICO, D.F.
566-38-18
- PLAYA HORNOS No. 310-6
COL. REFORMA IZTACCIHUATL NORTE
DELEGACION IZTACALCO
08810 MEXICO, D.F.