

CAJA
9
APUNTES



UNAM 604477
(G.) FACULTAD DE INGENIERIA



FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERIA

JAIME A. TINAJERO GONZALEZ

**APUNTES DE ASPECTOS
FUNDAMENTALES EN
EL ESTUDIO DEL AGUA
SUBTERRANEA
(GEOHIDROLOGIA)**

G¹ 604477

DIVISION DE INGENIERIA CIVIL, TOPOGRAFICA Y GEODESICA
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA HIDRAULICA

Justificación y Reconocimientos

La idea de elaborar estos apuntes surgió a raíz de la deficiencia que en cuanto a bibliografía sobre el tema y en el idioma español, existía en nuestro país hace aproximadamente 7 años, fecha en que el que suscribe empezó a impartir la materia de Geohidrología en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. El primer apoyo para el curso lo constituyó mi tesis profesional para alcanzar el grado de Ingeniero Civil, cuyo título original es el de "Aspectos fundamentales en el Estudio del Agua Subterránea", mismo que he querido mantener agregando, para reforzarlo, la palabra Geohidrología, cuya acepción en México por definición, es la de aquella parte de la hidrología que trata del agua subterránea, desde su ocurrencia y comportamiento hasta su investigación, utilización y conservación. En el transcurso de 1975 a la fecha los apuntes originales se han venido enriqueciendo principalmente en su contenido, de tal manera que actualmente son el resultado de una integración de diversas notas, artículos y temas de libros de texto relacionados con la materia, preparados por diferentes especialistas, entre los que merecen mención especial Rubén Chávez Guillén, Armando Canales Elorduy y Roberto Rodríguez Herrera.

México, D.F., Junio de 1985.

JAIME A. TINAJERO GONZALEZ

J.

604477

CONTENIDO

	Pág.
Capítulo 1. INTRODUCCION	1
1.1 Definición	1
1.2 Aspectos históricos	1
1.3 Ciencias auxiliares	7
1.4 Clasificación de los estudios	9
1.5 Definición de términos	12
Capítulo 2. PROSPECCION DEL AGUA SUBTERRANEA	24
2.1 Reconocimientos geológicos	26
2.2 Reconocimientos hidrológicos	28
2.3 Métodos geofísicos	29
2.4 Métodos de perforación	39
Capítulo 3. HIDROGEOLOGIA O GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA	52
3.1 Hidroestratigrafía	55
3.2 El subsuelo como un modelo hidrogeológico	57
3.3 Rocas como medio de transmisión del agua	58
3.4 Acuíferos, acuícludos, acuíardos	60
3.5 Aspectos estructurales que influyen en la ocurrencia del agua subterránea	64
Capítulo 4. GEOQUIMICA DEL AGUA O HIDROGEOQUIMICA	82
4.1 Generalidades	83
4.2 Principales procesos hidrogeoquímicos	85
4.3 Muestreo	85
4.4 Iones analizados	89
4.5 Formas de expresión de los análisis químicos	90
4.6 Conductividad eléctrica	95
4.7 Características químicas y origen de los diversos iones	97
4.8 Métodos de interpretación	105
Capítulo 5. CUANTIFICACION DEL AGUA SUBTERRANEA	117
5.1 Hidrología	117
5.2 Balance de agua subterránea	136
5.3 Teoría del flujo del agua subterránea. Hidráulica de pozos	158
5.4 Intrusión salina	189
5.5 Modelos de acuíferos	199
CAPITULO 6. EXPLOTACION DE LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA	218
6.1 La explotación del agua subterránea en México. Estrategia para su manejo adecuado	218
6.2 Extracción permanente	230
6.3 Alternativas de explotación	231
BIBLIOGRAFIA	233

1 - INTRODUCCION

1.1 Definición

Geohidrología o Hidrología Subterránea es la rama de la hidrología que trata del agua subterránea, su yacimiento y movimiento, sus recargas y descargas; de las propiedades de las rocas que influyen en su ocurrencia y almacenamiento, así como de los métodos empleados para la investigación, utilización y conservación de la misma.

1.2 Aspectos Históricos

Muchos siglos requirió el concepto del ciclo hidrológico para establecerse.

A continuación se mencionan algunas de las aportaciones históricas que guardan mayor relación con distintos conceptos que se presentan en los capítulos subse cuentas de estos apuntes.

Homero en el libro 21 de la Iliada escrito alrededor del año 1000 antes de Cristo mencionó el origen del agua subterránea de la siguiente manera:

"Con Zeus ni la pelea del poderoso Río Achelous ni la poderosa resistencia del Océano que fluye desde lo profundo del cual - fluyen todos los ríos y todos los mares y todos los pozos profundos"

Herodoto (484-425 A.C.) razonaba "el sol atrae el agua, después de la atr acción viene la repulsión hacia zonas más elevadas, donde los vientos la sostie nen, dispersan y convierten en vapor". Antes de que el sol retorne a su posi ción de verano "los otros ríos corren en grande, con la cantidad de lluvia que ellos traen de los campos, donde hay tal precipitación que socava la tie rra, pero en verano cuando faltan los aguaceros y el sol atrae su agua, ellos aminoran".

Anaxágoras (500-428 A.C.) reconoció la importancia de la evaporación y la llu via como fuente de alimentación de los ríos, pero pensó en términos de gran-- des depósitos. También reconoció la recarga y almacenamiento subterráneo aún cuando entendió en forma incorrecta la naturaleza de ese alm arenamiento.

Platón alrededor del 350 A.C. escribió respecto a los segmentos del ciclo: - lluvia-escorrimento; infiltración del agua superficial y alm arenamiento sub terráneo e hizo proposiciones correctas respecto a los orígenes de manantia- les y arroyos.

Aristóteles (384-322 A.C.) reconoció la trayectoria cíclica del agua entre tierra y atmósfera, evaporación y condensación y su importancia en la precipitación y - que parte de la lluvia es drenada por los ríos y otra se infiltra para reaparecer en manantiales.

Vitrivius que vivió en tiempo de Cristo, estableció clara y correctamente la importancia de la evaporación, precipitación e infiltración en el origen del agua subterránea.

Leonardo da Vinci identificó los sistemas subterráneos artesianos.

Darcy (1856) realizó trabajo experimental sobre flujo de agua en arenas, derivando la ley que lleva su nombre, que expresa la relación entre la velocidad de percolación, permeabilidad de los manantiales que ceden agua y el gradiente hidráulico. Esta ley ha sido muy utilizada en la cuantificación del agua subterránea.

Dupuit (1863) primer científico que desarrolló la fórmula de flujo establecido en un pozo.

Forcheimer (1886) introdujo los conceptos de configuración y construcción de redes de flujo, el método de las imágenes y la teoría de funciones de variable compleja. Fué el primero en resolver problemas de flujo de agua subterránea en formaciones productoras semi-infinitas con la frontera de un arroyo perenne y el problema de un pozo que descarga de una formación con recarga uniforme.

Badon Ghyben (1889) estableció las leyes de equilibrio entre el agua de mar y el agua dulce.

Mendenhall (1905) Piper(1939), Houk(1921) y Meinzer(1928) analizaron hidrogramas de escurrimiento superficial para determinar la recarga del almacenamiento de agua subterránea y la descarga de ésta en arroyos.

G.Thiem (1906) desarrolló un método de campo para determinar la permeabilidad de formaciones productoras y el caudal, mediante el bombeo en un pozo y el abatimiento resultante en un pozo de observación.

Meinzer(1923) realizó la evaluación de estudios recientes, en el marco de los principios y la metodología para investigaciones de la ocurrencia y distribución del agua subterránea. Proveyó del primer manual a los geohidrólogos.

Kano (1939), Jacob (1947), Rorabaugh (1953) y Engelud (1953) describieron métodos para determinar las pérdidas de carga por entrada a un pozo de bombeo.

Theis (1935), una de las más importantes aportaciones en la evaluación de los recursos de aguas subterráneas fue la ecuación para flujo no establecido hacia un pozo.

Muskat (1935), Babbitt y Cadwell (1948), Wyckoff et.al. (1933) y Zanger (1935), desarrollaron modelos con la analogía eléctrica para la solución de trayectorias de flujo complicadas.

Hubbert (1940) derivó de las ecuaciones de Navier-Stokes, la ley de Darcy e introdujo el concepto de fuerza potencial de su derivación matemática.

Jacob (1940) aclaró cualitativamente el concepto de coeficiente de almacenamiento al aplicarse a formaciones elásticas artesianas.

Guyton (1941) demostró que los abatimientos calculados con la fórmula de Theis concuerdan con las observaciones de campo.

Wenzel y Greenlee (1943), Cooper y Jacob (1946) métodos para analizar la interferencia ocasionada por la operación de varios pozos.

Jacob (1946) solución al estado transitorio de un pozo en un sistema confinado - artesiano.

Henry (1959), Bear y Dagan (1963) derivaron ecuaciones referentes a la intrusión salina en acuíferos de agua dulce.

Walton y Neill (1961) analizaron problemas de agua subterránea con computadora digital.

Patten y Bennet (1963) resumieron las aplicaciones de los registros eléctricos y radioactivos en pozos.

Sniegocki (1963) resumió los problemas de la recarga artificial por medio de pozos.

Walton y Neill (1963) analizaron datos de capacidad específica para determinar las propiedades hidráulicas de las formaciones.

Boulton (1963) concibió un método para análisis de pruebas de bombeo para condición frática.

Hantusch (1964) aportó soluciones a muchos problemas de hidráulica de pozos.

Walton (1967) analizó con computadora analógica (analogía eléctrica) la recarga inducida por infiltración del lecho de un río para distintos niveles piezométricos y condiciones del río.

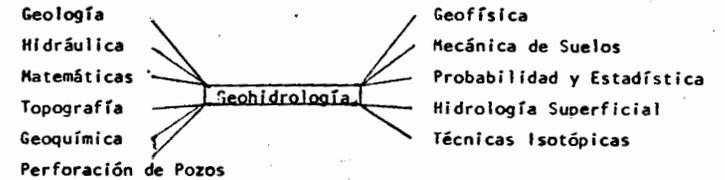
En años recientes se han enfocado aspectos como la aplicación en un sentido más amplio de la ley de Darcy, solución de problemas regionales, otras formas de flujo subterráneo. En la década de los 60 se estudiaron los sistemas de flujo hidrodinámico. En la geofísica se tuvo un suplemento a los métodos eléctricos-sísmicos con los magnéticos, los de gravedad, rayos gamma, neutrones. Los modelos matemáticos para computadora digital y los analógicos para análisis de sistemas de agua subterránea han obligado a realizar estudios de campo para relacionar la geología con la distribución y magnitud de la permeabilidad.

Recibieron atención en 1968 temas como: efectos de la urbanización, intrusión salina, corrosión de ademes, recarga artificial.

Los ingenieros Carlos Cruickshank Villanueva y Rubén Chavez Guillén de la Dirección de Aguas Subterráneas de la antigua Secretaría de Recursos Hidráulicos desarrollaron el modelo matemático DAS que se aplicó a los acuíferos de distintas zonas de estudio de la República Mexicana. El Ing. Cruickshank escribió sobre un método para relacionar la lluvia al escurrimiento de una cuenca y la forma de incluir el efecto de la explotación de aguas subterráneas

Otros artículos del mismo autor son: cálculo del flujo de filtración en un sistema de fracturas en roca ; infiltración por un engravado sobre ademe ciego; comentarios sobre pruebas de bombeo escalonadas.

1.3 Ciencias Auxiliares



La Geología es necesaria para conocer el marco en el que se produce la circulación y almacenamiento del agua subterránea. Se realiza Geología Superficial y subterránea. Se ubican y clasifican las formaciones con el auxilio de la petrografía, estratigrafía y geomorfología. Se estudian los procesos tectónicos y se relaciona todo lo anterior con propiedades de las rocas como su permeabilidad y capacidad de almacenamiento.

La Geofísica proporciona métodos indirectos que permiten identificar las formaciones geológicas por algunas de sus características como: transmisoras de perturbaciones, propiedades eléctricas, gravimétricas, magnéticas, radioactivas. Las mediciones que se efectúan desde la superficie, requieren del apoyo utilizando exploraciones directas, en las que se apoya la interpretación y las inferencias.

Hidráulica: El principio de continuidad es punto de partida al plantear la ecuación fundamental de conservación de la masa para el flujo a través de un medio poroso.

Los métodos de aforo de corrientes tienen grande aplicación para medir caudales y volúmenes que extraen pozos o descargan manantiales.

La ecuación general de la energía y la teoría de la fricción, intervienen en el cálculo de pérdidas de carga en los pozos, concepto que además de intervenir en el diseño de éstos, sumado al de pérdida en el acuífero, da la pérdida total que se mide en los pozos de bombeo.

Mecánica de Suelos: El conocimiento de la constitución y comportamiento de los suelos y su relación con el agua resulta indispensable. Porosidad, grado de saturación, rendimiento específico, presión de poro, presión intergranular, son conceptos básicos. La clasificación de las rocas, la granulometría en la formación de filtros para pozos, son también utilizados. El comportamiento de las arcillas, en el fenómeno de consolidación al bombear de una formación que tenga contacto con arcillas puede ser de gran interés.

Matemáticas: Las ecuaciones del movimiento del agua en medios porosos, los métodos que se apoyan en hidrogramas de escurrimiento, la hidráulica de pozos, los modelos, requieren de algunos tipos de ecuaciones diferenciales y desarrollos en serie.

Probabilidad y Estadística: El manejo de datos tanto de hidrología superficial como subterránea se realiza aplicando las técnicas que proporcionan estas herramientas. Mientras mayor sea el número de datos tomados con veracidad y más amplio sea el periodo que cubran mejores serán las conclusiones de los estudios.

Topografía: La localización adecuada de aprovechamientos hidráulicos superficiales y subterráneos es el punto de partida en todo estudio regional. Su nivelación con respecto a un plano de referencia, generalmente el nivel medio del

mar, es indispensable para configurar niveles estáticos y determinar el flujo del agua subterránea.

Hidrología Superficial: El régimen de lluvias, de escurrimientos, la temperatura y evaporación constituyen información que en forma indirecta interviene en la cuantificación de los recursos de agua subterránea.

Geoquímica: El procesamiento y la interpretación de los resultados de los análisis fisico-químicos empleando distintas formas de representación y de clasificación, proporciona información valiosa sobre las formaciones que las que ha circulado el agua, permitiendo distinguir aguas que procedan de fuentes diferentes y las direcciones probables del flujo subterráneo.

Perforación de pozos: Obras que se realizan con mucha frecuencia y que si se tiene el cuidado de tomar los registros y datos oportunamente además de contribuir a un buen diseño para la terminación de los pozos, permite efectuar las pruebas que dan información muy útil en estudios regionales del agua subterránea.

Técnicas Isotópicas: De reciente desarrollo y en sus primeras aplicaciones tentativas en México con el fin de efectuar estudios del flujo del agua en formaciones geológicas constituidas por rocas fracturadas intercomunicadas o con cavernas de disolución.

1.4 Clasificación de los estudios directos de hidrología subterránea

Los estudios directos conducen a la cuantificación de los volúmenes del agua subterránea mediante el procesamiento e interpretación de los datos tomados directamente de los acuíferos. La información de hidrología superficial como son los --

datos climatológicos, registro hidrométricos y el marco hidrogeológico constituyen una parte necesaria, aún cuando su interpretación es tan solo un auxilio en la cuantificación de los recursos de agua subterránea.

De acuerdo con la calidad y cantidad de los datos disponibles así como de los resultados que se obtengan, un estudio directo puede ser:

Estudio iniciado.- Se ha concluido la recopilación de la información existente; se han iniciado los trabajos de campo: fotogeología, censo de pozos, observaciones piezométricas, nivelación de brocales, muestreo de aguas, aforo de caudales de extracción de los pozos, pruebas de bombeo, ...; se ha iniciado el procesamiento de la información disponible, sin haber obtenido aún resultados respecto a los volúmenes aprovechables de agua subterránea y a las condiciones de explotación actuales.

Estudio Preliminar (3er. orden).- Lo constituye la interpretación de: la fotogeología, la información piezométrica, los volúmenes globales de extracción por bombeo de pozos, las entradas y salidas de aguas superficiales, calidad del agua, pruebas de bombeo para determinar transmisibilidades y coeficientes de almacenaje locales de los acuíferos; el censo de pozos completo. En este estudio se llega a una primera estimación de la recarga a los acuíferos, condicionada por las condiciones climatológicas que hayan prevalecido durante el período de estimación.

Estudio Avanzado (2o. orden).- Con la información de los sondeos estratigráficos y con un conocimiento completo de la piezometría, de la distribución de las extracciones por bombeo de pozos, de las aportaciones por infiltración de las

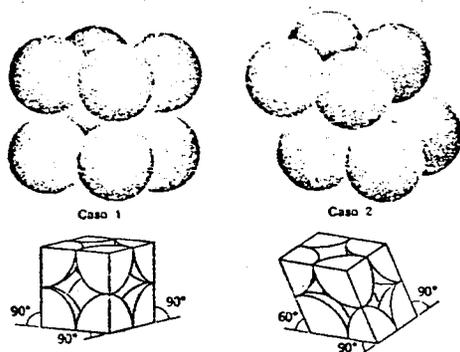
conducciones, de las características hidrodinámicas de los acuíferos; con el levantamiento fotogeohidrológico y la geoquímica; se llega al planteo de un balance formal de agua subterránea, para calcular la recarga de los acuíferos, llegándose a determinar un valor medio anual en el que se incluyan diversas condiciones climatológicas que se presenten en la zona de estudio.

Estudio con modelo matemático (1er. orden).- Se tiene cuando la información señalada para el estudio avanzado es amplia y cubre el número de períodos que permitan calibrar y operar un modelo matemático de los acuíferos, para estudiar el comportamiento de sus niveles piezométricos bajo las alternativas de explotación futura que se deseen imponer.

1.5 Definición de Términos

A continuación se presentan algunas definiciones que son necesarias en la teoría del flujo del agua subterránea. Las primeras son relaciones entre volúmenes que se expresan como fracciones decimales o como porcentajes.

Porosidad de una roca o de un suelo es su propiedad de contener intersticios o huecos. (Fig. 1.1).



—Empaquetamiento de granos esféricos. Celdas elementales correspondientes a los empaquetamientos cúbico (caso 1) y romboédrico (caso 2). (Según Graton y Fraser.)

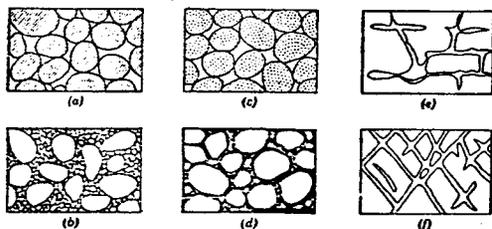


Fig. 1.1—Distintos tipos de intersticios y relación entre la textura y la porosidad de las rocas. a) Depósito sedimentario de elementos de tamaño uniforme; porosidad alta. b) Depósito sedimentario constituido por elementos heterométricos; baja porosidad. c) Depósito homométrico de cantos rodados porosos; 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. (Meinzer, U. S. Geological Survey Water-Supply Paper, 489, 1932, fig. 1, p. 3.)

$$n = \frac{V_v}{V_o}$$

donde

n = porosidad

V_v = volumen de vacíos que puede estar ocupado por agua, gases y materia orgánica

V_o = volumen total de la muestra.

La porosidad efectiva se refiere a la magnitud del poro, al espacio disponible para la transmisión del fluido. Es la relación de intersticios interconectados a volumen total.

Grado de saturación.- Es la relación entre el volumen de agua y el volumen de poros en una muestra.

$$G = \frac{V_w}{V_v}$$

donde

G = grado de saturación

V_w = volumen de agua

V_v = volumen de vacíos, ya definido antes.

Contenido volumétrico de humedad.-

$$c = \frac{V_w}{V_o}$$

donde;

c = contenido volumétrico de humedad

V_w = volumen del agua

V_o = volumen total de la muestra

Rendimiento específico. Se obtiene del volumen de agua que, después de saturada la roca o suelo, escurre por gravedad, dividido entre el volumen de la muestra

$$S_y = \frac{V_d}{V_o}$$

donde

S_y = rendimiento específico

V_d = volumen drenado por gravedad

V_o = volumen total de la muestra

Con ayuda de otros términos que se definen más adelante, se dará una definición de mayor aplicación.

Retención específica. Con respecto al anterior corresponde en forma complementaria a la relación del volumen de agua que, en una roca saturada, queda retenido contra la acción de la gravedad, entre el volumen de roca.

$$S_r = \frac{V_r}{V_o}$$

donde

S_r = retención específica

V_r = volumen retenido

V_o = volumen de la muestra

Densidad. Es la masa que corresponde a la unidad de volumen.

$$\rho = \frac{m}{V_o}$$

donde: ρ = densidad (ML^{-3} ó $FL^{-4}T^2$) ; ML^{-3} = sistema CGS
gramos masa por cm^3

m = masa (M)

V_o = volumen total de la muestra (L^3)

Peso específico. Es el peso de la unidad de volumen de un fluido

$$\gamma = \frac{W}{V_o}$$

donde

γ = peso específico (FL⁻³)

W = peso total de la muestra (F)

V_o = volumen de la muestra (L³)

Se tienen las siguientes relaciones:

$$W = mg$$

m = masa

$$\gamma = \frac{mg}{V_o}$$

g = aceleración de la gravedad

También

$$n = S_y + S_r$$

A continuación se presenta un cuadro con los rangos de porosidad y rendimiento específico de algunas rocas

ROCA	n (%)	S_y (%)
Arcilla	45 - 55	1 - 10
Arena	35 - 40	10 - 30
Grava	30 - 40	15 - 30
Arena y grava	20 - 35	15 - 25
Arenisca	10 - 20	5 - 15
Lutita	1 - 10	05 - 5
Caliza	1 - 10	05 - 5

La presión que experimenta el agua en los intersticios de un medio poroso, se le llama presión de poro.

Presión total = presión de poro + presión intergranular

La presión intergranular es el esfuerzo en el esqueleto granular

La presión de poro se puede medir con un piezómetro instalado como se muestra en la figura 1.2 donde la acotación h_p se conoce como carga de presión y se mide a partir del punto en consideración.

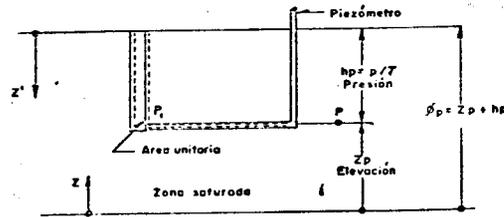


Fig. 1.2 Potencial piezométrico y la zona saturada

Tomando en cuenta la elevación Z_p , denominada carga de posición medida con respecto a un plano de referencia se tiene:

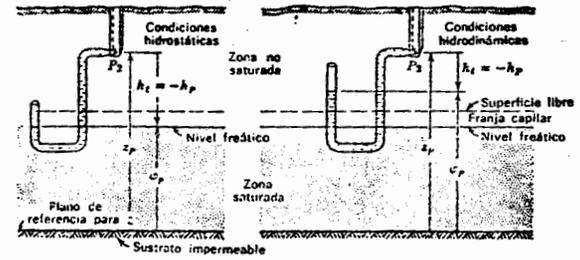
$$\phi = h_p + Z_p$$

donde:

ϕ = elevación piezométrica

La carga de presión equivale a la presión manométrica que sumada a la presión atmosférica local da la presión absoluta, como se ilustra en la figura 1.3.

Presión absoluta = presión atmosférica local + presión relativa



— Potencial piezométrico en la zona no saturada $\varphi_p = z_p + h_1 = z_p - h_p$.
 En condiciones hidrostáticas, $\varphi_p = z_p$ en la superficie freática. En condiciones hidrodinámicas, en la superficie freática $\varphi_p > z_p$.

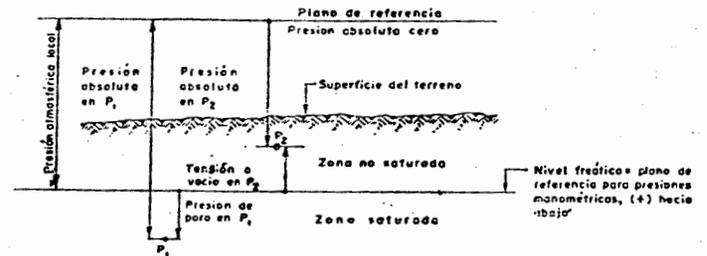


Fig. 1.3 - Diferentes tipos de presión

En la zona saturada todos los huecos están idealmente llenos de agua.

El nivel freático es la superficie que se encuentra a presión atmosférica y la franja capilar se define como la zona inmediata al nivel freático, encontrándose saturada bajo presión negativa, tensión o succión y tiene como límite superior a la superficie libre, por lo que ésta es el límite de la zona no saturada o zona de aireación que se encuentra a partir de la superficie del terreno.

Esta zona se divide en tres franjas: de agua superficial, intermedia y capilar.

La franja capilar se puede determinar mediante el cilindro de suelo que se satura y se deja drenar por gravedad durante una semana, protegido contra la evaporación.

Se mide el contenido volumétrico de humedad a distintas profundidades y se traza la curva mostrada en la figura 1.4.

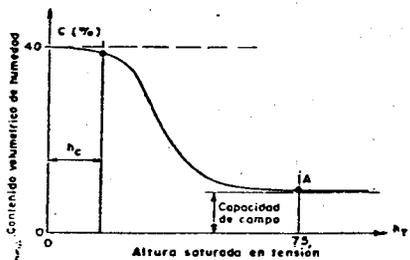


Figura 1.4 Tensión de la humedad del suelo contra el contenido de humedad.

La curva de la figura 1.5 relaciona el grado de saturación y contenido de humedad de la arena con la altura a partir del nivel freático.

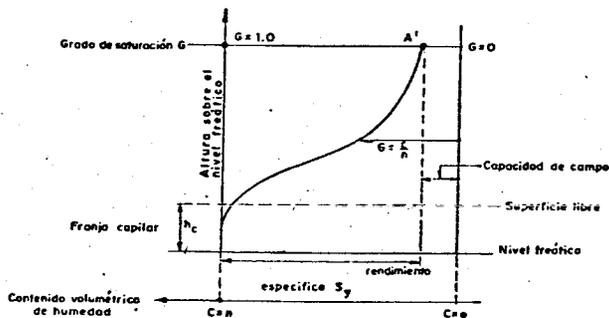


Figura 1.5 Contenido de humedad del suelo y grado de saturación por arriba del nivel freático.

El agua subsuperficial (Meinzer 1959) es la que se encuentra en los intersticios completamente saturados que se mueve bajo la acción de la gravedad y de presiones hidrodinámicas, se denomina agua subterránea o gravitacional.

Se llama agua vadosa la subsuperficial que se halla en la zona de aereación. Esta denominación ha adquirido distintos sentidos por lo que aquí se utilizarán en forma descrita, incluyendo además:

Vapor de agua. Llena completamente los vacíos entre las partículas de suelo, desplazándose de zonas de mayor a menor presión.

Agua higroscópica. Al contacto con aire húmedo condensa en las partículas de suelo secas, las que absorben la humedad e incrementan el volumen de suelo.

Agua pelicular. Se retiene en las partículas de suelo por fuerzas moleculares de adherencia sin que pueda ser desplazada por fuerzas centrífugas con aceleraciones muy superiores a las de gravedad.

Acuífero es una formación geológica que permite la circulación y almacenamiento del agua, siendo factible su aprovechamiento en forma continua y económica.

Acuitardo formación geológica que aún cuando contiene agua, su permeabilidad es prácticamente nula y constituye una frontera.

Acuífugo formación geológica impermeable que no contiene ni transmite agua subterránea.

Acuífero no confinado es aquel donde el agua subterránea tiene una superficie libre abierta a la atmósfera que se denomina nivel freático.

Acuífero artesiano es aquel donde el agua está confinada a presión por acuitardos o acuícludos suprayacentes. Los niveles piezométricos se encuentran sobre el límite superior del acuífero.

Como se muestra en la figura 1.6 se puede tener un acuífero artesiano confinado o semiconfinado según esté limitado por un acuícludo o por un acuitardo respectivamente.

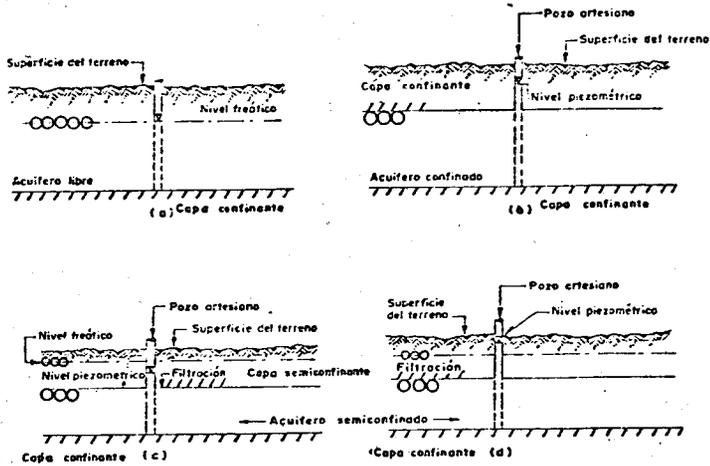


FIGURA 1.6 EJEMPLOS ESQUEMATICOS DE ACUIFEROS LIBRE (a), ACUIFERO CONFINADO (b), ACUIFERO SEMICONFINADO CON RECARGA VERTICAL HACIA ABAJO (c), ACUIFERO SEMICONFINADO CON RECARGA VERTICAL HACIA ARRIBA (d).

Cuando el nivel piezométrico en un pozo que capta un acuífero artesiano rebasa la superficie del terreno se tiene un pozo fluente.

La superficie imaginaria que determinan los niveles en los pozos que captan al acuífero artesiano se le denomina superficie piezométrica.

El coeficiente de almacenamiento se define como el volumen de agua que un acuífero cede o toma en almacenamiento por unidad de área (en planta) cuando la carga piezométrica se abate o recupera una unidad. Figura 1.7

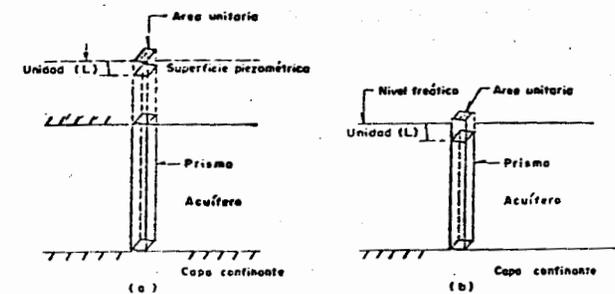


FIGURA 1.7 REPRESENTACION ESQUEMATICA DEL COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO (a) CONDICION DE CONFINAMIENTO, (b) CONDICION LIBRE.

En un acuífero libre, el coeficiente de almacenamiento es igual al rendimiento específico S_y , si el drenado es completo. La definición de rendimiento específico es la relación del volumen de agua que es liberado o añadido.

El almacenamiento con respecto al volumen de roca, en una unidad de área (horizontal) de acuífero, cuando el nivel freático se abate o se recupera una unidad.

Rangos aproximados para el coeficiente de almacenamiento S .

	de	a
En acuíferos libres	0.02	0.30
En acuíferos artesianos	0.00001	0.001

El coeficiente de almacenaje específico (S_s) es el volumen de agua que un acuífero cede o toma en almacenamiento por unidad de volumen (en planta) cuando la carga piezométrica se abate o recupera una unidad.

$$S = S_s b; \quad b = \text{espesor del acuífero.}$$

La permeabilidad es una medida de la factibilidad que tiene el agua de moverse en acuíferos y acuitardos.

El coeficiente de Transmisibilidad (T) es la capacidad del acuífero de transmitir agua a través de todo su espesor y se expresa como el producto de la permeabilidad (k), por el espesor saturado del acuífero (b).

$$T = Kb$$

Se puede interpretar como el caudal a través de una franja vertical del acuífero de una unidad de ancho por el espesor saturado y bajo un gradiente unitario a la temperatura del agua reinante. Fig. 1.8.

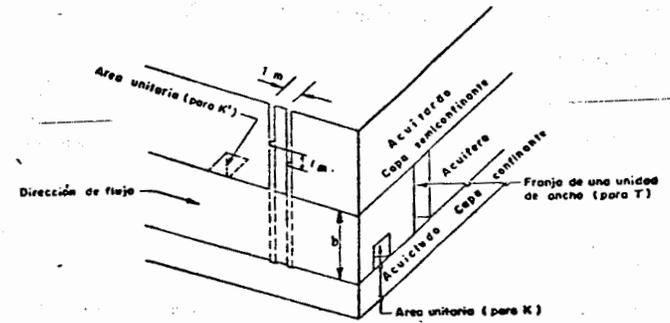


FIGURA 1.8 REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LOS COEFICIENTES DE PERMEABILIDAD Y TRANSMISIBILIDAD

El coeficiente de permeabilidad K de un acuífero se definió como el caudal vertical de agua a través de una sección horizontal de área unitaria bajo un gradiente vertical unitario.

2. PROSPECCION DEL AGUA SUBTERRANEA

El agua subterránea existe casi en cualquier parte por abajo de la superficie terrestre, la exploración de la misma consiste básicamente en determinar en dónde se encuentra bajo las condiciones que le permitan llegar rápidamente a los pozos a fin de poder ser utilizada en forma económica. La manera práctica de hacer lo anterior incluye la aplicación de conocimientos técnicos, experiencia en la perforación y sentido común.

A continuación se describe un enfoque general para realizar una exploración del agua subterránea.

Ciertos indicios útiles en la localización de abastecimientos de agua subterránea son por ejemplo, que ésta probablemente se encuentra en mayores cantidades bajo los valles que en las partes altas; en las zonas áridas cierto tipo de plantas nos indican que el agua que las nutre se encuentra a poca profundidad; asimismo, en las áreas en donde el agua aparece superficialmente como son manantiales, pantanos y lagos, también debe existir agua subterránea aunque no necesariamente en grandes cantidades o de buena calidad; sin embargo, los indicios más valiosos son las rocas, ya que los hidrólogos y los geólogos las agrupan sin importar que sean consolidadas como las areniscas, calizas, granitos y basaltos; o no consolidadas como las gravas, arenas y arcillas.

La grava, la arena, las areniscas y las calizas, son las mejores conductoras de agua, sin embargo, sólo constituyen una parte de las rocas que forman la corteza terrestre y no todas ellas aportan la misma cantidad de agua.

La mayor parte de las rocas constituidas de arcilla, lutitas y rocas cristalinas son en general pobres productoras, pero pueden aportar agua suficiente para usos domésticos en las áreas en donde no se encuentran buenos acuíferos.

Los lineamientos generales para realizar una exploración del agua subterránea son los siguientes:

Primero se elabora un plano geológico que muestre los diferentes tipos de roca que afloran a la superficie y de ser posible, secciones transversales que permitan ver su distribución en el subsuelo. El plano geológico, las secciones y sus explicaciones anexas, deben mostrar justamente cuáles rocas son probables conductoras de agua y en donde se encuentran por debajo de la superficie.

Después debe reunirse toda la información respecto a la existencia de pozos, su localización, profundidad de perforación, profundidad al nivel del agua, caudal promedio y el tipo de rocas que se hayan encontrado al perforar.

La historia de los pozos en donde el perforista ha tenido el cuidado de registrar la profundidad y el tipo de los diferentes estratos que ha ido encontrando al realizar la perforación, siempre son de gran utilidad para conocer las condiciones geohidrológicas de cualquier región.

La historia de un pozo es realmente útil cuando incluye lo siguiente: muestras de las rocas, información de cuáles estratos contienen agua y con qué facilidad la ceden, la profundidad a que se encuentre el nivel estático del agua en los estratos que la contengan y los datos de las pruebas de aforo y bombeo de cada uno de los acuíferos a fin de poder determinar cuánta agua -

pueden aportar y cuánto se abate el nivel del agua de acuerdo a los caudales de bombeo.

Cuando no hay pozos o no existe la suficiente información sobre ellos, es necesario perforar algunos pozos de exploración, mediante los cuales se obtienen muestras del material encontrado durante el avance de la perforación, mismo que posteriormente es examinado y analizado para determinar cuáles estratos son los que contienen agua y de qué tamaño son las áreas en que se extienden.

Los reportes y los planos que sobre las condiciones geohidrológicas de cualquier región se elaboren, deben mencionar los lugares en donde puede encontrarse el agua subterránea, la calidad química de ésta y en forma muy general qué cantidad puede obtenerse, asimismo los lugares en que tienen lugar la recarga y descarga natural de los acuíferos.

El entendimiento de los principios fundamentales de la ocurrencia y movimiento del agua subterránea, es básico para la exploración de la misma a fin de alcanzar resultados óptimos.

2.1 Reconocimientos geológicos

Mediante los reconocimientos geológicos es posible obtener conclusiones hidrogeológicas de una región, pudiéndose avanzar en forma rápida gracias al desarrollo que ha tenido a últimas fechas la fotointerpretación; sin embargo, en cualquier estudio siempre serán necesarios los reconocimientos de campo, que permiten afinar lo observado en las fotografías.

En la exploración, el geólogo se sirve de la petrografía, de la estratigrafía de la geología estructural y de la geomorfología.

La petrografía constituye uno de los renglones más importantes dentro de los reconocimientos geológicos, ya que mediante ella, es posible determinar la porosidad y la permeabilidad característica de los diferentes tipos de roca, eliminando en función de dichas características, las zonas que no presentan condiciones favorables para la localización del agua subterránea.

La porosidad determina la cantidad de agua que puede almacenarse y la permeabilidad la facilidad con que ésta puede extraerse. La tabla 2.1 muestra una clasificación general de algunos tipos de rocas en función de su porosidad y de su permeabilidad.

Tabla 2.1 - Propiedades acuíferas de algunas rocas comunes.

<u>PERMEABILIDAD</u>	<u>POROSIDAD</u>
Permeabilidad máxima	Porosidad máxima
gravas bien clasificadas	arcillas blandas
basalto poroso	limos
caliza carstificada	tobas
arenas bien clasificadas	arenas bien clasificadas
arenas y gravas mal clasificadas	arenas y gravas mal clasificadas
rocas cristalinas fracturadas	arenisca
limos y tobas	basalto poroso
Arcillas	caliza carstificada
roca cristalina masiva	roca cristalina fracturada
roca cristalina masiva	roca cristalina masiva
permeabilidad mínima	porosidad mínima

La estratigrafía es un instrumento esencial para la prospección hidrogeológica de extensas regiones de rocas sedimentarias o volcánicas. La posición y el espesor de los horizontes acuíferos así como la continuidad de las capas confi-nantes revisten particular importancia, por lo que el auxilio de la estratigrafía resulta siempre indispensable.

La geología estructural junto con la estratigrafía, se utiliza en la localiza-ción de los horizontes acuíferos que hayan sido desplazados por movimientos --tectónicos.

Los estudios estructurales son también utilizados para localizar zonas de fragturación en rocas compactas pero frágiles; o bien en la localización de fallas en materiales no consolidados que en ocasiones pueden formar barreras hidroló-gicas, las cuales son importantes en el estudio del movimiento del agua subte-rránea.

La geomorfología es indispensable en la investigación hidrogeológica de áreas pleistocenas y de depósitos recientes; la presencia de sedimentos permeables de origen glacial y los acarrees fluvioglaciales pueden ser cartografiados estudiando la morfología regional. Las dunas estables, los depósitos en forma de terraza, los antiguos cordones de playa y otros sedimentos permeables, también se reflejan morfológicamente de una manera clara.

2.2 Reconocimientos hidrológicos

Los estudios hidrológicos resultan de gran utilidad en la exploración del -agua subterránea, ya que pueden aportar información acerca de la cantidad -

de agua útil para la recarga de los acuíferos, de la facilidad con que se produce la misma y de la localización y cuantificación del volumen de agua subterránea que se descarga en la superficie. La cantidad de agua útil para la recarga, está íntimamente relacionada con la precipitación, así como con las -- aguas superficiales que circulan en corrientes permanentes. En general la localización del agua subterránea depende en mucho de las condiciones hidrológicas que priven en una región ya que en función de éstas, habrá una mayor o menor recarga útil. Por ejemplo una región desértica tendrá menos posibilidades en cuanto a la existencia de agua subterránea, que las que tenga una región - húmeda aunque en ambas el medio geológico sea similar.

La facilidad con que se produzca la recarga, es otra variable hidrológica importante que depende de las características del tipo de terreno de las áreas en que tiene lugar la misma; un caso desfavorable lo constituyen las superficies impermeables, tales como las arcillas y las cuarcitas que permiten que el escurrimiento superficial sea rápido, impidiendo una recarga adecuada.

De lo expuesto se desprende que para alcanzar resultados óptimos en la exploración del agua subterránea por esos medios, es necesario realizar en forma conjunta ambos reconocimientos, ya que si algunas regiones presentan condiciones geológicas favorables, posiblemente en el aspecto hidrológico no sea así.

2.3 Métodos geofísicos

Los métodos geofísicos proporcionan una evidencia indirecta de las formaciones subterráneas, indicando la posibilidad de que éstas constituyan acuífe-

ros; estos métodos no dan una medida directa del tipo de rocas, permeabilidad, porosidad o densidad de ninguna formación, sino más bien detectan alguna otra propiedad de los materiales que varía con los factores que determinan - que estos pueden ser lo suficientemente porosos y permeables.

Los métodos geofísicos pueden aplicarse en forma superficial o mediante perforaciones, o sea que las mediciones pueden hacerse en o sobre la superficie del terreno o bien bajo éste.

Los principales métodos geofísicos son:

- a) Magnético
- b) Gravimétrico
- c) Radioactivo
- d) Geotérmico
- e) Eléctrico
- f) Sísmico

Cada uno de ellos se basa en el hecho de que las diferentes rocas y formaciones minerales, ofrecen reacciones distintas y medibles a los campos de fuerza utilizados. En los problemas referentes a la exploración del agua subterránea, los más empleados son el eléctrico y el sísmico.

2.3.1 Método eléctrico resistivo

Es el método geofísico más utilizado en la exploración del agua subterránea, ya que los instrumentos son relativamente baratos y para los trabajos de campo solo son necesarios de 3 a 5 hombres.

Existen diferentes arreglos en la disposición de los instrumentos utiliza-

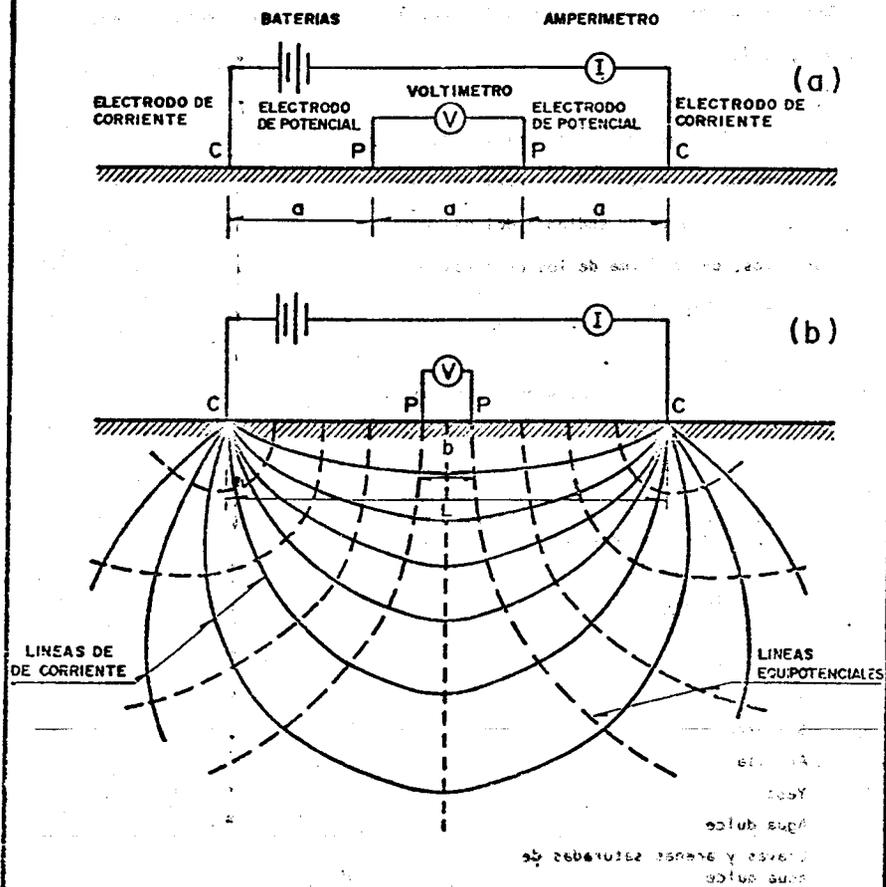
dos siendo los más comunes la configuración Wenner y la de Schlumberger. (Fig. 2.1).

Los valores relativos de la resistividad eléctrica pueden ser interpretados en términos de la geología general del subsuelo a profundidades limitadas y varían ampliamente dependiendo del material, densidad, porosidad, tamaño de los poros, de la forma de los estratos, del contenido de agua, de su calidad y de la temperatura.

Las rocas ígneas y las metamórficas tienen valores comprendidos entre los 10^2 y 10^8 ohm-m, las sedimentarias y las no consolidadas de 10 a 10^4 ohm-m.

Tabla 2.2.- Valores aproximados de la resistividad de algunos materiales.

<u>MATERIAL</u>	<u>RESISTIVIDAD ohm-m</u>
Grafito	3×10^{-4}
Pirita	10^{-3}
Salmuera	5×10^{-2}
Arcilla	1.0
Yeso	10
Agua dulce	50
Gravas y arenas saturadas de agua dulce	10^2
Serpentina	3×10^2
Caliza	10^3
Granito	10^6
Cuarzo	10^{11}
Calcita	5×10^{12}



DISPOSICION COMUN DE LOS ELECTRODOS PARA DETERMINACION DE LA RESISTIVIDAD a) .- CONFIGURACION WENNER, b) .- CONFIGURACION SCHLUMBERGER Y CAMPO ELECTRICO EN EL SUBSUELO DE UN ESTRATO HOMOGENEO.

FIG. 2.1

En formaciones relativamente porosas, la resistividad se mide mejor por su contenido y calidad de agua que por la resistividad misma de la formación.

Las resistividades reales se determinan a partir de las aparentes, las cuales se pueden calcular por medición de la corriente y del potencial entre pares de electrodos colocados en la superficie de la tierra. El procedimiento que se sigue para medir una diferencia de potencial entre dos electrodos (P en la fig. 2.1) es aquel que resulta de aplicar una corriente a otros dos electrodos (C en la fig. 2.1) que se colocan alineados con los de potencial. Si la resistividad es uniforme en cualquier punto de la zona subsuperficial debajo de los electrodos, se forma una malla ortogonal de arcos de círculo, de líneas equipotenciales y líneas de corriente. La corriente y la diferencia de potencial medidas dan una resistividad aparente para una profundidad específica, por lo que si se aumenta el espacio entre electrodos, el campo eléctrico tiene una mayor penetración en el suelo, obteniéndose una resistividad aparente algo diferente.

Para la configuración Wenner la resistividad aparente está dada por:

$$\rho_a = 2 \pi a \frac{V}{I}$$

siendo a, I y V la distancia entre los electrodos, la corriente aplicada y la diferencia de potencial respectivamente.

Para la configuración Schlumberger la resistividad aparente se determina mediante la expresión:

$$\rho_a = \pi \frac{(L/2)^2 - (b/2)^2}{b} \frac{V}{I}$$

en donde L representa el espacio entre los electrodos de corriente y b el espacio entre los de potencial. Teóricamente debe verificarse que $L \gg b$, pero para fines prácticos basta que $L \geq 5b$.

La configuración Wenner con separación intereléctrica constante, es la que mejor se adapta al estudio de límites verticales recubiertos por depósitos de espesor no superior a 30 m. Para el estudio de límites horizontales, tales como el nivel freático o la superficie de rocas estratificadas, es más útil el método de sondeos verticales en el que se usa la configuración -- Schlumberger manteniendo fijo el punto medio de la línea de electrodos de potencial, mientras que mediante incrementos sucesivos se van separando los electrodos de corriente, obteniéndose las resistividades de los diferentes estratos a profundidades sucesivamente mayores (Fig. 2.2).

Las limitaciones que se deben considerar al emplear el método de resistividades son: la localización en el área de estudio de tuberías metálicas, cables, líneas de transmisión de alto voltaje, cercas con postes de metal, etc. ya que, producen perturbaciones que influyen al tomar las medidas; es necesario contar también con información suplementaria procedente de perforaciones o de otros métodos geofísicos a fin de interpretar estructuras geológicas complejas; la profundidad de penetración que se alcanza con la mayoría de los instrumentos portátiles es inferior a los 450 m, ya que no existen fuentes de alimentación de suficiente potencia, además de que cuando las líneas de emisión sobrepasan distancias moderadas, no existe una garantía de que las condiciones geológicas se mantengan.

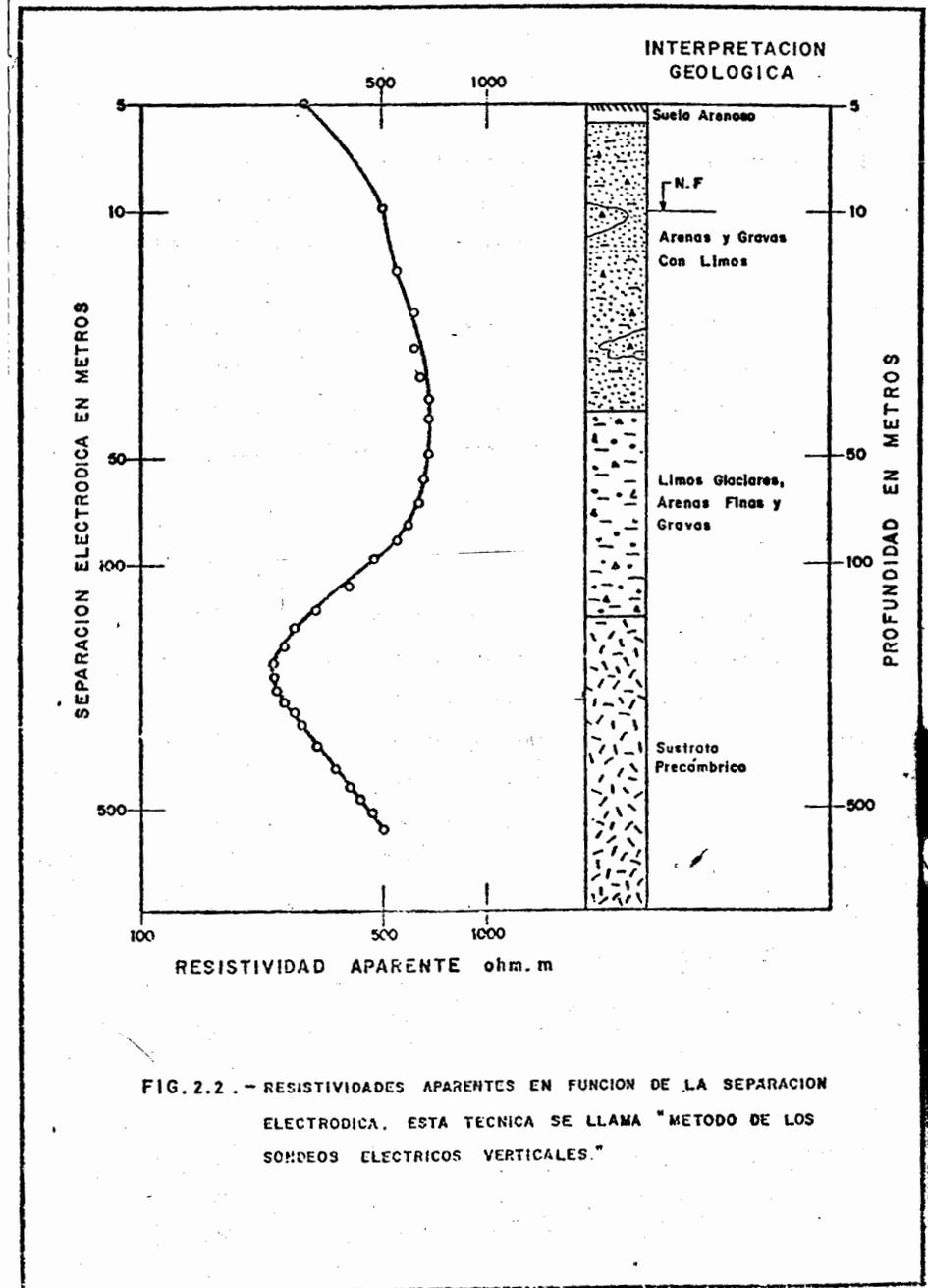


FIG.2.2.- RESISTIVIDADES APARENTES EN FUNCION DE LA SEPARACION ELECTRODICA. ESTA TECNICA SE LLAMA "METODO DE LOS SONDOS ELECTRICOS VERTICALES."

2.3.2 Método sísmico

En la exploración del agua subterránea, el método sísmico resulta más exacto que el eléctrico. El principio se basa en la reacción que tienen las masas geológicas, frente a las vibraciones inducidas artificialmente en la superficie de la tierra, por el impacto de un instrumento pesado o por la explosión de una carga de dinamita, que produce ondas sísmicas o de choque que viajan a diferentes velocidades a través de los materiales que constituyen el subsuelo, siendo posible detectar los diferentes estratos y determinar inclusive el espesor de las primeras 2 ó 3 capas superficiales. Este método sólo se puede aplicar si la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad.

Dentro de los métodos sísmicos se tienen el de reflexión y el de refracción, siendo el más utilizado este último. En el método sísmico de refracción los geófonos o detectores de las ondas sísmicas, se alinean a partir del punto de tiro según una recta única. Si los materiales son homogéneos e isotrópicos, los frentes de las ondas originadas a partir de la explosión serán esféricos y estarán centrados en el punto de tiro; si este no es el caso y se encuentran variaciones litológicas (Fig. 2.3), las ondas se refractan según la ley:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

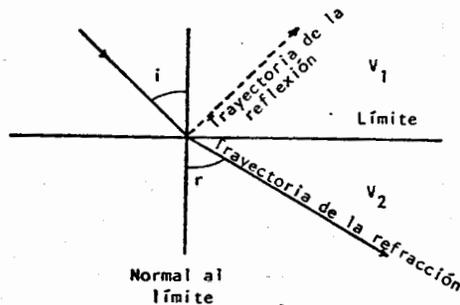


Fig. 2.3

La primera onda sísmica es detectada en el punto A y sigue una trayectoria a través del medio G, pero más allá del punto B, las ondas siguen parte de su trayectoria a través del medio H en el cual la velocidad de propagación es mayor debido a la mayor densidad del material que lo constituye. Si se representan gráficamente los tiempos de llegada en función de la distancia a la fuente de energía, se obtiene una curva llamada "dromocrónica" en la cual la inversa de la pendiente de las rectas, representa la velocidad de propagación correspondiente a cada uno de los estratos por los cuales viajan las ondas sísmicas. El cambio en la velocidad y la distancia horizontal en la cual éste cambio ocurre, proporcionan los datos para calcular la profundidad en la cual se produce un cambio de formación (Fig. 2.4).

El espesor de la capa superior o profundidad en que se produce el primer cambio en la formación geológica, se calcula mediante la fórmula:

$$d = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad \text{donde:}$$

d = profundidad en m

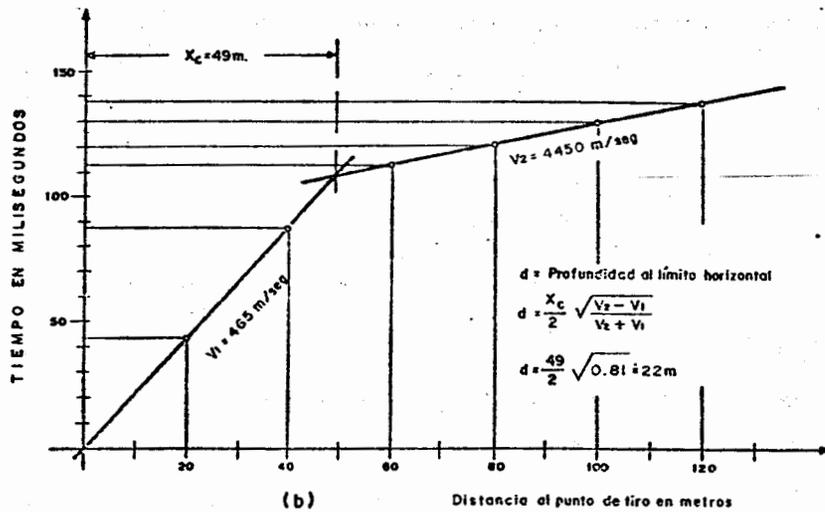
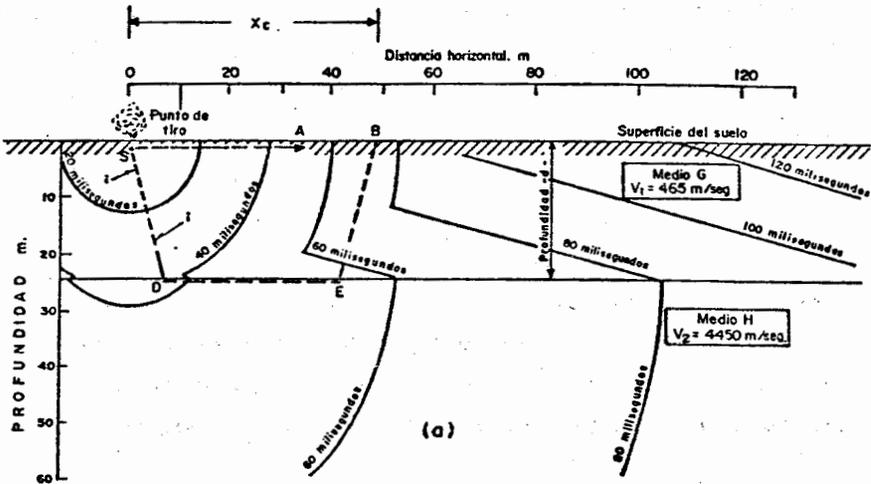
V_1 = velocidad de la onda de choque en la capa superior en m/seg

V_2 = velocidad de la onda de choque en la segunda capa en m/seg

X_c = Distancia en metros en la cual se produce un cambio de velocidad indicado en la dromocrónica. En geofísica recibe el nombre de "distancia crítica".

Las ecuaciones en que la dromocrónica presenta 3 ó más inflexiones resultan similares aunque de mayor complejidad.

El uso más frecuente de el método sísmico es para determinar la profundidad al basamento, desplazamiento del nivel freático a lo largo de fallas y fronteras laterales de los acuíferos.



- a) POSICIONES SUCESIVAS DEL FRENTE INICIAL DE ENERGIA PARA INTERVALOS DE 20 MILLISEGUNDOS. EL MEDIO H REFRACTA LA ENERGIA A PARTIR DEL PUNTO CRITICO QUE ES DONDE LA ONDA DIRECTA Y LA REFRACTADA LLEGAN AL MISMO TIEMPO.
- b) CRONOGRAMA CORRESPONDIENTE AL CASO ANTERIOR. LA ECUACION UTILIZADA PARA CALCULAR LA PROFUNDIDAD A LA QUE APARECE LA SEGUNDA CAPA, SOLO ES VALIDA SI LA SUPERFICIE DEL SUELO Y LA SUPERFICIE DE SEPARACION DE LAS DOS CAPAS SON PARALELAS. LOS CIRCULOS REPRESENTAN LOS DATOS OBTENIDOS CON LOS GEOPHONS.

FIG. 2.4

2.4 Métodos de perforación

La manera más segura de conocer el tipo de formaciones que se encuentran por debajo de la superficie terrestre, es perforando a través de ellas, obteniendo muestras durante la perforación y elaborando un registro del corte.

Los registros de los pozos consisten en indicar las características propias de los diferentes estratos en función de la profundidad. Hay diferentes formas de realizar el registro de un pozo, la más común es la descripción del perforista acerca del carácter geológico de cada estrato, la profundidad a la que se produce un cambio en el tipo de estratos que se vayan atravesando y la profundidad a que se encuentre el agua.

Las muestras de los materiales obtenidos durante la perforación representan en la mayoría de los casos, la mejor fuente de información tanto en el aspecto geológico como en el hidrológico. El fin principal en la perforación de pozos de exploración es obtener muestras que revelen el tipo, profundidad y espesor de los estratos que forman el subsuelo de las zonas por estudiar.

Las perforaciones de exploración se realizan para satisfacer dos objetivos; pueden ser parte del estudio geohidrológico de una área, o bien pueden ser preliminares al diseño y construcción de uno o más pozos en un lugar en particular. En relación a una área de estudio los pozos de exploración se hacen para verificar o complementar la información obtenida por otras fuentes y realizar la prospección de un lugar en particular para obtener datos específicamente necesarios para el diseño de pozos, lo cual requiere de una atención algo más detallada en el análisis de las muestras de los materiales

que constituyen los acuíferos, siendo necesario también una mayor precisión en el registro del pozo.

Los méritos relativos a los diferentes tipos de perforación, varía considerablemente, ya que cada uno de ellos tiene sus ventajas y desventajas dependiendo éstas de las condiciones geológicas locales.

En la actualidad existen diversos métodos para la perforación de pozos, sin embargo, dos son los que han alcanzado mayor popularidad siendo por consiguiente los que más se utilizan. Dichos métodos son el de sistema rotatorio y el de percusión, existiendo inclusive algunos equipos en donde se combinan ambos sistemas.

Existen varios factores que se deben considerar antes de elegir un método de perforación en particular, entre los más importantes tenemos:

- a) El diámetro del pozo
- b) La profundidad del pozo
- c) Las formaciones geológicas a ser penetradas

El último factor es uno de los más importantes, ya que si es conocida la geología de un lugar, es posible planear y proyectar con anticipación el método de perforación más conveniente.

Dependiendo de la naturaleza del terreno es posible formar algunos indicadores como son:

1.- En formaciones sedimentarias el método rotatorio es preferible al de percusión; sin embargo, es más fácil obtener buenas muestras de las formaciones atravesadas por el método de percusión que por el rotatorio. Cuando se desea obtener muestras de formaciones extremadamente duras mediante el método rotatorio, se emplean trépanos de diamante, los cuales extraen un núcleo cilíndrico de la formación que por lo general no presente alteraciones.

2.- El método de percusión se prefiere en los casos en que se perfora a través de rocas cavernosas con formaciones altamente permeables; la razón es que si se empleara el método rotatorio, el fluido usado puede perderse en este tipo de formaciones. En algunos casos puede emplearse el método rotatorio si al fluido de perforación se le agregan arcillas o materiales fibrosos especiales.

3.- En los casos donde existen conglomerados del tipo glacial o depósito aluviales con trozos de roca mezclados, es preferible el método de percusión aunque casi siempre habrá dificultades con cualquier método elegido.

4.- En rocas sedimentarias duras tales como calizas, dolomitas y areniscas cementadas, el método rotatorio no es recomendable durante los primeros metros perforados, ya que el peso de la herramienta generalmente no es suficiente para el trabajo a efectuar. El método de percusión sin embargo, tiene la misma velocidad de perforación a cualquier profundidad en este tipo de materiales; lo mismo puede decirse en el caso de rocas metamórficas e ígneas.

Generalizando, se puede decir que el método rotatorio es excelente para per

foraciones en roca, pero debido al uso de fluidos durante la perforación y la gran velocidad de rotación, altera los testigos de muchos tipos de suelo.

El método de percusión no da buenos resultados en terrenos predominantemente arenosos o arcillosos, pero en cambio, rinde bien en los que son mezclas de ambos. Los depósitos de gravas se pueden perforar generalmente bastante bien con métodos de percusión, mientras que estas formaciones entorpecen o incluso detienen el avance de una perforación con rotatoria. Igualmente, la perforación por percusión, avanza mejor en boleas que la rotatoria, sobre todo si están sueltos y tienden a rodar en el fondo.

Ejecución de Perforaciones por el sistema rotatorio.

La máquina rotatoria es un equipo usualmente transportable que consta de una plataforma de perfiles de acero, sobre la cual se ajusta una torre o mástil, generalmente construída en dos secciones, la cual en su extremo superior tiene instaladas varias poleas, por medio de las cuales y mediante el empleo de cables se realizan las maniobras de izado de herramientas y tuberías de perforación. En la base de la torre se encuentra instalada la llamada mesa rotatoria, la cual es concéntrica al eje del mástil y cuya finalidad es transmitir un movimiento de rotación a la tubería de perforación y por consiguiente, a la broca o trépano instalado en la extremidad inferior de ésta. La mesa rotatoria tiene en su parte interior un dado que se ajusta a la parte superior de la tubería de perforación; este dado es de sección exagonal o rectangular y el tramo superior de la tubería de perforación, que recibe el nombre de Kelly, se ajusta a él, pudiendo desplegarse longitudinalmente.

El extremo superior del Kelly se une a una pieza especial de junta giratoria

de tubería denominada comúnmente "swivel", el cual se ajusta a la manguera de lodos que proviene de la bomba de circulación de fluidos. El lodo pasa así a través del Kelly que es hueco y sucesivamente a través también de la tubería de perforación y trépano, retornando a la parte superior de la perforación por el espacio que queda entre la tubería y la pared del pozo (Fig. 2.5). Una descripción detallada de todo el equipo utilizado en el sistema rotatorio, se encuentra en las referencias 5 y 7.

Sistema de circulación de lodos.

La bomba generalmente empleada es recíproca duplex, con cilindros de camisas removibles. El fluido de perforación va desde la perforación hasta un tanque de sedimentación, encauzado mediante una zanja en la que se coloca una criba que detiene los fragmentos cortados. En el tanque de sedimentación el fluido se detiene un rato para que se asienten la arena y otros materiales granulares, pasando posteriormente al tanque de succión en donde es nuevamente absorbido (Fig. 2.5).

El extremo de succión de la bomba, se introduce en el tanque de succión, cuidando que el "chupón" o "pichancha" no quede muy cerca del fondo. El fluido de perforación usado en las máquinas rotatorias es por lo menos 10 veces mayor en volumen que el usado en máquinas operadas por el sistema de percusión. El fluido puede consistir en una mezcla de arcilla y agua. La arcilla puede ser natural o una combinación de natural y comercial; la comercial es generalmente una bentonita y cada 50 kilos de ella pueden servir para hacer hasta 1,000 litros de fluido de perforación. Si sólo se emplea arcilla natural, probablemente se obtenga la cuarta parte del fluido.

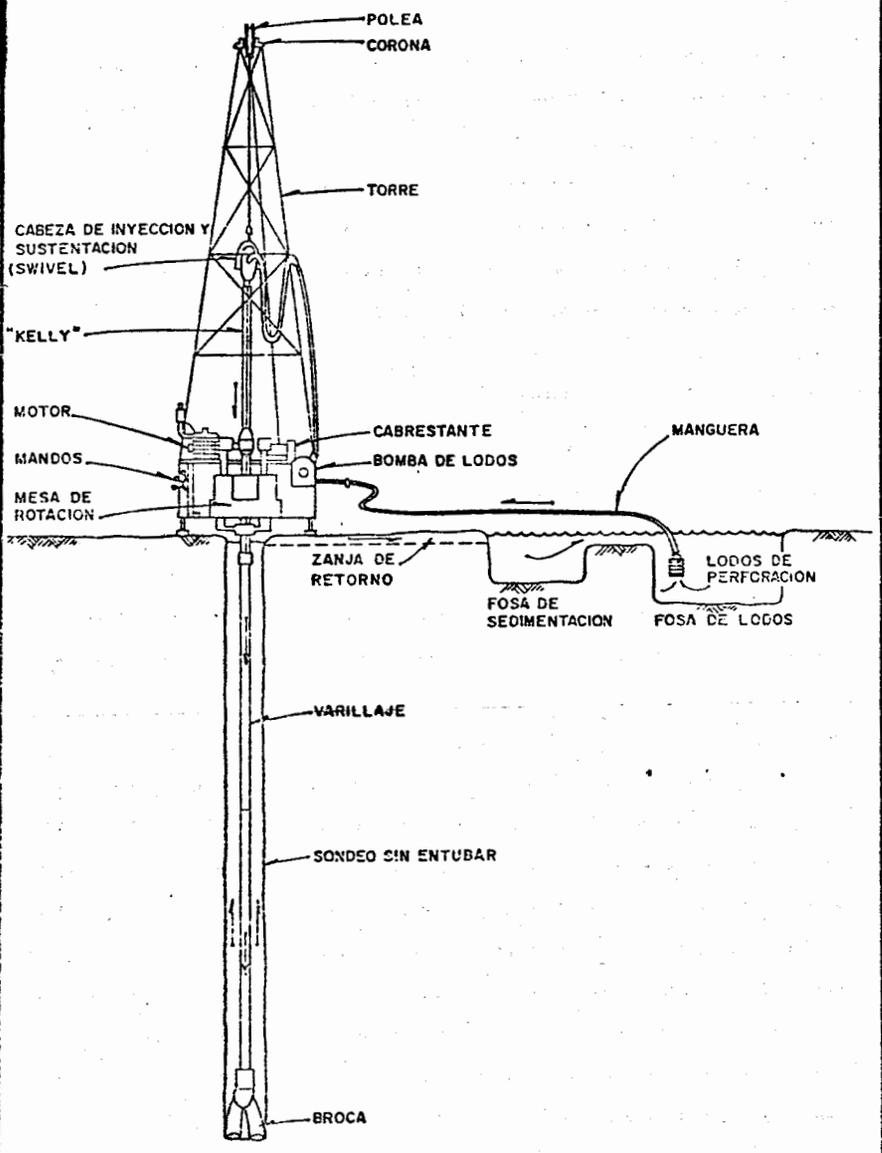


FIGURA 2.5 COMPONENTES PRINCIPALES DEL EQUIPO DE PERFORACION POR ROTACION. LAS FLECHAS INDICAN LA DIRECCION DE LA CIRCULACION DE LOS LODOS

Generalmente existe una ligera pérdida de fluido de perforación; cuando ésta se vuelve excesiva (por ejemplo 10 litros por minuto en un pozo de 5"), debe anotarse cuidadosamente la profundidad y extraer muestras. Si hay un incremento del fluido de circulación, es probable que se haya encontrado una formación conteniendo agua artesiana con presión hidrostática mayor que la de la columna de lodos en el pozo. Una descripción más detallada en cuanto al sistema de circulación y a la forma de preparar los lodos se presenta en las referencias 5 y 7.

Entre las ventajas y desventajas que tienen los equipos de circulación directa tenemos los siguientes:

Ventajas.-

- a) Actualmente, las técnicas más avanzadas en la perforación de pozos se aplican a este sistema, permitiendo que se logren las mejores velocidades de perforación y por su popularidad, existe en el mercado una gran variedad de diseño de máquinas y herramientas que permiten hacer una buena selección del equipo para cada proyecto.
- b) Las propiedades tixotrópicas de los fluidos químicos que se circulan durante la perforación forman un enjarre que ayuda a mantener en equilibrio las paredes del pozo y con una hidráulica de circulación apropiada, mantiene limpio el pozo previniendo en muchos casos la invasión de agentes extraños a las zonas saturadas con agua, además de que dicha limpieza en el pozo ayuda a mantener el efecto cortante de las barrenas.

c) El sistema permite en la mayoría de los proyectos de pozos, programar tentativamente el tiempo requerido para la obra ya que los ejecutores pueden variar convenientemente las condiciones que influyen en la velocidad de penetración como son:

- 1.- El tipo de barrena tricónica en lo que se refiere a longitud de diente y área del balero.
- 2.- Potencia hidráulica aplicada a las toberas para lograr la máxima velocidad en la salida y en el espacio anular.
- 3.- La calidad de los lodos de perforación que pueden ser mejorados a base de reactivos químicos para mantener en buenas condiciones la gelatinidad y viscosidad.
- 4.- La cantidad y medida de tubería de perforación y lastrabarrenas para aplicar rotación y peso sobre la barrena, pueden ser variadas para obtener eficiencias razonables.

d) Las sargas de perforación a base de tuberías, lastrabarrenas y estabilizadores, pueden proyectarse para obtener una rigidez que permita mantener el pozo dentro de su verticalidad, con lo cual se logra que los intervalos que se perforan para servir como cámaras de bombeo, se construyan casi verticales, evitando con esto los problemas mecánicos que se presentan en los equipos de bombeo cuando los pozos tienen quiebres que obligan a las tuberías y flechas a trabajar con flexiones que producen desgastes excesivos.

Desventajas.-

a) Requieren un suministro contínuo de agua y por este motivo su operación es problemática donde no existen fuentes de abastecimiento.

b) Cuando se perforan zonas muy permeables y de baja presión, se producen grandes pérdidas de circulación de lodo, el cual puede afectar las condiciones hidrológicas de los acuíferos, volviéndose más problemática esta situación cuando no es posible continuar la perforación a base de circulación con agua.

c) Su costo de operación es alto porque requiere un mayor número de personal especializado; su consumo de potencia es alto y las herramientas son de alto costo, de modo que puede resultar incosteable cuando no se aprovecha con alta eficiencia.

d) El costo inicial es alto cuando se adquiere el equipo completo con todas las herramientas y accesorios de ataque y control.

e) La transportación del equipo requiere en algunos casos de vehículos y grúas especiales, que en lugares de difícil acceso no son fáciles de trasladar.

Ejecución de perforaciones por el sistema de percusión.

La máquina perforadora de percusión es un equipo portátil que usa el principio de balancín exclusivamente. La unidad consta de un motor de gasolina o diesel, una estructura para perforar, balancín con accionamiento de cable, ventilador para faenas de forja, línea de perforación, línea de cuchareo y la estructura de la torre o mástil soldada al arco. La unidad una vez montada, se puede operar sobre traviesas, o ésta puede ser montada sobre un camión a fin de que sea fácilmente transferible (Fig. 2.6).

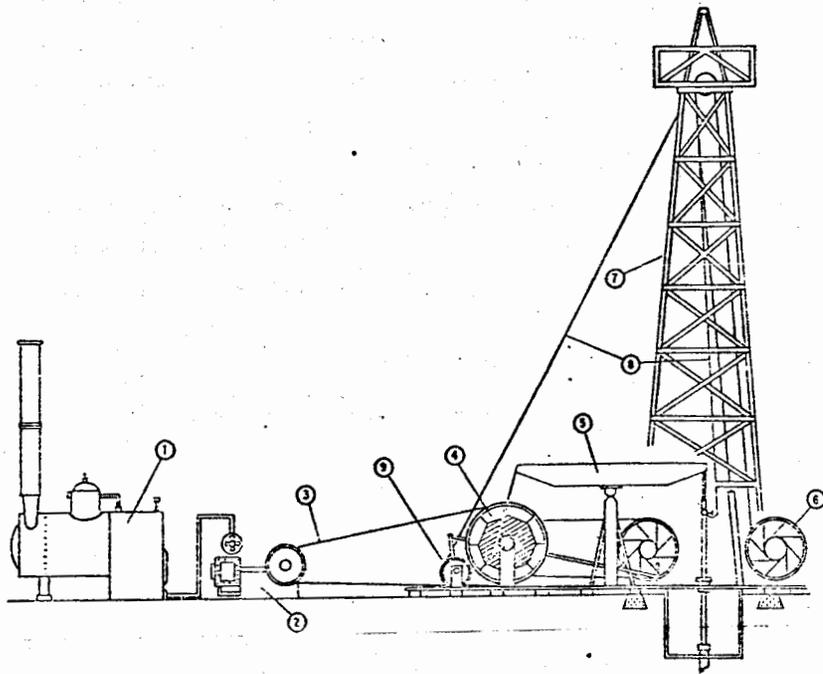


FIGURA 2.6 COMPONENTES DE UN EQUIPO DE PERFORACION POR PERCUSION

- 1.- Fuente de potencia
- 2.- Máquina motriz
- 3.- Transmisión
- 4.- Volante
- 5.- Sistema de balancín
- 6.- Tambor del cable
- 7.- Torre
- 8.- Cable de perforación
- 9.- Tambor auxiliar

El avance de la perforación con máquinas de percusión depende sobre todo de cuatro factores principales:

- 1) El diámetro del pozo por perforar
- 2) El peso de la sarta de herramientas
- 3) Longitud de la carrera o caída de las herramientas
- 4) Velocidad o número de golpes por minuto con que las herramientas golpean el fondo del pozo.

Si se examinan estos cuatro factores y se consideran sus características básicas, se notará que no sólo el tipo de formaciones en el subsuelo determinan la velocidad a la que el pozo puede ser perforado. El equipo en sí, perfora las rocas con herramientas martilladoras y su efecto cortante aumenta con el número de golpes que se apliquen, así como con la intensidad del impacto que es variable. La potencia se aprovecha en un sistema de carretes y polipastos para introducir herramientas, tuberías y demás implementos hasta el fondo del pozo por medio de cables de diferentes usos; en este sistema de perforación no se hace necesaria la circulación de fluidos, lo que hace que las potencias requeridas sean relativamente bajas y ventajosas en algunos casos. Por su simplicidad y fácil manejo aún se sigue utilizando con bastante frecuencia. Una descripción más detallada de los accesorios y herramientas utilizadas en los equipos de percusión, se encuentra en las referencias 5 y 7.

Algunas de las ventajas y desventajas que presentan los equipos de percusión son los siguientes:

Ventajas.-

- a) Son equipos fácilmente transportables.
- b) El costo de operación es económico, debido a que se requieren cuadrillas de personal reducidas, así como por su baja potencia consumida.
- c) Por su bajo consumo de agua, lo hace superior en emplazamientos en donde se carece de fuentes de abastecimiento.
- d) La porosidad y permeabilidad originales de los acuíferos, se conservan mejor, debido a la reducida cantidad de materiales coloidales y químicos necesarios para el acarreo de los detritos, durante las maniobras de limpieza en los avances de perforación.

Desventajas.-

- a) Su falta de rigidez en la sarta de perforación, hace incontrolable la verticalidad del pozo, presentándose siempre una tendencia a la desviación por influencia de los echados de las formaciones o fracturamiento de las rocas.
- b) El cable que opera las herramientas perforadas, es relativamente muy elástico, lo que reduce sus efectos de golpeteo y por ende, el efecto cortante de las barrenas a medida que avanza la profundidad del pozo.
- c) Cuando se rompe el equilibrio de las rocas perforadas, el ángulo de reposo en las paredes del pozo se dificulta algunas veces, provocando derrumbes que retrasan los avances de la obra y en ocasiones, la hacen imposible por la falta de el ademe preliminar que dan los enjarres de los lodos de perforación.

d) Comparativamente, es un sistema de perforación económico pero lento, teniendo grandes limitaciones en cuanto a profundidades y diámetros.

3. HIDROGEOLOGIA O GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA

La parte de la tierra que más interesa a los hidrogeólogos es aquella que contiene agua en sus poros; esto los restringe a la parte más superficial del manto superior de la tierra, cuyo espesor máximo es de unos pocos de kilómetros - comparado al radio de más de 6 000 km del globo.

De hecho también son de interés las capas interiores, ya que de tiempo en tiempo suceden fenómenos cuya fuente proviene desde grandes profundidades, como emanaciones volcánicas, manantiales minerales, etc. influyendo en la ocurrencia y calidad de las fuentes de agua subterránea, siendo necesario entenderlos para poder evaluarlos en el estudio general de los recursos de agua subterránea.

Además en muchas áreas en donde las rocas cristalinas y metamórficas son abundantes, es importante entender los procesos que produjeron la estructura y formaron las diferentes rocas, a fin de entender mejor las posibilidades de existencia de agua subterránea.

De las observaciones sísmicas, sabemos que la tierra está construida de capas que difieren una de otra en sus propiedades químicas y físicas.

La capa superior o exterior del manto es de aproximadamente 17 a 35 km de espesor y está compuesta de dos capas, el sial (Si-Al) con una composición similar al granito (roca intrusiva), mientras que la inferior se denomina sima (Si-Mg) similar al basalto (roca extrusiva). Las 2 capas están cubiertas en parte por una capa delgada de 10 km aproximadamente de rocas sedimentarias.

La capa que se encuentra por abajo de los 2 900 Km también esta constituida por unas cuantas capas secundarias, cuyas capas superiores tienen espesores de 30 a 400 Km presentando un estado de plasticidad cercano al fluido. Esta capa y su estado es un factor muy importante en los diferentes fenómenos tectónicos - observados en la superficie.

La parte más interna, el centro nífel (Ni-Fe) es muy denso y forma alrededor - del 32% de la masa total de la tierra.

Las rocas que se encontraran en trabajos hidrogeológicos, son producto de dife-
rentes procesos que ocurren en la parte superior de la corteza terrestre.

Se puede discernir entre dos tipos de procesos, endogénicos o tectónicos y --
exogénicos. Mientras los primeros tienden a formar el relieve de la tierra, -
los últimos tienden a modificarlo (Figs. 3.1 y 3.2).

En las partes posteriores, se verá cuan importante es para el hidrogeólogo en-
tender la forma de la tierra e interpretarlo desde un punto de vista hidrogeó-
lógico. En esta parte se verán los procesos como factores en la formación de -
diferentes tipos de roca.

Se pueden mencionar tres tipos de procesos exogénicos: intemperismo, erosión
y depositación.

El intemperismo es la destrucción de la roca primaria por varios agentes, pu-
diendo hablarse de intemperismo físico o desintegración de la roca e intemperis-
mo químico como proceso que toma lugar en presencia del agua.

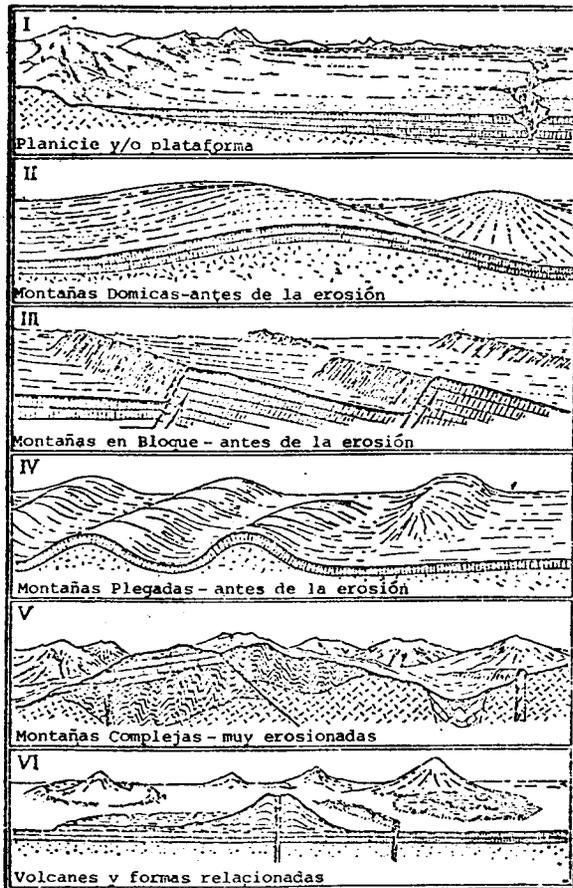


Figura 3.1 CARACTERISTICAS DEL RELIEVE PRODUCIDAS POR PROCESOS GEOLOGICOS ENDOGENICOS.

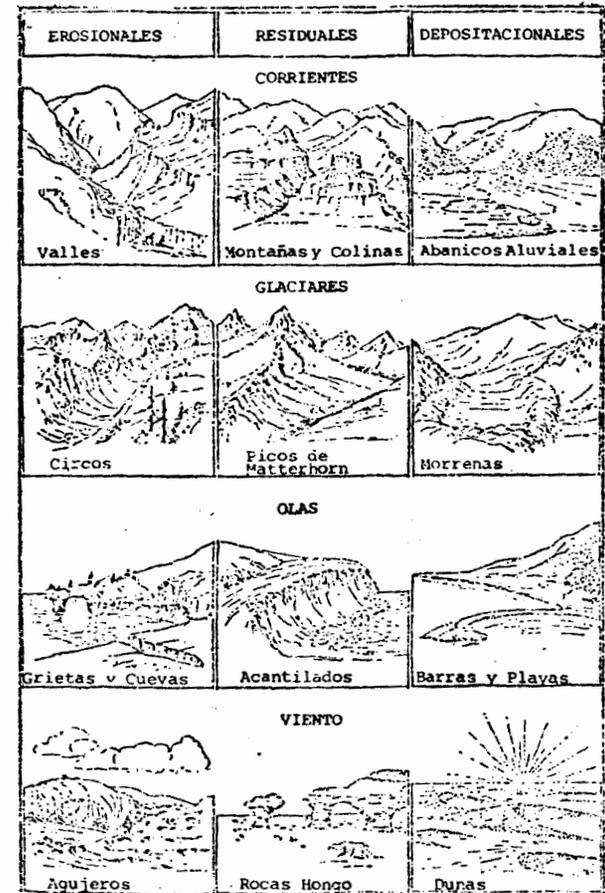


Figura 3.2 CARACTERISTICAS DEL RELIEVE PRODUCIDAS POR PROCESOS GEOLOGICOS EXOGENICOS.

Un conocimiento de las diversas formas que esos procesos dejen, nos ayudarán a comprender las condiciones climatológicas que prevalecen en ciertas áreas.

Los agentes que causan la desintegración de las rocas son el agua, el viento, los cambios de temperatura, los glaciares, el mar, etc.

La descomposición química de las rocas es producida principalmente de la influencia del agua debido a fenómenos de disolución e hidratación. La resistencia de los minerales a la desintegración química depende de su naturaleza química y mineralógica. El mineral más resistente es el cuarzo y esa es la razón por la que las arenas cuarzosas son las más abundantes.

El mismo agente que causa la destrucción de las rocas, produce también su transferencia desde áreas de potenciales gravimétricos altos a bajos lo que origina su depositación y sedimentación.

La fuente de material, el agente de transporte y la forma de depositación, decidirá la naturaleza de las rocas y permite hacer una clasificación de ellas.

Aún cuando las rocas sedimentarias constituyen solo el 5% de la corteza terrestre, el 90% de los acuíferos se encuentran en ellas.

Las rocas ígneas son menos favorables desde el punto de vista hidrogeológico - pero aún así, en grandes regiones ellas forman la única roca fuente, por lo que hay que saber acerca de ellas, para poder determinar la existencia del agua subterránea.

De acuerdo a la textura de los cristales de las rocas ígneas, las rocas de grano grueso son extrusivas o plutónicas y las de grano fino son intrusivas o volcánicas, jugando un papel muy importante el tiempo de enfriamiento.

Las rocas metamórficas forman un grupo que es más o menos negativo desde el punto de vista hidrogeológico; sin embargo, mediante el conocimiento profundo de los diferentes fenómenos que hayan sucedido en una cierta región, es posible encontrar agua en este tipo de rocas.

3.1 Hidroestratigrafía

La estratigrafía o secuencia de las rocas, depende de los cambios en la forma de depositación.

De acuerdo al principio de uniformitarismo el cual expresa que el presente es la llave del pasado, se puede deducir mediante el tipo y secuencia de rocas que encontramos actualmente, la forma de depositación que tuvo lugar en la antigüedad. Si conocemos el tipo de depositación, podemos reconstruir la distribución de los estratos en el subsuelo y de acuerdo a ello, construir el modelo subsuperficial.

Medios Continentales

Abanicos aluviales.

A lo largo del pie de las montañas en las zonas áridas en donde existen corrientes torrenciales, el relieve abrupto, muestra superficies de falla en donde el tamaño del grano varía fuertemente el cual normalmente decrece paulatinamente a medida que se aleja de las zonas altas.

En las regiones húmedas a lo largo de fallas escarpadas o pie de montes, los estratos se encuentran mezclados con rocas intemperizadas y suelos.

En algunas áreas en donde ocurrió algún cambio brusco de clima, puede presentarse alteración en la secuencia de depositación.

Depósitos de planicie de inundación.

Estos depósitos difieren de lugar a lugar de acuerdo a la naturaleza del material transportado por el río, pero la distribución de los depósitos es más o menos similar debido al cambio del cauce del río como un resultado del taponamiento de su propia corriente.

Por medio de aerofotografía se pueden detectar los canales abandonados en forma de herradura y en una sección transversal aparecerán lentes de material cuarzooso.

Medios Desérticos

Desde un punto de vista de depósito geomorfológico; el desierto es bastante diferente y en muchos casos constituyen áreas de drenaje interno (cuencas cerradas).

En los desiertos con morfología relativamente joven, se puede ver las montañas, el abanico o bajadas y el bolson. La bajada se forma con abanicos aluviales.

En los bolsones poco profundos temporalmente se forman lagos y pantanos salinos.

En los desiertos de relieve maduro como el Sahara o Australia Central, la deposición por el viento juega el papel más importante, encontrándose grandes áreas cubiertas por dunas cuyo origen proviene de antiguas areniscas.

3.2 El Subsuelo como un Modelo Hidrogeológico.

Uno de los principales objetivos del estudio geológico de una región es lograr un modelo tridimensional del subsuelo; esto significa el entendimiento de la distribución de los diferentes tipos de roca, tanto horizontal como verticalmente.

El propósito de un estudio hidrogeológico es determinar que partes de este modelo tridimensional se encuentran saturados de agua y entender los factores geológicos que decidieron la distribución de estos cuerpos y obtener la geometría de las superficies de las zonas saturadas o su potencial equivalente de acuerdo a las deducciones que en cuanto a dirección y cantidad de flujo se puedan inferir.

Mientras que un modelo geológico es estático, excepto en áreas tectónicamente activas, ya que se considera que la distribución espacial de las diferentes unidades de rocas en el subsuelo permanecen constantes (al menos durante el tiempo del estudio), el modelo hidrogeológico tiene que considerarse como dinámico ya que cada partícula de agua se encuentra en movimiento y es de esperarse que cambie su lugar en relación a las partículas de roca que se hallan a su alrededor, así como de acuerdo a la geometría y localización dentro de la superficie de la zona saturada, cambiando como una función del tiempo.

Al incluir la dimensión del tiempo dentro del modelo hidrogeológico habrá que considerarlo como un modelo de cuatro dimensiones.

Existen casos especiales de modelos en los que el agua no se encuentra en movimiento, por lo que el interés en ellos desde un punto de vista hidrogeológico es limitado, o en el mejor de los casos, al hidrogeólogo le gustaría conocer el comportamiento de dichos cuerpos de agua estables bajo influencias artificiales que indujeran movimiento dentro de ellos.

Además del interés en la distribución y cambios en la localización de las partículas de agua, la investigación hidrogeológica esta también interesada en la calidad química del agua como parte constituyente del modelo. Esta calidad, cuantitativamente expresada, puede considerarse como una dimensión adicional en el modelo hidrogeológico.

La ocurrencia y movimiento del agua a través de las formaciones geológicas del subsuelo depende de los siguientes factores:

- a) Clima actual, reciente o pasado.
- b) Naturaleza de las rocas que conforman la región.
- c) Estratigrafía o sea la secuencia y distribución de los diferentes tipos de roca.
- d) Estructura geológica o sea la ubicación espacial de los diferentes unidades estratigráficas.
- e) Topografía o morfología de la superficie en la región.

3.3 Rocas como medio de transmisión del agua.

Para los geólogos, su principal interés está en el material que constituye a las rocas, en tanto que a los hidrogeólogos su atención se centra en los espacios vacíos que existan o no entre las partículas que componen la roca.

El tamaño, interconexión y distribución de los espacios vacíos esta determinado en forma primaria por la naturaleza del material rocoso o la litología de la roca.

El tamaño de los espacios entre las partículas de roca puede considerarse desde dos puntos de vista:

a) El total de espacios vacíos (super molecular) que existen dentro de un volumen dado de roca o en otras palabras la proporción volumétrica entre material de roca y aire o agua en un cierto volumen de roca; tal proporción puede definirse en porcentaje y se llama porosidad de la roca.

b) La magnitud de los diferentes espacios abiertos.

Este punto de vista toma en consideración que no todos los espacios abiertos en la roca pueden transmitir agua, ya que también las pequeñas aberturas atraen las partículas de agua mediante fuerzas intra-moleculares. La magnitud de las aberturas puede variar considerablemente siendo difícil, si no imposible representarla numéricamente, por lo que los hidrogeólogos enuncian esta magnitud como la facultad de una cierta área de roca de transmitir agua. Tal enunciación excluye también los espacios no interconectados dentro de la roca.

Cuando el enunciado anterior se define en términos de una cantidad de agua que pasa por una unidad de área, bajo un gradiente hidráulico unitario, se conoce como la permeabilidad de la roca y si se define en términos de la cantidad de agua que pasa por una sección de ancho unitario y todo el espesor saturado de un acuífero, se conoce como la transmisibilidad de la roca.

La relación física entre el agua en los espacios abiertos puede definirse de acuerdo al tipo de energía por medio de la cual es posible extraer el agua. La energía que se considera es aquella relacionada con el campo de gravedad de la tierra y rangos más altos de energía (centrífuga, calor, etc), no interesan en este capítulo de la hidrogeología.

De acuerdo a esto el volumen de agua en relación al volumen de roca, el cual puede extraerse por fuerzas gravitacionales, puede definirse como la porosidad efectiva de la roca.

3.4 Acuíferos, acuicludos, acuitardos.

Las rocas permeables y porosas que permiten la transmisión y almacenamiento del agua se consideran como acuíferos, las rocas semipermeables como acuicludos y aquellos en que los poros permiten que el agua atraviese muy lentamente se consideran acuitardos. En el caso del agua la definición de una roca como acuífero o acuitardo dependerá de las condiciones locales dentro del área de estudio.

- Acuíferos y acuicludos de carácter primario y secundario.

La propiedad de una roca de transmitir agua o no, puede deberse a poros formados simultáneamente con la roca durante su proceso de formación o bien a procesos secundarios que la roca ha sufrido después de su consolidación, tales como fisuramiento, disolución, intemperismo, metamorfismo, etc. Las rocas que adquieren sus propiedades acuíferas durante su formación pueden definirse como acuíferos primarios (o acuicludos cuando no), en tanto que aquellos que las adquieren debido a procesos secundarios se consideran como acuíferos o acuicludos secundarios.

La distinción entre los tipos de formación de poros es importante tanto para conocer la geometría de los poros y su distribución, como para saber la ocasión que haya habido para el desarrollo de acuíferos o acuícludos como un resultado de los procesos geológicos que en una cierta región se hayan producido (TABLA 3.1).

- Acuíferos primarios-rocas clásticas

Los acuíferos primarios más abundantes son aquellos que están compuestos por rocas clásticas, también conocidos como detritos fragmentados o depósitos granulares. Este tipo de rocas consisten predominantemente de los fragmentos sólidos formados por el desgaste de rocas pre-existente y son, por supuesto, de origen sedimentario.

Estas rocas en su estado primario son sueltas y no consolidadas y los poros que tienen entre las partículas de roca dependen del tamaño, forma y acomodo de las partículas. Procesos secundarios producen cambios en sus propiedades acuíferas.

El tamaño de las partículas que componen las rocas, difieren de una a otra, -- existiendo diferentes sistemas de nomenclatura basados en límites de tamaño de partículas arbitrarios.

La mayoría de las rocas clásticas contienen partículas de diferentes tamaños, pudiendo clasificarse de acuerdo al grado de mezcla que haya entre ellas.

La forma más común de clasificar este tipo de rocas es mediante porcentajes que pueden vaciarse en una curva acumulativa.

TIPO DE ROCAS	POROSIDAD		RANGO DE PERMEABILIDAD (cm./s)						RENDIMIENTO			UNIDAD HIDROGEOLOGICA
	Primaria %	Secundaria (Fracturas)	10 ²	10 ⁰	10 ⁻²	10 ⁻⁴	10 ⁻⁶	10 ⁻⁸	ALTO	MEDIO	BAJO	
SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS												
Grava	30-40		_____						_____			Acuífero
Arena gruesa	30-40		_____						_____			Acuífero
Arena media a fina	30-35		_____						_____			Acuífero
Limo	40-50	Ocasional	_____						_____			Acuícludo
Arcilla	45-55	Rara	_____						_____			Acuícludo
SEDIMENTOS CONSOLIDADOS												
Caliza, Dolomia	1-50	juntas por solución	_____						_____			Acuífero o Acuífugo
Arenisca media o gruesa	< 20	juntas y fracturas	_____						_____			Acuífero o Acuícludo
Arenisca fina y limolita	< 10	juntas, frac- turas	_____						_____			Acuífugo o Acuífero
lutita y lomolita fina	-	juntas, frac- turas	_____						_____			Acuífugo o Acuífero
ROCAS VOLCANICAS												
Basalto	-	juntas, frac- turas	_____						_____			Acuífero o Acuífugo
Riolita	-		_____						_____			Acuífugo o Acuífero
ROCAS CRISTALINAS												
Plutonicas		juntas, intem- perismo, frac- turas	_____						_____			Acuífugo o Acuífero
Metamórficas			_____						_____			Acuífero

TABLA 3.1 Clasificación de las rocas en relación con sus propiedades hidrológicas.

La forma de las partículas está definida por su redondez la cual es función -- del desgaste de los extremos, debido a la acción de agentes externos tales como el viento y el agua.

En términos generales puede establecerse que la permeabilidad de ciertas rocas clásticas, aumenta al mejorar su clasificación granulométrica; la esfericidad reduce la permeabilidad al aumentar el tamaño de los poros, ya que al existir mayores huecos, partículas más finas quedan atrapadas entre ellos. Un material cuarzoso bien clasificado tendrá alta permeabilidad.

- Acufferos primarios-Rocas clásticas de grano grueso-Ruditas

Estas rocas también se conocen como sedimentos rudaceos o ruditas según su mayor o menor grado de consolidación.

En lo que se refiere a su tamaño, los términos boleos, guijarros o gravas se usan cuando se encuentran sueltos y se denominan conglomerado cuando se presentan consolidados o brechas cuando está formada de partículas angulares y consolidada.

La mayoría de las ruditas se depositan en la vecindad de la roca madre, siendo de forma angular y mal clasificadas, pudiendo constituir brecha de talud que son los pedazos gruesos que caen por la pendiente de los escarpes por gravedad o gravas de pie de monte y conglomerados que se extienden sobre las laderas en frente de las cadenas montañosas.

Las brechas de talud y las gravas de pie de monte tienen mala clasificación y el tamaño promedio de las partículas es grande y con alta permeabilidad.

La distribución y clasificación de los depósitos de grava a lo largo de los cauces de los ríos depende de las condiciones locales por lo que su permeabilidad difiere de un lado a otro inclusive en distancias cortas.

La brecha de playa y calcarea aunque es gruesa, frecuentemente puede llegar a cementarse y perder su permeabilidad primaria.

Las gravas marinas y los conglomerados difieren también en su tamaño, forma y clasificación de acuerdo al medio de depositación.

- Acuíferos Primarios, Clásticos de grano medio a fino-Depósitos arenosos, arenitas, arenas y areniscas.

Estos tipos de depósitos son en la mayoría de los casos un producto de transporte largo en tiempo y distancia, principalmente por agua o viento. El cuarzo es el más común y característico de los depósitos arenosos. Muchas arenas consisten casi totalmente de cuarzo, pero frecuentemente también se presentan proporciones apreciables de feldespato y mica.

Los depósitos pueden ser muy variados en composición mineral según el tipo de la roca madre de la que se derivaron, pero si se exponen a una transportación larga y repetida, los minerales menos estables desaparecen gradualmente, permaneciendo una alta concentración de granos de cuarzo. Junto con el cuarzo una pequeña cantidad de minerales durables pueden persistir.

De acuerdo al tipo de permanencia de los minerales de diferente durabilidad, - la historia y forma de depositación de los materiales pueden investigarse.

El tamaño, forma y clasificación de los granos de arena difieren de acuerdo a la historia, modo de transporte y tipo de depositación, cambiando con ello las propiedades de los depósitos en cuanto a la constitución de acuíferos.

Los tres principales agentes de transporte son el viento, agua y el hielo.

3.5 Aspectos estructurales que influyen en la ocurrencia del agua subterránea

La construcción del modelo tridimensional no indica solamente la correlación estratigráfica, ya que además proporciona una secuencia regional. Esto ayuda para que junto con el mapa geológico se obtenga una idea del patrón estructural de la región, es decir, el establecimiento del origen de las capas producidas por procesos tectónicos, erosivos y de depositación.

El patrón estructural tiene un gran significado para conocer el régimen hidrogeológico de una cierta región ya que influye en la dirección del flujo subterráneo y superficial del agua, además de establecer los límites y/o fronteras respectivos.

El estudio de la estructura geológica se realiza analizando la secuencia litológica y observando aquellas porciones a donde exista una falta de continuidad entre las unidades de roca que están en contacto. Estos requerimientos en la secuencia pueden ser de origen tectónico y no-tectónico.

Dentro de las discontinuidades no-tectónicas que influyen en el comportamiento hidrogeológico de una región se tienen las discordancias. Entre las principales encontramos la "discordancia angular" que es aquella marcada por la divergencia angular entre las rocas más antiguas y las más jóvenes,

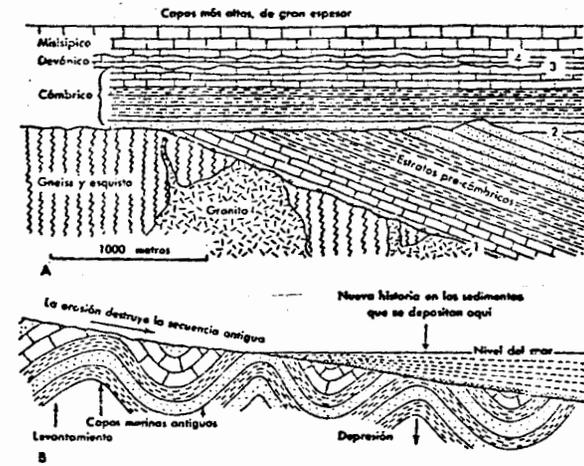
la "discordancia paralela" que se establece por la falta de continuidad (litológica y/o faunística) entre capas esencialmente paralelas y la "disconformidad" o discordancia que no está marcada por divergencia angular entre los dos grupos de rocas en contacto.

Cada discordancia da testimonio de un "intervalo perdido" en la secuencia geológica de la localidad. La evidencia decisiva para el reconocimiento de cualquier discordancia es de dos clases: la ausencia larga o corta de cualquier registro de una parte del tiempo geológico y la presencia de una superficie de erosión sepultada. En la Fig. 3.3 se ilustran estas discontinuidades y se explica brevemente su significado.

Las principales discontinuidades de origen tectónico que se presentan en una secuencia geológica y que influyen en la hidrogeología de la región están dadas principalmente por fallas y plegamientos.

Fallas.- Son deslizamientos o movimientos de las rocas a lo largo de una fractura. Una falla es el plano o superficie a lo largo del cual el movimiento se lleva a cabo. Las fallas pueden resultar de la acción de esfuerzos compresivos, dando lugar a fallas inversas de empuje donde una masa de roca ha cabalgado sobre otra. Otro tipo de fallas son resultado de la acción de fuerzas de tensión, originando la caída de grandes bloques (Grabens) con respecto a otros (Horst).

Plegamientos.- Son el producto de esfuerzos compresivos que producen montañas. Los pliegues son arcos pronunciados en una capa de roca: un pliegue hacia arriba en forma de arco es un anticlinal; un pliegue hacia abajo en forma de artesa es un sinclinal.



Significado de las discordancias. A. La secuencia sedimentaria del Gran Cañón tiene grandes lagunas. Las discordancias angulares indicadas en (1) y (2) representan movimientos crustales de grandes proporciones seguidos por largos intervalos de erosión. Las superficies de erosión indicadas en (3) y (4), casi paralelas a las capas sedimentarias, indican amplio cambio hacia arriba seguido por erosión y renovación de deposición. B. En tanto que la erosión destruye o evita la formación de una secuencia en algunas áreas, los sedimentos contribuyen a formar una nueva historia, un registro nuevo, en cualquier otra parte.

Fig. 3.3 Discontinuidades no-tectónicas (tomada de "Geología Física" Longwell y Flint, 1971).

En las Figs. 3.4 y 3.5, se ilustran los principales tipos de discontinuidades en una secuencia geológica y su efecto sobre la hidrogeología de la región respectiva.

En todas las investigaciones del agua subterránea debe reconocerse que el material poroso del subsuelo ha sido formado de una manera heterogénea. Esto se aplica en las áreas de todo tipo de roca, cualquiera que sea su configuración geográfica (planicies, valles, cuencas o montañas). La estructura irregular de los cuerpos geológicos influye en la aplicación de principios de la hidráulica del agua subterránea. Los conceptos de modelos geométricos simples, comúnmente usados en algunas interpretaciones, como en el caso de las pruebas de bombeo, pueden no representar las condiciones naturales, requiriéndose a menudo modelos que efectivamente representen al sistema adecuadamente. Para definir los límites dentro de los cuales estas representaciones pueden ser aplicadas, es necesario conocer las condiciones estructurales en cada una de las investigaciones del agua subterránea. La distribución superficial, espesor y profundidad de los cuerpos y/o unidades acuíferas, acucludos y/o acuífugos debe de ser determinada por medio de mapas y secciones geológicas construidas para representar los diferentes aspectos.

Un mapa estructural basado sobre la posición absoluta de la cima de una -- cierta capa nos indica la naturaleza de la estructura geológica. El cambio en el espesor de las capas puede representarse en un mapa de isopacas y las variaciones laterales litológicas puede expresarse en un mapa de facies.

Desde un punto de vista hidrogeológico es posible obtener una serie de mapas que explicarán la distribución y espesor de los acuíferos, estos mapas serían:

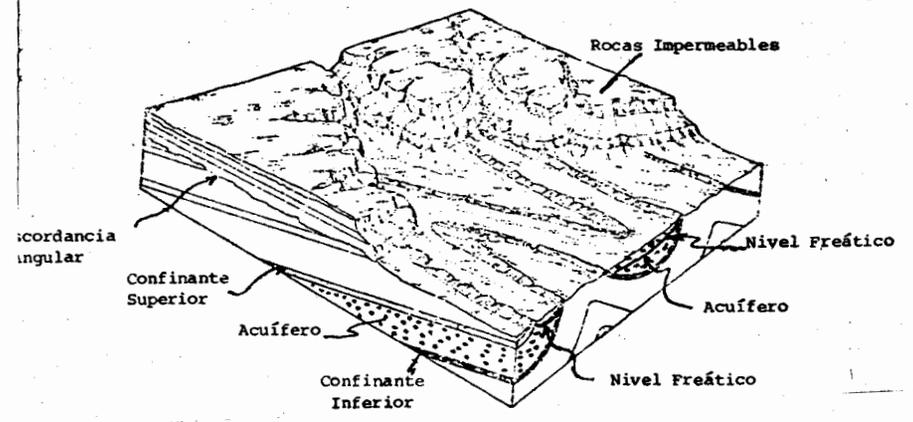


Fig. 3.4 Efecto hidrogeológico de las discontinuidades no-tectónicas

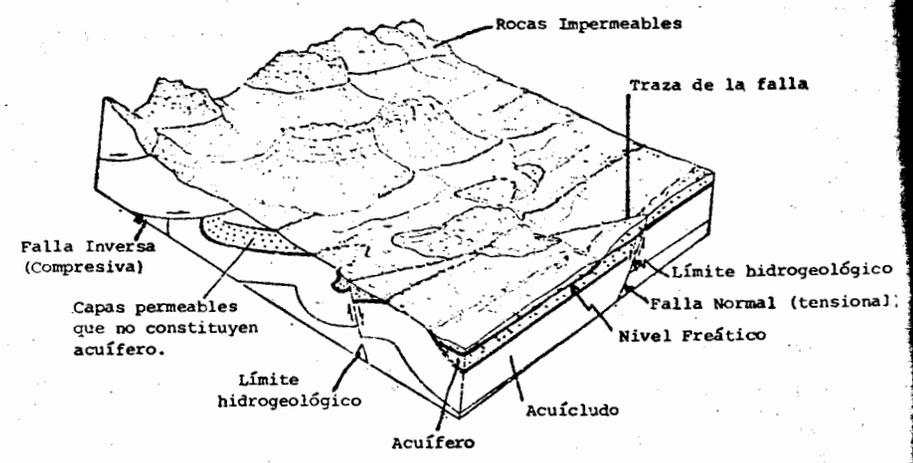


Fig. 3.5 Efecto hidrogeológico de las discontinuidades tectónicas

- 1.- Mapa de Afloramientos. Este mapa junto con el de isoyetas nos darán las áreas de recarga del acuífero.
- 2.- Mapa estructural. Nos indica la absoluta altitud de la base del acuífero.
- 3.- Mapa de isopacas. Indica el espesor del acuífero.
- 4.- Mapa litológico. Proporciona los cambios de litología de ciertas capas.
- 5.- Mapas de permeabilidades y transmisividades.

Mapas del Nivel Freático

Después de que el agua penetra en el subsuelo, se acumula en un material ubicado sobre una capa impermeable y cambia su dirección de flujo a una casi horizontal. Si el nivel del agua no se encuentra separado por algún cuerpo entre él y el aire, se le denomina nivel freático Fig. 3.6. Si este, está separado y la carga del nivel del agua se encuentra por encima del piso del acuífero, se denomina nivel piezométrico y al plano que contiene el mismo valor de carga se le conocerá como superficie piezométrica.

Las características geométricas del nivel freático están dadas por los siguientes factores:

- 1) La relación topográfica entre el área de recarga y descarga tomando como base la distancia entre ellas y la diferencia de altitud.
- 2) Estructura geológica.
- 3) Transmisibilidad y/o permeabilidad.
- 4) Rangos de recarga y descarga.

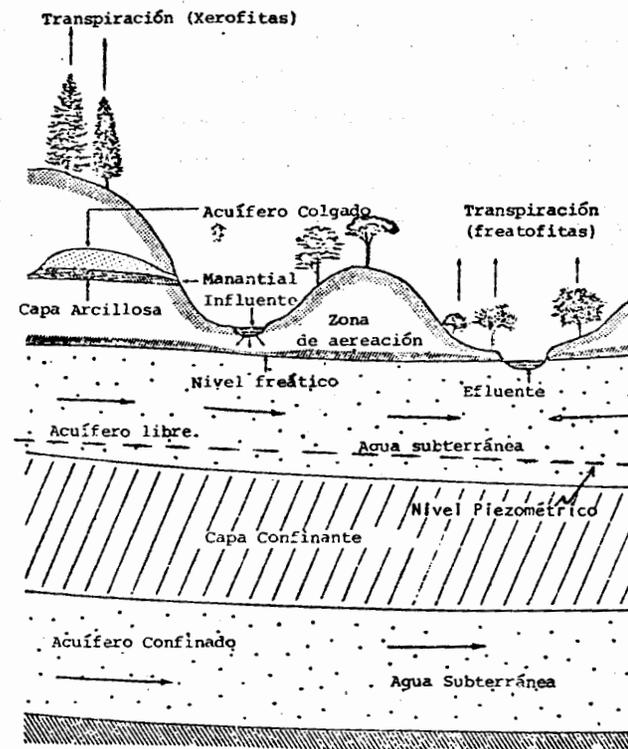


Fig. 3.6 Sección esquemática mostrando la ocurrencia del agua subterránea. (Tomada de "Ground Water Studies", Brown, Konoplyantsev, Ineson y Kovalestay, 1972).

La superficie del nivel freático se obtiene trazando mediante interpolación los valores de la profundidad del nivel freático tomados de las lecturas en los pozos y referidas a un nivel base (nivel del mar), de donde resulta un plano de elevaciones del nivel freático (estático). La dirección del flujo se determina principalmente por la relación geográfica entre el área de recarga y descarga, por lo que el gradiente hidráulico, así como la transmisibilidad, están directamente relacionados con la cantidad de agua que pasa a través del acuífero, definiéndose esta última como el producto del coeficiente de permeabilidad por el espesor saturado del acuífero.

De esta manera, si en una cierta región observamos una variación del nivel freático podemos establecer un cambio en la litología o en el espesor del acuífero o un cambio en la cantidad de agua producido por una adición o disminución de ésta.

En áreas donde no exista adición o disminución, el acuífero es confinado y el cambio es abrupto y se consideraría ~~sele~~ un cambio en la permeabilidad y/o espesor del acuífero afectando a la transmisibilidad.

Solamente en un acuífero en que la velocidad del agua sea uniforme es posible hablar de una superficie no curva; mientras que en la naturaleza, dadas las variaciones que ésta generalmente presenta, el plano y su sección son parabólicas o elípticas.

De las condiciones anteriormente expuestas, en diferentes estructuras geológicas se tendrán diferentes posiciones del nivel freático, esto estará establecido por:

a. Espesor del acuífero, y profundidad del acuífero.

En caso que se tenga una capa intermedia impermeable entre la cima y la base del acuífero se establecerá un acuífero colgado. Fig. 3.7.

b. Topografía y su relación con zonas de descarga y recarga.

c. Clima. En las áreas más húmedas hay más posibilidad de un nivel freático alto (somero).

d. Existencia de fuentes de recarga como corrientes influentes, o bien, corrientes efluentes alimentadas por aguas subterráneas. Fig. 3.8.

e. Estructuras geológicas.

i) Plegamientos: anticlinales y sinclinales.

Ya que existen capas expuestas en el centro de los anticlinales, se tendrá el agua en la misma dirección de las líneas estructurales, pudiendo se hablar de un flujo dividido. Fig. 3.9.

ii) Fallas

En las fallas, principalmente normales, se presentan cambios en el gradiente debido a los cambios en la litología de las rocas. Si la zona de falla es altamente permeable, el gradiente descenderá en la zona de falla y viceversa. Figs. 3.10 y 3.11.

Las fallas pueden causar levantamientos del nivel freático por adición de agua de acuíferos confinados y algunas veces escalonamientos de acuíferos colgados. Fig. 3.12.

Desde un punto de vista hidrogeológico, del desarrollo de fallas en -

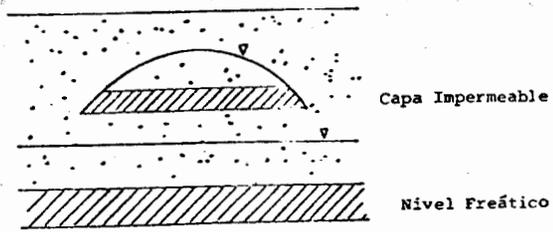


Fig. 3.7 Acuífero Colgado.

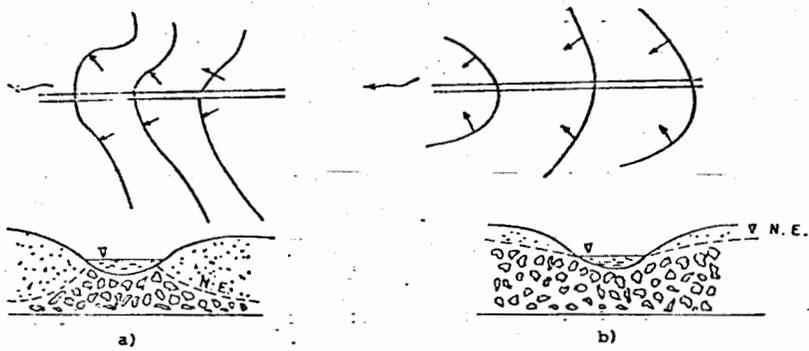


Fig. 3.8 Corriente influente (a) y corriente efluente (b)

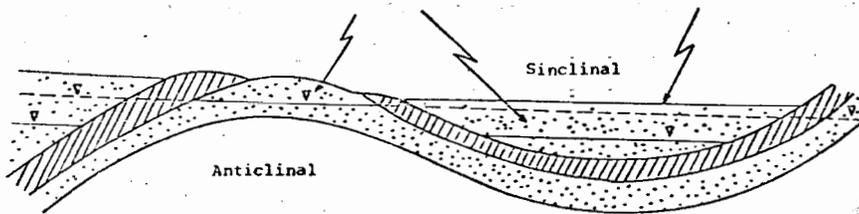


Fig. 3.9 Plegamientos

Áreas sometidas a esfuerzos de compresión, comúnmente resultan zonas restrictivas de reducida permeabilidad; por el contrario, las áreas sometidas a esfuerzos de tensión, producen fracturas y aberturas por donde el agua puede moverse.

Las fallas, al provocar el desplazamiento de formaciones permeables y poner en contacto estas con otras impermeables, pueden llegar a definirse como límites de acuíferos. En muchos lugares el flujo es vertido a la superficie por medio de la falla dando lugar a un manantial. En otros lugares las fallas constituyen una barrera al movimiento.

Acuíferos Karsticos

En las regiones donde aflora la caliza extendiéndose a gran profundidad, la infiltración del agua de lluvia y el movimiento subterráneo de aguas ricas en bióxido de carbono provee oportunidades de disolver el carbonato de calcio de la roca incrementando el espacio poroso y la permeabilidad. La última etapa del desarrollo de terrenos calizos es una región kárstica, en la cual la mayoría del drenaje es subterráneo y en donde la caliza almacena el agua en gran cantidad. Las expresiones comunes de estas regiones son cavernas, resúmeros, corrientes pérdidas, grandes manantiales y estructuras de colapso. Fig. 3.13.

La solubilidad es de principal importancia en el desarrollo de porosidad y permeabilidad secundarias. Las aberturas en fracturas y juntas en este tipo de roca y en otras rocas solubles (dolomía, yeso), pueden ser agrandadas y comunicadas en donde el agua se almacena y circula.

Ninguna roca difiere tanto y tan radicalmente con respecto a su producción

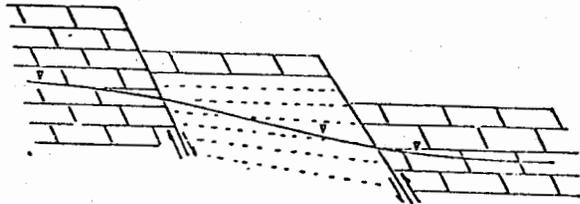


Fig. 3.10 Falla Normal

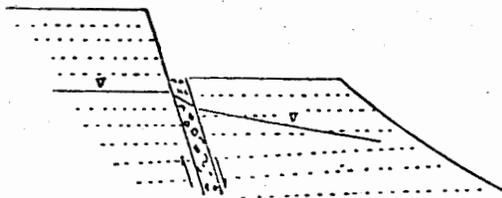


Fig. 3.11 Zona de falla altamente permeable

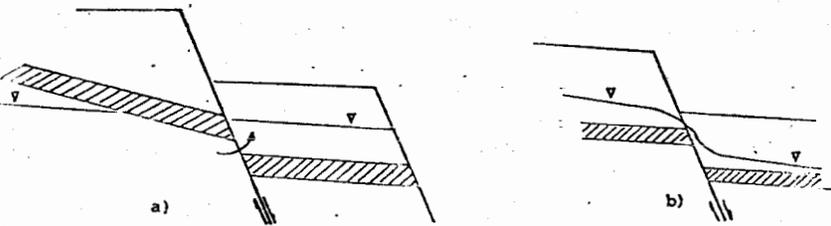
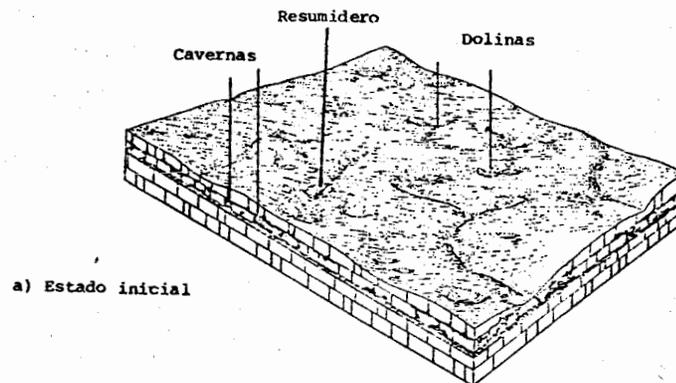
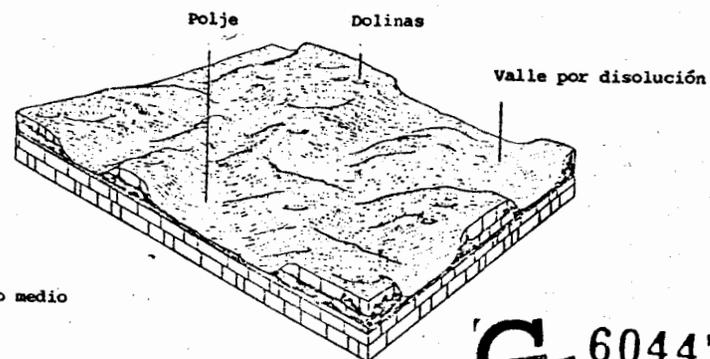


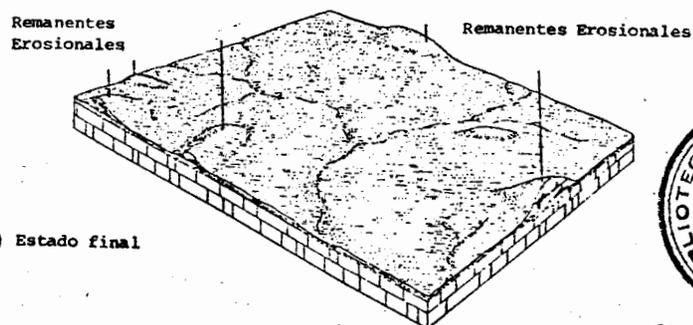
Fig. 3.12 Acción de las fallas en acuíferos confinados (a) y en acuíferos colgados (b).



a) Estado inicial



b) Estado medio



c) Estado final

G-604477



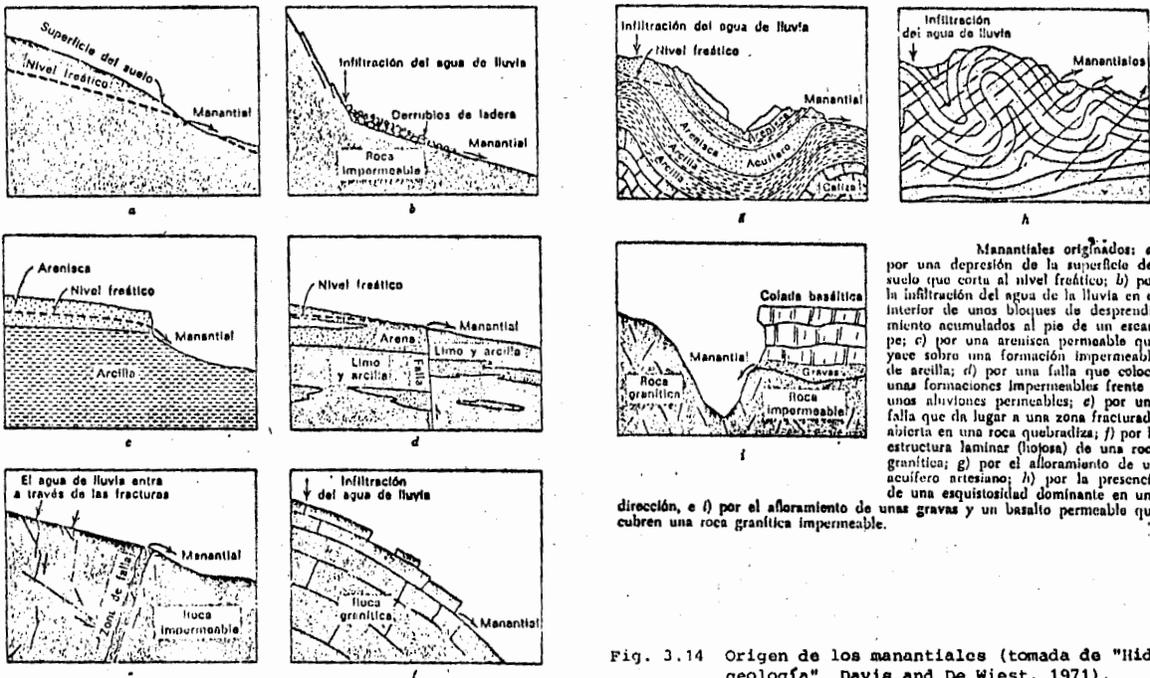
FACULTAD DE INGENIERIA

Fig. 3.13 Expresiones comunes en terrenos cársticos y evolución del Karst.

de agua como la caliza y rocas afines. Algunas formaciones calcáreas se encuentran entre los mejores acuíferos, otros son virtualmente improductivos, dependiendo del desarrollo de la porosidad y permeabilidad secundarias. Las calizas masivas tienden a ser quebradizas y desarrollan buenos sistemas de juntas cuando son sujetas a esfuerzos compresivos. Estos sistemas de juntas proveen canales para el flujo del agua subterránea que son ensanchados por la acción de la disolución. La solución se lleva a cabo a baja profundidad; sin embargo, a grandes profundidades es posible en condiciones favorables de recarga y descarga.

Manantiales.

Un manantial es el afloramiento de agua cuando se intercepta el nivel freático y la superficie de la tierra. Los manantiales son importantes para el estudio del régimen de flujo ya que proporcionan una idea de la altitud de nivel freático y de la naturaleza del acuífero al observar las cantidades de agua que proporciona, las variaciones de su caudal, salinidad, etc. En la Fig. 3.14 se presenta el origen de diferentes manantiales.



Manantiales originados: a) por una depresión de la superficie del suelo que corta al nivel freático; b) por la infiltración del agua de lluvia en el interior de unos bloques de desprendimiento acumulados al pie de un escarpe; c) por una arenisca permeable que yace sobre una formación impermeable de arcilla; d) por una falla que colocó unas formaciones impermeables frente a unas aluviones permeables; e) por una falla que da lugar a una zona fracturada abierta en una roca quebradiza; f) por la estructura laminar (hojosa) de una roca granítica; g) por el afloramiento de un acuífero artesiano; h) por la presencia de una esquistosidad dominante en una dirección, e f) por el afloramiento de unas gravas y un basalto permeable que cubren una roca granítica impermeable.

Fig. 3.14 Origen de los manantiales (tomada de "Hidrogeología" Davis and De Wiest, 1971).

4. GEOQUIMICA DEL AGUA O HIDROGEOQUIMICA

Dada la demanda de agua originada por cualquier asentamiento humano o plan de desarrollo, da lugar a que el agua subterránea se utilice para usos doméstico, industrial y abastecimiento de agua potable, debido a que posee algunas ventajas sobre el agua superficial tales como: una distribución más amplia sobre la superficie de la tierra, un volumen almacenado considerablemente superior, disponibilidad menos afectada por variaciones en la precipitación, menores pérdidas por evaporación, se encuentra menos expuesta a la contaminación y tiene una temperatura prácticamente constante.

Para conocer la calidad del agua y determinar cualitativamente el comportamiento de los acuíferos en un estudio geohidrológico se incluye como parte integrante la geoquímica del agua o hidrogeoquímica.

Se puede definir a la geoquímica como la ciencia que estudia el comportamiento de los diferentes elementos químicos, su distribución, combinaciones entre sí y sus migraciones en el ámbito de la corteza terrestre.

La hidrogeoquímica se limita al estudio de los aspectos geoquímicos del agua en sí, y al de las relaciones existentes entre ésta y las rocas de la corteza terrestre.

El estudio hidrogeoquímico es necesario ya que la disponibilidad del agua, no solo depende del volumen almacenado en el acuífero, sino de la calidad de la misma en función con el uso al que pretende destinársele, luego es necesario conocer la distribución espacial de los diferentes tipos y calidades del agua

que se encuentra almacenada en los acuíferos; paralelamente es posible en ocasiones conocer el funcionamiento geohidrológico de la zona en estudio.

El presente capítulo tiene como finalidad presentar los aspectos fundamentales y los métodos de interpretación más utilizados en la realización de un estudio geoquímico del agua subterránea.

4.1 Generalidades

El agua químicamente pura no existe en la naturaleza, su carácter disolvente la capacita para actuar sobre gases, sólidos y líquidos; por lo que toda el agua, no importa su estado ni la fuente de la cual proceda, se encuentra cargada en mayor o menor grado de sustancias en solución, generalmente gases y sales.

El agua de lluvia tiene una composición química compleja, que varía de lugar a lugar, así como de lluvia a lluvia y de estación a estación en el mismo lugar; contiene algunos constituyentes de origen local, y algunos de otras partes que han sido transportados en los vientos. Los constituyentes químicos son continuamente adicionados a cualquier área, de la corteza terrestre, siendo parte de la intemperización química del medio ambiente. El agua de lluvia al precipitarse, lleva consigo sales disueltas en concentraciones bajas, al tener contacto con el suelo, inicia de inmediato su acción disolvente y de intercambio iónico, procesos en los cuales aumenta su contenido de sales, es en el suelo donde el agua adquiere su carácter geoquímico a medida que se infiltra a las capas inferiores y circula por los man-

tos acuíferos, entrará en contacto con las rocas, disolviéndolas y produciendo cambios en su composición. Por consiguiente, el comportamiento químico del agua dependerá de la solubilidad y la composición de las rocas por las que circula, así como de los factores que afectan la solubilidad, tales como: La previa composición química del agua, el tiempo y área de contacto del agua con las formaciones, las temperaturas del agua y las rocas, la longitud del recorrido, las velocidades de circulación a través de las distintas formaciones.

La diversidad de factores que intervienen en los cambios químicos de la composición del agua, aunado a la imposibilidad actual de cuantificarlos, da lugar a que los estudios de hidrogeoquímica, sean de tipo cualitativo. Sin embargo, su utilidad está fuera de duda ya que con las limitaciones inherentes y salvo contadas excepciones, en general, dicho estudio nos proporciona o permite observar: La calidad y distribución del agua, direcciones generales de flujo, zonas de recarga, cambios de permeabilidad, origen del agua (meteórica, magmática, etc.), fenómenos de intrusión salina y probable tipo de rocas a través de las cuales circula el agua.

Un estudio hidrogeoquímico consiste en la toma de muestras de agua de diversas fuentes (pozos, norias, manantiales), escogidas previamente para su análisis químico, con el fin de conocer primeramente la distribución de calidades y posteriormente observar los cambios que ocurran tanto en el espacio como en el tiempo; en muchos casos es posible relacionar los cambios con las condiciones climatológicas, el funcionamiento geohidrológico, los resultados de un estudio geofísico, etc.

4.2 Principales procesos hidrogeoquímicos

Existen diversos procesos naturales que deben tomarse en cuenta en un estudio hidrogeoquímico; dichos procesos han sido resumidos por Hanshaw y Back, 1965 y son los siguientes:

- a) El viento sobre los océanos lleva tierra adentro: sodio, cloruros y otras sustancias.
- b) El agua al condensarse disuelve nitrógeno, oxígeno y bióxido de carbono de la atmósfera, elementos que llegan al suelo cuando llueve o nieva.
- c) El agua que se infiltra a través de suelos ricos en materia orgánica, disuelve cantidades adicionales de bióxido de carbono (CO_2).
- d) Disuelve minerales y libera aniones y cationes.
- e) Oxida minerales sulfurosos para proveer sulfatos y algunos otros constituyentes.
- f) Los cationes en solución son intercambiados con los existentes en suelos y rocas.
- g) Los sulfatos en solución son reducidos bacteriológicamente formándose CO_2 .
- h) Cuando determinadas sales alcanzan la sobresaturación, se precipitan minerales.
- i) Por evaporación y evapotranspiración el agua retorna a la atmósfera, dejando productos químicos, otra parte regresa al océano como escurrimiento superficial o por descarga subterránea, arrastrando en ambos casos, sólidos disueltos y posiblemente materia en suspensión.

4.3 Muestreo

La mayor parte de los materiales con que se trabaja en hidrogeoquímica, son -

heterogéneos y anisótropos, por lo que, diferencias considerables en la composición química del agua, pueden encontrarse tanto vertical como horizon--talmente en los almacenamientos de agua subterránea; así, aún cuando existe una tendencia general hacia la asociación o mezcla, el agua puede estar - afectada por incrementos localizados de determinados iones. Luego la obtención de muestras representativas dependerá grandemente de la técnica de - muestreo.

Los principales factores a considerar en un programa de muestreo de agua - para análisis químico, exceptuando limitaciones de carácter administrativo son los siguientes:

1. Importancia y calidad del estudio
2. Complejidad hidrogeológica del área
3. Extensión superficial
4. Cantidad y calidad de datos de este tipo disponibles
5. Zonas en las cuales se conoce la existencia de agua de mala calidad o en las que se considera probable que así ocurra.
6. Número probable de acuíferos de acuerdo con los cortes litológicos de los aprovechamientos con que se cuente.
7. Número de pozos disponibles con características constructivas y de - operación conocidas.
8. Resultados de las medidas de resistividad obtenidas en el campo durante el levantamiento del censo de aprovechamientos subterráneos.
9. Cantidad de trabajo de laboratorio.
10. Condiciones locales de la zona.

11. Tipo y distribución de los aprovechamientos.
12. Interrelación entre aguas superficiales y subterráneas.
13. Distribución de los volúmenes de bombeo.

Con respecto a cada muestra individual es necesario sea obtenida con los siguientes cuidados:

- a) El material del recipiente donde se colectará la muestra, deberá ser de vidrio o polietileno.
- b) El volumen de la muestra deberá ser suficiente para un análisis químico completo, entre 1 y 2 litros.
- c) El frasco deberá enjuagarse con agua de la fuente a muestrear, dos o tres veces antes de proceder al muestreo.
- d) La botella se deberá llenar completamente para evitar la gasificación que puede alterar la composición química de la muestra.
- e) Cuando la fuente a muestrear sea un pozo de bombeo equipado, es necesario que el tiempo transcurrido entre la toma de la muestra y el inicio del bombeo sea por lo menos de dos horas.
- f) Las fuentes de muestreo deberán de numerarse en el campo y localizarse en un plano.
- g) Deben de tomarse en el campo las medidas correspondientes al pH, temperatura del agua y la resistividad.
- h) A cada muestra deberá adherirse una etiqueta como la que se muestra en la figura 4. Con el mayor número posible de los datos anotados en ella.

ZONA: _____	
ESTADO: _____	APROVECHAMIENTO No. _____
MUNICIPIO: _____	FUENTE: _____
POBLACION: _____	PROFUNDIDAD: _____
PREDIO: _____	NIVEL DEL AGUA: _____ m
PROFUNDIDAD DE TOMA EN LA MUESTRA _____ m	
PROCEDIMIENTO EMPLEADO: _____	
NOMBRE DEL MUESTREADOR: _____	
CONDUCTIVIDAD: _____	micromhos/cm
TEMPERATURA: _____	°C pH: _____
TURBIA SI ___ NO ___	COLOR SI ___ NO ___
OLOR SI ___ NO ___	SABOR SI ___ NO ___
OBSERVACIONES: _____	

FIGURA No. 4.1

En los renglones de observaciones se debe anotar aspectos tales como: la condición de la fuente muestreada, fecha e intensidad de la última lluvia, color y olor del agua, etc.

Cuando la fuente de muestreo carece de equipo de bombeo, es necesario utilizar aparatos para la toma de las muestras, los cuales una vez colocados a la profundidad deseada, son abiertos dejando que el agua penetre en el envase, una vez llenos, el dispositivo es obturado e izado a la superficie.

Los resultados del muestreo de los diferentes aprovechamientos, deberán ser interpretados en base al conocimiento disponible de las características del aprovechamiento. Si el pozo está construido para admitir agua de los materiales permeables penetrados bajo el nivel freático, el agua de éste nos re

presentará solamente un promedio grueso de la calidad de la misma, disponible a través del espesor de penetración; luego un estudio hidrogeoquímico detallado, requiere el conocimiento de las características constructivas de los aprovechamientos existentes.

Debido a que las masas de agua generalmente se encuentran en movimiento, las muestras colectadas en un punto fijo se encuentran sujetas a diferencias, resultando que aguas de composición diferente circulan por un mismo punto muestreado; puesto que el movimiento de las aguas subterráneas es relativamente lento, los cambios también lo serán y en consecuencia pueden ser usualmente seguidos satisfactoriamente con programas de muestreo estacionales o anuales.

4.4 Iones analizados

Cuando una sal se disuelve en agua, su molécula se disocia en iones electropositivos (cationes) y electronegativos (aniones) de los cuales se requiere conocer su concentración en cada una de las muestras de agua recolectadas. Esto se logra mediante la realización de análisis químicos al agua muestreada. La exhaustividad del análisis dependerá de los usos a que pretenda destinarse el agua.

Los principales iones determinados con relación a un estudio hidrogeoquímico son:

Cationes	Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+
Aniones	SO_4^- , Cl^- , CO_3^- , HCO_3^- , NO_3^-

Los cuales proporcionan al agua la mayor parte de su salinidad. Eventualmente son determinados algunos elementos constitutivos menores dependiendo de las características de la zona; por ejemplo: en una zona minera interesaría determinar los contenidos de fierro, manganeso y cobre; en una zona que presente termalismo, interesa determinar el contenido de boro y litio; en una zona donde existan descargas de aguas negras, interesa determinar los contenidos de nitratos, nitritos y fosfatos. Se acostumbra determinar también la dureza, alcalinidad, sólidos totales disueltos, ph, temperatura y conductividad eléctrica.

Con el fin de fijar ideas en cuanto a los constituyentes de agua, así como de su abundancia en la misma, éstos se presentan en la tabla 4.1

4.5 Formas de expresión de los análisis químicos

Los resultados de los análisis químicos practicados a las muestras de agua, son reportados en las siguientes unidades:

p.p.m.	partes por millón
mg/l	miligramos por litro
meq/l	miliequivalentes por litro
e.p.m.	equivalentes por millón

La primera de las unidades utilizadas relaciona peso con peso. Una parte por millón equivale a una parte en peso de materia disuelta en un millón de partes en peso de agua; esta unidad es independiente del sistema de medidas empleado.

TABLA 4.1

SOLIDOS DISUELTOS EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Constituyentes principales (de 1,0 a 1,000 ppm)

Sodio	Bicarbonato
Calcio	Sulfato
Magnesio	Cloruro
Silice	

Constituyentes secundarios (de 0,01 a 10,0 ppm)

Hierro	Carbonato
Estroncio	Nitrato
Potasio	Fluoruro
Boro	

Constituyentes menores (de 0,0001 a 1,0 ppm)

Antimonio	Plomo
Aluminio	Litio
Arsénico	Manganeso
Bario	Molibdeno
Bromo	Níquel
Cadmio	Fosfato
Cromo	Rubidio
Cobalto	Selenio
Cobre	Titanio
Germanio	Uranio
Yodo	Vanadio
Zinc	

Constituyentes traza (generalmente en cantidades inferiores a 0,001 ppm)

Berilio	Rutenio
Bismuto	Escandio
Cerio	Plata
Cesio	Talio
Galio	Torio
Oro	Estaño
Iridio	Tungsteno
Lantano	Yterbio
Niobio	Ytrio
Platino	Zirconio
Radio	

La segunda forma de expresión relaciona peso con volumen y es la unidad que generalmente se utiliza en el laboratorio, ya que las muestras de agua se miden en fracción de litro y los componentes químicos en miligramos; para la mayoría de las aguas subterráneas, ambas formas de expresión son numéricamente iguales si la concentración de sólidos disueltos es baja y el peso específico del agua es casi uno, lo cual para usos prácticos es cierto.

$$\text{Partes por millón} = \frac{\text{miligramos por litro}}{\text{peso específico del agua}}$$

$$\text{p.p.m.} = \text{mg/l}$$

Para explicar las dos últimas unidades es necesario introducir el concepto de peso equivalente.

Los aniones y los cationes se combinan y se disocian entre ellos según una unidad de peso determinado. Esta unidad es el peso equivalente, el cual es igual al cociente de la masa atómica del elemento considerado entre su valencia.

$$\text{Peso equivalente} = \frac{\text{masa atómica}}{\text{valencia}}$$

Los estudios fisicoquímicos han mostrado que la capacidad de reacción de un elemento en solución no depende del contenido en peso de sales disueltas, sino más bien del número de equivalentes que entran en la reacción. La unidad de concentración es el equivalente por litro, el cual se define como el número de

equivalentes contenidos en el peso del elemento, expresado en gramos, disueltos en un litro de agua. Dado que la mayoría de las aguas subterráneas poseen un contenido total de sólidos disueltos considerablemente inferior al uno por ciento del peso total de la muestra, en la práctica, para evitar los decimales se utilizan las milésimas, es decir, el miliequivalente por litro (meq/l) el cual se obtiene dividiendo el peso del elemento en solución expresado en mg/l, por su equivalente químico.

$$\text{meq/l} = \frac{\text{peso del elemento en solución (mg/l)}}{\text{peso equivalente}}$$

Si se parte de p.p.m., la unidad se denomina equivalente por millón (epm) obteniéndose al dividir la concentración de un ión en ppm, por su peso equivalente.

$$\text{epm} = \frac{\text{concentración del ión considerado en ppm}}{\text{peso equivalente}}$$

Los números así obtenidos se denominan CANTIDADES DE REACCION designados según Stabler con la letra r.

Puesto que el peso equivalente de un catión se combina en el peso equivalente de un anión, la suma de las cantidades de reacción de los cationes debe ser igual a la de los aniones; esto es aprovechado para comprobar la exactitud y exhaustividad de los análisis químicos.

En la tabla 4.2 se presentan los valores de los equivalentes para los iones más comunes.

TABLA 4,2

EQUIVALENTES QUIMICOS DE LOS PRINCIPALES
IONES

CATIONES	PESO ATOMICO MOLECULAR	VALENCIA	EQUIVALENTE
Ca ⁺⁺	40	2	20
Mg ⁺⁺	24	2	12
Na ⁺	23	1	23
K ⁺	39	1	39
Li ⁺	7	1	7
Fe ⁺⁺	56	2	28
NH ₄ ⁺	18	1	18
ANIONES			
Cl ⁻	35.5	1	35.5
SO ₄ ⁼	96	2	48
HCO ₃ ⁻	61	1	61
CO ₃ ⁼	60	2	30
Br ⁻	80	1	80
F ⁻	19	1	19
I ⁻	127	1	127

4.6 Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica o bien su inversa la resistividad, representan un medio rápido, sencillo y económico para estimar la calidad química de las muestras de agua; sus variaciones están estrechamente ligadas a temperatura constante con las variaciones de la mineralización de las aguas subterráneas.

La conductancia específica o conductividad se define como la capacidad de un cubo de un centímetro de lado para conducir una corriente eléctrica. La unidad de medida es el "mho" (recíproco del ohm que es la unidad de medida de la resistividad). Dado que la mayoría de las aguas naturales tienen conductividades menores que un mho/cm, se suele utilizar el micromho o millonésima de mho.

$$\mu\text{mho/cm} = 10^{-6} \text{ mho/cm}$$

El agua químicamente pura tiene una conductancia eléctrica muy baja, sin embargo la presencia de los iones disociados en solución suministra conductividad a la solución.

La conductividad de una solución salina compleja es la suma de las conductividades de cada uno de los iones que la forman.

La conductividad del agua es función de su temperatura, la concentración y la naturaleza de las sales disueltas; puesto que la conductividad se incrementa con la temperatura, se acostumbra referir los resultados de las medidas a una temperatura constante 18, 20 ó 25°C con el fin de hacer compara-

ble el reporte. De esta manera sus variaciones serán únicamente función - de la concentración y del tipo de iones presentes.

El término de corrección para referir las medidas a una temperatura cons-- tante es:

$$A = \frac{I}{1-K(T_0-T)}$$

donde:

T_0 = es la temperatura estandar de 18, 20 ó 25°C

T = la temperatura medida

K = una constante; $K = 0.021$ a 0.022

En la tabla siguiente, se muestran los rangos de valores para diversos tipos de aguas.

TIPO DE AGUA	CONDUCTIVIDAD (micromhos / cm)
Agua pura	0.05 a
Agua destilada	0.05 a 5.0
Agua de lluvia	5.0 a 30
Agua subterránea	30 a 5 000
Agua de mar	45 000 a 55 000
Salmueras	100,000

Para aguas de composición ordinaria, la relación:

Conductancia Específica X (C) = Sólidos Disueltos

(micromhos/cm a 25°C) (en p p m)

proporciona una aproximación gruesa del total de sólidos disueltos, el valor de C varía de 0.55 a 0.75; las aguas que contienen mayoría de bicarbonatos o de cloruros tendrán un valor cercano al límite inferior de este rango, las aguas sulfatadas se aproximarán o excederán al límite superior, especialmente aguas afectadas por solución de yeso, y las aguas altamente silicadas tendrán un valor más alto. Es conveniente realizar en el terreno la medida de este parámetro debido a que puede ser usado como una guía en la selección de los procedimientos de laboratorio para determinar los constituyentes disueltos; en zonas no conocidas proporciona una base para la selección de sitios de muestreo para un análisis químico más detallado; en un estudio continuo permite apreciar si se ha producido alguna variación importante que justifique la toma de la muestra; puede utilizarse para juzgar la bondad de los análisis químicos.

Un estudio de conductividades nos permite determinar zonas de baja o alta permeabilidad, fuentes de alimentación, sentido del flujo y en zonas costeras ayuda a detectar la intrusión de agua de mar.

4.7 Características Químicas y Origen de los Diversos Iones

En el agua subterránea la mayoría de las sustancias disueltas se encuentran en forma iónica, la cantidad de sales que pueden aportar al agua los diferentes tipos de rocas es muy variable, no obstante, se pueden establecer consideraciones de carácter general.

En regiones húmedas los estratos superiores de los suelos y rocas son man-

tenidos completamente lixiviados, y tan pronto como son formados los productos solubles, son removidos del área en el agua que escurre en una solución diluida debido a que la cantidad de agua es grande en proporción a la cantidad disponible de sales solubles.

En regiones semiáridas, por otra parte, los suelos no están completamente lixiviados y las sales solubles producidas por el intemperismo pueden tender a acumularse en los suelos. La cantidad de agua de drenaje que escurre de tales áreas es una pequeña proporción del agua total suministrada por las lluvias. Debido a estos factores la alimentación de sales solubles disponible es grande en proporción al volumen de agua en el cual pueden ser transportadas y en consecuencia, las aguas superficiales y subterráneas pueden tener mayor contenido de sales disueltas.

Lo anterior es aplicable a zonas en las que el suelo se deriva de rocas sedimentarias con abundancia de materia soluble. En regiones áridas donde los suelos se derivan de rocas ígneas el agua puede ser de buena calidad.

A continuación se analizarán las características fundamentales de los principales iones que imparten al agua la mayor parte de su salinidad.

Ion Cloruro

El cloro como elemento pertenece junto con el fluor, bromo, yodo y astatinio al grupo de los halógenos, siendo entre ellos el más importante y el más ampliamente distribuido en la naturaleza.

El cloro está presente en todas las aguas naturales en las cuales es muy estable en disolución, no se oxida ni reduce, difícilmente el agua llega a saturarse de este ion ya que casi nunca precipita, los cambios iónicos raramente lo alteran y sus sales son muy solubles.

El agua de lluvia contiene un promedio de 3 ppm. de cloruros aumentando dicho valor en zonas costeras, en aguas continentales en ocasiones puede ser el constituyente menos importante entre los fundamentales; en el agua de mar es el anión principal (18,000 a 21,000 ppm), las salmueras pueden contener hasta 220,000 ppm.

Las fuentes principales de cloruros son el agua de mar, las rocas sedimentarias especialmente las evaporitas, los desechos urbanos e industriales, las aguas congenitas y fósiles y el lavado de terrenos de origen marino.

Fuentes menos importantes son el agua de lluvia, las acumulaciones de agua que se encuentran sobre la superficie de los suelos, las rocas ígneas, los gases volcánicos y manantiales con agua termomineral.

Ion Sulfato (SO_4^{2-})

El azufre se encuentra en el agua ampliamente en forma completamente oxidada (S^{6+}), como sulfato (SO_4^{2-}) y en ocasiones como sulfuro (S^{2-}).

Los sulfatos de la mayoría de los compuestos metálicos comunes son fácilmente solubles en agua. El ion sulfato es químicamente estable en la mayoría de los medios ambientales en los cuales se aloja el agua subterránea, dif-

cilmente precipita; en medios reductores con abundancia de materia orgánica es reducido a S^{2-} .

El contenido de sulfatos en el agua de lluvia es menor de 1 ppm, en las aguas naturales el rango es muy amplio (2 a 5 000 ppm). En el agua de mar el promedio es de 3 000 ppm y en salmueras asociado con Na y Mg hasta de 200 000 ppm.

Las principales fuentes de sulfatos son las rocas sedimentarias en especial las evaporitas, donde este ion se encuentra en forma de yeso y anhidrita, la lixiviación de terrenos formados en ambientes áridos y marinos, las actividades industriales, urbanas y agrícolas, las concentraciones de agua en el suelo, la oxidación de sulfuros en rocas afectadas por el intemperismo y las rocas ígneas que contienen minerales del grupo de los feldespatos.

Fuentes menos importantes son las emanaciones de gases volcánicos.

Iones Carbonato y Bicarbonato (CO_3^{2-} y HCO_3^-)

Los carbonatos, bicarbonatos y dióxido de carbono presentes en el agua se encuentran íntimamente relacionados formando una solución amortiguadora (tampon), que proporciona a la mayoría de las aguas naturales el principal medio de control de su pH, en el rango de valores de este último entre 4.5 y 8.0.

Los iones carbonato y bicarbonato en aguas naturales no se oxidan ni reducen, son químicamente inestables precipitando fácilmente en forma de CO_3Ca : los bicarbonatos son solubles mientras que los carbonatos son insolubles -

con excepción de los carbonatos de sodio, potasio y amonio.

La concentración del ion bicarbonato en el agua de lluvia es menor de 1 ppm, en aguas naturales hasta de 350 ppm, ocasionalmente se encuentran valores mayores, el agua de mar contiene alrededor de 100 ppm. El ion carbonato se encuentra en cantidades menores, insignificantes para valores de pH menores de 8.3; para valores mayores de este valor puede alcanzar concentraciones hasta de 50 ppm; el agua de mar contiene menos de 1 ppm.

Estos iones provienen de la disolución del CO_2 de la atmósfera, así como de la disolución las rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.

Ion Sodio (Na^+)

El sodio junto con el litio, potasio, rubidio, cesio y francio forman el grupo de los metales alcalinos; el sodio es el metal más abundante e importante del grupo, junto con el potasio son los constituyentes más importantes del grupo en las rocas ígneas.

El ion sodio tiene tendencia a permanecer en solución; no toma parte en reacciones importantes de precipitación como el calcio y el magnesio debido a que todos los compuestos del sodio son fácilmente solubles; puede efectuar intercambio iónico y reemplazar a otros cationes en arcillas minerales; su compuesto más importante es el cloruro de sodio.

El agua de lluvia contiene en promedio 2 ppm de sodio, en aguas subterráneas naturales el contenido oscila entre dos y algunos miles de ppm; el

agua de mar contiene cerca de 10 000 ppm, y algunas salmueras pueden tener sobre 10 000 ppm.

Las principales fuentes de sodio son el agua de mar, la disolución de evaporitas, los feldspatos, feldspatoides y otros silicatos contenidos en las rocas ígneas, también es común encontrarlo en rocas sedimentarias; igualmente procede del lavado de sedimentos y cambios de base con arcillas de origen marino y contaminación urbana e industrial.

Ion Potasio (K^+)

Es el segundo metal importante en el grupo de los metales alcalinos, la mayoría de las aguas naturales contienen más sodio que potasio, aunque las cantidades existentes de ambos son aproximadamente iguales en las rocas ígneas y mayores en rocas sedimentarias debido a que el potasio, se combina fácilmente con otros productos del intemperismo particularmente las arcillas minerales, en las que es absorbido pasando a formar parte de su estructura.

Este ion tiene una solubilidad muy elevada y difícilmente precipita, por evaporación sus sales son las últimas en ser separadas, es afectado por el cambio de bases.

Su concentración en el agua de lluvia es menor de 1 ppm, en aguas dulces varía entre 1 y 10 ppm, aunque pueden encontrarse excepcionalmente varios cientos de ppm, en salmueras la concentración es del orden de miles de ppm. Las fuentes más comunes de potasio son las evaporitas, los feldspatos potásicos, ortoclasa, microclina y otros silicatos así como las arcillas y algunos tipos

de mica; la contaminación industrial y agrícola y localmente por sales potásicas naturales como la silvita (KCl).

Ion Calcio (Ca^{++})

El calcio junto con el magnesio, berilio, estroncio, bario y radio forman el grupo de los metales alcalinotérreos, siendo entre ellos el más importante seguido del magnesio; ambos se encuentran ampliamente distribuidos tanto en rocas ígneas como en sedimentarias así como en solución; el calcio es el catión más abundante en muchas aguas naturales, está presente en forma disociada como ion bivalente Ca^{++} .

Es muy soluble y fácilmente precipita como CO_3Ca al variar el pH o la presión parcial de CO_2 , es afectado por el cambio de bases y sus sales pueden ser muy solubles; junto con el magnesio contribuye a la dureza del agua.

En el agua de lluvia su concentración es menor de 1 ppm, en aguas dulces alcanza valores de 250 ppm, en aguas que contienen yeso puede alcanzar valores de 600 ppm, en salmueras puede contener hasta 50,000 ppm.

Las fuentes principales de calcio son las rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita, los sulfatos, yeso y anhidrita, las areniscas y rocas detríticas en las que el carbonato de calcio actúa como cementante.

Fuentes de menor importancia son algunos constituyentes de las rocas ígneas como los feldspatos, los silicatos cálcicos como la anortita, albíta, piroxenas, anfíbolos, wolastonita, etc.

Ion Magnesio (Mg⁺⁺)

El magnesio ocupa el séptimo lugar en orden de abundancia de los elementos metálicos en las rocas ígneas, es un componente importante de algunas rocas carbonatadas como la dolomita y la magnesita. El ion magnesio en solución se encuentra en forma iónica como ion bivalente Mg⁺⁺, tiene una tendencia más fuerte que el calcio a permanecer en solución (en el agua de mar su concentración es la segunda en orden de los cationes metálicos), -- siendo más difícil su precipitación, es afectado por el intercambio iónico.

Su concentración en el agua de lluvia es menor de 1 ppm, en agua dulce varía entre 1 y 100 ppm, en ocasiones se encuentran concentraciones de varios cientos en agua que ha tenido contacto con minerales magnesianos, el agua de mar contiene alrededor de 1 300 ppm; en cuencas cerradas donde las sales se pueden acumular, se alcanzan concentraciones muy altas del orden de varios miles de ppm asociados con salmueras de magnesio. Durante la formación de los mantos de evaporitas, las sales de sodio pueden cristalizar, mientras el magnesio se mantiene en solución debido a la mayor solubilidad del cloruro y sulfatos de magnesio, resultando mantos de evaporitas con zonas conteniendo altos contenidos de magnesio.

Las fuentes más comunes de magnesio son las dolomitas, las magnesitas, el agua de mar y en menor proporción los basaltos que contienen minerales ferromagnesianos, los silicatos minerales, el lavado de evaporitas y la contaminación industrial y minera.

4.8 Métodos de Interpretación

Antes de intentar realizar cualquier tipo de interpretación, es necesario cambiar las unidades del análisis químico generalmente proporcionados en ppm, o en mg/l a epm o meq/l, operación que es aprovechada para verificar la exactitud de los resultados del análisis; esto se efectúa mediante el proceso siguiente.

Se calculan los miliequivalentes por litro de cada elemento, las cantidades obtenidas se denominan unidades en reacción (r). Si el análisis es completo y bien realizado, la suma de las unidades en reacción de los aniones debe ser aproximadamente igual a la de los cationes.

Se obtiene la concentración salina (CS), la cual es igual a la suma de las unidades en reacción.

Se calculan las cantidades en reacción en por ciento para cada elemento analizado con respecto a la concentración salina.

$$r\% = \frac{100 r}{CS}$$

La suma por separado de los aniones y los cationes expresados en por ciento de unidades en reacción debe ser sensiblemente igual, no debiendo sobrepasar la diferencia entre dichas sumas del 6% para que el análisis químico pueda ser utilizado en el estudio.

La interpretación de los resultados de los análisis químicos se efectúa por -

- Diagramas
- Comparaciones iónicas
- Planos con curvas de igual concentración iónica e igual relación característica
- Clasificaciones

A continuación se describirán las distintas formas de interpretación así como la utilidad de cada una de ellas.

Diagramas

La comparación de las diferentes composiciones químicas de las aguas muestreadas, es indispensable para conocer el origen de los diversos tipos de aguas y estar en condiciones de clasificarlas en sus familias químicas correspondientes.

La función principal de los diagramas es representar gráficamente las características químicas del agua, permitiendo encontrar similitudes o diferencias que por simple inspección numérica de los resultados no es posible observar.

Los Diagramas más utilizados son:

Diagramas Columnares

Diagramas Cuadrados

Diagramas Radiales

Diagramas Semilogarítmicos

Diagramas Triangulares

Los tres primeros son de utilidad limitada ya que solo permiten la representación de un solo análisis. Por el contrario con los semilogarítmicos y triangulares es posible comparar varios análisis de diferentes lugares, agrupar fuentes con calidad de agua semejantes, observar los cambios de calidad del agua con el tiempo.

Diagrama Semilogarítmico

Esta forma de representación de los análisis químicos, fue puesta en uso por H. Schoeller en 1935 siendo revisada posteriormente por E. Berkloff en 1952. Esta compuesta por varias escalas logarítmicas verticales (ver figura 4.2) correspondientes a los principales iones Ca, Mg, Na, Cl, SO_4 (CO_3 , HCO_3 , $CaCO_3$, NO_2), y CO_2 libre graduadas de la parte inferior a la superior en unidades de miligramos por litro; cuenta además con dos escalas correspondientes al pH determinado en laboratorio, ambas escalas tienen una graduación aritmética decreciente.

Enmarcando al conjunto antes mencionado, se encuentran dos escalas verticales de referencia con graduación logarítmica, que representan las concentraciones en miliequivalentes por litro.

Las escalas logarítmicas anteriores, se encuentran defasadas con respecto a las laterales de tal manera que las cantidades equivalentes se representan por puntos que tienen la misma ordenada. Así para el valor uno en miliequivalentes corresponden los siguientes valores en mg/l.

20 para el Calcio
12 para el Magnesio
23 para el Sodio

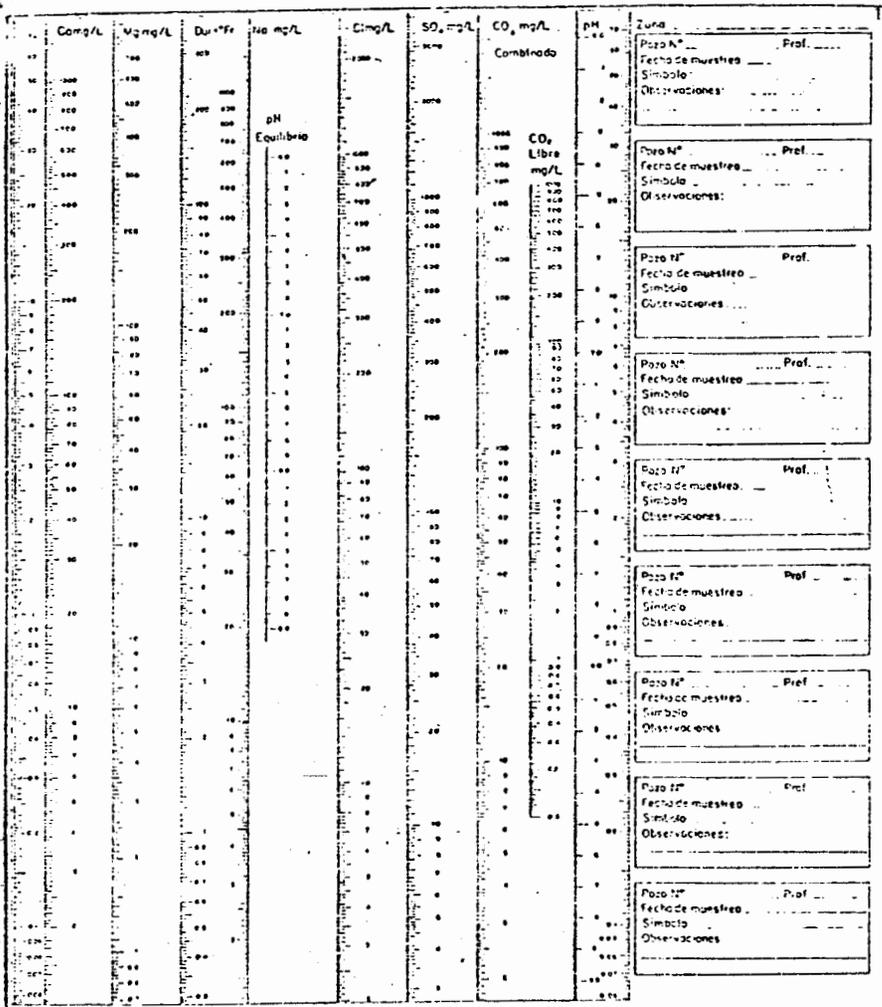


DIAGRAMA DE H. SCHOELLER
 PARA ANALISIS DE AGUA

FIG. 4.2

35.5 para el Cloro
48 para los Sulfatos
30 para los Carbonatos
61 para los Bicarbonatos
50 para el CaCO_3

Este defasamiento permite leer directamente en las escalas exteriores, la cantidad en miliequivalentes de los valores reportados en mg/l de cada uno de los diferentes iones analizados, por medio de una línea horizontal a partir del valor en mg/l hacia la línea de los miliequivalentes, encontrándose en el cruce con ésta el valor buscado.

La construcción de la gráfica se realiza llevando los valores reportados de los análisis sobre las escalas correspondientes, uniéndose los puntos representativos por medio de rectas, obteniéndose una línea quebrada que muestra la composición química del agua, la cual es independiente de la concentración.

Dentro de los límites en los que no existe precipitación de sales disueltas, cuando la concentración de un agua aumenta o disminuye, la cantidad de los diferentes elementos aumenta o disminuye en la misma proporción, de manera que los valores correspondientes a los puntos representativos sobre el diagrama varían según el logaritmo de la concentración, resultando que las gráficas de los análisis de agua sobre el diagrama semilogarítmico que tengan la misma composición (concentraciones distintas pero las mismas relaciones entre los diversos elementos) serán paralelas y la distancia entre ellas es igual al logaritmo de la relación de su concentración.

Como se mencionó anteriormente, la función principal del diagrama es la compa-

ración de las aguas entre sí, utilizándose también para clasificar las -
aguas en cuanto al grado de potabilidad así como para determinar o compro-
bar mediante operaciones sencillas los valores de la dureza, CO_2 libre y
pH de equilibrio.

Diagrama de Piper

En 1944 A.P. Piper, sugirió una forma diferente de diagrama -
triangular (representación de los análisis con respecto a coordenadas múlti-
ples), el cual es una herramienta efectiva en el estudio del agua subte-
rránea.

Este diagrama está constituido por dos triángulos equiláteros inferiores
y un rombo central superior (ver figura 4.3) los lados de los triángulos y
rombos son iguales encontrándose divididos en 100 partes iguales que re-
presentan los valores de las cantidades en reacción en por ciento. El sub-
total de todos los cationes en epm es tomado como el 100% base para compu-
tar los porcientos de los valores de reacción de los diversos cationes; -
igualmente se procede con los diversos aniones.

En el triángulo izquierdo se presentan las concentraciones de los prinipa-
les cationes, (Mg, Na+K, Ca) y en el derecho las concentraciones de los -
principales aniones (Cl , SO_4 , $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$); en ambos casos la representa-
ción es puntual, estos puntos proyectados sobre el rombo central propor-
cionan en su intersección un tercer punto que representa el carácter quí-
mico de la muestra.

La posición de este punto dentro del rombo indica la composición relativa

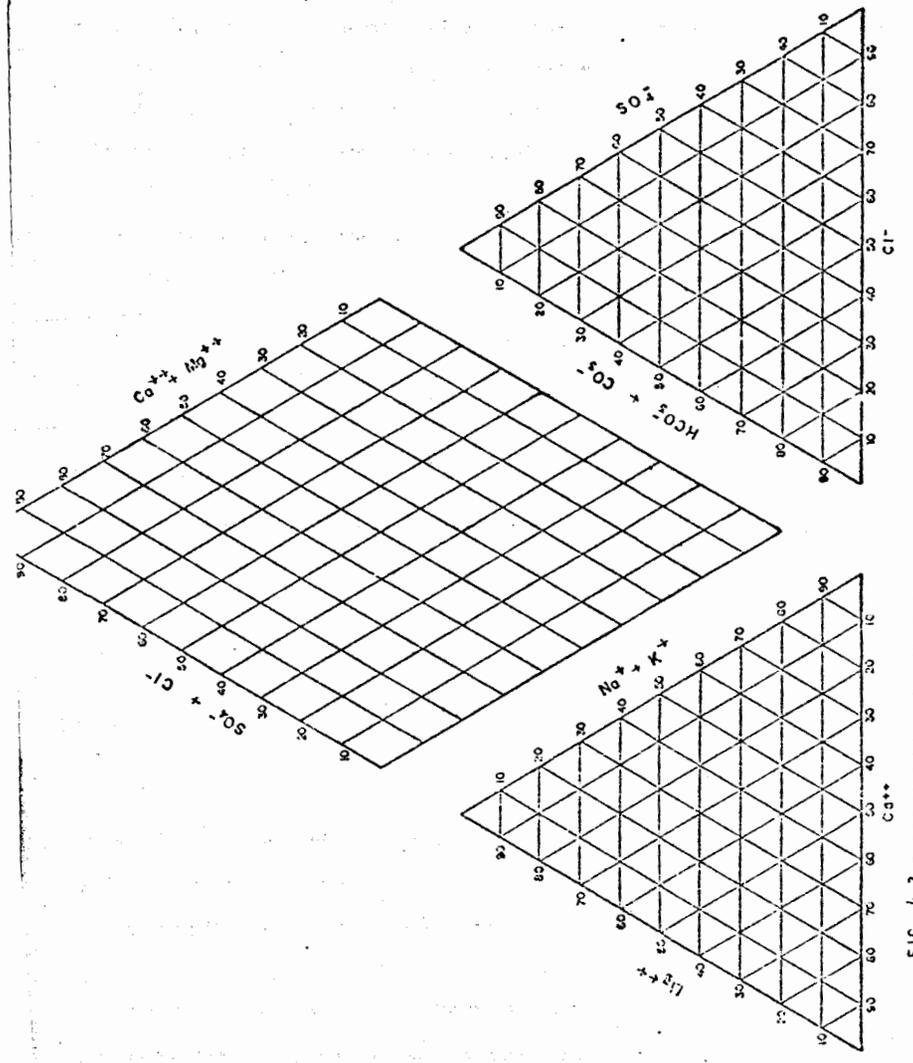


FIG. 4.3 DIAGRAMA TRIANGULAR PARA REPRESENTACION. GRAFICA DE ANALISIS DE AGUA

de un agua subterránea en términos de las parejas cationes-aniones correspondientes a los cuatro vértices del campo. Como la concentración absoluta es determinante en muchos problemas de interpretación, se acostumbra utilizar en el campo central círculos proporcionales a dicha concentración.

Los distintos tipos de calidad de agua subterránea, pueden ser rápidamente clasificados por su localización en las subáreas del rombo central -- (figura 4.4)

Fórmula iónica

La fórmula iónica indica el contenido relativo de los diferentes elementos contenidos en el agua, permitiendo identificar las aguas de un mismo origen, así como la comparación de la composición química del agua con las características fisicoquímicas de la roca de la cual proviene.

Consiste en clasificar de izquierda a derecha en orden decreciente las cantidades en reacción agrupadas en aniones y cationes.



Tiene como característica el ser igual para cualquier punto de una capa acuífera, ser representativa del agua subterránea que contiene y estar relacionada con las características fisicoquímicas de la roca almacenante.

La comparación de las aguas subterráneas entre sí por medio de la fórmula iónica, solo es posible para concentraciones de CO_3 que no excedan de --

10 meq/l (300 mg/l) ya que después de este límite los iones CO_3 y Ca pasan a ser función de la concentración.

Planos de Curvas de Igual Concentración o Relación Iónica

Este tipo de planos tiene como finalidad representar objetivamente (en planta) la distribución espacial aproximada de las propiedades físico-químicas del agua de un acuífero determinado. Generalmente se efectúan configuraciones tanto de los principales iones como de las relaciones existentes entre algunos de ellos, así como de otras características tales como la resistividad, sólidos totales disueltos, dureza y temperatura.

El plano sobre el cual se realizan las configuraciones debe contener la localización de los aprovechamientos muestreados, barreras, corrientes superficiales, obras de almacenamiento, lagunas, cambios geológicos y cualquier información adicional que pueda tener influencia en la calidad del agua.

Antes de intentar configurar es necesario asegurarse de que se trata de un mismo acuífero y tener conocimiento de la geología regional para estar en condición de elegir los iones cuya concentración se debe configurar; en esta elección también influirá el uso o usos de los que pretenda destinarse el agua.

La configuración se efectúa vaciando sobre el plano el valor de la concentración o relación iónica correspondiente a cada uno de los aprovechamientos muestreados y uniéndolos con una curva continua los puntos de igual valor interpolando entre los valores conocidos- obteniéndose en esta forma una serie de

curvas que constituyen la configuración a analizar; la equidistancia entre curvas 50, 100, 200, 500 ó 1000 ppm, es función de los contenidos en sales disueltas y de la densidad de los análisis.

Con base en el análisis individual y de conjunto de estos planos, es posible establecer en forma cualitativa las direcciones predominantes del flujo subterráneo, zonas de recarga y descarga, áreas de baja y alta permeabilidad, zonas con contenidos de sales máximos y mínimos, así como correlacionar cuando es posible la calidad del agua en los tipos de formación por los que hubiera podido circular y detectar en zonas costeras la intrusión salina.

Clasificaciones

El objeto principal de clasificar las aguas subterráneas, es el de proporcionar información acerca de su composición química, propiedades determinadas o el origen de las mismas; existen numerosas clasificaciones sencillas y complicadas, contándose entre las primeras las relacionadas con el uso del agua (doméstico, agrícola, ganadero, industrial o municipal), tales como las relacionadas con su contenido en sólidos totales disueltos, dureza, propiedades destacadas, conductividad eléctrica y relación de adsorción de sodio (RAS). Entre las segundas que proporcionan información geoquímica se cuentan las que clasifican al agua por los iones dominantes, por su contenido aniónico, por su salinidad y/o alcalinidad.

En general las clasificaciones que aportan mayor información son las más complicadas. A continuación se describen algunas clasificaciones de las más utilizadas.

Clasificación por el contenido de sólidos totales.

CLASIFICACION	CONCENTRACION DE STD EN ppm
Agua dulce	0 - 1,000
Agua salobre	1,000 - 10,000
Agua salada	10,000 - 100,000
Salmuera	más de 100,000

Clasificación por iones dominantes

Consiste en denominar el agua por el anión y el catión que sobrepase el 50% de sus sumas respectivas (por ejemplo clorurada-cálcica), si ninguno de los cationes y/o aniones supera al 50% se nombran los datos más abundantes (por ejemplo clorurada bicarbonatada cálcica); en algunos casos se puede añadir el nombre de algún ión menor que se encuentre en concentración elevada. En la figura 4.4 se presenta un diagrama triangular que muestra los nombres que reciben los distintos tipos de agua subterránea, dependiendo del área en que se ubiquen al ser representados en él.

5. CUANTIFICACION DEL AGUA SUBTERRANEA

5.1 Hidrología

5.1.1 Definición de Hidrología

La hidrología es una ciencia que estudia la ocurrencia, distribución, movimiento y propiedades de toda el agua que se encuentra en la tierra y sus relaciones con el medio ambiente y que se encuentra estrechamente relacionada con áreas tales como la geología, climatología, meteorología y oceanografía.

5.1.2 Breve historia respecto a su desarrollo

Los antiguos filósofos centraron su atención en la naturaleza de los procesos involucrados en la generación de los flujos superficiales y otros fenómenos relacionados al origen y ocurrencia del agua en varios de los estados en perpetuo ciclo del agua, entendiéndolo desde su proveniencia del mar a la atmósfera, de ésta a la tierra y regresando nuevamente al mar. Como resultado de especulaciones posteriores, se detectaron ciertas fallas en esa concepción. Homero, por ejemplo, creía en la existencia de grandes depósitos subterráneos que abastecían a los ríos, mares, manantiales y pozos profundos, detectando en los acueductos griegos la dependencia del flujo tanto en lo relativo a la sección transversal como en la velocidad; este conocimiento pasó posteriormente a los romanos y la relación apropiada entre área, velocidad y caudal de flujo permaneció desconocida hasta que Leonardo Da Vinci la descubrió durante el Renacimiento Italiano.

Durante el primer siglo antes de Cristo, Marcus Vitruvius, en el vol. 8 de su tratado "De Architectura Libri Decum" (principal manual de ingeniería durante la Edad Media), estableció una teoría generalmente considerada como predecesora del concepto actual del ciclo hidrológico. Él hacía la hipótesis de que la lluvia y la nieve caían en las áreas montañosas, generaban la infiltración a través de la superficie de la tierra y posteriormente aparecía en los valles como corrientes y manantiales.

5.1.3 El ciclo hidrológico.

El ciclo hidrológico es un proceso continuo mediante el cual el agua es transportada desde los océanos a la atmósfera, de ésta a la tierra y posteriormente regresada al mar, teniendo lugar durante el proceso múltiples subciclos, tales como la evaporación del agua desde la parte continental y su precipitación subsiguiente sobre la tierra para regresar a los océanos. La fuerza motora del sistema global para el transporte del agua la proporciona el sol, el cual provee la energía requerida para que tenga lugar la evaporación. Nótese que la calidad del agua también cambia durante las diferentes etapas del ciclo; por ejemplo, el agua de mar se transforma en agua dulce mediante la evaporación.

El ciclo integral del agua es global en la naturaleza y los problemas en esta materia, a nivel mundial requieren de estudios en escalas regionales, nacionales, internacionales y continentales. El significado práctico de lo anterior es el hecho de que el abastecimiento total de agua dulce existente en la tierra es limitado y muy pequeño en comparación con el agua salada contenida en los océanos.

5.1.4 El balance hidrológico.

Dado que la cantidad total de agua disponible en la tierra es finito e indestructible, el sistema hidrológico global puede considerarse como dentro de un entorno cerrado. Los subsistemas hidrológicos son abundantes y generalmente son los que estudian los hidrólogos. Para cualquier sistema se puede desarrollar un balance hidrológico determinándose cada uno de sus componentes.

Para ilustrar, considérese en forma simple un sistema restringido como el de la fig. 5.1

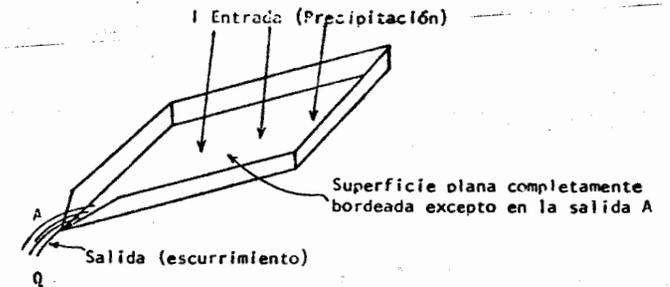


Fig. 5.1 MODELO DE SISTEMA HIDROLOGICO SIMPLE

Considérese una superficie lisa e inclinada completamente impermeable (el agua no puede ser infiltrada a través de la superficie), confinada en sus cuatro lados y con una salida en la esquina A. Considerando que ésta superficie es completamente lisa, no existirán depresiones en las cuales el agua pueda almacenarse. Si una entrada por lluvia se aplica, una salida o drenaje, denominado escurrimiento superficial, se desarrollará y tenderá a salir por A. El balance

hidrológico para éste sistema puede representarse por la siguiente ecuación diferencial:

$$I - Q = \frac{ds}{dt} \quad (1)$$

en donde: I = entradas por unidad de tiempo

Q = salidas por unidad de tiempo

ds/dt = cambio en el almacenamiento dentro del sistema por unidad de tiempo.

Hasta que no se acumule una mínima capa de agua en la superficie, las salidas no pueden ocurrir, pero como las tormentas se intensifican, la capa retenida en la superficie (retención superficial) se incrementa. Al cese de la entrada de agua, el agua tenderá a salir fuera del sistema según la capacidad de desfogue. Para el ejemplo citado, todas las entradas tenderán a salir, despreciándose las pequeñas cantidades retenidas en la superficie por fuerzas moleculares de cohesión y cualquier evaporación que tuviera lugar durante el período de entradas y salidas. Esta ilustración elemental podría sugerir que cualquier sistema hidrológico puede ser descrito en forma similar mediante un balance hidrológico si se planteara la disposición de entradas al sistema y los cambios en el almacenamiento. La simplicidad de la ecuación de balance resulta engañosa ya que como se verá después, los términos de la ecuación podrían no ser los adecuados o fáciles de cuantificar.

Una versión más generalizada del balance hidrológico explicará las diferentes componentes del ciclo hidrológico y proporcionar técnicas de solución de problemas para regiones hidrológicas, las cuales pueden definirse topográficamente, limitarlas políticamente o especificarlas arbitrariamente.

Un valle o cuenca del drenaje está topográficamente definida como área drenada por un río/corriente o sistema de ríos/corrientes conectados de tal manera que todo el flujo es descargado a través de una sola salida. En general - los estudios en cuanto a recursos hidráulicos, siempre han sido realizados - en valles o cuencas de drenaje, debido a que de esa manera se simplifica la aplicación del balance hidráulico. Teóricamente, tal procedimiento es posible aplicarlo en cualquier tipo de región, sin embargo, la disponibilidad de información y el grado de refinamiento de los métodos analíticos determinarán la factibilidad de llevarlos a cabo desde un punto de vista práctico.

Para demostrar la naturaleza de un balance hidrológico generalizado se hará uso de las figuras 5.2, 5.3 y 5.4. La Figura 5.2 es un modelo conceptual del ciclo hidrológico. La precipitación en forma de lluvia, nieve y demás proviene del vapor de agua atmosférico y constituye la entrada primaria. Algo de la lluvia puede ser interceptada por árboles, pasto, otro tipo de vegetación y objetos estructurales, siendo eventualmente devuelta a la atmósfera por evaporación. Una vez que el agua alcanza el suelo, parte de ella llenará las depresiones topográficas (dando lugar a un almacenamiento), parte puede penetrar en el suelo (infiltración) para satisfacer su deficiencia de humedad y alimentar a las reservas subterráneas; el resto del agua formará el escurrimiento superficial, esto es, fluirá sobre la superficie de la tierra definiendo canales tales como arroyos y corrientes. Los diagramas de flujo de la fig. 5.3 muestran la disposición relativa a la infiltración, almacenamiento de depresión y escurrimiento superficial.

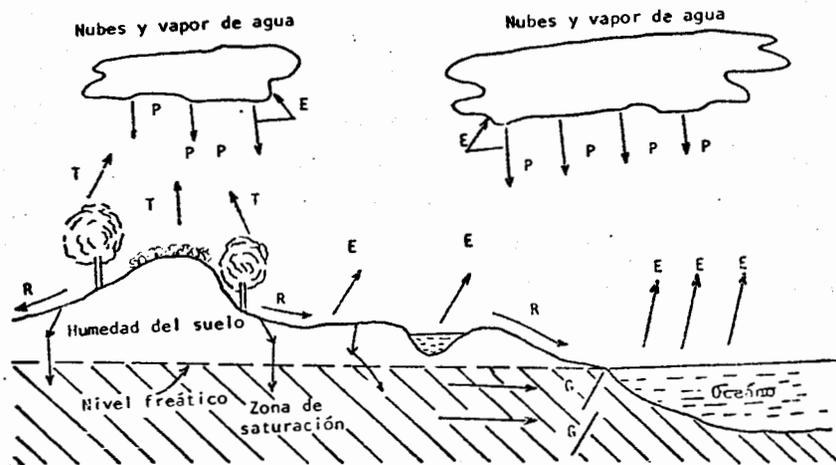


Fig.5.2 El ciclo hidrológico. Leyenda: T, Transpiración; E, evaporación; P, precipitación; R, escurrimiento superficial; G, flujo de agua subterránea; I, infiltración.

El agua que entra al suelo puede seguir varias trayectorias, algo puede ser directamente evaporado si se mantiene una adecuada transferencia entre el suelo y la superficie. Esto puede ocurrir fácilmente en aquellos sitios en donde la superficie del agua subterránea (superficie de agua libre) está dentro de los límites de transporte por capilaridad hacia la superficie del suelo y después - - abastecer a los almacenamientos de agua subterránea los cuales mantienen a las corrientes durante las épocas de estiaje. Importantes cantidades de agua subterránea se encuentran fluyendo en forma vertical antes de que lleguen a la zona saturada, después de lo cual pueden ser transportadas distancias considerables antes de ser descargadas. El movimiento del agua subterránea está sujeto, por supuesto, a restricciones físicas y geológicas.

El agua almacenada en las depresiones podrá eventualmente evaporarse o infiltrar

se. El escurrimiento superficial empieza por formar canales menores (arroyuelos, arroyos y corrientes similares), fluye a corrientes mayores y ríos y finalmente llega al océano. A lo largo de una corriente, procesos de evaporación e infiltración pueden tener lugar.

De lo expuesto se puede observar que aún cuando el ciclo hidrológico es simple en concepto, en la realidad resulta bastante complejo. Las trayectorias que toman las partículas de agua precipitadas en cualquier área son numerosas y varían antes de que retornen al mar, pudiendo transcurrir una escala de tiempo que va desde segundos, minutos, días o años.

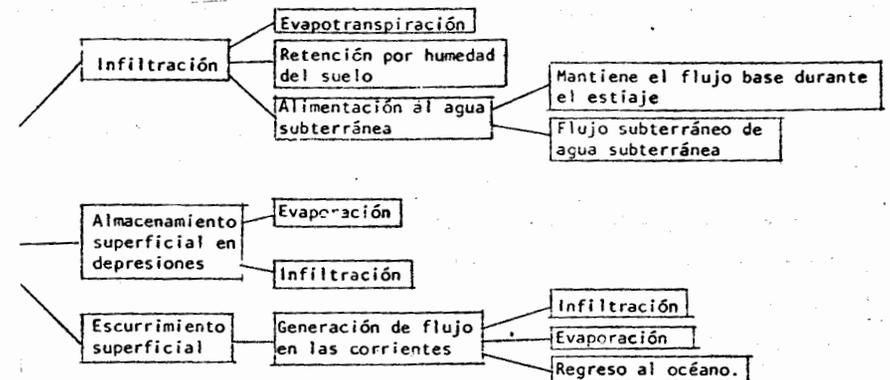


Fig.5.3 Diagramas de flujo indicando la disposición de la infiltración, almacenamiento y escurrimiento superficial.

Una ecuación hidrológica general puede desarrollarse en base a los conceptos -- ilustrados en las figs.5.2 y 5.3. La figura 5.4 una versión más abstracta que la -- figura 5.2 representa esquemáticamente el ciclo hidrológico de una región y sirve para un propósito útil, ya que fácilmente se puede traducir en términos mate

máticos. Las variables hidrológicas P , E , T , R , G e I son las que se definen en la fig.5.2. Los subíndices s y g se agregan para denotar vectores originados por encima y debajo de la superficie terrestre respectivamente. Por ejemplo, R_g significa flujo de agua subterránea que es efluente a una corriente superficial, y E_s representa la evaporación que tiene lugar en los cuerpos de agua libres o de otras áreas de almacenamiento superficial. La letra S se emplea para el almacenamiento. La región considerada, especificada como A , tiene como frontera inferior la profundidad en la cual no es posible encontrar agua y la frontera superior es la superficie de la tierra. Las fronteras verticales son arbitrarias dejándose como proyecciones de la periferia de la región. Recordando de la ec. 1 en la que el balance de agua es un equilibrio entre entradas, salidas y cambios en el almacenamiento, entonces la fig.5.4 podrá representarse mediante términos matemáticos cuyos valores están dados en unidades de volumen por unidad de tiempo:

1. Balance hidrológico superficial

$$P + R_1 - R_2 + R_g - E_s - T_s - I = \Delta S_s \quad (2)$$

2. Balance hidrológico subterráneo

$$I + G_1 - G_2 - R_g - E_g - T_g = \Delta S_g \quad (3)$$

3. Balance hidrológico integrado (suma de las ec. 2 y 3)

$$P - (R_2 - R_1) - (E_s + E_g) - (T_s + T_g) - (G_2 - G_1) = \Delta (S_s + S_g) \quad (4)$$

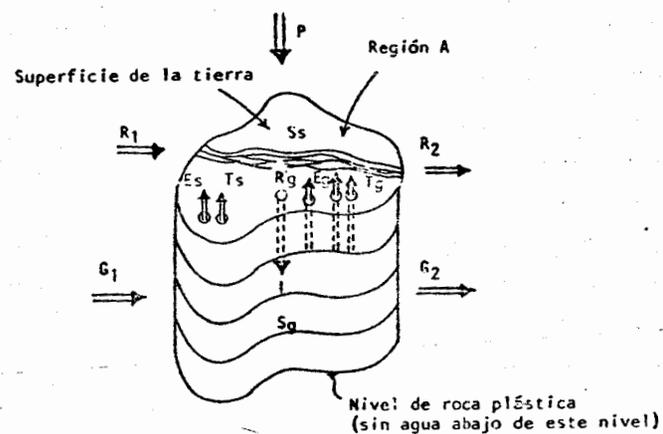


Fig. 5.4 Diagrama esquemático del ciclo hidrológico de una región.

Si los subíndices son eliminados de la ec. 4 de tal manera que las letras se refieran a la precipitación total y a los valores netos del flujo superficial, -- flujo subterráneo, evaporación, transpiración y almacenamiento, el balance hidrológico para una región puede escribirse simplemente como:

$$P - R - G - E - T = \Delta S \quad (5)$$

esta es la ecuación básica en hidrología, la cual para el sistema hidrológico simplificado de la fig. 1 resultaría como:

$$P - R = \Delta S \quad (6)$$

ya que según las hipótesis adoptadas para dicho modelo, harían que G , E y T no se apliquen. La ec. 6 es básicamente la misma que la diferencial de la ec. 1. La ec. general es aplicable a ejercicios de cualquier grado de complejidad, --

siendo básica para la solución de todos los problemas hidrológicos.

5.1.5 Aplicación de la ecuación hidrológica.

El principal problema para resolver casos prácticos está en la dificultad de realizar mediciones adecuadas para estimar los diferentes términos de la ecuación. Para estudios locales es factible obtener estimaciones confiables, pero a escalas mayores las cuantificaciones generalmente son gruesas. La precipitación se mide mediante pluviómetros o pluviógrafos localizados en toda el área, los flujos superficiales pueden medirse usando varios dispositivos tales como vertedores, canales, molinetes y escalas localizadas en los ríos y corrientes del área. Bajo buenas condiciones esas mediciones tienen una confiabilidad del orden del 95%, pero al realizarse para zonas extensas se disminuye su aplicabilidad al requerirse la extrapolación de valores. La humedad del suelo se puede medir con sondas de neutrones o por métodos gravimétricos; la infiltración se determina localmente mediante infiltrómetros. Estimaciones regionales de la humedad del suelo y de la infiltración, siempre resultan mucho muy gruesas. El almacenamiento y la cantidad de flujo del agua subterránea usualmente son difíciles de determinar si no se cuenta con información suficiente y segura disponible; el conocimiento de la geología de una región es esencial y constituye la llave para obtener resultados confiables. La determinación de los volúmenes de agua evaporada y transpirada son también extremadamente difíciles de cuantificar considerando la situación actual de desarrollo de los métodos existentes. La mayoría de las estimaciones de evapotranspiración se obtienen por el uso de evaporímetros, balances de energía, métodos de transferencia de masas y relaciones empíricas. La dificultad inherente en el análisis de grandes cuencas consiste en que los procesos de evapo-

ración, transpiración y movimiento del agua subterránea son altamente heterogéneos.

La ecuación hidrológica es una herramienta útil debiéndose entender que es posible emplearla de diversas formas para estimar la magnitud y tiempo de distribución de las variables hidrológicas, aún cuando en ocasiones requerirá de simplificaciones que de acuerdo a las condiciones de la zona puedan ser hechas, interviniendo en gran medida el criterio y experiencia del hidrólogo que las aplique.

Ejemplo:

En un año dado, una cuenca de 25 889 Km², recibe 508 mm de precipitación. El caudal medio anual en el río que drena el área se calculó en 170 m³/seg. Haga una estimación gruesa de los volúmenes de agua evaporada y transpirada en la región durante el año de registro.

Solución:

De acuerdo a la ecuación hidrológica básica $P - R - G - E - T = \Delta S$ (5)

y dado que la evaporación y la transpiración pueden combinarse

$$ET = P - R - G - \Delta S \quad (7)$$

el término ET es la incógnita a despejar y P y R son datos. La ecuación entonces tiene 5 variables y tres incógnitas y no puede resolverse sin información adicional, requiriéndose hacer algunas consideraciones, primero, dado que el área es bastante extensa, se puede considerar que el parteaguas del agua subterránea sigue al superficial, en este caso la componente G puede considerarse cero e incluirse como Rg (escurrimiento sostenido por el acuífero), el cual estaría contabilizado en el caudal de escurrimiento del río; estas consideraciones

generalmente no son válidas en áreas pequeñas y deben por lo tanto ser usadas cuidadosamente. También se puede suponer que $\Delta S = 0$, ésto implica que el almacenamiento del agua subterránea no hubiera cambiado durante el año. Durante períodos cortos esta consideración puede ser muy inexacta, aún para aquellas regiones en que el proceso hidrológico esté bien determinado y exista un balance entre las extracciones y los potenciales de recarga.

En zonas áridas en donde el agua subterránea esté siendo minada (ΔS continuamente negativa por los abatimientos), la consideración hecha siempre sería inexacta; sin embargo aquí se tomará como buena para propósitos de ilustración del ejemplo y se puede justificar diciendo que de acuerdo al registro histórico de los niveles del agua subterránea en el área no denotan modificaciones en el volumen almacenado. La hidrología no es una ciencia exacta y consideraciones bien fundamentadas mediante un conocimiento adecuado de las condiciones de las zonas de estudio, siempre se requerirán para resolver los problemas.

Utilizando las simplificaciones planteadas el problema resuelto a través de la ecuación básica se reducirá a que:

$$ET = P - R$$

la cual puede resolverse directamente, primero cambiando las unidades de R y P a unidades compatibles

$$P = 25\ 889 \times 10^6 \text{ (m}^2\text{)} \times 0.508 \text{ (m)} = 13\ 152 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$R = 170 \text{ (m}^3\text{/seg)} \times 31.5 \times 10^6 \text{ (seg)} = 5\ 355 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$1 \text{ año} = 31.5 \times 10^6 \text{ seg}$$

$$ET = P - R = 7\ 797 \times 10^6 \text{ m}^3 = 301 \text{ mm/año}$$

5.1.6 Características de las curvas de recesión o decaimiento

El término recesión se refiere al descenso natural por drenaje en un sistema en respuesta a la ausencia de una alimentación y se sabe de experiencias que sigue una ley de decaimiento exponencial. Sus aplicaciones en hidrología subterránea generalmente tiene relación con las características de recesión tomadas de los hidrogramas de las corrientes (el componente del flujo base) y la tendencia al abatimiento de los niveles del agua en pozos o la descarga de manantiales en ausencia de recarga. Las características de recesión también se han encontrado de utilidad en estudios empíricos en los cuales se pretende relacionar la geología de una cuenca con los parámetros de los escurrimientos.

Los componentes del flujo base de las corrientes, representan la captación de agua subterránea a partir de su almacenamiento, denominándosele recesión del agua subterránea. Sin embargo, ya que el flujo base generalmente es estudiado mediante el análisis de los hidrogramas de las corrientes, tres subsistemas del ciclo hidrológico se encuentran involucrados: 1) El subsistema del escurrimiento superficial directo 2) El subsistema de la componente del suelo y 3) El subsistema del agua subterránea. Lo anterior se correlaciona con el hecho de que el flujo en las corrientes consiste de tres componentes que reflejan 3 formas diferentes de recibir agua (Barnes, 1939, Meyer, 1940): 1) Escurrimiento superficial, el cual consiste de agua que fluye sobre la superficie del terreno, 2) Interflujo, que consiste del agua que fluye parcialmente en forma subterránea, pero que no constituye parte del cuerpo principal de agua subterránea y 3) Flujo base, el cual es una descarga natural de agua subterránea. El problema que se presenta a los hidrólogos es entonces separar, en el hidrograma de la corriente, sus diferentes componentes e interpretar la del flujo base. Los componentes de un hidrograma típico y la fuente y magnitud de la

correspondiente al flujo base se muestran esquemáticamente en la fig. 5.5.

Barnes (1939) sugirió que la recesión de cada uno de los componentes de un hidrograma típico, puede ser aproximado con una ecuación empírica de recesión de la forma:

$$Q_t = Q_0 K_r^t \quad (8)$$

en donde Q_0 es la descarga en cualquier tiempo dado, Q_t es la descarga t unidades de tiempo después que Q_0 , K_r es el factor de recesión y t es el intervalo de tiempo. De ello se sigue que el valor numérico de K_r es una función del intervalo de tiempo seleccionado. La graficación semilogarítmica de la descarga de una corriente contra el tiempo, en donde la descarga se lleva en la escala logarítmica, nos da una línea recta con la pendiente definiendo a K_r (fig 5.6).

Butler (1957) dió la ecuación:

$$Q = \frac{K_1}{10^{t/K_2}} \quad (9)$$

en donde K_1 es igual a Q si t es igual a cero (equivalente a Q_0 de la ec. (8)) y K_2 es igual a t si Q es igual a $0.1 K_1$. En otras palabras K_2 es igual a el incremento de tiempo correspondiente a un ciclo logarítmico en el cambio de Q . El volumen de descarga correspondiente a una recesión dada se encuentra mediante la integración de la relación de flujo de la ec. (9).

$$\text{Vol.} = \int_{t_1}^{t_2} Q dt = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{t/K_2}} \Bigg|_{t_1}^{t_2} \quad (10)$$

COMPONENTES DEL ESCURRIMIENTO

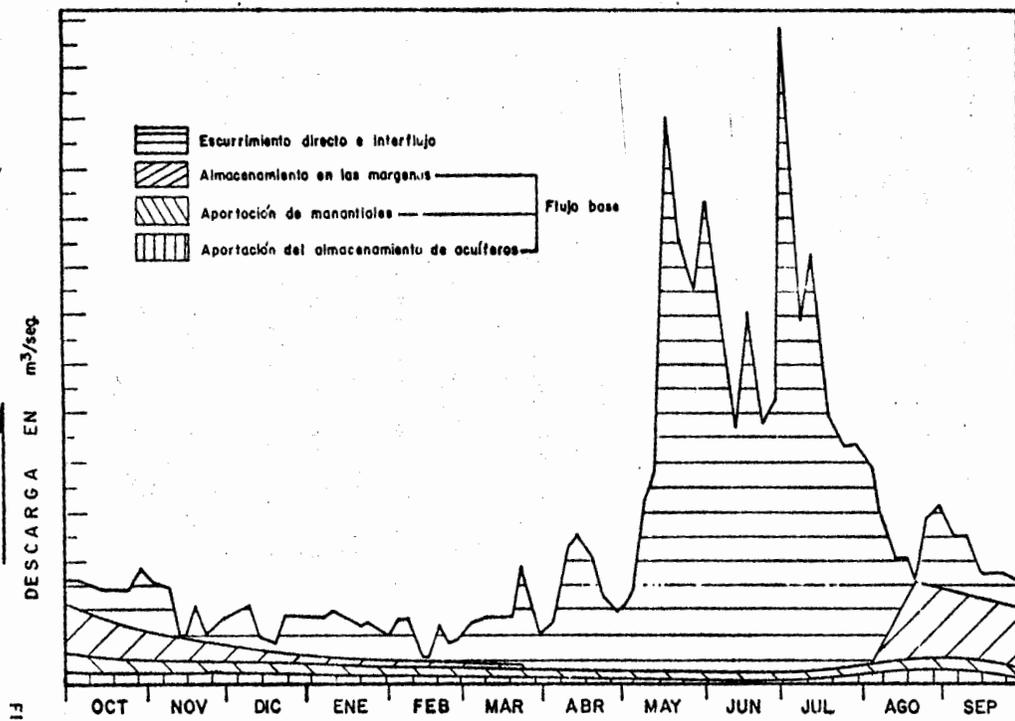


FIG. 5.5

La ecuación 10 es válida para cualquier período de tiempo de interés en la parte del flujo base de recesión en el hidrograma y representa el volumen total de agua subterránea descargada durante el intervalo seleccionado (V_{dreal}). El potencial total de la descarga de agua subterránea V_{tp} , se define como el volumen total de agua subterránea que podría ser descargado durante toda la recesión si se presentan el agotamiento total ininterrumpidamente (Meyboom, 1961), la cual podría determinarse calculando la ec. 10 dentro de los límites t igual a cero y t igual a infinito, lo que daría:

$$V_{tp} = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{\infty / K_2}} - \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^0 / K_2} \quad (11)$$

$$\text{pero: } \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{\infty / K_2}} \approx 0 \quad \text{y} \quad 10^0 / K_2 = 10^0 = 1$$

por lo que:

$$V_{tp} = \frac{K_1 K_2}{2.3} \quad (11')$$

La diferencia entre el volumen potencial remanente de la descarga de agua subterránea al final de una recesión dada y el potencial total de descarga de agua subterránea correspondiente a la siguiente recesión, es una medida de la recarga que tiene lugar entre ellas (Meyboom, 1961).

$$\text{Recarga} = V_{tp_{2a.\text{recesión}}} - \text{Vol. potencial remanente} = V_{tp_{2a.\text{recesión}}} - (V_{tp_{1a.\text{recesión}}} - V_{d \text{ real}}) \quad (12)$$

Ejemplo: Determine el volumen de recarga aproximado que tuvo lugar durante las primeras recesiones de la fig. 5.6.

HIDROGRAMA DE LA CORRIENTE MOSTRANDO LA RECESION DEL FLUJO BASE

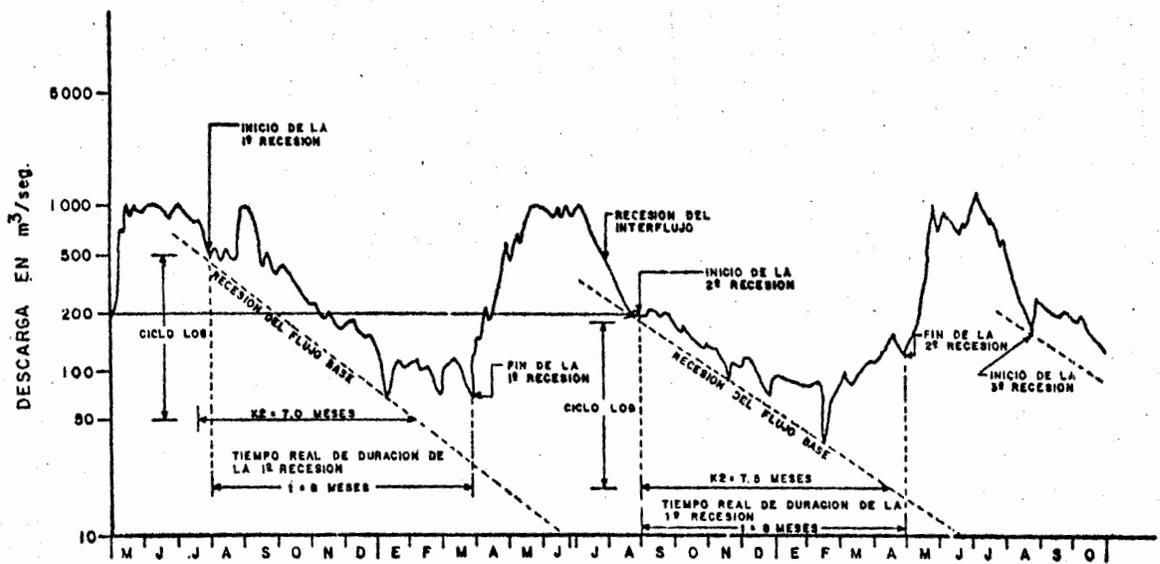


FIG. 5.6

Solución:

La primera recesión tiene un valor inicial de $500 \text{ m}^3/\text{seg}$, K_1 , y toma alrededor de 7.0 meses para completar un ciclo logarítmico de descarga K_2 .

El potencial de descarga total se calcula mediante la ecuación (5).

$$V_{tp} = \frac{500 \text{ m}^3/\text{seg} \times 7.0 \text{ meses} \times 30 \text{ días/mes} \times 1.440 \text{ min/día} \times 60 \text{ seg/min}}{2.3}$$

$$= 3.944 \times 10^6 \text{ m}^3$$

El volumen de agua subterránea descargado durante la recesión real (V_{dreal}), la cual duró aproximadamente ocho meses, se determinó usando la ecuación (10), tomando los límites de t desde cero hasta 8 meses.

$$V_{dreal} = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{t/K_2}} + \frac{K_1 K_2}{2.3} = \frac{-3.944 \times 10^6}{10^{8/7.0}} + 3.944 \times 10^6 = -284 \times 10^6 + 3.944 \times 10^6$$

$$= 3.660 \times 10^6 \text{ m}^3$$

El flujo base almacenado que todavía permanece al fin de la primera recesión (Volumen potencial remanente), puede determinarse mediante la ecuación (10) tomando t desde 8 a infinito, 0 mediante la resta del volumen drenado real (V_{dreal}), de la descarga de agua subterránea y el volumen potencial total de descarga en esa misma recesión.

$$\text{Vol. potencial remanente} = 3.944 \times 10^6 - 3.660 \times 10^6 = 284 \times 10^6 \text{ m}^3$$

La segunda recesión tiene un valor inicial de alrededor de $200 \text{ m}^3/\text{seg}$, K_1 y dura alrededor de 7.5 meses, K_2 , para completar un ciclo logarítmico de descarga. El volumen potencial total de descarga es calculado mediante:

$$\begin{aligned}
 V_{tp} &= \frac{K1 \ K2}{2.3} \\
 &= \frac{200 \text{ m}^3/\text{seg} \times 7.5 \text{ meses} \times 30 \text{ días/mes} \times 1440 \text{ min/día} \times 60 \text{ seg/min}}{2.3} \\
 &= 1\ 890 \times 10^6 \text{ m}^3
 \end{aligned}$$

La recarga que tiene lugar entre recesiones es la diferencia entre este valor y el potencial remanente de agua subterránea de la recesión anterior, o sea:

$$\begin{aligned}
 \text{Recarga} &= V_{tp_{2a. \text{ recesión}}} - \text{Vol. potencial remanente de la 1a. recesión} \\
 &= 1\ 890 \times 10^6 - 284 \times 10^6 = 1\ 606 \times 10^6 \text{ m}^3.
 \end{aligned}$$

5.2 Balace de agua subterránea

La cuantificación del agua subterránea existente en una zona dada, es un problema que se ha tratado de resolver por diferentes métodos, entre los que se cuenta, el análisis del ciclo hidrológico y la aplicación de coeficientes de infiltración a formaciones geológicas que afloran en las zonas estudiadas; sin embargo, los valores obtenidos por estos dos métodos que se encuentran dentro de los llamados in directos carecen de validez debido al gran número de variables que los afectan.

La forma adecuada de cuantificar la potencialidad de los acuíferos, es utilizando un método que trabaje directamente con ellos, considerando el agua ya infiltrada y relativamente al margen de los fenómenos que ocurren en la superficie; dicho método recibe el nombre de "balance de agua subterránea".

Los acuíferos son sistemas en los cuales puede aplicarse el principio de la conservación de la materia, ya que en un intervalo de tiempo dado, tienen lugar las recargas y descargas que hacen variar el almacenamiento de agua ya existente, aumentándolo o disminuyéndolo; según estos factores se presenten uno mayor que el otro. El fin primordial de los balances de agua subterránea es determinar el volumen de recarga a los acuíferos, y poder hacer así, el uso racional de los mismos.

5.2.1 Ecuación de balance

La ecuación que expresa el principio de la conservación de la materia, aplicado a un acuífero o porción del mismo, se llama "ecuación de balance de aguas subterráneas" y su forma más simple es la siguiente:

$$\text{Recarga-Descarga} = \text{Cambio de Almacenamiento.} \quad (14)$$

Los términos del miembro izquierdo de la ecuación, se presentan de diferentes for

mas; así la recarga puede ocurrir por flujo subterráneo (E_h) y/o por recarga vertical en el área de balance (R) y la descarga puede tener lugar por flujo subterráneo (S_h); aflorando en forma de manantiales ó a una corriente superficial (D); mediante pozos de bombeo (B), y por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero (Ev). El segundo miembro puede indicarse como V, quedándonos la expresión anterior de la siguiente manera:

$$E_h + R - S_h - D - B - E_v = V \quad (15)$$

Dependiendo de como se presente la recarga y descarga de un acuífero en estudio durante un intervalo de tiempo dado, los términos de la ecuación (15) pueden o no aparecer. En el caso de acuíferos limitados totalmente por fronteras impermeables, E_h y S_h , no aparecerán, ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo; si no existen niveles freáticos someros Ev puede eliminarse, lo mismo que D, en el caso de que no existan afloramientos. La ecuación de balance para un acuífero dado, puede variar de un intervalo de tiempo a otro, según las condiciones climáticas que prevalezcan en la zona de estudio, pudiendo así aparecer el término R en un período lluvioso o eliminándolo si la ecuación se plantea para un período de estiaje.

Siempre que se plantee una ecuación de balance, es necesario tener una idea más o menos clara del comportamiento del acuífero a estudiar.

Como ya se mencionó anteriormente, del volumen llovido en una zona dada, una parte se infiltra en el subsuelo recargado a los acuíferos en un cierto grado que depende de las condiciones geológicas y climatológicas del lugar; este volumen infiltrado no es posible cuantificarlo indirectamente, por lo que es necesario determinarlo del estudio del comportamiento del acuífero frente a la acción combinada de su recarga y descarga.

La cuantificación del potencial de un acuífero se basa en la evolución de los niveles del agua subterránea en un cierto intervalo de tiempo, de la distribución y cuantía de los volúmenes de extracción por bombeo en ese mismo intervalo, de sus características hidrodinámicas obtenidas mediante pruebas de bombeo y de la determinación de la red de flujo subterráneo. El fenómeno de la recarga de un acuífero, se presenta en forma cíclica por lo que para su cuantificación es necesario obtener información por lo menos durante un año, determinándose con esto, un valor preliminar; sin embargo, la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de un año a otro, dependiendo de las condiciones naturales y artificiales que influyen en el comportamiento de los acuíferos, por lo que para obtener un valor medio de recarga anual, es necesario considerar varios años.

Cuando ya se conoce el valor de la recarga media anual de una zona, es posible pasar a la etapa llamada de predicción, que tiene como finalidad predecir mediante modelos matemáticos o analógicos, previamente calibrados, el comportamiento futuro de los niveles del agua subterránea según las alternativas de explotación que se deseen estudiar.

5.2.2 Piezometría

La piezometría en los acuíferos se refiere a la medición de las fluctuaciones que se presentan en los niveles del agua subterránea, producidos por causas tanto naturales como artificiales.

Mediante pozos de observación, debidamente localizados y distribuidos en las áreas de estudio, es posible determinar las superficies piezométricas, efectuando lecturas periódicas de los niveles estáticos del agua subterránea, que son en sí, los que interesan para el estudio del comportamiento de los acuíferos. Recibe el nombre de nivel estático, el nivel del agua subterránea que no se encuentra afectado

por el bombeo en el pozo observado o en pozos cercanos a él. En el caso de acuíferos libres, la superficie piezométrica coincide con el manto freático, mientras que en los confinados la superficie queda representada por la altura que alcanza el nivel del agua y que puede quedar por encima o debajo del nivel del suelo, dependiendo de la diferencia de presiones que haya entre un plano de referencia y los puntos observados.

La obtención de los datos piezométricos y su debida interpretación son el punto de partida para el estudio cuantitativo del agua subterránea, por lo que al tomarlos debe tenerse cuidado de que no estén afectados por factores que puedan invalidarlos.

Del procesamiento de los datos piezométricos, pueden obtenerse diversas gráficas de las cuales las más útiles son: hidrógrafos de pozos; planos de profundidad al nivel del agua, configuraciones piezométricas, evolución piezométrica y perfiles piezométricos.

Hidrógrafos de Pozos

El hidrógrafo de un pozo es la representación gráfica del comportamiento del nivel estático con respecto al tiempo, pudiéndose notar en él, los períodos en que el acuífero sufre una recarga o una descarga de acuerdo a los ascensos y descensos que se presentan debido a causas naturales y artificiales tales como la precipitación y las extracciones en épocas de bombeo (fig. 5.7).

Mediante los hidrógrafos es posible hacer una depuración de los datos obtenidos respecto al nivel estático determinando en ocasiones, que la lectura de éste, haya estado afectado por el bombeo en el propio pozo o en un pozo cercano; o bien se haya tomado una lectura equivocada por un falso contacto de la sonda o la medi

HIDROGRAFO DE UN POZO

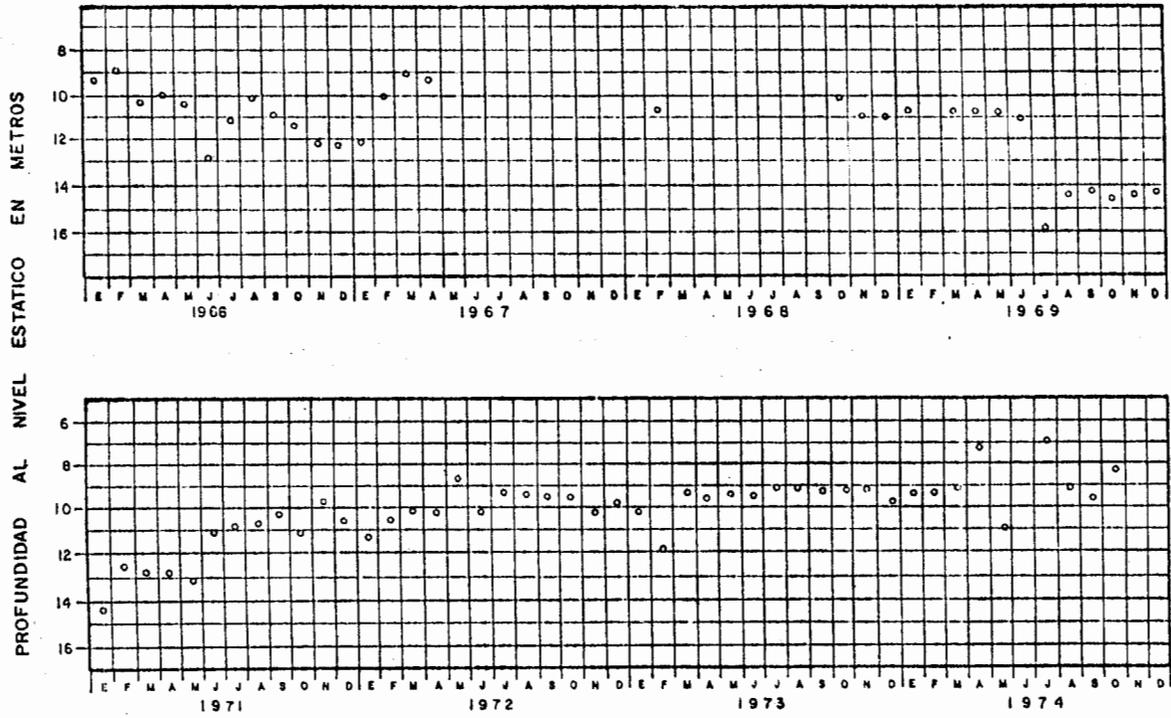


FIG. 5.7

ción de la longitud de cable introducido haya tenido error, de manera que el nivel estático observado sea totalmente falso.

Planos de profundidad al nivel del agua

Estos planos se elaboran, graficando en planta la profundidad a que se encuentra el nivel del agua referido a la superficie del terreno, por lo que las curvas aparecen afectadas por la topografía del terreno.

Cuando las profundidades al nivel del agua observadas en los pozos, corresponde, a un acuífero libre, las curvas de igual profundidad obtenidas por extrapolación, son útiles para definir zonas en las cuales debido a la poca profundidad del nivel del agua, se presenta una descarga por evapotranspiración. En cualquiera de los demás tipos de acuífero, el plano de profundidades al nivel estático, da una idea de la profundidad mínima a que deben perforarse los pozos y además permite seleccionar zonas apropiadas para la explotación desde el punto de vista de costos de bombeo (Fig. 5.7).

Configuraciones piezométricas

Para obtener las configuraciones piezométricas, es necesario referir los niveles estáticos a un plano horizontal que por lo general es el nivel medio del mar. Lo anterior se logra efectuando una nivelación diferencial del brocal de los pozos de observación en los cuales se toma la profundidad al nivel estático.

Las curvas obtenidas por interpolación de los valores conocidos, representan la forma de la superficie piezométrica en un acuífero confinado o semiconfinado y la forma de la superficie freática en un acuífero libre (Figs. 5.8, 5.9, 5.10 y 5.11).

Debido a la aparente sencillez con que se elaboran estas curvas, muchas veces se si

que una interpolación mecánica que en muchos casos conduce a errores que invalidan las configuraciones, ya que no se toman en cuenta factores que pueden influir en el flujo del agua subterránea y por lo tanto en la forma de la superficie piezométrica. Los factores que influyen en una configuración piezométrica pueden ser hidrológicos y geológicos, debiendo considerar la topografía de la zona, los afloramientos geológicos, los ríos, lagunas, manantiales, zonas empantanadas, distribución de pozos, etc. También debe tenerse muy en cuenta que los valores que se consideren en una configuración, corresponden a un mismo acuífero y no a otros diferentes; lo anterior se evita, obteniendo secciones geológicas que muestren las principales unidades geohidrológicas existentes en el subsuelo; asimismo, deben conocerse las características constructivas de los pozos de observación, para definir el acuífero en que se encuentran.

Cuando ya se cuenta con configuraciones de curvas de igual elevación al nivel estático, es posible determinar la red de flujo, en la cual se presenta la dirección - que sigue el agua subterránea, las zonas de recarga y descarga, los gradientes hidráulicos, el comportamiento de las fronteras, los efectos de la explotación, etc.

Con la red de flujo trazada y considerando la Ley de Darcy puede hacerse una cuantificación de los caudales de flujo subterráneo. Normales a las curvas de igual elevación al nivel estático o equipotenciales, se presentan las líneas de corrientes que son las trayectorias que sigue el agua subterránea. Se llama red de flujo a la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de corriente (Fig. 5.8).

La Ley de Darcy establece que la velocidad de flujo a través de un medio poroso, es proporcional a la pérdida de recarga e inversamente proporcional a la longitud de la trayectoria de flujo. Matemáticamente esta ley se expresa de la siguiente manera:

$$v = K \frac{h}{L} = Ki \quad (16)$$

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

Con estos elementos podemos entonces cuantificar el caudal de flujo que circula a través de una sección limitada por dos líneas equipotenciales y dos líneas de corriente. Considerando la Ley de continuidad y la Ley de Darcy tenemos:

$$Q = Av = A K \frac{h}{L} \quad (17)$$

en la que A es el área de flujo. Utilizando el concepto de transmisibilidad, expresado como el coeficiente de permeabilidad multiplicado por el espesor del acuífero ($T = Kb$), obtenemos:

$$Q = TB \frac{h}{L} = TBi \quad (17')$$

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

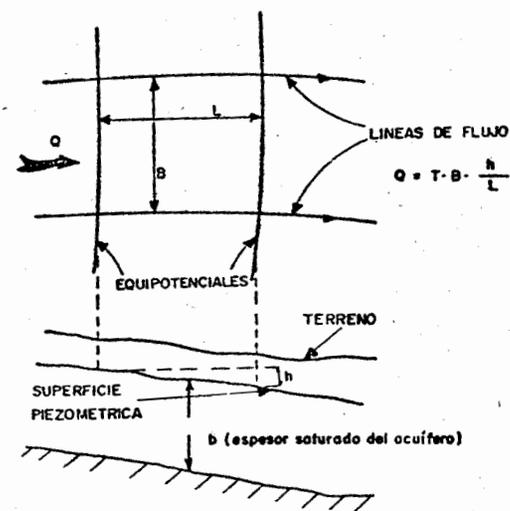


Fig. 5.8.

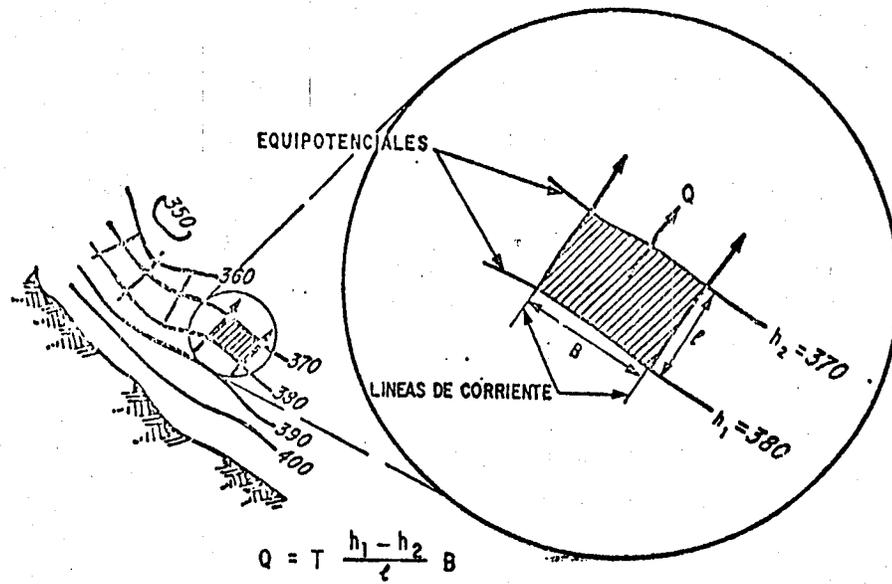


FIGURA 5.9

CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

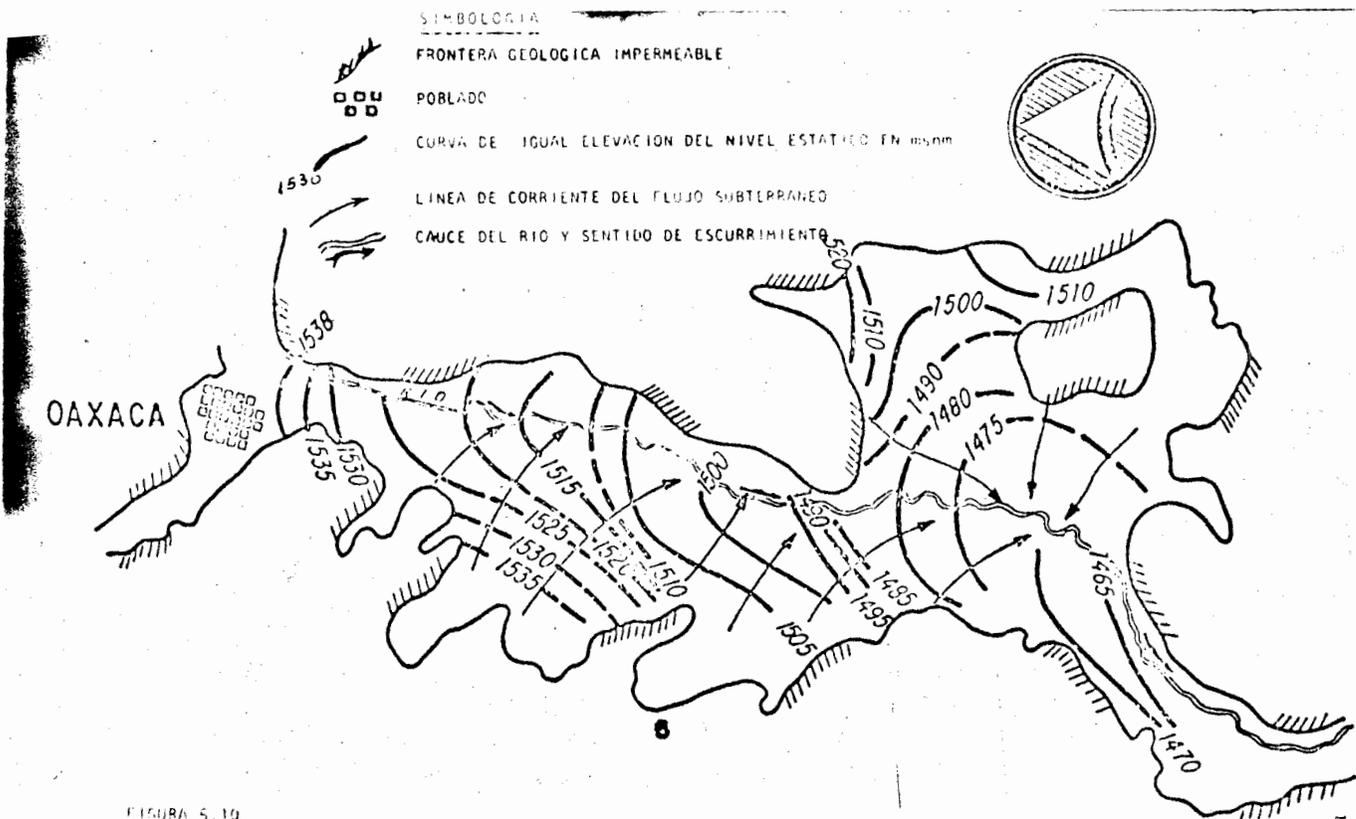
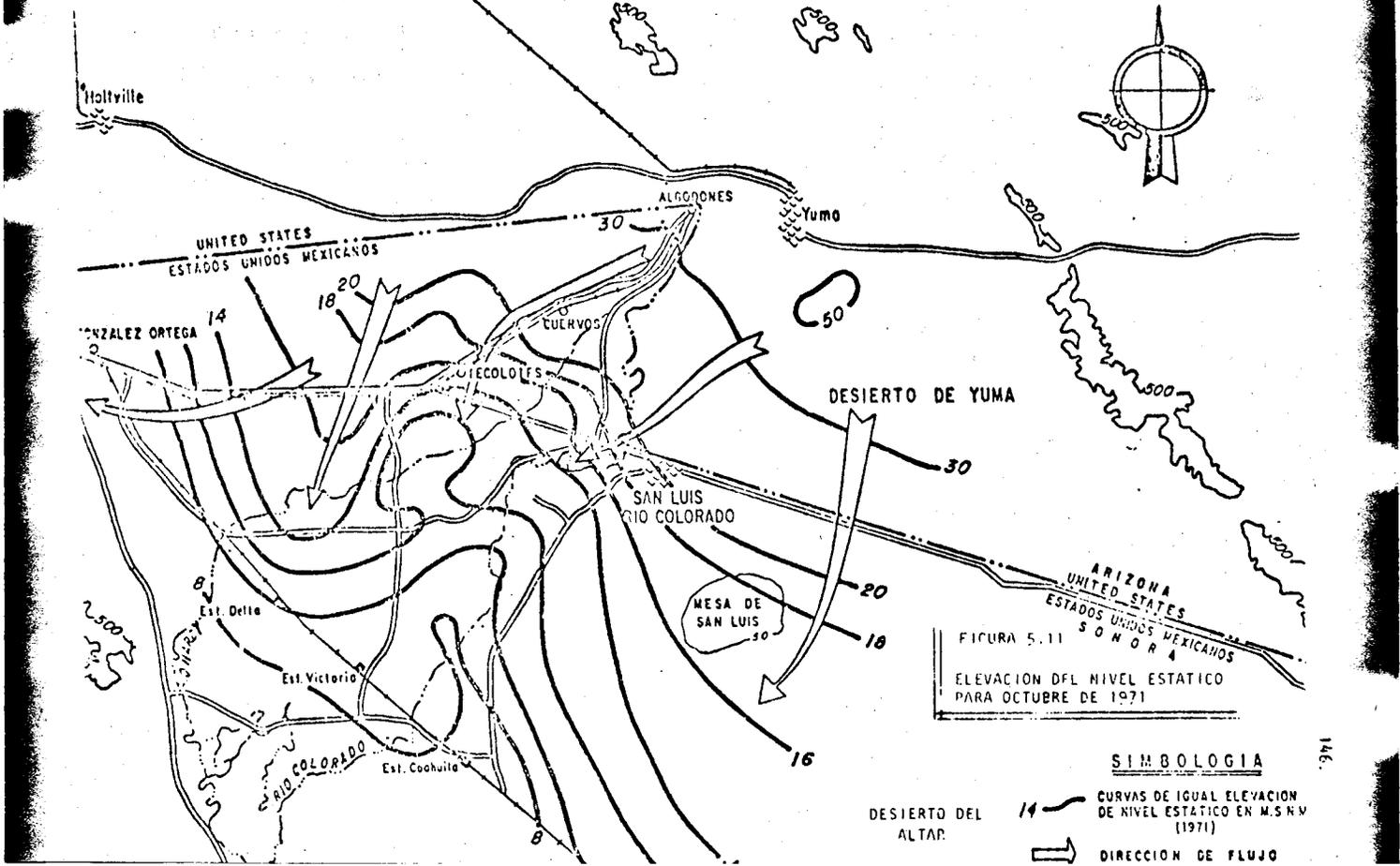


FIGURA 5.10
 CONFIGURACION DE ELEVACION NIVEL ESTADICO MOSTRANDO LA INFLUENCIA QUE TIENEN
 LOS LIMITES GEOLOGICOS Y LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES



Evolución piezométrica

La evolución piezométrica se refiere a los cambios que sufre el nivel estático durante un intervalo de tiempo, producidos por la acción combinada de recarga y descarga de agua subterránea en el acuífero. Con los datos obtenidos en los pozos de observación, se grafican curvas de igual evolución del nivel estático, interpolando valores, siempre y cuando se tomen en cuenta los factores que pueden influir en ellas, como son determinación de zonas de bombeo, zonas de recarga y descarga, forma de la superficie freática (o piezométrica), tipo de acuífero, etc. (fig. 5.12)

Las curvas de igual evolución debidamente graficadas, nos ayudan a cuantificar el cambio que haya sufrido el acuífero en su almacenamiento, pudiendo notarse zonas de recuperaciones o abatimiento dependiendo de las condiciones en que se encuentre la zona en estudio; asimismo, son de gran utilidad en la calibración de los modelos de simulación del comportamiento de los acuíferos.

5.2.3 Hidrometría de los aprovechamientos de agua subterránea

Este concepto se refiere a los diferentes métodos que se siguen para cuantificar los volúmenes de descarga, tanto natural como artificial, de las aguas subterráneas. De hecho, el volumen de descarga de agua subterránea más significativo, lo constituyen las extracciones mediante pozos de bombeo, dependiendo éstas de la extensión de la zona explotada y el uso a que se destine el agua. La determinación de dicho volumen se hace en base a un censo de pozos, seleccionándose de él, los aprovechamientos que por las características de su equipo de bombeo y/o su régimen de operación, tengan una influencia significativa en el volumen total. Según el uso ó usos a que se destinen los pozos seleccionados, se elegirá la forma más conveniente de estimar sus volúmenes de extracción. Entre los métodos que pueden utilizarse tenemos:

1. Medidor totalizador de flujo.
2. Consumo de energía eléctrica y caudal.
3. Reloj horario de trabajo del motor y caudal.
4. Tarjetas anotando arranque y paro por parte del bombero y caudal.
5. Superficie y lámina de riego.
6. Agrupando los pozos por diámetro de descarga y uso e investigando el volumen de extracción de los pozos seleccionados en cada grupo.

Generalmente el volumen de extracción de todos los aprovechamientos cuya extracción individual es poco significativa (pozos no equipados o equipados con bombas de diámetro menor de 2"), se estima en forma global.

Un dato importante en la hidrometría de los aprovechamientos que cuentan con equipo de bombeo, es la determinación del caudal que extraen, el cual se puede conocer mediante el aforo de los pozos. Los métodos más utilizados en el campo son: el método del orificio y el de la escuadra.

Método del orificio

En este método, el caudal se calcula en base a la medida de la carga hidrostática o de presión leída mediante un piezómetro colocado sobre un costado del tubo de descarga, aguas arriba del orificio. El aparato consta de un conducto o tubo de descarga de una longitud de por lo menos 1.83 m (6'), en el cual se efectúa una perforación a 0.61 m (2') antes de la salida, para colocar un tubo corto de 0.3175 cm (1/8") de diámetro. Todas las rebabas producto de la perforación, se liman cuidadosamente por el interior del tubo de descarga. El tubo corto sirve para colocar el piezómetro y se atornilla en la perforación efectuada, cuidando que enrase con la pared interior del tubo de descarga.

El tubo piezométrico consta de una manguera de hule transparente de aproximadamente 4 ó 5 pies de longitud y $1/8''$ de diámetro, que se coloca en el tubo corto antes mencionado. El nivel del agua en el piezómetro se mantiene visible en la manguera, y sus fluctuaciones se leen en una escala vertical que se coloca a un lado de la manguera.

El tubo de descarga y la conexión del piezómetro deben estar dentro de un plano horizontal. La carga hidrostática o de presión en el orificio, será la distancia vertical que haya entre el nivel del agua en el tubo piezométrico y el plano horizontal que pasa por el centro de la abertura del orificio.

Entre las condiciones que se deben cumplir para obtener una mayor precisión en los resultados, se tienen:

- a. El tubo de descarga debe estar horizontal, dentro de la precisión de un nivel de carpintero o albañil.
- b. El tubo corto al cual se acopla el piezómetro, se enrasará con el interior del tubo de descarga y se quitarán todas las rebabas que se aprecien por dentro en ese lugar.
- c. La descarga del agua a través del orificio deberá caer libremente.
- d. La carga en el orificio debe ser suficiente para producir un escurrimiento completo; y la misma en cualquier orificio, no debe ser menor de 5 cm (2") sobre la parte superior del tubo de descarga, ni mayor de 1.78 m (70").
- e. El tubo piezométrico debe estar libre de burbujas de aire, ya que éstas ocasionan una carga alta ficticia y por consiguiente, lecturas superiores a las reales.
- f. El tubo de descarga, tras el orificio, debe estar lleno de agua.
- g. El orificio debe tener un diámetro comprendido entre $1/2$ y $3/4$ el diámetro del tubo.

En la fig.5.13 se muestra la disposición de los elementos que forman el aparato.

Mediante la tabla 5.1 la carga piezométrica medida en pulgadas, se convierte en galones por minuto (G.P.M.), ó litros por segundo (lts/seg), de acuerdo a los valores anotados.

Método de la escuadra

Es este un método práctico y rápido, para el aforo de pozos con tubo de descarga horizontal y que pueden estar trabajando parcial o totalmente llenos. De la experiencia obtenida en aforos aplicando el método de la escuadra, se desprende que su aproximación comparada con el método del orificio circular es aceptable, y sus variaciones son aproximadamente de un 3% más o menos.

Para la determinación del caudal de los pozos, se han elaborado tablas que cubren un alto rango de valores; sin embargo, la forma más fácil de obtenerlo, es mediante el uso del nomograma que se presenta en la fig.5.14 y que contiene además un ejemplo para cada uno de los casos mencionados.

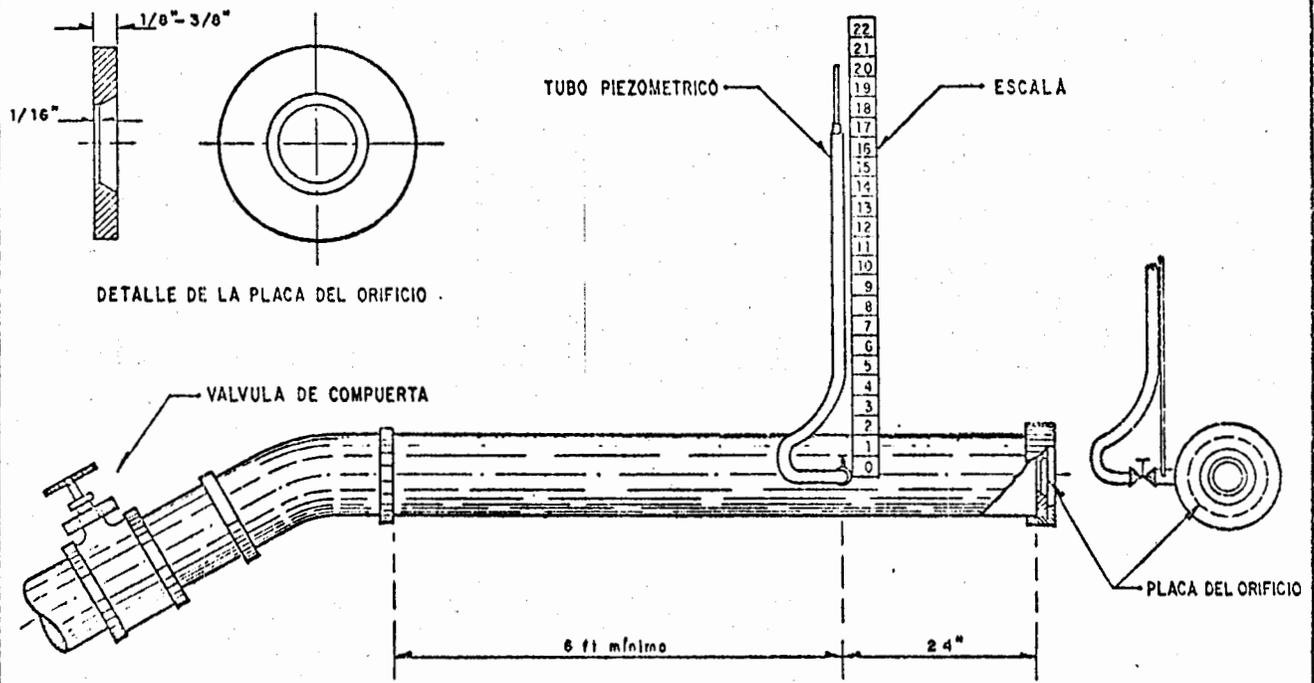


FIG. 5.13

DETALLES ESENCIALES DEL VERTEDOR DE ORIFICIO CIRCULAR COMUNMENTE USADO PARA MEDIR CAUDALES DE BOMBEO, CUANDO ESTE SE REALIZA MEDIANTE BOMBAS DE TURBINA.

T A B L A 5.1
CAUDALES OBTENIDOS POR EL METODO DEL ORIFICIO

h	Tubo de 4"		Tubo de 4"		Tubo de 6"		Tubo de 6"		Tubo de 6"		Tubo de 8"		Tubo de 8"		Tubo de 10"		Tubo de 10"		Tubo de 10"	
	Orificio de 2 1/2"		Orificio de 3"		Orificio de 3"		Orificio de 4"		Orificio de 5"		Orificio de 4"		Orificio de 5"		Orificio de 6"		Orificio de 6"		Orificio de 8"	
	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg	GPM	lts/seg
5	56	3.52	93	5.87																
6	62	3.91	102	6.43	82	5.17	155	9.78	300	18.93	148	9.34	240	15.14	300	23.97				
7	66	4.16	110	6.94	60	5.55	160	10.40	325	20.50	160	10.09	260	16.40	410	25.87	270	23.34	350	34.70
8	70	4.42	118	7.44	94	5.93	180	11.36	350	22.08	170	10.72	300	17.66	440	27.76	395	24.92	500	37.22
9	75	4.73	126	7.95	100	6.31	190	11.99	370	23.14	180	11.36	325	18.61	465	29.34	420	26.50	630	39.75
10	80	5.05	132	8.40	106	6.69	200	12.62	390	24.40	190	11.99	350	19.54	490	30.91	440	27.66	860	41.61
12	87	5.49	145	9.15	113	7.23	220	13.88	425	26.81	210	13.25	340	21.45	540	34.07	480	30.20	720	45.42
14	94	5.93	156	9.84	125	7.89	230	15.01	460	29.02	225	14.19	370	22.34	580	36.99	520	32.01	780	49.21
16	100	6.31	168	10.60	132	8.33	253	15.94	490	30.91	240	15.14	390	24.60	620	39.11	560	35.22	840	52.98
18	104	6.69	178	11.23	140	8.83	268	16.91	520	32.81	255	16.09	415	26.18	640	41.64	595	37.54	890	56.15
20	112	7.07	188	11.86	150	9.46	283	17.85	550	34.70	270	17.03	440	27.78	675	43.85	625	39.43	940	59.30
22	118	7.44	198	12.99	158	9.97	270	18.00	575	36.20	280	17.66	460	29.02	725	45.74	660	41.64	900	62.03
23	125	7.89	210	13.25	168	10.60	318	20.06	610	38.48	300	18.93	480	30.91	760	48.21	700	44.16	1050	68.24
30	138	8.71	230	14.51	182	11.48	350	22.08	670	42.27	330	20.82	540	34.07	830	52.63	760	47.95	1150	73.55
33	150	9.46	250	15.77	198	12.49	375	23.66	725	45.74	360	22.71	580	36.59	920	58.84	820	51.73	1240	78.23
40	160	10.09	265	16.72	210	13.25	400	25.24	780	49.21	380	23.97	620	39.11	980	61.83	880	55.52	1310	83.91
45	170	10.72	280	17.74	223	14.07	425	26.81	820	51.73	400	25.24	660	41.64	1040	65.61	940	59.30	1410	89.56
50	180	11.36	300	18.93	235	14.83	450	28.39	870	54.89	425	26.81	700	44.16	1100	69.40	970	62.46	1470	93.37
60	195	12.30	325	20.50	260	16.40	480	30.91	950	59.73	465	29.34	760	47.95	1200	75.72	1070	68.77	1470	101.57

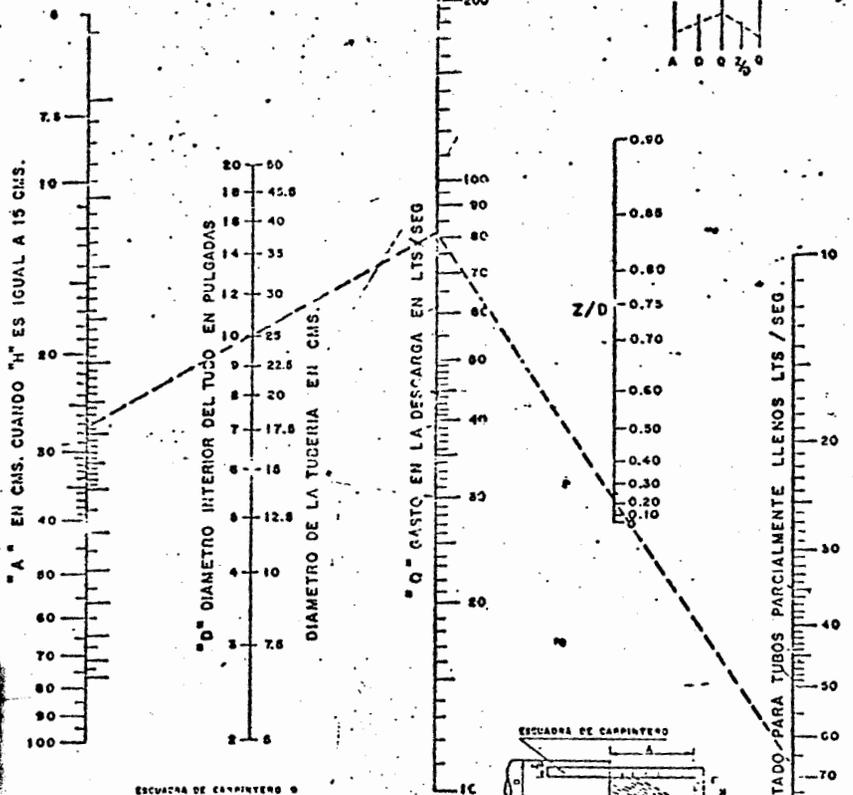
*Esta columna se refiere a la altura de agua en el tubo, a partir del centro del orificio.

NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

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

D, H, A, en cm.
Q en lts.



SOLUCION

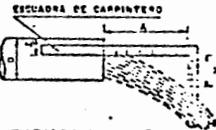


ESCUADRA DE CARPINTERO O REGLA PLEADIZA.



EJEMPLO 1

- 1) El diámetro del tubo es 10"
- 1) "A" = 27.5 cm.
- 1) "H" = 15 cm.
- 1) "Q" = 81 lts/seg.



EJEMPLO 2

TUBO PARCIALMENTE LLENO

- 1) El diámetro del tubo es 10"
- 1) "A" = 27.5 cm.
- 1) "H" = 15 cm.
- 1) "Z" = 5 cm.

$$Z/D = \frac{\text{FALTANTE}}{\text{DIAMETRO}} = \frac{5}{27.5} = 0.20$$

Q = 68 lts/seg.

Fig. 5.14

5.2.4 Cuantificación de los términos de la ecuación de balance de agua subterránea

Para hacer la cuantificación de los términos que constituyen la ecuación de balance es necesario contar de antemano con información obtenida en el campo, tal como la localización de los pozos, los cuales deberán ubicarse en un plano a fin de conocer su distribución, que es la que generalmente delimita el área en que se efectuará el balance; las lecturas piezométricas, obtenidas periódicamente en los pozos piloto; la hidrometría de todos los aprovechamientos subterráneos existentes dentro del área delimitada; las características obtenidas con las pruebas de bombeo y los datos mediante los cuales se determinen las fronteras que se encuentren dentro del área de estudio.

Entradas y Salidas por flujo horizontal subterráneo (E_h, S_h)

Los volúmenes de entrada y salida por flujo subterráneo, se obtienen multiplicando los caudales de flujo que pasan por el perímetro del área de balance, calculados como se indicó en el subcapítulo 5.2.2 en la parte de las "configuraciones piezométricas", por el intervalo de tiempo utilizado para plantear el balance. La expresión matemática a utilizar sería:

$$E_h, S_h = \sum_{j=1}^{nc} Q_j t = \sum_{j=1}^{nc} T_j B_j i_j t \quad (18)$$

en la cual, T_j , B_j e i_j son la transmisibilidad, el ancho de flujo y el gradiente hidráulico, del canal de flujo j , respectivamente; t , es el intervalo de tiempo considerado para plantear el balance, y nc es el número de canales de flujo de entrada y/o de salida, definidos en la periferia del área de balance. Los valores de B y L se miden directamente en la red de flujo.

Descargas por medio de manantiales o como flujo base de corrientes superficiales (D)

Este término, se cuantifica mediante estaciones de aforo en las cuales se registran los volúmenes que descarga el acuífero durante el período de tiempo considerado para el balance. Generalmente se aplica el análisis de los hidrogramas en su componente de la curva de recesión o decaimiento, como se explicó con anterioridad.

Extracciones por bombeo (E)

La forma de evaluar este concepto, se realiza mediante alguno de los métodos descritos en el sub-capítulo 5.2.3.

Evapotranspiración (Ev)

Como ya se indicó anteriormente, este término sólo tiene significado dentro de la ecuación, si en el área de estudio existen zonas con nivel freático somero, calculándose mediante la aplicación del valor de la evaporación potencial media.

Cambio de almacenamiento (V)

El cambio de almacenamiento, se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. La expresión matemática que se utiliza es la siguiente:

$$V = \pm S \sum_{j=1}^{n_a} a_j h_j \quad (19)$$

en donde S, es el coeficiente de almacenamiento, a_j es un elemento de área con evolución piezométrica h_j y n_a es el número de elementos en que se divide el área de balance.

Mediante las curvas de igual evolución del nivel estático correspondiente al intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, se calcula, en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión. En algunos casos el coeficiente de almacenamiento se determina mediante pruebas de bombeo como se verá posteriormente, o bien se infiere de acuerdo a los materiales que constituyan al acuífero; cuando no existe tal información o su valor regional es muy dudoso, se deja en la ecuación de balance como una incógnita a despejar.

Recarga por flujo vertical (R)

Como ya se indicó anteriormente este término no puede obtenerse en forma indirecta, y sólo puede cuantificarse despejándolo de la ecuación. Para incluirla en la ecuación, o ecuaciones de balance, es necesario tener por lo menos un conocimiento aproximado de su forma de ocurrencia y su distribución en el tiempo.

5.3 Teoría del flujo del agua subterránea, hidráulica de pozos

El flujo del agua subterránea, constituye un aspecto importante dentro de la geohidrología, ya que es un caso especial de flujo a través de un medio poroso.

El estudio del agua subterránea presenta diferentes grados de dificultad, en la medida que se consideren aspectos tales como: el carácter dimensional del flujo, la dependencia de este respecto al tiempo, las fronteras en que se mueva el agua y las propiedades del medio y del fluido.

El flujo del agua subterránea en la naturaleza es, hasta cierto punto, tridimensional; esto significa que si fuera posible medir la velocidad de una partícula fluyendo a través del suelo, el vector de la velocidad en cualquier punto tendría componentes a lo largo de tres ejes principales x , y , y z .

La dificultad al resolver problemas del agua subterránea depende del grado con el cual el flujo se presente; así, resulta prácticamente imposible resolver analíticamente un flujo de agua tridimensional, al menos que las condiciones de simetría del problema, hagan posible reducir las ecuaciones a un sistema bidimensional. Afortunadamente la aproximación anterior puede hacerse en la mayoría de los problemas ingenieriles e inclusive, en ocasiones, es posible la reducción a una sola dimensión, siempre y cuando se tenga en cuenta el rango de error que esto acarrea.

El flujo del agua subterránea puede evaluarse cuantitativamente conociendo la velocidad, presión, densidad, temperatura y viscosidad del agua infiltrada a través de una formación geológica. Estas características del agua constituyen generalmente las incógnitas del problema y pueden variar en cada punto de la formación y con el tiempo. Si las incógnitas dependen únicamente de las variables independientes

x, y, y z, el movimiento se presenta con regimen establecido; si por el contrario, las incógnitas son también función del tiempo, el regimen es transitorio. El flujo con regimen establecido, se puede considerar como un caso particular del flujo con regimen transitorio cuando el tiempo tiende a infinito; o bien, como su promedio a lo largo de un período de tiempo dado.

El movimiento del agua subterránea se llama confinado, o cautivo, cuando los límites o superficies confinantes del medio a través del que circula el agua (es decir, el espacio comprendido por los poros llenos de agua), permanecen fijos para los diferentes estados del movimiento; por el contrario, el flujo del agua es libre, cuando posee una superficie libre, cuya posición varía con el estado del movimiento; en -- ocasiones también suele llamársele movimiento en condiciones freáticas.

Un medio recibe el nombre de isótropo si sus propiedades en toda dirección, a partir de cualquier punto, son las mismas; por el contrario se llama anisótropo si alguna de sus propiedades es afectada en cualquier dirección a partir de un punto. El medio es de composición heterogénea si su naturaleza, propiedades o condiciones de -- isotropía o anisotropía, varían de un punto a otro y es homogéneo si estas características son constantes en el medio.

5.3.1 Movimiento del agua subterránea

El movimiento del agua subterránea está gobernado por principios hidráulicos establecidos. El flujo a través de acuíferos, la mayoría de los cuales son medios porosos naturales, puede expresarse por la ley de Darcy.

En 1856, Henry Darcy estableció la ley que lleva su nombre, la cual dice que la velocidad de flujo a través de un medio poroso es proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud de recorrido del flujo. Esta ley se expresa

en forma matemática de la siguiente manera:

$$V = K \frac{h}{L} \quad (20)$$

en donde: v = velocidad de flujo, en m/seg.

k = constante de proporcionalidad

h = pérdida de carga, en m

L = distancia recorrida por el flujo en m.

En forma general, la ecuación anterior se puede expresar como:

$$V = k \frac{dh}{dL} \quad (21)$$

donde dh/dL es el gradiente hidráulico.

Ecuación de movimiento

La ecuación general que gobierna el movimiento del agua subterránea, puede deducirse a partir de la ley de Darcy la cual se puede escribir, en forma general como:

$$V = K \frac{\partial h}{\partial L} \quad (22)$$

donde L es la distancia a lo largo de la dirección media del flujo.

Si se considera que un acuífero es homogéneo con permeabilidad isotrópica, los componentes de velocidad en un sistema de coordenadas rectangulares están dados, de acuerdo con la ecuación 22 por:

$$V_x = K \frac{\partial h}{\partial x}, \quad V_y = K \frac{\partial h}{\partial y}, \quad V_z = K \frac{\partial h}{\partial z} \quad (23)$$

En hidrodinámica, un potencial de velocidad ϕ , se define como una función de espacio y tiempo, tal que su derivada negativa, con respecto a cualquier dirección, es la velocidad del fluido en esa dirección. Entonces, si $\phi = -Kh$, de la ecuación 23, se deduce que:

$$v_x = - \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad v_y = - \frac{\partial \phi}{\partial y}, \quad v_z = - \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (24)$$

lo cual indica que existe un potencial de velocidades para el flujo de agua subterránea.

a) Flujo establecido

La ecuación de continuidad, en su forma general puede expresarse como:

$$- \left[\frac{\partial (\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho v_z)}{\partial z} \right] = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (25)$$

donde ρ , es la densidad del fluido y t es el tiempo.

Considerando que el agua es incompresible, su densidad será constante; entonces, la ecuación de continuidad para éste caso será:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (26)$$

sustituyendo la ecuación 24 y reemplazando por $-Kh$, se llega a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad \text{ó} \quad \nabla^2 h = 0 \quad (27)$$

Esta es la ecuación general para un flujo establecido en un medio homogéneo e isotropo.

b) Flujo transitorio.

Para deducir la ecuación correspondiente al flujo transitorio, es necesario considerar el coeficiente de almacenamiento S , lo que para un acuífero libre representa su rendimiento específico, y para uno confinado una medida de su compresibilidad, la cual se define por la expresión:

$$\beta = - \frac{\partial V/V}{\partial p} \quad (28)$$

donde V , es el volumen y p la presión, lo cual puede valuarse en términos del cambio dentro de una columna de sección transversal unitaria, extendiéndose a través del acuífero confinado (fig. 5.15).

Si b es el espesor del acuífero, se tiene que $V = 1 \cdot b = b$, y el cambio de presión

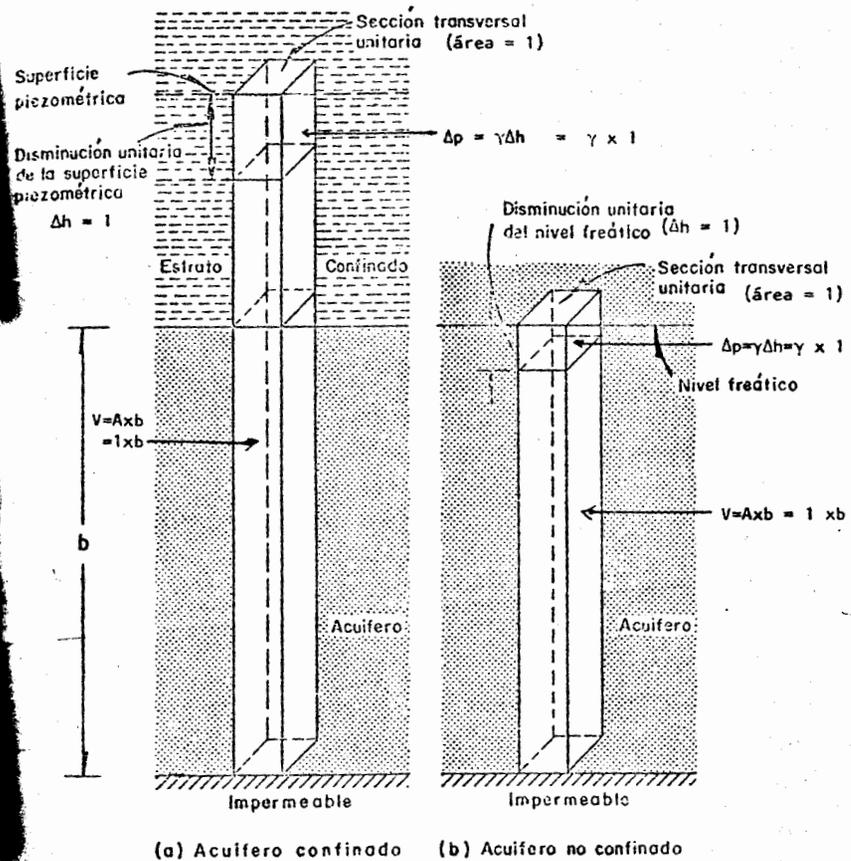


FIG. 5.15 Definición del coeficiente de almacenamiento

es $\partial p = -\gamma(l) = -\gamma$; además, $S = \partial V$, por lo que la ecuación 28 se transforma en:

$$\beta = \frac{S}{\gamma b} \quad (29)$$

para un material elástico se tiene que:

$$\frac{\partial V}{V} = -\frac{\partial p}{\rho} \quad (30)$$

De las ecuaciones 28 y 30 se deduce:

$$\partial p = \rho \beta \partial p \quad (31)$$

y sustituyendo β por la ecuación 29 se obtiene:

$$\partial p = \frac{\rho S}{b \gamma} \partial p \quad (32)$$

sustituyendo este resultado la ecuación 25 se encuentra:

$$-\left[\frac{\partial (\rho Vx)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho Vy)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho Vz)}{\partial z} \right] = \frac{\rho S}{b \gamma} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (33)$$

considerando ρ constante, teniendo en cuenta la ecuación 23 y expresando a

$p = \gamma h$, se llega a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{Kb} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{o} \quad \nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (34)$$

que es una ecuación diferencial parcial, que gobierna al flujo transitorio del agua en un acuífero confinado compresible de espesor uniforme b . Esta ecuación puede usarse mediante aproximaciones sucesivas en un acuífero libre, donde las variaciones del espesor saturado son pequeñas.

5.3.2 Pruebas de bombeo

La realización de las pruebas de bombeo, lleva como fin determinar las características hidráulicas de los acuíferos, y consisten en observar los efectos (abatimientos) provocados por el bombeo en los niveles piezométricos de un acuífero. Los abatimientos pueden ser observados en el mismo pozo de bombeo, o bien, en pozos de observación próximos a él.

Un pozo es una estructura hidráulica, cuyo funcionamiento -cuando está debidamente diseñado y construido depende del comportamiento del acuífero, por lo cual, es fundamental conocer las características hidrodinámicas de éste, mediante pruebas de bombeo.

Al iniciarse el bombeo en un pozo, el nivel del agua en las vecindades sufre un abatimiento, que resulta mayor en el pozo mismo y decrece a medida que la distancia al pozo aumenta, hasta que se llega a un punto en que el bombeo no afecta a dicho nivel. La fuerza que induce al agua a que se mueva hacia el pozo, es la carga hidráulica representada por la diferencia entre el nivel del agua dentro del pozo y el existente en cualquier lugar fuera de él.

El agua fluye a través del acuífero desde cualquier dirección, aumentando su velocidad conforme se acerca al pozo; de acuerdo a la Ley de Darcy, en un medio poroso el gradiente hidráulico es directamente proporcional a la velocidad, por lo que el abatimiento en la superficie de agua, desarrolla un continuo pronunciamiento en su pendiente que hace que se forme un cono de depresión, cuyo tamaño y forma dependen del caudal, tiempo de bombeo, características del acuífero, pendiente del nivel freático y recarga dentro del área de influencia del pozo. La influencia de algunos de estos factores en la forma de la depresión piezométrica, se muestran en la fig.5.16.

Cuando se bombea agua mediante un pozo, ésta se deriva del almacenamiento del acuífero, y en tanto no exista una recarga vertical, el cono de depresión se va extendiendo más y más, decreciendo la magnitud de los abatimientos a medida que el área afectada es mayor, hasta que la superficie piezométrica se estabiliza en las proximidades de pozo y se llega a una condición de flujo establecido.

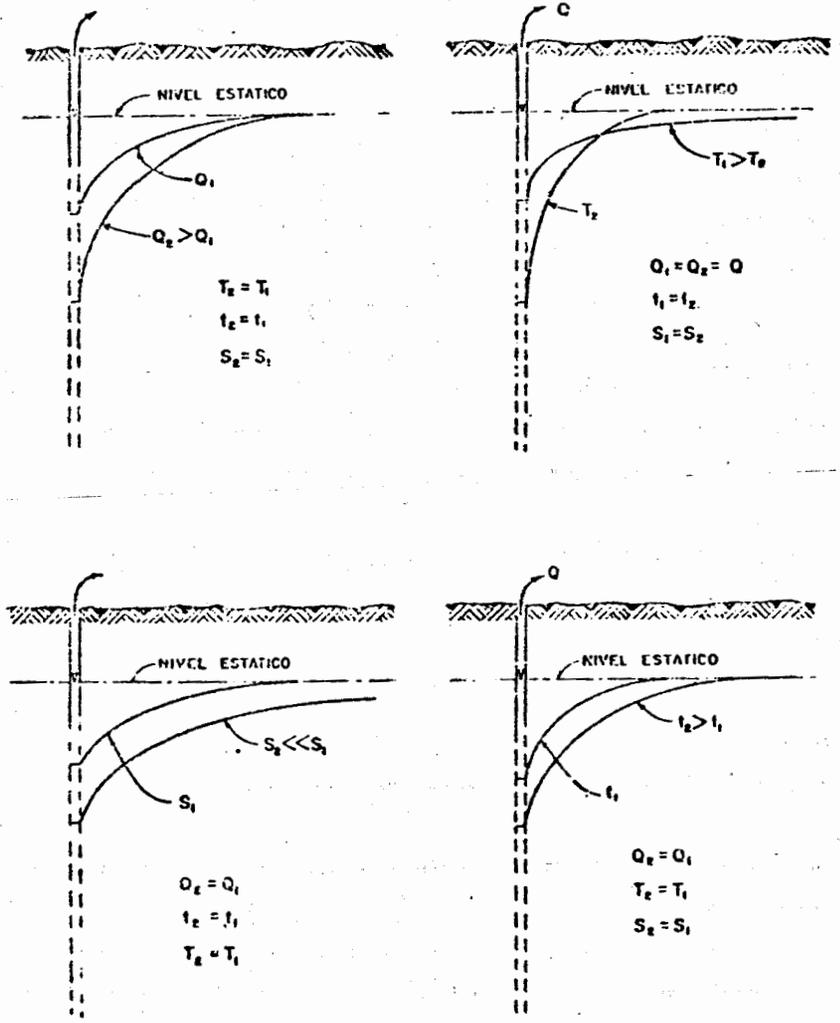


Fig.5.16 INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q), TIEMPO DE DOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION

Prueba de bombeo con régimen establecido

Las fórmulas para un pozo descargando bajo condiciones de flujo establecido, se derivaron desde tiempo atrás por varios investigadores, existiendo dos fórmulas básicas; una para acuíferos libres y otra para confinados.

Para un acuífero libre, la fórmula es (fig. 5.17):

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} L \frac{r_1}{r_2} \quad (35)$$

en la cual: h_1 = altura piezométrica a la distancia r_1 del pozo de bombeo.

h_2 = altura piezométrica a la distancia r_2 del pozo de bombeo.

Q = caudal de bombeo.

K = permeabilidad

L = Logaritmo base "e".

La fórmula correspondiente a un acuífero confinado es (fig. 5.18):

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi Kb} L \frac{r_1}{r_2} \quad (36)$$

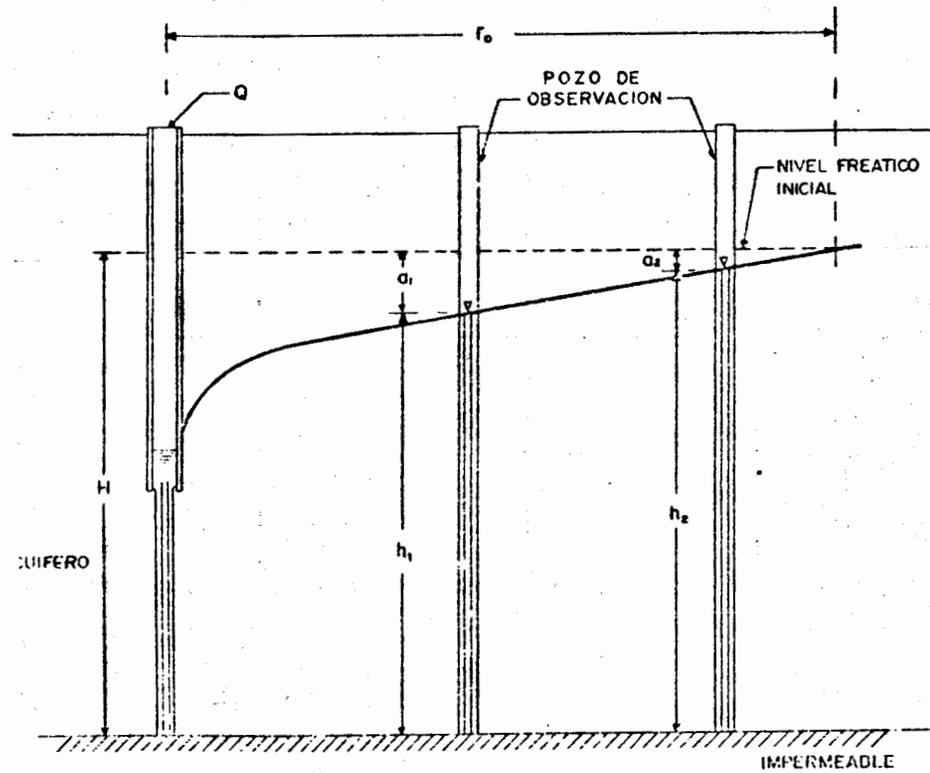
en la cual: b = espesor del acuífero.

y los demás términos, son los mismos que los de la expresión anterior.

La derivación de las fórmulas anteriores, está basada en las siguientes hipótesis simplificadoras:

- a) El acuífero es homogéneo e isótropo en el área afectada por el bombeo.
- b) El espesor saturado inicial del acuífero libre, es constante.
- c) Para el acuífero confinado, el espesor es constante.
- d) El pozo penetra totalmente al acuífero.
- e) La superficie piezométrica (ó freática) es horizontal antes de iniciarse el bombeo.
- f) El abatimiento y el radio de influencia no varían con el tiempo.
- g) El flujo es laminar.

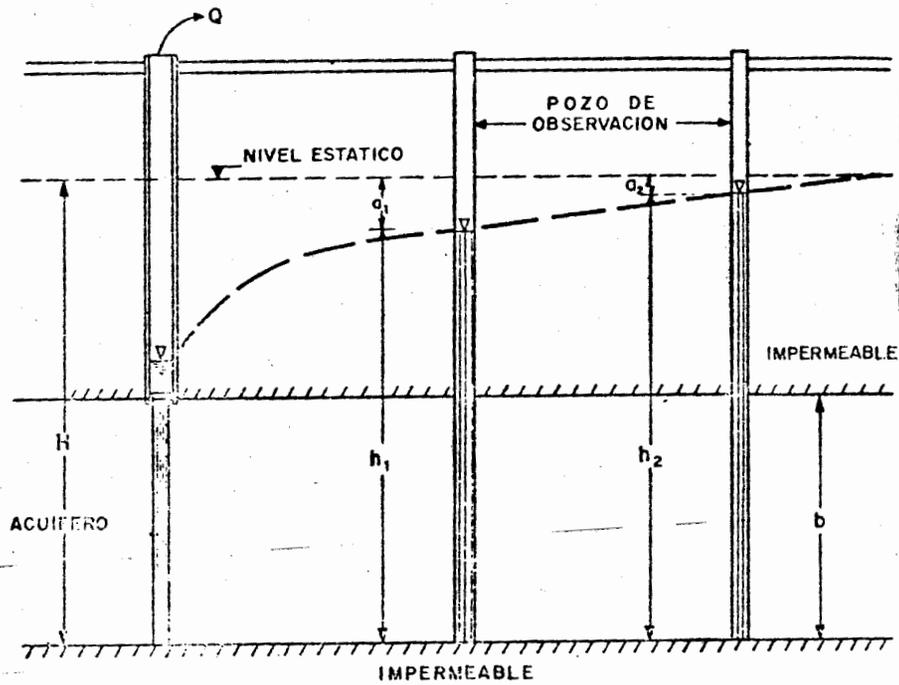
REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN UN ACUIFERO LIBRE



$$h^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_0}{r_1}$$

FIG. 5.17

REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN ACUIFERO CONFINADO



$$a = h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi u K b} L \frac{r_1}{r_2}$$

(Formula de Thiem)

FIG. 5.18

Estas hipótesis parecen limitar seriamente la aplicabilidad de ambas fórmulas, pero en realidad no es así; la permeabilidad media del acuífero es más o menos constante; aunque la superficie piezométrica no es completamente horizontal en ningún caso, el gradiente hidráulico es generalmente muy pequeño y no afecta sensiblemente la forma de la superficie piezométrica; el flujo es laminar en la mayor parte del área afectada por el bombeo, y sólo en la vecindad inmediata del pozo de bombeo puede llegar a ser turbulento; aunque el flujo no es rigurosamente establecido, después de cierto tiempo de bombeo puede considerarse como tal en un área próxima al pozo de bombeo.

Cuando se tienen dos pozos de observación, es posible determinar la permeabilidad, despejándola de las fórmulas anteriores, cuya forma entonces quedaría de la siguiente manera:

Para un acuífero libre:

$$K = \frac{Q}{\pi (h_2^2 - h_1^2)} L \frac{r_2}{r_1} \quad (35a)$$

Para un confinado:

$$K = \frac{Q}{2 \pi b (h_1 - h_2)} L \frac{r_1}{r_2} \quad (36a)$$

Aún cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporcionan ninguna información respecto al coeficiente de almacenamiento del acuífero, y no permiten calcular la variación de los abatimientos en el tiempo. Además, no son aplicables al estudio de acuíferos semi-confinados, ni a sistemas de penetración parcial, ni a muchos otros que se presentan con frecuencia en la práctica. Por otra parte, su aplicación requiere de dos pozos de observación, próximos al de bombeo, lo cual no siempre es económicamente posible, especialmente cuando el acuífero se encuentra profundo o es de gran espesor.

Pruebas de bombeo en régimen transitorio

Theis desarrolló la fórmula para el régimen transitorio en 1935 en la cual por primera vez se tomó en cuenta el efecto del tiempo de bombeo. Mediante esta fórmula es posible predecir el abatimiento para cualquier tiempo de bombeo y determinar la transmisibilidad y la permeabilidad media antes de presentarse la estabilización de los niveles piezométricos en los pozos de observación. Para su aplicación, únicamente es necesario un solo pozo de observación.

La derivación de la fórmula de Theis se basa en las siguientes consideraciones:

- a) El acuífero es homogéneo e isótropo.
- b) El espesor saturado del acuífero es constante.
- c) El acuífero tiene extensión lateral infinita.
- d) El bombeo del pozo es a costa del almacenamiento del acuífero.
- e) El pozo penetra totalmente en el acuífero.
- f) El agua del acuífero es liberada instantáneamente con el abatimiento.

En su forma más simple, la fórmula de Theis es:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (27)$$

en donde:

s = abatimiento a la distancia r del pozo de bombeo.

Q = caudal de bombeo

$W(u)$ = "Función de pozo de u " y es una forma de expresar la siguiente integral exponencial.

$$\int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = W(u) = -0.5772 - \log_e u + \frac{u}{2 \times 2!} - \frac{u^2}{3 \times 3!} + \frac{u^3}{4 \times 4!} - \dots$$

En la expresión anterior:

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad (28)$$

r = distancia al pozo de bombeo.

t = tiempo de bombeo

S = coeficiente de almacenamiento.

T = Transmisibilidad.

Los valores de la función de pozo en relación con los de u , se encuentran en la tabla 5.2 los cuales vaciados en una gráfica de $W(u)$ contra $1/u$ en papel logarítmico, nos dan una curva tipo para interpretar pruebas de bombeo en pozos totalmente penetrantes en acuíferos confinados (fig. 5.19).

Con base en las fórmulas (37) y (38) Theis desarrolló un método gráfico de solución para determinar los parámetros T y S , siguiendo la siguiente secuela:

- a) Trazar la curva tipo $W(u) - 1/u$ en papel con trazado doble logarítmico.
- b) Construir la gráfica abatimiento-tiempo (cuando se tiene un solo pozo de observación), con los datos obtenidos en el campo.
- c) Superponer las gráficas, manteniendo los ejes paralelos, y buscar la coincidencia de la curva de campo y la curva tipo.
- d) Seleccionar un punto de ajuste y obtener sus coordenadas.
- e) Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (37) y (38) y despejar los valores de T y S .

En la fig. 5.20 se presentan las observaciones realizadas en una prueba de bombeo, su gráfica y la interpretación con un ajuste a la curva tipo.

Por lo general, los puntos correspondientes a los primeros tiempos de la prueba, son los que presentan una mayor discrepancia entre las condiciones reales y las hipótesis establecidas para la obtención de la fórmula, ya que existe un cierto retraso entre el abatimiento de la superficie piezométrica y la liberación del agua, retraso que puede ser mayor en esa parte de la prueba, en la que los niveles se abaten rápidamente; por otro lado, el caudal puede variar apreciablemente por el

TABLA 5.2

TABLAS DE LA FUNCIÓN DE POZO

	$\times 10^{-18}$	$\times 10^{-17}$	$\times 10^{-16}$	$\times 10^{-15}$	$\times 10^{-14}$	$\times 10^{-13}$	$\times 10^{-12}$	$\times 10^{-11}$	$\times 10^{-10}$	$\times 10^{-9}$	$\times 10^{-8}$	$\times 10^{-7}$	$\times 10^{-6}$	$\times 10^{-5}$	$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^0$
1.0	21.9616	31.6590	29.3564	27.0538	24.7512	22.4486	20.1460	17.8435	15.5409	13.2383	10.9357	8.6332	6.3315	4.0279	1.8229	0.2194			
1.1	25.9462	31.5637	29.2611	26.9585	24.6559	22.3533	20.0507	17.7482	15.4456	13.1450	10.8401	8.5379	6.2363	3.9260	1.7371	0.1560			
1.2	29.7792	31.4767	29.1741	26.8715	24.5689	22.2663	19.9637	17.6611	15.3576	13.0580	10.7534	8.4509	6.1494	3.8570	1.6595	0.1484			
1.3	33.6092	31.3906	29.0880	26.7844	24.4829	22.1803	19.8867	17.5741	15.2705	12.9759	10.6673	8.3709	6.0695	3.7755	1.5889	0.1455			
1.4	37.4351	31.3225	29.0159	26.7173	24.4147	22.1132	19.8260	17.5070	15.2044	12.9018	10.5933	8.2968	5.9935	3.7054	1.5241	0.1462			
1.5	41.2591	31.2535	28.9479	26.6483	24.3458	22.0462	19.7606	17.4380	15.1374	12.8285	10.5203	8.2278	5.9266	3.6374	1.4645	0.1460			
1.6	45.0816	31.1850	28.8864	26.5855	24.2812	21.9786	19.7060	17.3735	15.0709	12.7553	10.4467	8.1634	5.8621	3.5739	1.4092	0.1451			
1.7	48.9039	31.1253	28.8259	26.5252	24.2206	21.9150	19.6514	17.3129	15.0103	12.6827	10.3651	8.1027	5.8018	3.5143	1.3578	0.07365			
1.8	52.7258	31.0712	28.7656	26.4650	24.1634	21.8505	19.5853	17.2537	14.9531	12.6105	10.2839	8.0455	5.7446	3.4581	1.3095	0.07471			
1.9	56.5477	31.0171	28.7045	26.4049	24.1094	21.7894	19.5604	17.2016	14.8990	12.5399	10.2029	7.9915	5.6896	3.4050	1.2647	0.07620			
2.0	60.3694	30.9635	28.6432	26.3467	24.0581	21.7333	19.5359	17.1503	14.8477	12.4701	10.1226	7.9402	5.6391	3.3547	1.2227	0.07850			
2.1	64.1908	30.9100	28.5815	26.2899	24.0093	21.6807	19.4841	17.1015	14.7989	12.4014	10.0435	7.8914	5.5907	3.3069	1.1829	0.08160			
2.2	68.0121	30.8575	28.5179	26.2353	23.9628	21.6302	19.4370	17.0550	14.7524	12.3348	9.9659	7.8449	5.5443	3.2614	1.1454	0.08519			
2.3	71.8336	30.8061	28.4523	26.1829	23.9183	21.5827	19.3911	17.0108	14.7080	12.2704	9.8914	7.8004	5.4999	3.2179	1.1099	0.08920			
2.4	75.6551	30.7555	28.3869	26.1328	23.8758	21.5387	19.3476	16.9680	14.6654	12.2082	9.8193	7.7579	5.4575	3.1763	1.0762	0.08844			
2.5	79.4766	30.7047	28.3201	26.0838	23.8357	21.4971	19.3063	16.9280	14.6244	12.1480	9.7494	7.7172	5.4167	3.1365	1.0443	0.08361			
2.6	83.2981	30.6535	28.2526	26.0363	23.7975	21.4591	19.2673	16.8880	14.5854	12.0895	9.6802	7.6779	5.3776	3.0983	1.0139	0.08185			
2.7	87.1196	30.6037	28.1841	26.0006	23.7580	21.4254	19.2328	16.8502	14.5476	12.0320	9.6125	7.6401	5.3400	3.0615	0.9849	0.08118			
2.8	90.9411	30.5539	28.1165	25.9662	23.7216	21.3950	19.1994	16.8138	14.5113	11.9767	9.5461	7.6035	5.3037	3.0261	0.9573	0.08166			
2.9	94.7626	30.5043	28.0478	25.9331	23.6865	21.3679	19.1681	16.7788	14.4762	11.9230	9.4810	7.5687	5.2687	2.9920	0.9309	0.08462			
3.0	98.5841	30.4560	27.9778	25.9022	23.6526	21.3360	19.1414	16.7449	14.4423	11.8707	9.4371	7.5345	5.2349	2.9591	0.9057	0.08363			
3.1	102.4056	30.4070	27.9150	25.8724	23.6198	21.3172	19.1140	16.7121	14.4095	11.8209	9.3943	7.5020	5.2022	2.9273	0.8815	0.08149			
3.2	106.2271	30.3585	27.8552	25.8437	23.5881	21.2855	18.9829	16.6803	14.3777	11.7751	9.3528	7.4703	5.1706	2.8965	0.8583	0.08103			
3.3	110.0486	30.3101	27.7975	25.8169	23.5573	21.2547	18.9521	16.6495	14.3470	11.7244	9.3118	7.4395	5.1399	2.8668	0.8361	0.08080			
3.4	113.8701	30.2623	27.7416	25.7910	23.5274	21.2249	18.9223	16.6197	14.3171	11.6745	9.2710	7.4087	5.1102	2.8379	0.8147	0.08070			
3.5	117.6916	30.2150	27.6867	25.7651	23.4965	21.1959	18.8933	16.5907	14.2881	11.6255	9.2307	7.3807	5.0813	2.8090	0.7942	0.08060			
3.6	121.5131	30.1682	27.6318	25.7402	23.4673	21.1673	18.8651	16.5625	14.2599	11.5774	9.1918	7.3520	5.0532	2.7827	0.7745	0.08050			
3.7	125.3346	30.1219	27.5781	25.7163	23.4399	21.1403	18.8377	16.5351	14.2325	11.5300	9.1544	7.3252	5.0259	2.7583	0.7554	0.08046			
3.8	129.1561	30.0760	27.5244	25.6933	23.4142	21.1150	18.8110	16.5083	14.2059	11.4833	9.1183	7.2997	4.9993	2.7340	0.7371	0.080420			
3.9	132.9776	30.0305	27.4714	25.6714	23.3892	21.0907	18.7851	16.4825	14.1799	11.4333	9.0838	7.2745	4.9735	2.7100	0.7194	0.080367			
4.0	136.7991	30.0277	27.4670	25.6675	23.3691	21.0623	18.7598	16.4572	14.1540	11.3830	9.0495	7.2492	4.9482	2.6813	0.7024	0.080379			
4.1	140.6206	30.0150	27.4634	25.6628	23.3492	21.0373	18.7351	16.4325	14.1299	11.3327	9.0156	7.2245	4.9236	2.6576	0.6859	0.080349			
4.2	144.4421	30.0033	27.4603	25.6587	23.3261	21.0156	18.7110	16.4084	14.1059	11.2822	8.9820	7.1997	4.8993	2.6344	0.6700	0.080320			
4.3	148.2636	30.0004	27.4578	25.6552	23.2926	20.9940	18.6874	16.3845	14.0823	11.2307	8.9477	7.1749	4.8762	2.6119	0.6546	0.080293			
4.4	152.0851	30.01774	27.4548	25.6522	23.2606	20.9670	18.6644	16.3619	14.0593	11.1787	8.9141	7.1520	4.8535	2.5899	0.6397	0.080256			
4.5	155.9066	30.1549	27.4513	25.6497	23.2171	20.9448	18.6420	16.3394	14.0368	11.1242	8.8817	7.1293	4.8310	2.5654	0.6243	0.080207			
4.6	159.7281	30.1029	27.4473	25.6477	23.2252	20.9226	18.6200	16.3174	14.0148	11.0722	8.8497	7.1075	4.8081	2.5474	0.6114	0.080181			
4.7	163.5496	30.1114	27.4498	25.6462	23.2037	20.9011	18.5985	16.2959	13.9933	11.0207	8.8182	7.0860	4.7877	2.5268	0.6070	0.080165			
4.8	167.3711	30.0994	27.4475	25.6452	23.1826	20.8804	18.5774	16.2746	13.9723	11.0697	8.7871	7.0650	4.7667	2.5068	0.5848	0.080145			
4.9	171.1926	30.0977	27.4462	25.6446	23.1620	20.8594	18.5568	16.2542	13.9516	11.0191	8.7465	7.0444	4.7462	2.4871	0.5721	0.080129			
5.0	175.0141	30.0965	27.4450	25.6444	23.1418	20.8392	18.5366	16.2340	13.9314	11.0689	8.7063	7.0242	4.7261	2.4679	0.5598	0.080118			
5.1	178.8356	30.0977	27.4471	25.6451	23.1220	20.8191	18.5168	16.2142	13.9116	11.0181	8.6663	7.0044	4.7064	2.4491	0.5478	0.080101			
5.2	182.6571	30.0961	27.4467	25.6451	23.1026	20.7990	18.4974	16.1948	13.8922	11.0680	8.6271	6.9850	4.6871	2.4306	0.5362	0.080086			
5.3	186.4786	30.0943	27.4465	25.6451	23.0834	20.7789	18.4783	16.1758	13.8732	11.0178	8.5881	6.9659	4.6681	2.4120	0.5250	0.080086			
5.4	190.2991	30.0926	27.4460	25.6451	23.0648	20.7622	18.4596	16.1571	13.8545	11.0679	8.5494	6.9473	4.6495	2.3948	0.5140	0.080070			

Para la gama de valores de u que interesen, el z de la columna correspondiente en la primera columna se encuentra en la misma columna elegida, los valores $W(u)$ de la columna correspondiente de la función de pozo $W(u)$ (que aparecen a la izquierda de la columna elegida).

TABLAS DE LA FUNCIÓN DE POZO (CONTINUACION)

	$k \times 10^{-14}$	$k \times 10^{-13}$	$k \times 10^{-12}$	$k \times 10^{-11}$	$k \times 10^{-10}$	$k \times 10^{-9}$	$k \times 10^{-8}$	$k \times 10^{-7}$	$k \times 10^{-6}$	$k \times 10^{-5}$	$k \times 10^{-4}$	$k \times 10^{-3}$	$k \times 10^{-2}$	$k \times 10^{-1}$	k	
5.5	32,2568	29,9542	27,6516	25,3491	23,0465	20,7439	18,4413	16,1387	13,8361	11,5336	9,2310	6,9289	4,6313	2,3775	0,5034	0,0006109
5.8	32,2358	29,9362	27,6336	25,3310	23,0285	20,7259	18,4233	16,1207	13,8181	11,5155	9,2130	6,9109	4,6134	2,3604	0,4930	0,0003708
5.7	32,2211	29,9185	27,6159	25,3133	23,0108	20,7082	18,4056	16,1030	13,8004	11,4978	9,1953	6,8932	4,5958	2,3437	0,4830	0,0000585
5.6	32,2067	29,9011	27,5985	25,2959	22,9934	20,6908	18,3883	16,0856	13,7830	11,4804	9,1779	6,8755	4,5783	2,3273	0,4732	0,0004532
5.9	32,1860	29,8840	27,5814	25,2789	22,9763	20,6737	18,3711	16,0685	13,7659	11,4633	9,1608	6,8585	4,5615	2,3111	0,4637	0,0001039
6.0	32,1679	29,8672	27,5646	25,2620	22,9595	20,6569	18,3543	16,0517	13,7491	11,4465	9,1440	6,8420	4,5448	2,2953	0,4544	0,0002601
6.1	32,1533	29,8507	27,5481	25,2455	22,9429	20,6405	18,3378	16,0352	13,7326	11,4300	9,1275	6,8254	4,5283	2,2797	0,4454	0,0003211
6.2	32,1370	29,8344	27,5318	25,2293	22,9267	20,6241	18,3215	16,0189	13,7163	11,4138	9,1112	6,8092	4,5122	2,2645	0,4366	0,0002864
6.3	32,1210	29,8184	27,5158	25,2133	22,9107	20,6081	18,3055	16,0029	13,7003	11,3978	9,0952	6,7932	4,4963	2,2494	0,4280	0,0002535
6.4	32,1053	29,8027	27,5001	25,1975	22,8949	20,5923	18,2898	15,9872	13,6849	11,3820	9,0793	6,7775	4,4806	2,2348	0,4197	0,0002219
6.5	32,0899	29,7872	27,4846	25,1820	22,8794	20,5768	18,2742	15,9717	13,6691	11,3665	9,0640	6,7620	4,4652	2,2201	0,4115	0,0001914
6.6	32,0745	29,7719	27,4693	25,1667	22,8641	20,5616	18,2590	15,9564	13,6538	11,3512	9,0487	6,7467	4,4501	2,2055	0,4036	0,0001610
6.7	32,0595	29,7569	27,4543	25,1517	22,8491	20,5465	18,2439	15,9414	13,6388	11,3362	9,0337	6,7317	4,4351	2,1917	0,3959	0,0001316
6.8	32,0446	29,7421	27,4395	25,1369	22,8343	20,5317	18,2291	15,9265	13,6240	11,3214	9,0189	6,7169	4,4204	2,1779	0,3882	0,0001034
6.9	32,0290	29,7275	27,4249	25,1223	22,8197	20,5171	18,2145	15,9119	13,6094	11,3068	9,0043	6,7023	4,4059	2,1643	0,3810	0,0000763
7.0	32,0215	29,7151	27,4105	25,1079	22,8053	20,5027	18,2001	15,8976	13,5950	11,2924	8,9899	6,6879	4,3910	2,1505	0,3738	0,0000515
7.1	32,0095	29,6999	27,3963	25,0937	22,7911	20,4883	18,1860	15,8834	13,5808	11,2782	8,9757	6,6737	4,3775	2,1376	0,3668	0,0000282
7.2	31,9975	29,6849	27,3823	25,0797	22,7771	20,4740	18,1720	15,8694	13,5668	11,2642	8,9617	6,6595	4,3636	2,1246	0,3599	0,0000059
7.3	31,9873	29,6711	27,3685	25,0659	22,7633	20,4608	18,1582	15,8556	13,5530	11,2504	8,9479	6,6460	4,3500	2,1118	0,3532	0,0000029
7.4	31,9761	29,6575	27,3549	25,0523	22,7497	20,4472	18,1446	15,8420	13,5394	11,2368	8,9345	6,6324	4,3364	2,0991	0,3467	0,0000004
7.5	31,9647	29,6441	27,3415	25,0389	22,7363	20,4337	18,1311	15,8286	13,5260	11,2234	8,9209	6,6190	4,3231	2,0867	0,3403	0,0000000
7.6	31,9534	29,6308	27,3282	25,0257	22,7231	20,4205	18,1179	15,8153	13,5127	11,2102	8,9076	6,6057	4,3100	2,0744	0,3341	0,0000000
7.7	31,9423	29,6178	27,3152	25,0126	22,7100	20,4074	18,1048	15,8022	13,4997	11,1971	8,8946	6,5927	4,2970	2,0623	0,3280	0,0000000
7.8	31,9314	29,6048	27,3023	24,9997	22,6971	20,3945	18,0919	15,7893	13,4868	11,1842	8,8817	6,5798	4,2842	2,0503	0,3221	0,0000000
7.9	31,9207	29,5921	27,2895	24,9869	22,6844	20,3818	18,0792	15,7766	13,4740	11,1714	8,8689	6,5671	4,2716	2,0386	0,3163	0,0000000
8.0	31,9101	29,5795	27,2769	24,9744	22,6718	20,3692	18,0666	15,7640	13,4614	11,1589	8,8563	6,5545	4,2591	2,0269	0,3106	0,0000000
8.1	31,9007	29,5671	27,2645	24,9619	22,6594	20,3568	18,0542	15,7516	13,4490	11,1464	8,8439	6,5421	4,2465	2,0155	0,3050	0,0000000
8.2	31,8914	29,5548	27,2523	24,9497	22,6471	20,3445	18,0419	15,7393	13,4367	11,1342	8,8317	6,5298	4,2346	2,0042	0,3000	0,0000000
8.3	31,8831	29,5427	27,2401	24,9375	22,6350	20,3324	18,0298	15,7272	13,4246	11,1220	8,8195	6,5177	4,2220	1,9930	0,2943	0,0000000
8.4	31,8753	29,5307	27,2282	24,9256	22,6230	20,3204	18,0178	15,7153	13,4126	11,1101	8,8076	6,5057	4,2107	1,9820	0,2891	0,0000000
8.5	31,8675	29,5189	27,2163	24,9137	22,6112	20,3086	18,0056	15,7034	13,4008	11,0982	8,7957	6,4938	4,1990	1,9711	0,2840	0,0000000
8.6	31,8605	29,5072	27,2046	24,9020	22,5995	20,2969	17,9937	15,6917	13,3891	11,0865	8,7840	6,4822	4,1874	1,9604	0,2790	0,0000000
8.7	31,8532	29,4957	27,1931	24,8905	22,5879	20,2853	17,9827	15,6801	13,3776	11,0750	8,7725	6,4707	4,1759	1,9505	0,2742	0,0000000
8.8	31,8465	29,4842	27,1816	24,8790	22,5765	20,2739	17,9713	15,6687	13,3661	11,0635	8,7610	6,4592	4,1646	1,9403	0,2694	0,0000000
8.9	31,8395	29,4729	27,1703	24,8678	22,5652	20,2626	17,9600	15,6574	13,3548	11,0523	8,7497	6,4480	4,1534	1,9300	0,2647	0,0000000
9.0	31,8324	29,4618	27,1592	24,8566	22,5540	20,2514	17,9488	15,6462	13,3437	11,0411	8,7386	6,4368	4,1423	1,9187	0,2602	0,0000000
9.1	31,8251	29,4507	27,1481	24,8455	22,5429	20,2404	17,9378	15,6352	13,3326	11,0300	8,7275	6,4258	4,1313	1,9087	0,2557	0,0000000
9.2	31,8178	29,4398	27,1372	24,8346	22,5320	20,2294	17,9268	15,6243	13,3217	11,0191	8,7166	6,4148	4,1205	1,8987	0,2513	0,0000000
9.3	31,8105	29,4291	27,1263	24,8238	22,5212	20,2186	17,9160	15,6135	13,3109	11,0083	8,7055	6,4040	4,1098	1,8888	0,2470	0,0000000
9.4	31,8031	29,4185	27,1157	24,8131	22,5105	20,2079	17,9053	15,6028	13,3002	10,9976	8,6945	6,3934	4,0992	1,8791	0,2429	0,0000000
9.5	31,7958	29,4077	27,1051	24,8025	22,5000	20,1973	17,8948	15,5922	13,2896	10,9868	8,6839	6,3828	4,0887	1,8694	0,2387	0,0000000
9.6	31,7884	29,3972	27,0946	24,7920	22,4895	20,1869	17,8843	15,5817	13,2791	10,9765	8,6734	6,3723	4,0784	1,8599	0,2347	0,0000000
9.7	31,7810	29,3868	27,0843	24,7817	22,4791	20,1765	17,8739	15,5713	13,2688	10,9662	8,6637	6,3620	4,0681	1,8505	0,2308	0,0000000
9.8	31,7736	29,3764	27,0740	24,7714	22,4688	20,1663	17,8637	15,5611	13,2583	10,9559	8,6534	6,3517	4,0579	1,8412	0,2268	0,0000000
9.9	31,7662	29,3661	27,0639	24,7613	22,4587	20,1561	17,8535	15,5509	13,2481	10,9458	8,6433	6,3416	4,0479	1,8320	0,2231	0,0000000

Para la gama de valores de u que interesen, elijas la columna correspondiente en la primera columna se encontrarán, en la misma columna elegida, los va

u = k x potencia de 10, y en la misma fila de los valores de k (que aparecen los correspondientes de la función de pozo W = (u).

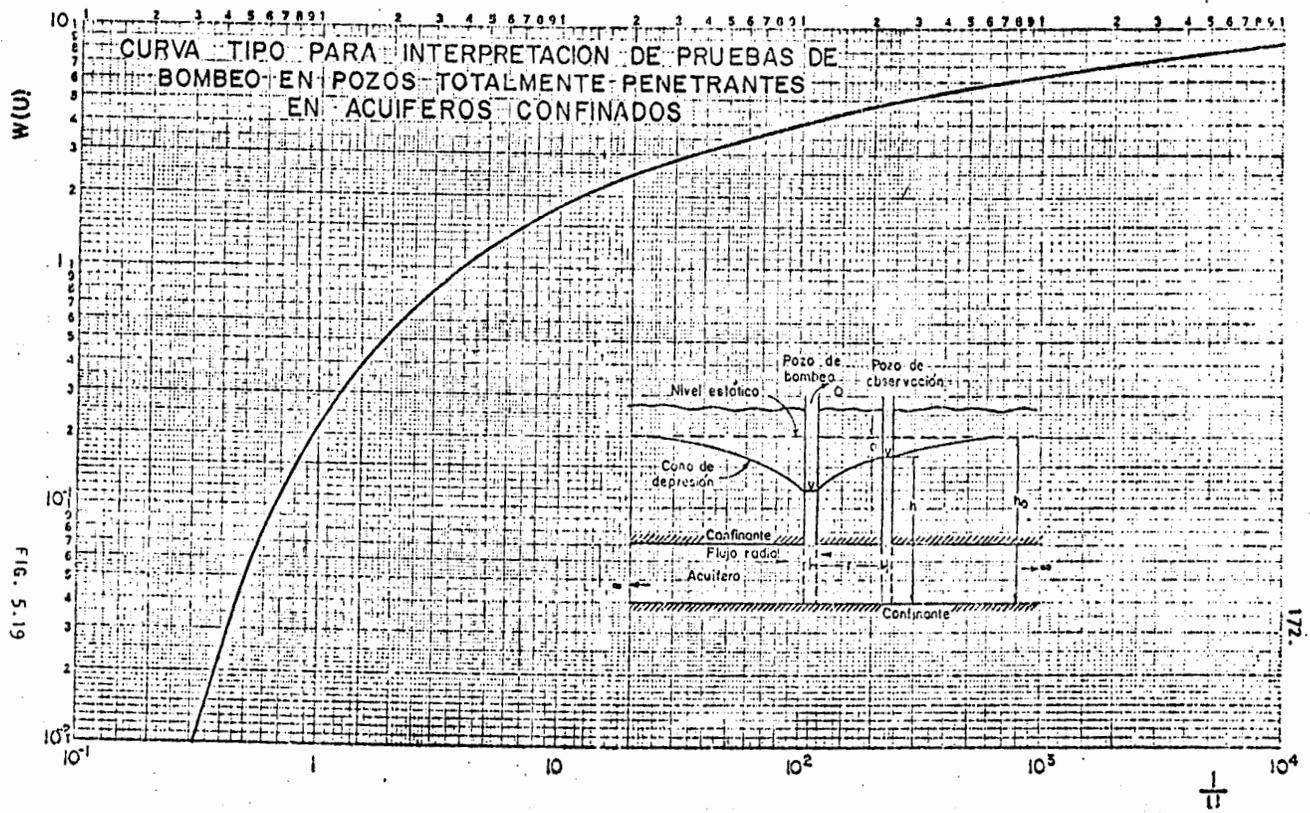


FIG. 5.19

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.

Fórmula modificada para pruebas de bombeo con régimen transitorio

Trabajando con la fórmula de Theis, Jacob encontró que para tiempos largos - - - -
($t > 5 S r^2 / T$), los valores de u resultan lo suficientemente pequeños para que la fórmula (37), pueda modificarse sin un error significativo a la forma siguiente:

$$a = \frac{2.3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S} \quad (39)$$

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

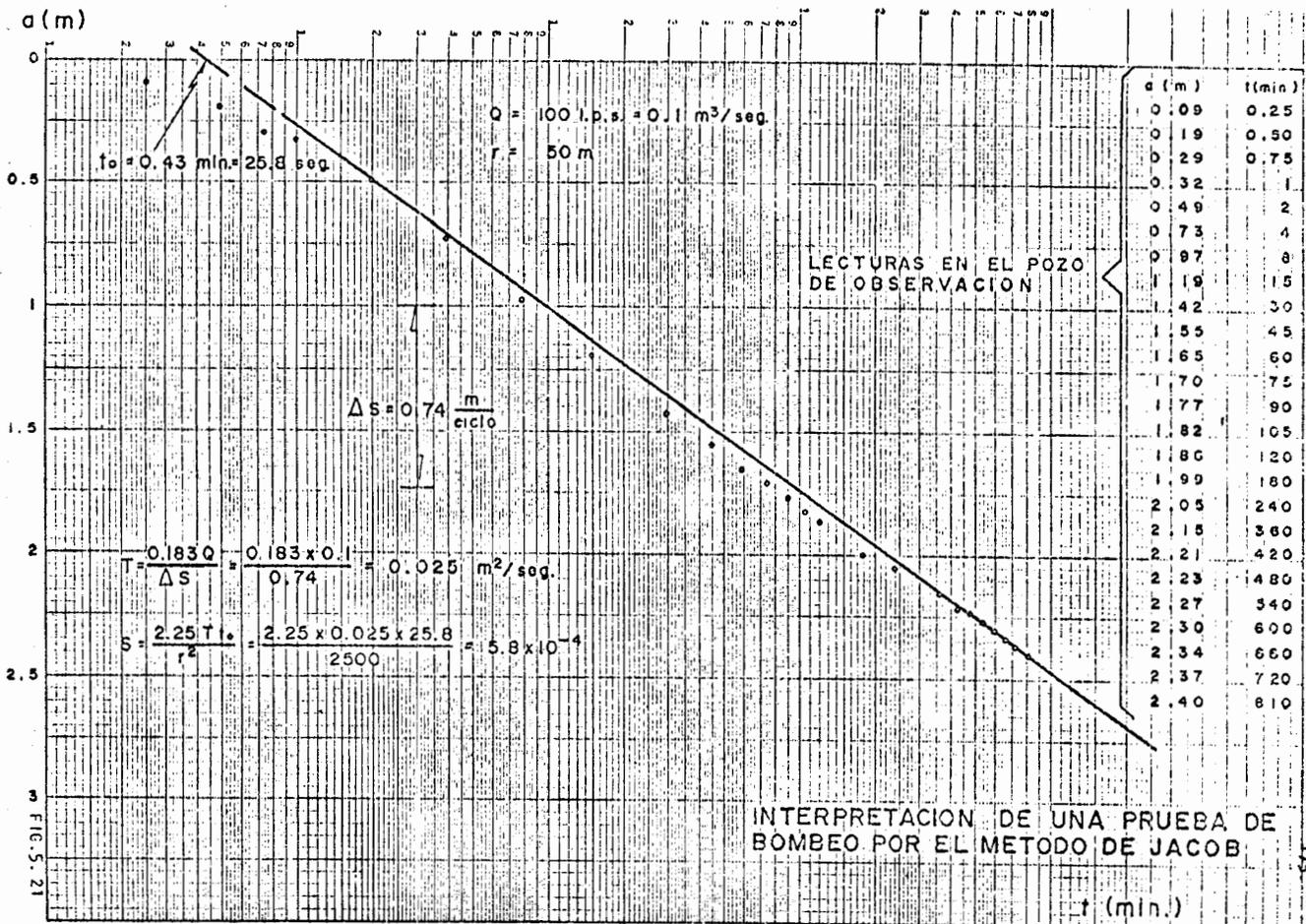
- a) Construir la gráfica abatimiento (en escala aritmética) contra tiempo (en escala logarítmica).
- b) Pasar una recta por los puntos que se alinean y determinar su pendiente. Los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba generalmente se apartan de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5 S r^2 / T$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.
- c) Si la pendiente de la recta de ajuste es m , la transmisibilidad puede obtenerse de la expresión:

$$T = \frac{0.183 Q}{m} \quad (40)$$

- d) Determinar el valor del tiempo, t_0 , para el cual la prolongación de la recta se ajuste intercepta la línea de abatimiento nulo.
- e) Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión:

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} \quad (41)$$

En la fig. 5.21 se muestra una aplicación del método cuando se tiene un solo pozo de observación.



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

$$T = \frac{0.366 Q}{m} \quad \text{y} \quad S = \frac{2.25 Tt}{r_o^2} \quad (42)$$

en donde r_o corresponde al valor para el cual la prolongación de la recta se ajusta intercepta 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, los valores de la relación t/r^2 se anotan en el eje logarítmico, y se sigue la secuela descrita anteriormente.

Acuíferos semiconfinados con flujo vertical

En las secciones precedentes se han presentado las ecuaciones del flujo en acuíferos confinados, supuesto el caudal de extracción constante o bien el descenso constante, pero siempre bajo la hipótesis de capas confinantes impermeables (o de permeabilidad muy pequeña), que no ceden agua del almacenamiento y suponiendo que era despreciable la componente vertical del flujo; sin embargo, como se vió en la parte de geología del agua subterránea, existen formaciones que no son completamente impermeables llegando a constituir estratos o capas que bajo ciertas condiciones pueden llegar a aportar cantidades considerables de agua por flujo vertical, el cual se agrega posteriormente al flujo horizontal del acuífero principal, dando lugar a lo que se llama un acuífero semiconfinado (fig.5.22). Las ecuaciones de solución para este tipo de acuíferos considerando flujo radial transitorio en acuíferos de extensión infinita cuyas capas confinantes rezumen agua, desde o hacia el acuí-

fero son las que se plantean a continuación;

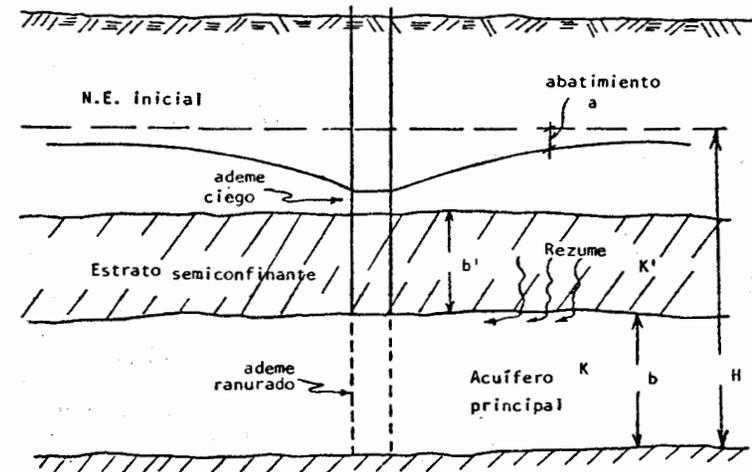


FIGURA. 5.22 ACUÍFERO SEMICONFINADO

Método de la curva tipo para flujo no establecido

$$V^2 h - \frac{k'}{kbb'} (h-H) = \frac{S}{T} \frac{\delta h}{\delta t} \quad (43)$$

Hantush y Jacob resolvieron la ecuación (43) para un acuífero homogéneo e isótropo de extensión infinita y completamente penetrado por un pozo de diámetro infinitesimal, siguiendo las mismas hipótesis que Theis completadas con los conceptos de recarga lineal, carga constante del agua estancada que abastece la recarga y refracción horizontal de ésta, siendo la solución:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} w(u, r/B) \quad (44)$$

$$w(u, r/B) = \int_u^\infty \frac{1}{x} e^{-x} - \frac{r^2}{4B^2 x} dx \quad \text{"función de pozo" para acuíferos semiconfinados}$$

$$u = \frac{r^2 s}{4Tt} \quad (45)$$

$$B = \sqrt{Kb} \cdot b'/k' = \sqrt{Tb'/K'} \quad (46)$$

el método de solución es similar al empleado por Theis para acuíferos confinados, superponiendo las curvas de campo a las curvas tipo, buscando siempre la mejor coincidencia entre ambas, definiéndose de esta manera las coordenadas de los parámetros que se requieren para la solución de las fórmulas -- (Fig. 5.23).

Método gráfico de Hantush para acuíferos semiconfinados (Fig. 5.24)

1. Graficar el abatimiento medido en un pozo de observación contra el tiempo en minutos en papel semilogarítmico y extrapolar los datos hasta que el máximo abatimiento a_{max} se encuentre.
2. Localizar el punto de inflexión en la curva de abatimiento tomando $a_i = a_{max}/2$, en donde a_i es el abatimiento en el punto de inflexión.
3. Determinar gráficamente la pendiente m_i de la curva de abatimiento en el punto de inflexión y leer el tiempo t_i correspondiente al tiempo de inflexión.
4. Como se comprueba en el apéndice A del libro Geohydrology de De Wiest. (Ref. 1):

$$e^{r/b} K_o \frac{r}{B} = \frac{2.3 a_i}{m_i} \quad (47)$$

los valores de la función $e^x K_o(x)$ en donde $x = r/B$, han sido trabajados por Hantush. Aquí la función está determinada por la relación $2.3 a_i/m_i$. El valor del argumento, llamado r/B , puede determinarse mediante la tabla B.1 del apéndice B del libro Geohydrology de De Wiest, con lo cual se determina el valor de B (Tabla 5.3).

5. Calcular T por el hecho de que la pendiente m_i de la curva en el punto de inflexión, está dada por:

$$m_i = \frac{2.3 Q}{4\pi T} e^{-r/B} \quad (48)$$

6. En el punto de inflexión $u_i = \frac{r^2 s}{4 \times 60Tt_i} = \frac{r}{2B} \quad (49)$

De esta relación se puede obtener S.

7. Finalmente el recargamiento (rezume) K'/b' se obtiene de:

$$B = \sqrt{\frac{T}{K'/b'}} \quad \text{con B y T determinados (50)}$$

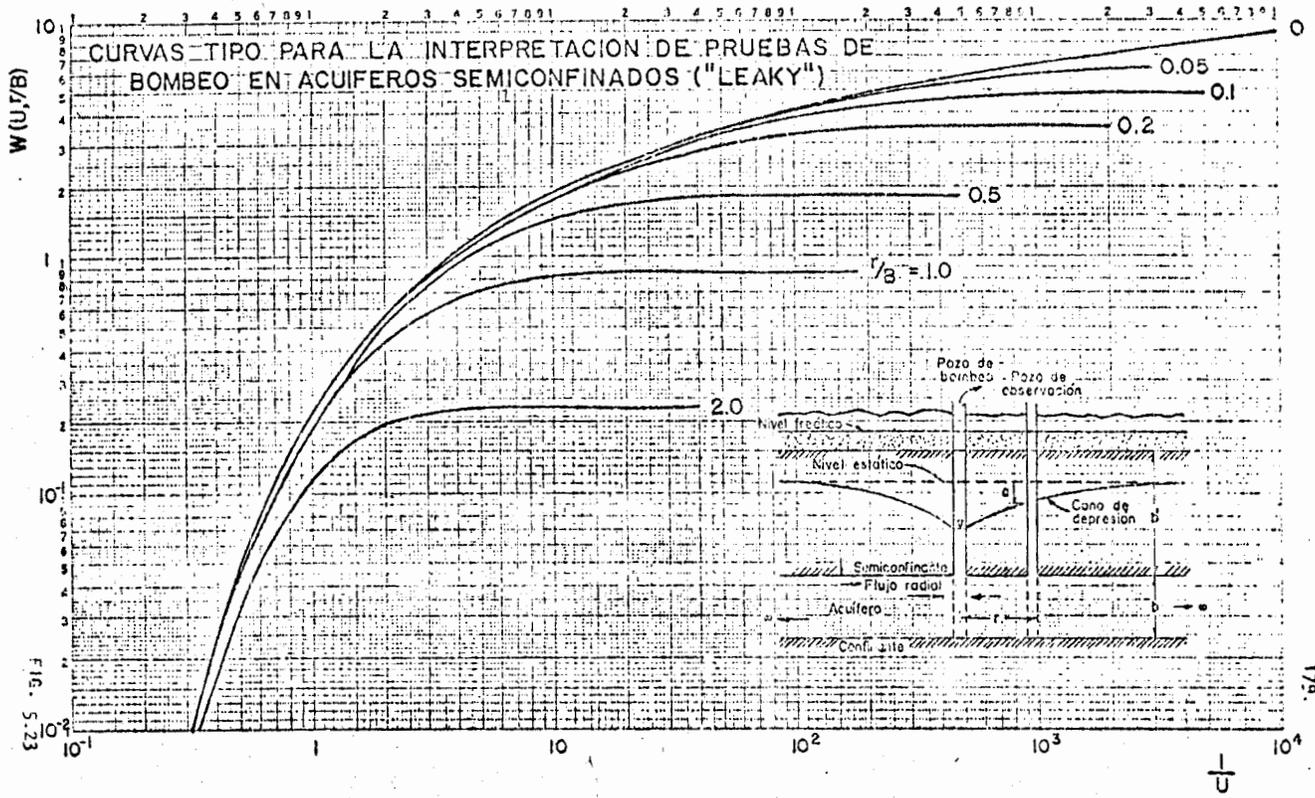


FIG. 5-23

(Aritmético)

180.

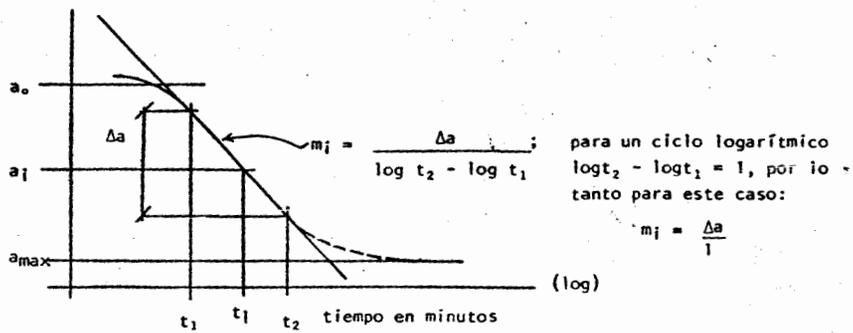


FIGURA 5.24 SOLUCION GRAFICA PARA ACUIFEROS SEMICONFINADOS SEGUN EL METODO DE HANTUSH

Las condiciones de los acuíferos, en ocasiones se muestran afectadas por factores que invalidan las hipótesis en que se basan las expresiones matemáticas que reflejan su comportamiento. Entre los factores mencionados, tenemos los siguientes:

- a) Recarga de un río
- b) Recarga por infiltración vertical.
- c) Pendiente en el nivel freático
- d) Fronteras impermeables.

Recarga de un río

La estabilización del cono de depresión, alrededor de un pozo de bombeo, puede deberse a diferentes causas, entre ellas la recarga de los ríos o lagos (Fig. 5.25).

En la gráfica abatimiento - tiempo (Fig. 5.26), en la primera parte del periodo de bombeo, el cono de depresión no se ha extendido hasta el río y los efectos de la recarga no son evidentes, presentándose una sola pendiente. Al extenderse el cono de depresión por abajo del lecho del río, se genera un gradiente hidráulico entre el agua subterránea del acuífero y la de la corriente superficial, infiltrándose el agua

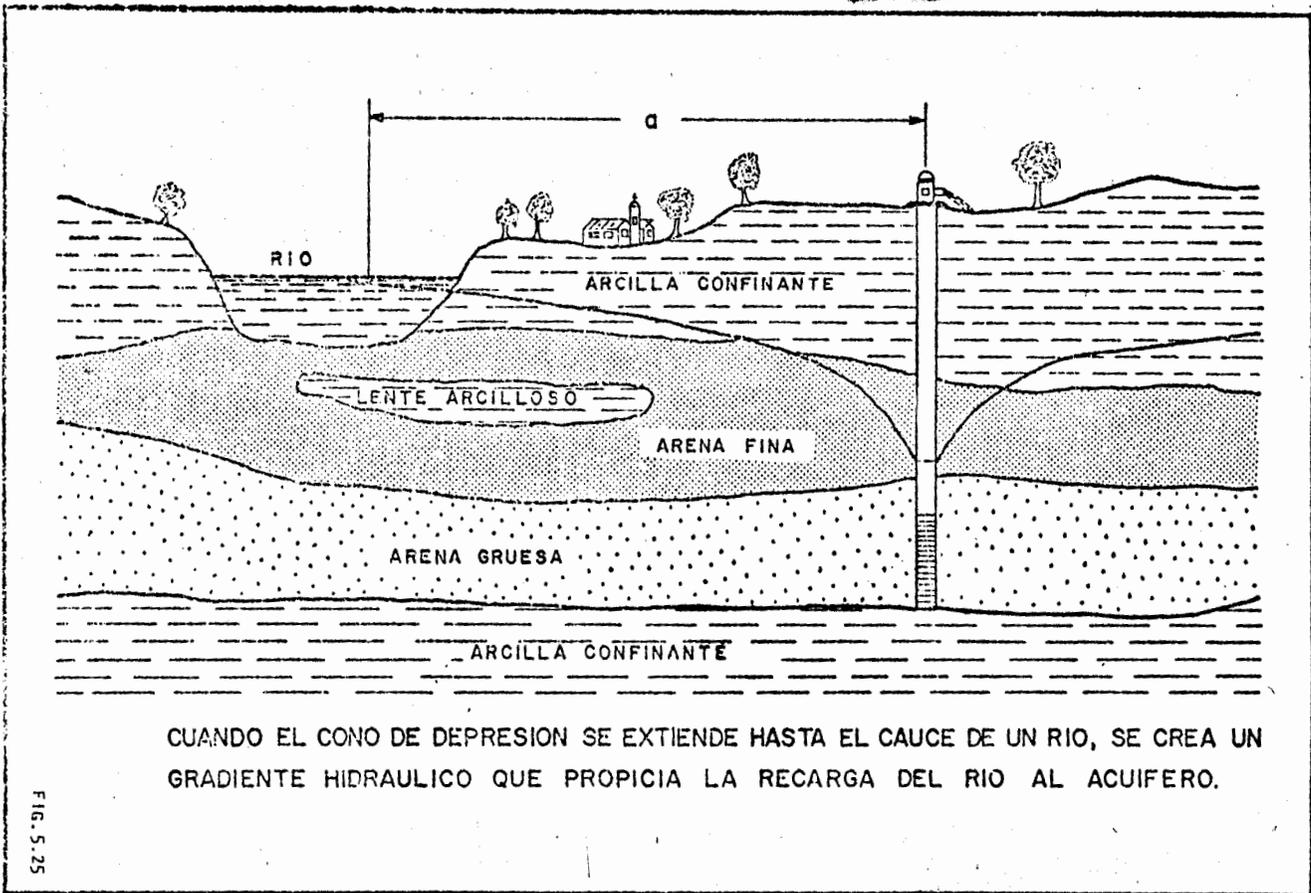
TABLE 5.3

Table B.1 Values of the Functions of e^x , $K_0(x)$, $-E_1(-x)$, and $E_1(-x)^2$

x	e^x	$K_0(x)$	$K_1(x)$	$-E_1(-x)$	$-E_1(-x)^2$	x	e^x	$K_0(x)$	$K_1(x)$	$-E_1(-x)$	$-E_1(-x)^2$	x	e^x	$K_0(x)$	$K_1(x)$	$-E_1(-x)$	$-E_1(-x)^2$
0.00	1.0000	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.01	1.0100	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.02	1.0202	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.03	1.0304	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.04	1.0408	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.05	1.0513	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.06	1.0618	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.07	1.0724	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.08	1.0830	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.09	1.0937	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.10	1.1045	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.11	1.1154	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.12	1.1264	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.13	1.1374	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.14	1.1485	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.15	1.1597	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.16	1.1708	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.17	1.1820	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.18	1.1933	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.19	1.2045	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.20	1.2168	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.21	1.2291	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.22	1.2374	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.23	1.2498	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.24	1.2623	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.25	1.2748	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.26	1.2874	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.27	1.2999	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.28	1.3000	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.29	1.3127	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.30	1.3254	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.31	1.3384	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.32	1.3512	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.33	1.3640	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.34	1.3761	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.35	1.3890	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.36	1.4019	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.37	1.4020	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.38	1.4150	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.39	1.4280	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.40	1.4381	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.41	1.4512	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.42	1.4643	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.43	1.4744	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.44	1.4876	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.45	1.4978	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.46	1.5000	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.47	1.5132	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.48	1.5264	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.49	1.5395	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.50	1.5527	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169

0.51	1.5659	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.52	1.5791	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.53	1.5923	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.54	1.6117	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.55	1.6250	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.56	1.6382	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.57	1.6514	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.58	1.6646	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.59	1.6778	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.60	1.6910	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.61	1.7042	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.62	1.7174	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.63	1.7338	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.64	1.7470	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.65	1.7602	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.66	1.7734	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.67	1.7866	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.68	1.7998	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.69	1.8130	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.70	1.8262	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.71	1.8394	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.72	1.8526	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.73	1.8658	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.74	1.8790	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.75	1.8922	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.76	1.9054	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.77	1.9186	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.78	1.9318	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.79	1.9450	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.80	1.9582	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.81	1.9714	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.82	1.9846	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.83	1.9978	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.84	2.0110	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.85	2.0242	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.86	2.0374	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.87	2.0506	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.88	2.0638	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.89	2.0770	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.90	2.0902	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.91	2.1034	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.92	2.1166	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.93	2.1298	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.94	2.1398	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.95	2.1530	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.96	2.1662	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.97	2.1762	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	0.98	2.1894	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169
0.99	2.2026	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169	1.00	2.2158	0.7183	0.6901	0.7183	0.5169						

See reference 20 at the end of Chapter 6. (Courtesy of Mahdi S. Hamrah.)

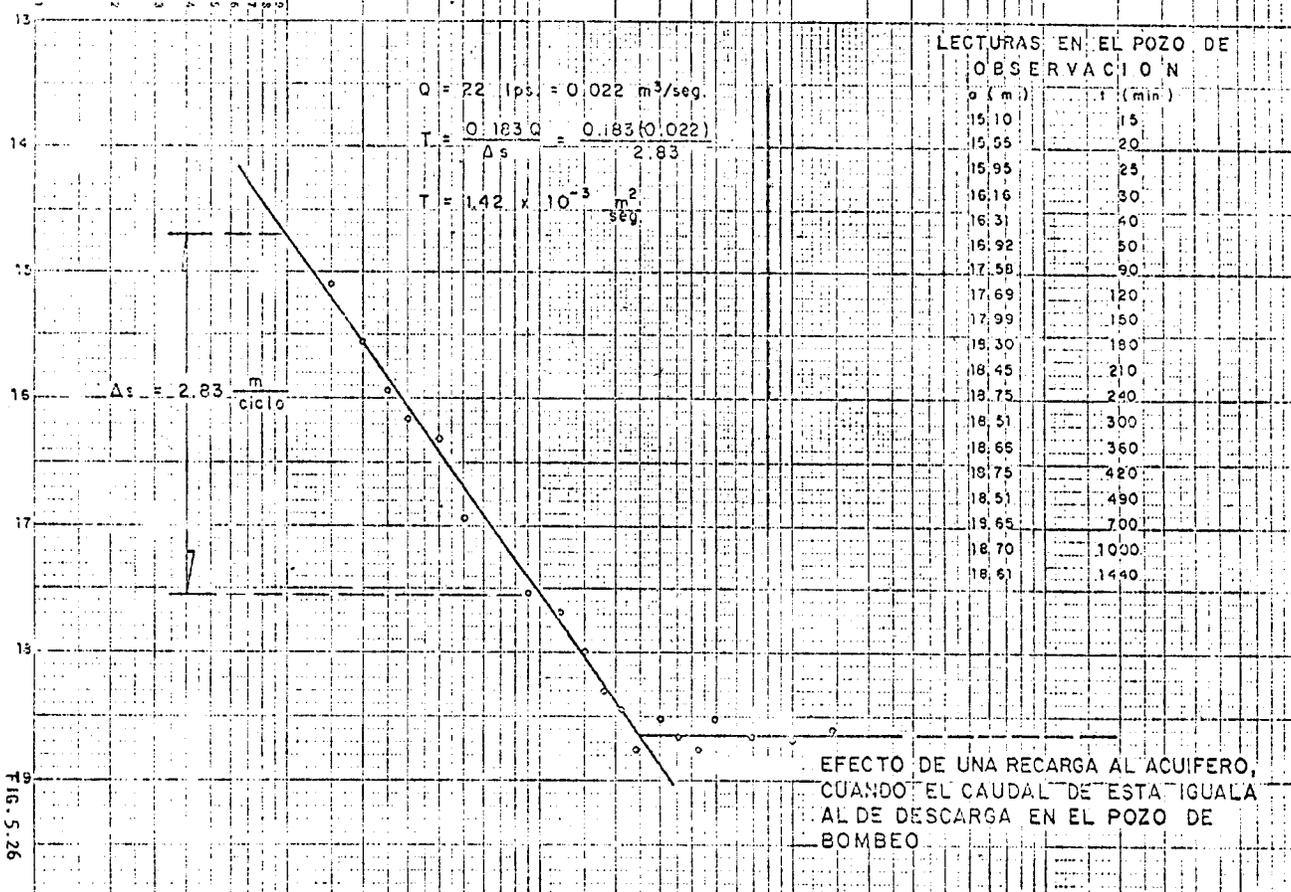


CUANDO EL CONO DE DEPRESION SE EXTIENDE HASTA EL CAUCE DE UN RIO, SE CREA UN GRADIENTE HIDRAULICO QUE PROPICIA LA RECARGA DEL RIO AL ACUIFERO.

FIG. 5.25

182.

a (m)



LECTURAS EN EL POZO DE OBSERVACION

a (m)	t (min)
15.10	15
15.55	20
15.95	25
16.16	30
16.31	40
16.92	50
17.58	90
17.69	120
17.99	150
18.30	180
18.45	210
18.75	240
18.51	300
18.65	360
18.75	420
18.51	490
18.65	700
18.70	1000
18.61	1440

EFFECTO DE UNA RECARGA AL ACUIFERO, CUANDO EL CAUDAL DE ESTA IGUALA AL DE DESCARGA EN EL POZO DE BOMBEO

de ésta a través de su fondo permeable, si se encuentran conectados hidráulicamente, recargándose así el acuífero con un caudal que aumenta a medida que el cono de depresión crece. Cuando dicho caudal iguala al de descarga del pozo, tanto el cono como el nivel de bombeo se estabilizan.

Recarga por infiltración vertical.

Una de las situaciones, mediante la cual se establecen las condiciones de equilibrio, es aquella en donde se presenta una recarga vertical en toda el área de influencia de un pozo de bombeo. La más común, es el escurrimiento vertical (leakage) del agua existente en los estratos saturados, que se encuentran encima de un acuífero. El material del estrato superior en la zona de saturación, a menudo tiene una permeabilidad considerablemente inferior a la de los materiales más profundos, en los cuales el pozo termina; esta diferencia puede ser tal, que la parte superior no se considere como parte del acuífero.

La diferencia de presión producida por el bombeo, hace que después de un cierto tiempo, los estratos superiores empiecen a aportar, llegando a igualar el caudal de descarga en el pozo, alcanzándose así el equilibrio. La situación anterior puede presentarse también en formaciones lenticulares, en donde únicamente la parte inferior de todo el espesor puede ser aprovechada.

Efecto de la pendiente del nivel freático

En ocasiones se tiene el caso de una estabilización virtual del nivel de bombeo, al presentarse un fuerte gradiente hidráulico en la pendiente del nivel freático o en la superficie piezométrica, que causa distorsión en el cono de depresión, el cual, si antes era circular, se transforma en elíptico. La mayor parte del agua que resulta del bombeo en el pozo, proviene de la parte superior de la corriente, antes de -

fluir en todas direcciones.

Fronteras impermeables

En la realidad pocos acuíferos se apegan a la consideración básica de extensión infinita en todas las direcciones alrededor de un pozo de bombeo, ya que por lo general la geología y las fronteras hidráulicas, limitan a los acuíferos.

Los efectos de una frontera impermeable en las gráficas de abatimiento-tiempo, son inversos a los de la recarga a un acuífero. La frontera ocasiona que la pendiente de la gráfica aumente en lugar de disminuir, debido a que el agua que abastece al pozo se deriva del almacenamiento del acuífero (Fig. 5.27).

Otros sistemas de flujo

Hay ocasiones en que los datos graficados en las curvas abatimiento-tiempo, no se ajustan a la curva tipo Theis; esto se debe a que algunas de las hipótesis consideradas no se cumplen, por lo que el método descrito no es aplicable.

Buscando resolver el problema anterior, diversos autores obtuvieron ecuaciones para otros sistemas de flujo tales como: penetración parcial, acuíferos freáticos, acuíferos de extensión limitada, acuíferos con anisotropía, etc. La solución matemática de estos sistemas resulta complicada, por lo que para interpretación de una prueba de bombeo realizada en cualquiera de ellos, se utilizan métodos gráficos semejantes a los que se describieron anteriormente, y en los cuales deberá usarse la curva tipo que corresponda al caso que se desea analizar. en las Figs. 5.28 y 5.29 se presentan las curvas tipo correspondientes a los casos de penetración parcial y acuíferos freáticos respectivamente

a(m)

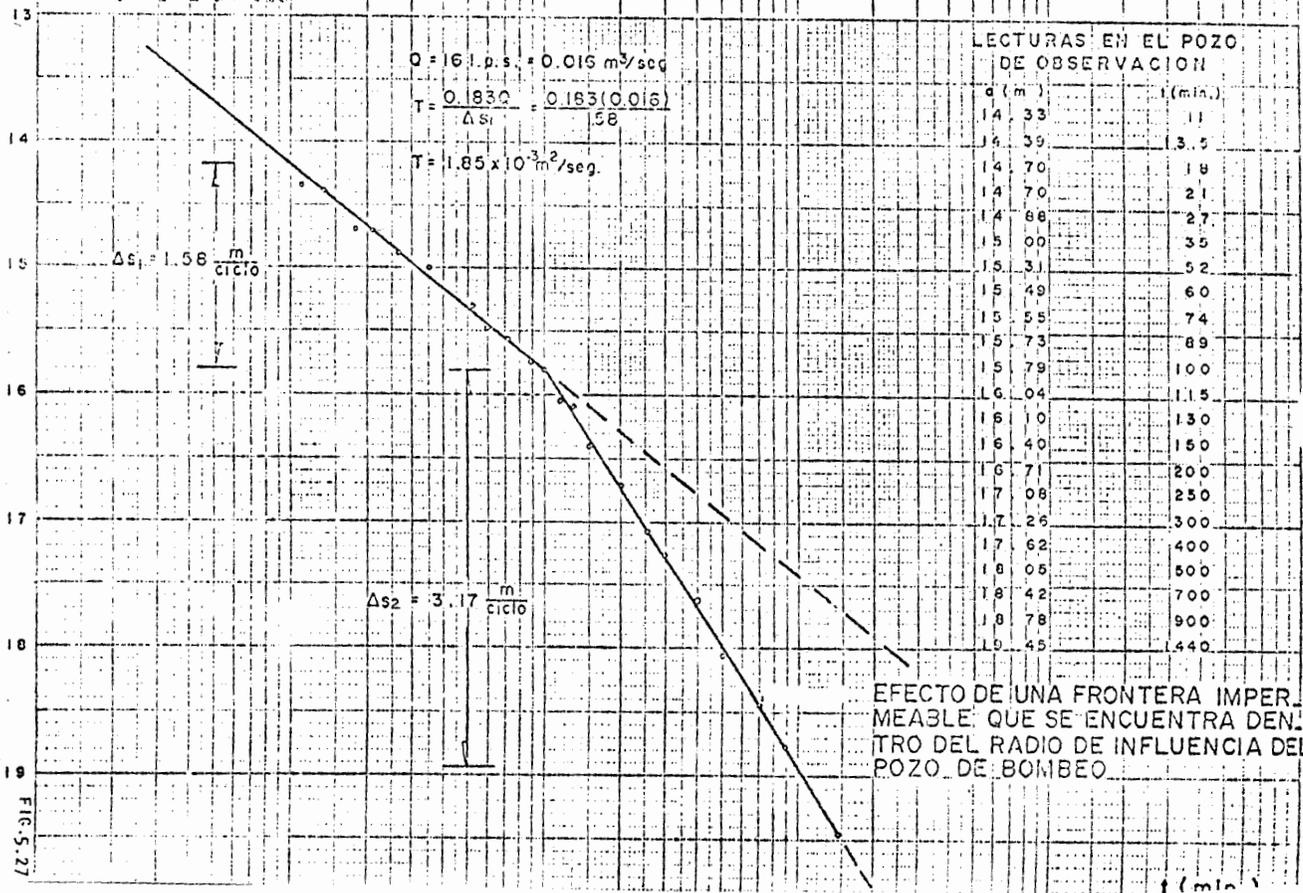


FIG. 5.27

186

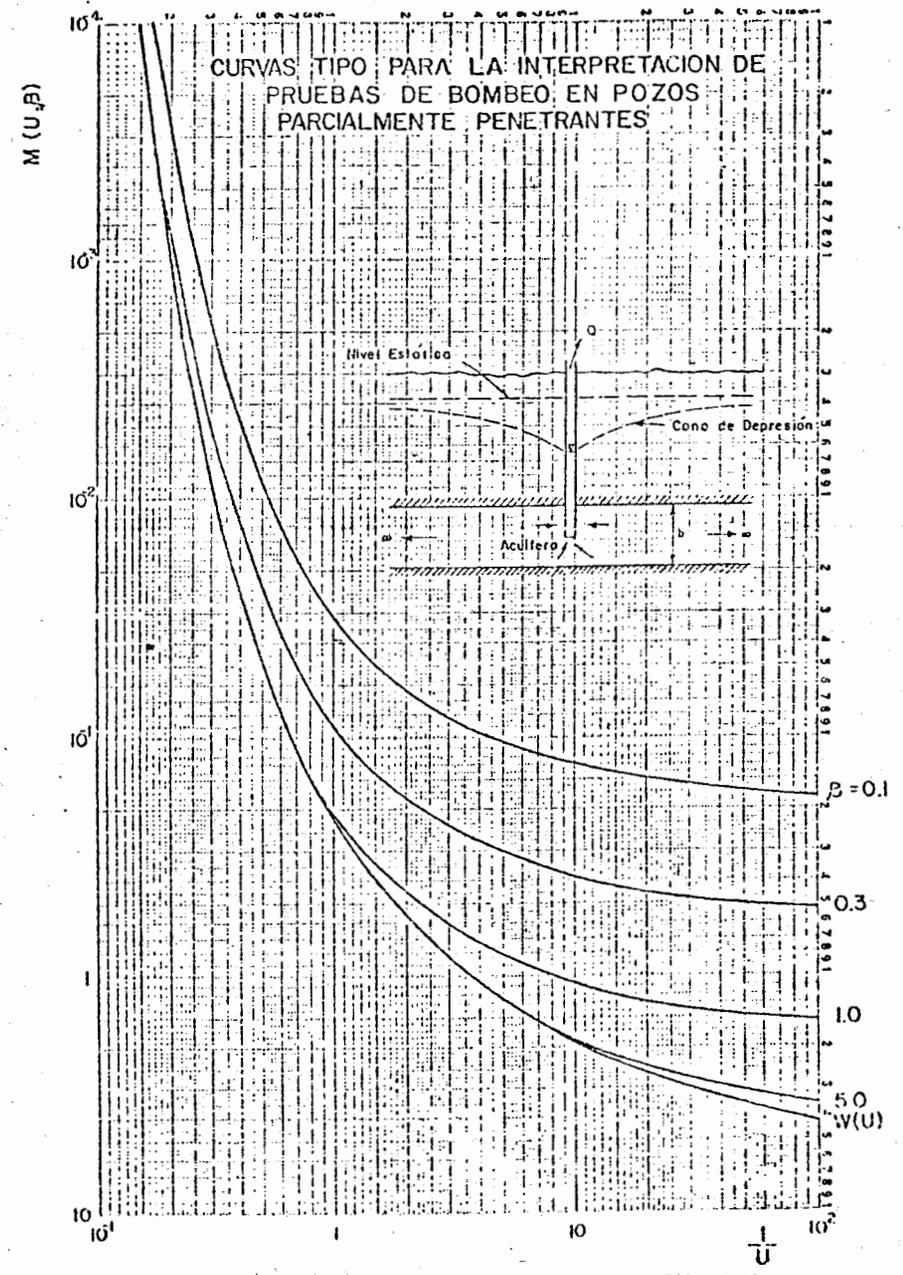


FIG. 5.2R

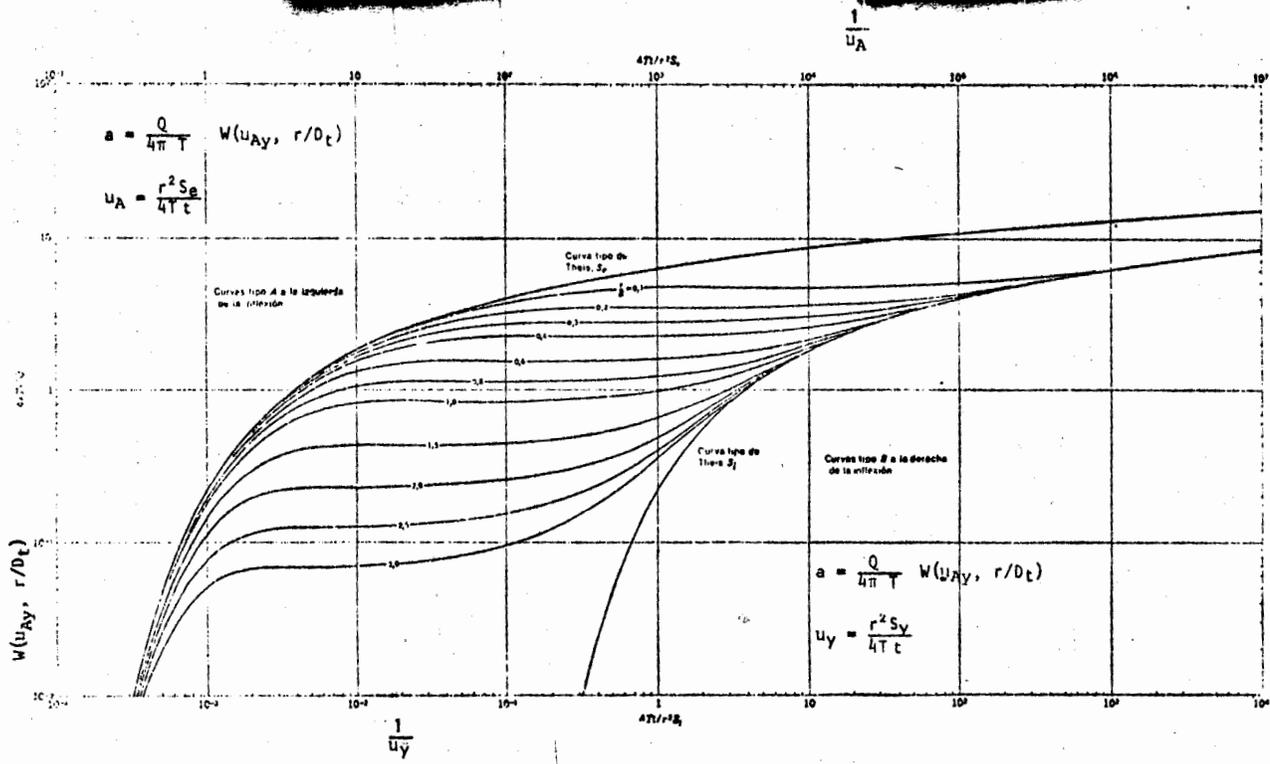


Fig. 5.29.- CURVAS TIPO PARA ACUIFEROS FREATICOS (libres), CON POZO TOTALMENTE PENETRANTE Y DESCARGA CONSTANTE.

5.4 Intrusión salina

Los acuíferos costeros constituyen una importante fuente de agua dulce, especialmente en zonas áridas y semi-áridas que se encuentran colindando con el mar. En nuestro país se cuenta con una considerable extensión de costas a lo largo de las cuales se desarrollan diversas actividades económicas, tales como: la pesca, la agricultura, industria, etc., originándose con ello una importante extracción de agua subterránea y por consiguiente, una sustancial modificación de las relaciones entre el agua dulce y el agua salada. Además de las extracciones, existen otras causas que producen modificaciones en dichas relaciones, como son la ejecución de obras de ingeniería que aumentan el drenaje natural de los acuíferos o, provocan la penetración del agua de mar por ríos o canales. La explotación de estos acuíferos encara un gran riesgo denominado INTRUSION SALINA; en México, los acuíferos de muchas zonas costeras están siendo degradados por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo principalmente.

Un aspecto importante en este tipo de acuíferos, es el estudio y la determinación de la posición de la "interfase salina" cuando ésta no los ha afectado nocivamente. La interfase salina es la línea que divide el agua dulce (acuífero) del agua salada (mar), variando en espesor según sean las condiciones existentes en ambos medios, formándose en el lugar una zona de mezcla de aguas. En la fig. 5.30 se muestra la posición natural de la interfase y de la formación acuífera, cuando no se ha presentado aún la afectación provocada por el fenómeno de la intrusión salina.

Dentro de los estudios necesarios para la determinación de la posición de la interfase, es esencial conocer la posición del nivel piezométrico y sus fluctua

POSICION NATURAL DE LA INTERFASE SALINA EN UN ACUIFERO COSTERO

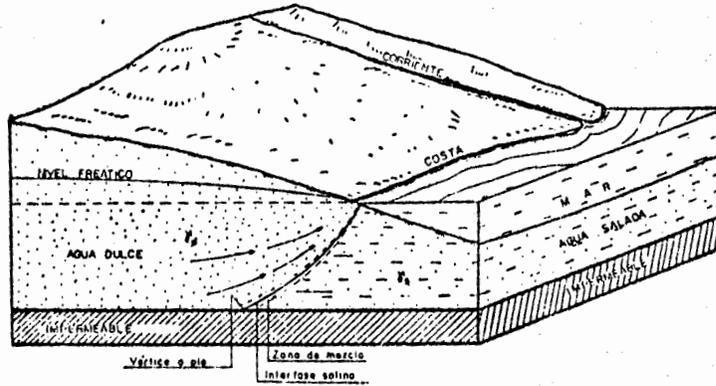


FIG. 5.30

ciones con el tiempo, así como el registro de los incrementos de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos, puede conocerse la profundidad a la que se encuentra la interfase salina y su respectivo avance con el tiempo; de esta manera sabremos el grado de peligrosidad de la intrusión salina, planteando posteriormente las alternativas más convenientes para su control.

Mecanismos de avance de la intrusión salina y características físicas de la misma.

Para que una zona costera se vea afectada por este fenómeno es necesario que se cumplan las dos siguientes condiciones:

* 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 costa, presentándose también capas de material permeable confinado hasta cierta profundidad y más allá de la costa.

Algunos acuíferos se encuentran cubiertos por lodos y otros materiales relativamente impermeables que impiden que el agua de mar los contamine, como es el caso de la costa de Hermosillo, en el estado de Sonora.

* Inversión del gradiente hidráulico

La inversión del gradiente hidráulico se genera cuando la carga hidráulica del mar es mayor que la del acuífero; esto sucede si el nivel piezométrico del acuífero es abatido por diversas causas, a profundidades bajo el nivel del mar.

Cuando el gradiente es hacia el mar, existe el flujo de agua hacia él, y, en el caso de que dicho gradiente fuera hacia tierra adentro se establecería un flujo de agua hacia el continente.

Existen varios mecanismos por los cuales el agua de mar puede intrusionar en un acuífero costero, los cuales están relacionados con las dos condiciones mencionadas en el párrafo anterior. Uno de estos mecanismos es el provocado cuando el agua subterránea es extraída por bombeo, en cantidades mayores que la recarga del acuífero, de tal manera que esto genera la inversión del gradiente provocando que el flujo de la intrusión salina avance hacia tierra adentro, ocupando primero las zonas costeras y posteriormente la zona de explotación del valle.

Posición de la interfase salina en ausencia de zona de mezcla

a). Principio de Ghyben-Herzberg

Los primeros estudios sobre la relación agua dulce-agua salada en zonas costeras se realizaron en Holanda y Alemania por Badon Ghyben y Herzberg en el año de 1889. Este principio está basado en las siguientes hipótesis:

El flujo de agua dulce es perfectamente horizontal y por lo tanto el potencial es constante a lo largo de cualquier vertical.

* No existe flujo de agua salada.

* La interfase salina es un plano, no existiendo zona de mezcla.

En estas condiciones a un punto cualquiera A de la interfase (Fig 5.31) debe existir

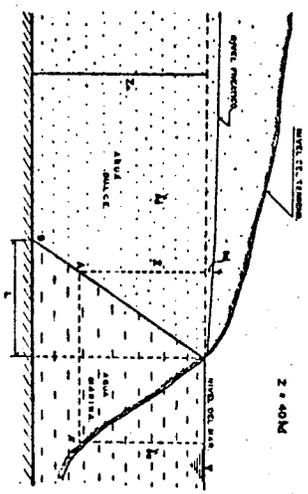


FIG. 5-31
Ejemplo del agua dulce y el agua salada en una zona costera de acuerdo al principio de Ghyben-Herzberg.

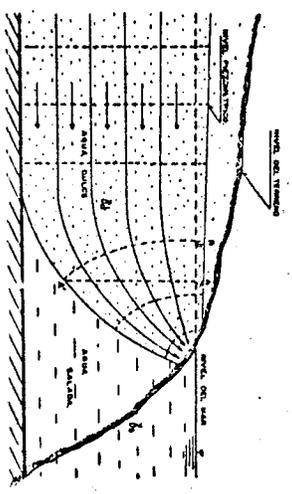


FIG. 5-32
Red de flujo en un acuífero con un zona de mar.

un equilibrio entre la presión del agua dulce y la presión del agua salada. De la ecuación que proporciona la hidrostática sobre la presión de un punto en un líquido en reposo, $p = \gamma \cdot z$ y estableciendo dicho equilibrio entre las dos aguas tendremos que:

$$(hd + z) \gamma_d = z \cdot \gamma_s \quad (45)$$

siendo:

hd , cota sobre el nivel del mar del agua dulce en la vertical del punto A.

z , profundidad bajo el nivel del mar del punto A.

γ_d , peso específico del agua dulce, 1000 gr/dm^3 .

γ_s , peso específico del agua salada, que varía generalmente entre 1020 y 1030 gr/dm^3

de ésta manera:

$$z = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \cdot hd = hd/B \quad (46)$$

siendo:

$$1/B = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \quad (47)$$

$1/B$, varía entre 50 y 33 siendo un valor mas frecuentemente utilizado 40 , ya que si utilizamos $\gamma_s = 1025 \text{ gr/dm}^3$ y un valor de γ_d igual a 1000 gr/dm^3 tendríamos que $1/B = 40$, siendo $z = 40 \cdot hd$. Esto nos indica que la interfase salina se sitúa a una profundidad bajo el nivel del mar de 40 veces al cota del agua dulce sobre aquel nivel en el punto A, o sea, por cada metro que se eleve el nivel piezométrico del acuífero sobre el nivel del mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de referencia. La máxima penetración de la cuña de agua salada está limitada por el fondo impermeable del acuífero (punto B de la fig.5.31), que se produce cuando:

$$hd = z \cdot B \quad (48)$$

siendo z , la profundidad de la base del acuífero bajo el nivel medio del mar.

b). Corrección de Hubbert al principio de Ghyben-Herzberg.

La ley de Ghyben-Herzberg, describe correctamente la posición de la interfase salina si el ancho de la zona de mezcla es pequeño comparado con el espesor del acuífero y si el flujo de agua dulce es prácticamente horizontal. Sin embargo, aún en ausencia de zona de mezcla dicha ley no describe correctamente la posición de la interfase cerca del afloramiento del acuífero en el mar, ya que de existir un gradiente piezométrico en el agua dulce, debe haber circulación de ésta con velocidades crecientes y aparición de componentes verticales en la zona de la cuña de agua salada, debido a la cada vez menor sección de salida (fig. 5.32), la cual debe hacerse por una longitud finita y no por un punto.

El consiguiente aumento de velocidad del agua dulce en las proximidades de la costa provoca un aumento del gradiente, de modo que el nivel del agua en el acuífero tiene una cota superior a la que se obtendría al suponer que el flujo es completamente horizontal. Esto explica la existencia de afloramientos de agua dulce en playas y lugares costeros que se encuentran a una elevación ligeramente mayor a la del mar.

Suponiendo que no existe zona de mezcla de aguas y que el agua salada esté estacionaria, es posible calcular la posición de la interfase en un punto, aplicando la ley de Ghyben-Herzberg, si se toma como cota del agua dulce para el cálculo, la que corresponde al potencial sobre ella, o sea, si se toma para el cálculo de la profundidad de la interfase en A, la cota en B, situado en la línea equipotencial que pasa por A'; siendo ésta la llamada corrección de Hubbert (fig. 5.32).

Dado el potencial de la interfase sobre la línea A' B, h' es mayor que la altura sobre el nivel del mar de la superficie freática en su vertical (h , fig. 5.31) obteniéndose profundidades mayores de la interfase que las calculadas con la simple aplicación de la ley de Ghyben-Herzberg sin la corrección de Hubbert. Sin embargo, en el caso de que existiera una fuente de recarga vertical podrá suceder que el potencial en la interfase fuese menor que el que corresponde al nivel del agua en el punto A - -

(fig. 5.33) por lo que la profundidad calculada de la interfase sería menor que la - que obtendríamos al aplicar tan solo la ley de Ghyben-Herzberg.

c). Inclinación de la Interfase Salina.

Consideremos la fig. 5.34 como una sección vertical según el sentido del flujo. La - condición de que la interfase sea estacionaria, exige que la velocidad del agua dulce "vd" y del agua salada "vs" junto a la interfase sean paralelas a ella.

Según la Ley de Darcy tenemos que:

$$v_d = -k_d \frac{dh_d}{ds} \quad (49)$$

$$v_s = -k_s \frac{dh_s}{ds} \quad (50)$$

siendo h_d y h_s , los potenciales sobre la interfase; k_d y k_s , las permeabilidades del terreno para el agua dulce y el agua salada respectivamente.

Como en cualquier punto de la interfase la presión de ambas aguas debe equilibrarse, entonces:

$$(z + h_d) \gamma_d = (z + h_s) \gamma_s$$

o sea:

$$h_d = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot z + \frac{\gamma_s}{\gamma_d} \cdot h_s \quad (52)$$

que derivando con respecto a s :

$$\frac{dh_d}{ds} = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} + \frac{\gamma_s}{\gamma_d} \cdot \frac{dh_s}{ds} \quad (53)$$

sustituyendo la ec (49) y la ec (50) en la ec. (53), tendremos que:

$$\frac{v_d}{k_d} - \frac{v_s}{k_s} \cdot \frac{\gamma_s}{\gamma_d} = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} \quad (54)$$

Si el agua dulce y el agua salada están en reposo ($v_d = v_s = 0$) entonces $dz/ds = 0$, o sea que la interfase salina debe ser horizontal.

si el agua dulce está en movimiento y el agua salada en reposo - ($v_s = 0$), entonces:

$$v_d = k_d \cdot \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} \quad (55)$$

o sea:

$$\frac{dz}{ds} = \frac{1}{B} \cdot \frac{dh_d}{ds}$$

que es la fórmula diferencial de la ley de Ghyben-Herzberg. La inclinación de la interfase salina está dada por la ecuación (54) o las que de ella se derivan por:

$$\frac{dz}{ds} = \text{sen } \alpha'$$

Si dh_d/ds la tomamos igual a $\text{sen } \alpha$ (fig. 5.33) se tiene que

$$\frac{\text{sen } \alpha'}{\text{sen } \alpha} = \frac{1}{B} \quad (56)$$

α y α' , son respectivamente las pendientes del nivel freático o piezométrico y de la interfase, en puntos correspondientes a una misma equipotencial del agua dulce.

5.5 Modelos de Acuíferos

La etapa más importante dentro de un estudio geohidrológico es la de predicción, ya que mediante ella es posible simular el comportamiento futuro de los acuíferos, utilizando modelos matemáticos o analógicos previamente calibrados.

Cuando se conoce la recarga media de los acuíferos, la explotación del agua subterránea no necesariamente debe restringirse al aprovechamiento de ese volumen renovable, sino que de acuerdo a las condiciones y necesidades de una región dada se puede establecer políticas de extracción, que en ocasiones causan efectos perjudiciales en los acuíferos, los cuales pueden conocerse previamente mediante los modelos, siendo posible así seleccionar las alternativas de explotación futura que resulten más adecuadas.

Información requerida para formar un modelo

El estudio del comportamiento de cualquier sistema requiere de un modelo que permita relacionar las causas con los efectos, mediante parámetros representativos del sistema. En el estudio de un acuífero, las causas son su recarga y descarga; los efectos, las evoluciones de la superficie piezométrica, y los parámetros que ligán unos y otros son las características físicas e hidráulicas del acuífero.

Las causas y efectos, no pueden relacionarse si no se tiene un conocimiento completo del acuífero que se va a modelar. Entre la información con que debe contarse para formar un modelo está la siguiente:

1. Características físicas del acuífero (extensión y espesor, comportamiento de las fronteras).
2. Características hidráulicas (distribución de la transmisibilidad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S) del acuífero; permeabilidad de los semi-confinados (K')).

3. Historia de las extracciones (volúmenes y distribución del bombeo (B), en el área y en el tiempo para el mayor intervalo de tiempo posible).
4. Historia piezométrica (evolución de los niveles piezométricos del acuífero en el mismo intervalo de tiempo).
5. Condiciones piezométricas iniciales (h_0).
6. Volumen y distribución de la recarga (R).

Por lo general, no siempre es posible contar con una cantidad suficiente de información que permita conocer en forma completa a un acuífero, siendo necesario utilizar la existente aunque los resultados que se obtengan sean preliminares y se tomen con la debida reserva; afinándolos posteriormente a medida que se obtenga información más detallada.

Gracias a la capacidad y rapidez de las actuales computadoras digitales, resulta más conveniente simular acuíferos por medio de modelos matemáticos, los cuales se basan fundamentalmente en el principio de conservación de la materia y la ley de Darcy. El procedimiento consiste en dividir el acuífero a modelar en elementos de acuífero, cuyo tamaño depende del área total, de la distribución de los datos disponibles y de la magnitud y distribución de la evolución piezométrica.

A cada elemento se le asignan sus parámetros: B, R, S, T y h_0 .

De lo dicho en el párrafo anterior puede considerarse que de hecho un modelo matemático de un acuífero, se consigue dividiendo la zona por representar en una gran cantidad de subzonas sobre las que se aplica la ecuación de balance, y se ligan entre sí de manera que las condiciones de frontera de cada subzona coincidan con las de las adyacentes; la diferencia entre los volúmenes que entran y salen del elemento en cierto intervalo de tiempo, es igual al cambio de almacenamiento del elemento en el mismo intervalo. El comportamiento del acuífero es representado por un sistema de ecuaciones, cuyas incógnitas son las elevaciones piezométricas al final de un intervalo de tiempo. Resuelto el sistema, las elevaciones obtenidas se toman como valores

iniciales para el siguiente intervalo de tiempo. Posteriormente se calibra el modelo reproduciendo una evolución conocida en puntos distribuidos en el área modelada.

Una vez calibrado el modelo, se procede a la predicción del comportamiento para las alternativas que se deseen estudiar. Se aplica la distribución del bombeo y se obtiene la evolución piezométrica respectiva.

Una descripción detallada de cómo formar un modelo matemático, se encuentra en las referencias 3,6 y 9 incluyéndose en la 6 un ejemplo aplicado al acuífero - de la Costa de Hermosillo, Sonora.

5.5.1 Definición de modelo de un acuífero

Se entiende por modelo de un acuífero el procedimiento que nos permite realizar la simulación del comportamiento dinámico o de la respuesta del acuífero a las diferentes hipótesis de explotación a las que se somete, o sea que se pueden conocer las variaciones de los niveles piezométricos del acuífero bajo diferentes políticas de explotación.

5.5.2 Tipos de modelos

Modelos analíticos.- Son aquellos que dan una solución exacta de la ecuación diferencial. Este tipo de modelo funciona para problemas muy simplificados.

Modelos matemáticos.- Son aquellos que utilizan métodos numéricos y es el tipo de modelo que se explica con mayor amplitud en estos apuntes, aplicándose para su planteamiento el método de diferencias finitas.

Modelos analógicos.- Son aquellos que usan un fenómeno físico que tenga una ecuación diferencial del mismo tipo que la de los acuíferos.

La figura 5.35 ilustra un diagrama que explica el proceso de simulación para un acuífero cualquiera.

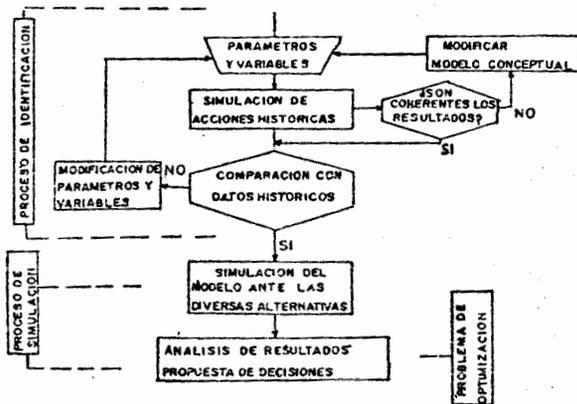


FIG. 5.35

5.5.3 Planteamiento general del problema por el método de diferencias finitas desde el punto de vista matemático.

Esquema numérico a partir de la ecuación diferencial de flujo bidimensional

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y \frac{\partial h}{\partial y}) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q \quad \dots \quad (57)$$

donde:

T = transmisibilidad del acuífero

h = altura piezométrica

t = tiempo

S = coeficiente de almacenamiento

Q = diferencia entre los caudales extraídos y recargados por unidad de área

x,y = coordenadas rectangulares

Efectuando la operación del primer miembro:

$$\frac{\partial T_x}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + T_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial T_y}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial y} + T_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q \quad \dots \quad (58)$$

Por medio de series de Taylor se desarrolla el método de diferencias finitas de la siguiente manera:

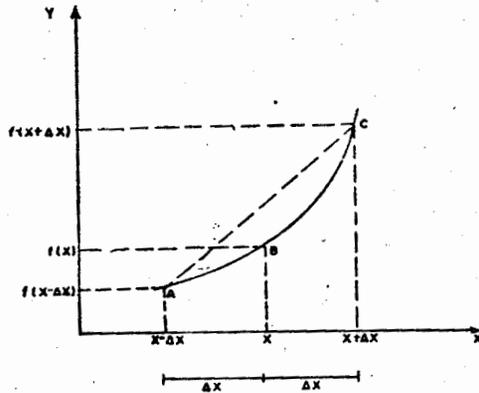


FIGURA 5.36

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2} + \dots + \frac{(\Delta x)^n}{n!} \frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n} \dots (59)$$

$$f(x - \Delta x) = f(x) - \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2} - \dots + (-1)^n \frac{(\Delta x)^n}{n!} \frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n} \dots (60)$$

La diferencia hacia adelante, despreciando términos con $n \geq 2$, se obtiene de la ecuación (59)

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x}$$

$$\therefore \frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} \dots (61)$$

La diferencia hacia atrás, despreciando términos con $n > 2$, se obtiene de la ecuación (60)

$$f(x - \Delta x) = f(x) - \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x}$$

$$\therefore \frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad \dots \quad (62)$$

La diferencia centrada se obtiene restando la ecuación (60) de la ecuación (59); también despreciando los términos con $n \geq 2$,

$$f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x) = 2 \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x}$$

$$\therefore \frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2 \Delta x} \quad \dots \quad (63)$$

Para aproximar la segunda derivada se suman las ecuaciones (59) y (60) despreciando términos con $n > 2$,

$$f(x + \Delta x) + f(x - \Delta x) = 2f(x) + (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2}$$

$$\therefore \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2} = \frac{f(x - \Delta x) - 2f(x) + f(x + \Delta x)}{(\Delta x)^2} \quad \dots \quad (64)$$

Las aproximaciones de las derivadas en función de "y" quedarían en forma similar a las ecuaciones (62), (63) y (64).

De acuerdo con lo anterior, las expresiones en diferencias finitas en el punto (x, y) son:

$$\frac{\partial T_x}{\partial x} = \frac{T_x(x + \Delta x, y) - T_x(x - \Delta x, y)}{2\Delta x} \quad \dots \quad (65)$$

$$\frac{\partial T_y}{\partial y} = \frac{T_y(x, y + \Delta y) - T_y(x, y - \Delta y)}{2\Delta y} \quad \dots \quad (66)$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h(x + \Delta x, y) - h(x - \Delta x, y)}{2\Delta x} \quad \dots \quad (67)$$

$$\frac{\partial h}{\partial y} = \frac{h(x, y + \Delta y) - h(x, y - \Delta y)}{2\Delta y} \quad \dots \quad (68)$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{h(x - \Delta x, y) - 2h(x, y) + h(x + \Delta x, y)}{(\Delta x)^2} \quad \dots \quad (69)$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{h(x, y - \Delta y) - 2h(x, y) + h(x, y + \Delta y)}{(\Delta y)^2} \quad \dots \quad (70)$$

Sustituyendo las ecuaciones (65) a (70) en la ecuación (58) se obtiene,

$$\left[\frac{T_x(x + \Delta x, y) - T_x(x - \Delta x, y)}{2\Delta x} \right] \left[\frac{h(x + \Delta x, y) - h(x - \Delta x, y)}{2\Delta x} \right] +$$

$$\begin{aligned}
& + T_x(x,y) \left[\frac{h(x-\Delta x,y) - 2h(x,y) + h(x+\Delta x,y)}{(\Delta x)^2} \right] + \left[\frac{T_y(x,y+\Delta y) - T_y(x,y-\Delta y)}{2\Delta y} \right] \\
& \left[\frac{h(x,y+\Delta y) - h(x,y-\Delta y)}{2\Delta y} \right] + T_y(x,y) \left[\frac{h(x,y-\Delta y) - 2h(x,y) + h(x,y+\Delta y)}{(\Delta y)^2} \right] \\
& = S \left[\frac{h_{t+\Delta t}(x,y) - h_t(x,y)}{\Delta t} \right] + Q \dots \dots \dots (71)
\end{aligned}$$

Agrupando términos:

$$\begin{aligned}
& - \left[\frac{2T_x(x,y)}{(\Delta x)^2} + \frac{2T_y(x,y)}{(\Delta y)^2} \right] h(x,y) - \left[\frac{-T_x(x-\Delta x,y) + T_x(x+\Delta x,y) - 4T_x(x,y)}{4(\Delta x)^2} \right] \\
& h(x-\Delta x,y) + \left[\frac{T_x(x+\Delta x,y) - T_x(x-\Delta x,y) + 4T_x(x,y)}{4(\Delta x)^2} \right] h(x+\Delta x,y) - \\
& - \left[\frac{T_y(x,y+\Delta y) - T_y(x,y-\Delta y) - 4T_y(x,y)}{4(\Delta y)^2} \right] \cdot h(x,y-\Delta y) + \\
& + \left[\frac{T_y(x,y+\Delta y) - T_y(x,y-\Delta y) + 4T_y(x,y)}{4(\Delta y)^2} \right] = S \left[\frac{h_{t+\Delta t}(x,y) - h_t(x,y)}{\Delta t} \right] + Q \dots \dots \dots (72)
\end{aligned}$$

donde:

- h_t = nivel piezométrico en el instante t
- $h_{t+\Delta t}$ = nivel piezométrico en el instante t+Δt

Haciendo:

$$CP = - \left[\frac{2T_x(x,y)}{(\Delta x)^2} + \frac{2T_y(x,y)}{(\Delta y)^2} \right]$$

$$CAX = - \left[\frac{T_x(x+\Delta x,y) - T_x(x-\Delta x,y) - 4T_x(x,y)}{4(\Delta x)^2} \right]$$

$$CPX = \left[\frac{T_x(x+\Delta x,y) - T_x(x-\Delta x,y) + 4T_x(x,y)}{4(\Delta x)^2} \right]$$

$$CAY = - \left[\frac{T_y(x,y+\Delta y) - T_y(x,y-\Delta y) - 4T_y(x,y)}{4(\Delta y)^2} \right]$$

$$CPY = \left[\frac{T_y(x,y+\Delta y) - T_y(x,y-\Delta y) + 4T_y(x,y)}{4(\Delta y)^2} \right]$$

$$h(x,y) = h_{i,j}$$

$$h(x-\Delta x,y) = h_{i-1,j}$$

$$h(x+\Delta x,y) = h_{i+1,j}$$

$$h(x,y-\Delta y) = h_{i,j-1}$$

$$h(x,y+\Delta y) = h_{i,j+1}$$

La ecuación (72) queda:

$$\begin{aligned} & CP_{i,j} \cdot h_{i,j} + CAX_{i,j} \cdot h_{i-1,j} + CPX_{i,j} \cdot h_{i+1,j} + CAY_{i,j} \cdot h_{i,j-1} + CPY_{i,j} \cdot h_{i,j+1} = \\ & = S \left[\frac{h_{i,j,\Delta t+t} - h_{i,j,t}}{\Delta t} \right] + Q \dots \dots \dots (73) \end{aligned}$$

5.5.4 Esquemas de solución

Esquema explícito.-

Suponiendo que los niveles que aparecen en el primer miembro de la ecuación (73) corresponden al instante inicial t :

$$\begin{aligned}
 & CP_{i,j,t} \cdot h_{i,j,t} + CAX_{i,j} \cdot h_{i-1,j,t} + CPX_{i,j} \cdot h_{i+1,j,t} + CAY_{i,j} \cdot h_{i,j-1,t} + \\
 & + CPY_{i,j} \cdot h_{i,j+1,t} = S \frac{h_{i,j,t+\Delta t}}{\Delta t} - S \frac{h_{i,j,t}}{\Delta t} + Q \dots \dots \dots (74)
 \end{aligned}$$

Luego:

$$\begin{aligned}
 h_{i,j,t+\Delta t} = \frac{\Delta t}{S} & \left[CP_{i,j} \cdot h_{i,j,t} + CAX_{i,j} \cdot h_{i-1,j,t} + CPX_{i,j} \cdot h_{i+1,j,t} + \right. \\
 & \left. + CAY_{i,j} \cdot h_{i,j-1,t} + CPY_{i,j} \cdot h_{i,j+1,t} \right] + h_{i,j,t} \frac{-\Delta t}{S} Q \dots \dots (74')
 \end{aligned}$$

Entonces, como se puede ver de la ecuación (74'), teniendo conocidos los niveles en el instante inicial t se pueden conocer los del instante $t+\Delta t$.

Esquema implícito.-

Aquí se supone que los niveles que aparecen en el primer miembro de la ecuación (73) corresponden al instante $t+\Delta t$, entonces

$$\begin{aligned}
 & CP_{i,j} \cdot h_{i,j,t+\Delta t} + CAX_{i,j} \cdot h_{i-1,j,t+\Delta t} + CPX_{i,j} \cdot h_{i+1,j,t+\Delta t} + \\
 & + CAY_{i,j} \cdot h_{i,j-1,t+\Delta t} + CPY_{i,j} \cdot h_{i,j+1,t+\Delta t} = S \frac{h_{i,j,t+\Delta t}}{\Delta t} - S \frac{h_{i,j,t}}{\Delta t} + Q
 \end{aligned}
 \tag{75}$$

Haciendo

$$CP = CP - \frac{S}{\Delta t}$$

$$CTI = Q - S \frac{h_{i,j,t}}{\Delta t}$$

Luego:

$$CP_{i,j} \cdot h_{i,j,t+\Delta t} + CAX_{i,j} \cdot h_{i-1,j,t+\Delta t} + CPX_{i,j} \cdot h_{i+1,j,t+\Delta t} +$$

$$CAY_{i,j} \cdot h_{i,j-1,t+\Delta t} + CPY_{i,j} \cdot h_{i,j+1,t+\Delta t} = CTI \quad \dots \quad (75')$$

Como se puede observar de la ecuación (75') para resolver un esquema implícito se debe utilizar algún método matricial.

5.5.5 Condiciones de frontera

Trazado de la malla.

Existen varios tipos de malla como la rectangular constante y variable y la poligonal regular e irregular; con fines didácticos se considera para el acuífero una malla rectangular constante y en partes donde hay fuerte bombeo o en las fronteras irregulares se pueden emplear la rectangular variable.

Frontera impermeable.

A través de una frontera impermeable no existe flujo. Entonces, de la ley de Darcy

$$Q_x = -T_x \frac{\partial h}{\partial x} \Delta y$$

podemos hacer la transmisibilidad o el gradiente nulos y el gasto Q será igual a cero.

Frontera con carga constante.

Este tipo de frontera se presenta cuando se tienen grandes masas de agua como ríos, embalses, lagos o el mar, en los cuales los abatimientos son despreciables. En la figura 5.37 podemos notar que la masa de agua debe penetrar totalmente en el acuífero.

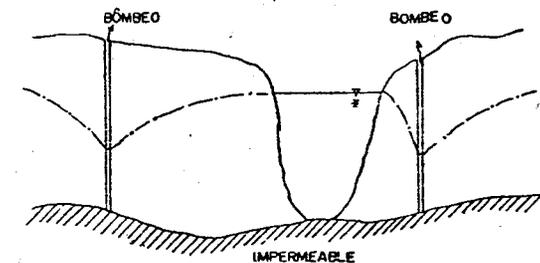


FIG 5.37

Considerarse un coeficiente de almacenamiento muy grande en los nudos que definan la frontera tratada para que no varíe el nivel, ya que todo el flujo negativo o positivo, lo absorberá el almacenamiento.

Frontera con gradiente constante.

Este tipo de frontera se utiliza cuando no se puede simular todo el acuífero, empleándose entonces el gradiente deseado para los nudos de la frontera. Si se tiene un acuífero confinado solamente se fijara el gasto, ya que la transmisibilidad es constante. Para acuíferos libres se complica el problema ya que el gasto varía con el nivel.

Estado inicial del acuífero

Para resolver la ecuación de flujo en cada elemento, intervalo por intervalo, hay que conocer la situación inicial de los niveles del acuífero.

Niveles definidos en el tiempo

Es cuando una frontera con carga constante (embalse, río, etc.) varía su nivel de intervalo a intervalo según una ley fija e independiente del estado del acuífero.

5.5.6 Métodos de solución

Método explícito.-

Suprimiendo los coeficientes en la ecuación (74) se tiene que:

$$(\Delta^2 h)_t = \frac{h_{t+\Delta t} - h_t}{\Delta t} \dots \dots \dots (75)$$

donde $(\Delta^2 h)_t$ representa la forma en diferencias finitas de

$$\frac{\partial}{\partial x} (kh \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial y} (kh \frac{\partial h}{\partial x}) =$$

Luego, de la ecuación (75) queda:

$$h_{t+\Delta t} = h_t + \Delta t (\Delta^2 h)_t \dots \dots \dots (76)$$

El proceso de cálculo sería:

1. Definición de los coeficientes de cada ecuación (transmisibilidades, almacenamiento, etc.)
2. Definición de los niveles iniciales en cada nudo, h_0
3. Con la ecuación (76) y los niveles h_0 , cálculo de los niveles en el instante Δt , h_1

4. Cálculo de los nuevos coeficientes si es que se trata de un acuífero libre en que la transmisibilidad depende del nivel freático
5. Repetir las fases 3 y 4 para sucesivos Δt , hasta llegar a obtener la solución en el instante deseado.

Convergencia y estabilidad.-

Para que el método sea convergente se debe tener un valor límite de Δt y además debe evitarse que el error sea acumulativo, es decir, que el método sea estable. En el método explícito la condición de convergencia es igual a la de estabilidad, y en el caso más general se expresa:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} < \frac{S_{i,j}}{T_{i-1,j} + T_{i+1,j} + T_{i,j-1} + T_{i,j+1}} \quad (77)$$

Si el acuífero es homogéneo e isótropo la ecuación (77) se expresa

$$\frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} < \frac{S}{4T} \quad (78)$$

Conclusiones.-

- a) El método explícito es fácil de aplicar ya que no implica tener que resolver un sistema de ecuaciones.
- b) La gran desventaja de este método es que para que sea estable y convergente se debe tener un Δt demasiado pequeño lo que lo hace ineficiente para usarlo en la práctica.

Métodos implícitos.-

Como se dijo anteriormente el método implícito plantea la ecuación para $t + \Delta t$,

$$(\Delta^2 h)_{t+\Delta t} = \frac{h_{t+\Delta t} - h_t}{\Delta t} \dots \dots \dots (79)$$

Al obtener un sistema de ecuaciones se debe usar algún método matricial. Existe una gran variedad de estos métodos, aquí solo se mencionaran los más utilizados en modelos de acuíferos.

Generalidades de algunos métodos implícitos (Métodos de relajación)

Estos métodos son aquellos que parten de un valor inicial supuesto, y por tanteos sucesivos llegan a la solución con cierto error admisible. Existen diferentes tipos de métodos implícitos como el de Southwell, Jacobi, Gauss-Seidel, Sobrerrelajación puntual, sobrerrelajación lineal, ADI, IADI, etc. El de Gauss-Seidel es parecido al de Jacobi con la única diferencia de que el primero es más rápido ya que utiliza los últimos valores de los calculados. O sea, en el de Jacobi al calcular h en la iteración $m+1$ todavía no se conocen los valores nuevos de h_2, h_3, \dots, h_n , y por lo tanto se utilizan los anteriores, en cambio en el de Gauss-Seidel, al calcular h_i se emplean los valores nuevos de $h_1, h_2 \dots h_{i-1}$ y también los anteriores $h_{i+1}, h_{i+2}, \dots, h_n$, por lo que con este sistema la velocidad de convergencia se duplica.

Los métodos de sobrerrelajación puntual y lineal son más rápidos que el de Gauss-Seidel, ya que utilizan un parámetro de aceleración. Esto es, dicho parámetro se usa para que los valores anteriores se acerquen más a los nuevos y así se aumenta la velocidad de convergencia.

Ultimamente uno de los métodos más usados en modelos de acuíferos es el IADI, el cual se diferencia del ADI en los siguientes puntos.

1. Cada dos rastreos de la matriz no completan un intervalo de tiempo, sino que completan una iteración. Esto permite variar progresivamente la transmisibilidad en función del nivel obtenido en cada iteración, por lo cual puede aplicarse a problemas no lineales que se presentan al tratar acuíferos libres.
2. Se considera terminado el cálculo del intervalo cuando el error es aceptable, según un criterio prefijado.
3. Para mejorar la eficiencia del proceso iterativo se incluye una serie de parámetros de aceleración (números positivos y reales).

Comparación entre los distintos métodos

La tabla 5.4 da una idea de las características de cada método.

Método	Carácter	Rapidez	Almacenamiento	Convergencia y estabilidad	Problemas no lineales	Observaciones
Gauss	Directo	Lento	Mucho	Bien	No	Bueno para menos de 100 ecuaciones. Seguro.
Jordan	Directo	Lento	Mucho	Bien	No	Idem.
Explicito	Directo	Muy rápido	Poco	Problemas	No	Exige Δt pequeño.
Southwell	Iterativo	Normal	Poco	Bien	Si	Fácil de programar.
Jacobi	Iterativo	Algo lento	Normal	Bien	Si	Antiguado. No se usa.
Gauss-Seidel	Iterativo	Normal	Poco	Bien	Si	Fácil de programar.
S. O. R.	Iterativo	Rápido	Poco	Bien	Si	Muy rápido con w óptima.
S. O. R. por filas	Iterativo	Rápido	Poco	Bien	Si	Bueno con acuíferos alargados.
S. O. R. simétrico	Iterativo	Rápido	Poco	Bien	Si	Reparto errores residuales.
A. D. I.	Directo	Muy rápido	Poco	Problemas	No	Exige malla con contorno exterior rectangular. (Matriz regular.)
I. A. D. I.	Iterativo	El más rápido	Poco	Bien	Si	Con serie de parámetros, muy rápido. (Matriz regular.)

TABLA 5.4

6. EXPLOTACION DE LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA

6.1 LA EXPLOTACION DEL AGUA SUBTERRANEA EN MEXICO. ESTRATEGIA PARA SU MAHEJO ADECUADO.

Ing. Jaime A. Tinajero González ^{1/}

El agua subterránea en México constituye uno de los recursos hidráulicos más importantes, principalmente para sus regiones áridas y semiáridas, que cubren más del 60% del área del país, motivo por el cual su aprovechamiento en dichas zonas se ha llevado a cabo en forma intensiva, siendo en muchos casos la base del auge económico alcanzado en ellas.

La explotación intensiva del agua subterránea en México se inició a partir de 1950, año a partir del cual se crearon los más importantes Distritos de Riego del país en los que se obtiene el 50% de la producción agrícola; sin embargo, en ese entonces no se contaba con la tecnología adecuada para determinar el comportamiento de los acuíferos y a raíz de ello su aprovechamiento se efectuó sin control, siguiendo únicamente la política de satisfacer las necesidades que generaba el desarrollo de las zonas agrícolas.

Debido a la perforación desmesurada de pozos, que provocó la extracción de grandes volúmenes de agua subterránea, en México existen más de 30 acuíferos con sobreexplotación (Figura 6.1) lo que ha llevado a realizar el inventario de nuestros recursos hidráulicos subterráneos a través de estudios en los que se está aplicando la tecnología del agua subterránea moderna. Dichos estudios se iniciaron propiamente a partir del año de 1968, contándose a la fecha con más de 200 estudios a detalle, cuyos resultados apoyan a estudios regionales que cubren aproximadamente un 70% del área del país, siendo posible ahora im-

^{1/} Director de Inventarios de Agua y Suelo de la Comisión del Plan Nacional Hidráulico. (Marzo de 1980).



FIGURA. 6.1 Zonas con problemas de explotación excesiva del agua subterránea en la República Mexicana.

plantar políticas de explotación que lleven al aprovechamiento del agua subterránea en forma racional mediante un manejo 1/ adecuado de la misma.

En México, como en otras partes del mundo, se considera que el agua subterránea está constituida por dos componentes principales, el volumen renovable (recarga estacional del acuífero) y el volumen no renovable (almacenamiento del acuífero); el manejo de arbas depende entre otras cosas de la determinación del potencial que tenga cada uno y además de la existencia o falta de fuentes alternativas que permitan realizar el uso conjunto de los recursos hidráulicos existentes.

En la actualidad la tendencia en el manejo de acuíferos, se enfoca a determinar niveles máximos y mínimos del agua con el fin de regular la capacidad de su almacenamiento, coadyuvando con esto al desarrollo de actividades económicas que de otra manera no podrían realizarse. Dentro de este planteamiento siempre debe tenerse en mente los efectos que podrían generarse en el comportamiento de los acuíferos, a fin de evitar que se lleguen a producir colapsos económicos - al no poder restituir las condiciones originales con las que se inició la explotación del agua subterránea.

El manejo del agua subterránea que hasta la fecha se ha hecho en México, responde, además de las diversas condiciones físicas del medio (clima, hidrología, geología, etc.), a las presiones socioeconómicas producidas por el mismo desarrollo, lo que ha motivado que en algunas zonas el volumen extraído de los acuí

1/ El manejo del agua subterránea tiene por objeto regular la explotación, el uso y aprovechamiento de este recurso, considerando su interdependencia con el agua superficial, a fin de satisfacer las distintas demandas de agua a corto, mediano y largo plazos.

feros rebasa su recarga natural generando con eso que se presenten abatimientos progresivos en los niveles piezométricos, lo que trae como efectos colaterales incremento en los costos de bombeo, intrusión de agua de mar en acuíferos costeros, asentamiento de terrenos, formación de grietas y migración de aguas salinas. Los casos más críticos de sobreexplotación detectados en el país y los principales efectos que han producido se consignan en el cuadro 6.1.

Con el fin de que los problemas generados por la sobreexplotación no progresen gravando cada vez más la economía de las zonas afectadas, ha sido necesario resolver graves problemas de manejo, mediante soluciones tales como reducción de las extracciones hasta un volumen del orden de la extracción permanente 2/, y cuando esto no es posible, por lo menos reducir la magnitud de los efectos indeseables con el fin de alargar la vida útil de los acuíferos aplicando medidas correctivas como implantación de vedas rígidas que no permitan el incremento de las extracciones en los aprovechamientos existentes ni perforación de nuevos pozos, redistribución de las captaciones para reducir la velocidad de abatimiento, incremento de la recarga mediante infiltración artificial, importación de agua desde cuencas vecinas y relocalización de captaciones a distancias mayores del litoral en el caso de acuíferos costeros. Una herramienta que cada vez se aplica más en México, es el uso de modelos de predicción del comportamiento de los acuíferos, ya que con ellos ha sido posible plantear alternativas de explotación que permiten definir las más convenientes, tanto en el aspecto geohidrológico como en el económico.

Dentro de los aspectos relacionados con el manejo del agua subterránea, existe

2/ Término equivalente a rendimiento seguro o recarga aprovechable que se define como el máximo volumen de extracción que no produce abatimiento indefinido ni daños irreparables al acuífero.

AGUA SUBTERRANEA EN LA REPUBLICA MEXICANA.

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros cúbicos/año	EXPLOTACION EN EXCESO cúbicos/año	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(6) Valle San Quintín	B.C.N.	45	33	12	0.45	El nivel estático ha disminuido hasta alcanzar valores máximos totales del orden de 12 m bajo el nivel del mar. El efecto más notable es la intrusión salina del mismo que amenaza gravemente el desarrollo de esta región.
(7) Valle El Maneadero	B.C.N.	20	19	1	0.27	Al igual que en el caso anterior, el nivel estático de los acuíferos disminuyó hasta quedar bajo el nivel del mar propiciando la intrusión salina del mismo, que contamina el agua dulce cuyas concentraciones de sólidos totales alcanzan valores de 2500 ppm.
(11) Valle Mexicali	B.C.N.	1200	300	900	0.50	En la porción sur del valle, los niveles dinámicos de los pozos se encuentran bajo el nivel del mar y propician la intrusión del mismo. Se recomienda relocalizar los pozos de la parte sur del valle de Mexicali en la porción norte de la mesa de San Luis.
(12) Mesa Arenosa de San Luis Río Colorado	Son.	200	150	50	0.50	La explotación en exceso provoca abatimiento gradual del nivel estático de los acuíferos. El espesor saturado disminuye y las columnas y los costos de bombeo aumentan. La mayor parte del flujo subterráneo proviene de los EUA, que empiezan a aprovecharlo y reducen su disponibilidad en México.
(4) Valle Santo Domingo	B.C.S.	336	146	190	0.90	Actualmente parte del acuífero tiene abatimientos totales hasta de 9 m bajo

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros	EXPLOTACION EN EXCESO cúbicos/año	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS	
(3)	Valle La Paz	B.C.S.	46	38	8	0.40	el nivel del mar que provocan intrusión salina del mismo. Durante la época de bombeo, los niveles dinámicos se encuentran entre 5 y 30 m bajo el nivel del mar. Esta situación propicia la intrusión salina del mismo, que amenaza principalmente a los pozos que abastecen a la Cd. de La Paz.
(5)	Valle El Vizcaíno	B.C.S.	10.2	6.7	3.5	0.83	Los volúmenes bombeados provocan la disminución del volumen almacenado; invirtiendo la dirección del flujo y evitando las salidas subterráneas del acuífero.
(8)	Valle Ojos Negros	B.C.N.	13.6	11.5	2.1	0.53	Se provoca con el régimen de explotación el minado gradual de las reservas subterráneas y una ascendente concentración de sales disueltas en el agua, al recircular los volúmenes de riego.
(9)	Valle Real del Castillo	B.C.N.	6.5	6	0.5	0.18	Los efectos de bombeo excesivos se manifestarían a muy corto plazo, sin verse intrusión salina.
(2)	Valle Todos Santos	B.C.S.	1	0.5	0.5	0.55	Los bombeos superiores a los actuales podrían facilitar la intrusión salina del mar.
(1)	Valle Pescadero	B.C.S.	1.6	1.4	0.2	0.16	Los niveles piezométricos están bajo el nivel del mar, y presenta síntomas de intrusión de agua salada.
(10)	Valle de las Palmas	B.C.N.	8	6	2	1.14	El exceso de bombeo ha modificado principalmente en el extremo aguas abajo

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros cúbicos/año	EXPLOTACION EN EXCESO cúbicos/año	ABASTECIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(27) Comarca Lagunera	Coah.	(1960) 1300	550	750	1.70	del valle, afectando incluso los volúmenes de escurrimiento que capta la Presa Abelardo L. Rodríguez.
		(1979) 1234	250	984	2.00	Actualmente la región está vedada, sin embargo, el nivel estático de los acuíferos continua descendiendo hasta alcanzar más de los 60 m de profundidad. Las consecuencias son: disminución del espesor saturado y aumento en los costos de bombeo y perforación.
(22) Valle Villa Ahumada.	Chih.	180	57	123	-	Abatimiento local del nivel estático en los valles Alamos de Peña Juárez y Villa Ahumada. Se recomienda relocalizar las zonas de bombeo para poder continuar con el ritmo de explotación actual.
(25) Valle Aldama	Chih.	54	45	9	-	Actualmente es zona de veda. Sin embargo la explotación continua debido a que la agricultura depende casi en su totalidad del agua subterránea. Las consecuencias son: Disminución del espesor saturado e incremento en las columnas y costos de bombeo.
(24) Valle Janos (Casas Grandes)	Chih.	111	110 (?)	1 (?)	2.00	El nivel estático acusa un descenso progresivo. Sin embargo, el fuerte espesor del acuífero (300 m) permite que el ritmo de explotación actual continúe hasta que el costo del bombeo se vuelva prohibitivo.
(21) Valle Juárez (Cd. Juarez)	Chih.	30	16	14	0.86	El acuífero que abastece de agua a Cd.- Juárez ha registrado abatimiento de nivel estático que van de 0.50 a 2 m. Las

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros	EXPLOTACION EN EXCESO cúbicos/año	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(23) Valle Janos (Janos)	Chih.	73	40	33	1.00	consecuencias son: disminución del espesor saturado e incremento en los costos de bombeo que hacen crítico el abastecimiento a esta ciudad. Aunque la información disponible es escasa, se sabe que esta zona está explotada en exceso. El nivel estático ha descendido paulatinamente causando disminución en el espesor saturado e incremento en los costos de bombeo que hacen crítico el abastecimiento a esta ciudad.
(26) Valle Jiménez Camargo (Río Florido)	Chih.	238	224	14	0.60	El nivel estático se ha abatido. Sin embargo, la explotación en exceso es local y puede disminuirse si se relocalizan las zonas de bombeo.
(35) Valle de México	D.F. México Puebla Tlaxcala Hidalgo	250	-	-	-	La explotación excesiva del agua subterránea ha ocasionado el hundimiento de la Cd. de México. La velocidad media de dicho fenómeno fue de 8 cm/año para el período de 1963-69 y el máximo total registrado fue de 8 m (cruce de Av. Juárez y Reforma).
(32) Bajío-Celaya	Gto.	250	170	80	1.64	En el período 1966-70, se produjeron los mayores abatimientos debido al incremento desmedido en la extracción. En la actualidad esta zona está vedada y se recomienda disminuir la explotación a fin de evitar mayores descensos del nivel estático.

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones de metros cúbicos/año	EXTRACCION PERMANENTE de metros cúbicos/año	EXPLOTACION EN EXCESO cúbicos/año	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(30) Valle de León	Gto.	157	65	92	1.40	La explotación excesiva de los acuíferos ha originado abatimientos cuyos máximos se localizan al sur de la Cd. de León.
(31) Zona Laguna Seca	Gto.	66	52	14	0.90	Actualmente existen dos zonas con abatimientos locales. Una es Dr. Mora-San José Iturbide y la otra es Laguna Seca. Sin embargo, la región que presenta mayores problemas es la parte norte de Laguna Seca, que ha reducido su aportación al río de la Laja.
(34) Valle de Toluca	Méx.	510	340	170	1.50	El nivel estático del acuífero freático se ha abatido hasta alcanzar máximos -- del orden de 7 m. (Presa Alzate). En el acuífero confinado el abatimiento total máximo ha sido de 17 m. Si se continúa con el ritmo de extracción actual el nivel se abatirá hasta 70 m (1976).
(33) Valle Querétaro	Qro.	130 a 228	70 a 100	60 a 120	1.50	La explotación excesiva de los acuíferos de este valle ha propiciado el descenso progresivo del nivel estático. El abatimiento máximo registrado en el período 1965-71 fué de 11 m y se localizó en la zona urbano-industrial de la Cd. de Querétaro, hecho que dice todo acerca del uso del agua subterránea.
(20) Margen Izquierda del Rfo Sinaloa.	Sin.	300	250	50	1.50	El nivel estático se abate localmente reduciendo el espesor saturado de los acuíferos. Debido a la intercepción del escorrentamiento superficial del río Sinaloa -- cuando se construya la Presa Sinaloa de Leyva el espesor saturado se reducirá -- aún más.

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros cúbicos/año	EXPLORACION EN EXCESO	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(17)	Costa de Hermosillo Son.	850	350	500	2.00	El efecto causado por la explotación en exceso ha sido el descenso general del nivel estático que actualmente se encuentra bajo el nivel del mar. Esta situación propicia la intrusión salina, disminuye el espesor saturado de los acuíferos y aumenta las columnas y los costos.
(16)	Valle El Sahuaral Son.	140	70	70	2.00	Los efectos causados por la explotación en exceso son semejantes a los de la Costa de Hermosillo con la diferencia de que en esta zona no existe intrusión salina del mar.
(19)	Valle de Guaymas Son.	180	100	80	1.60	Esta zona es la que acusa los efectos -- más graves de la explotación en exceso, ya que además de los señalados en la Costa de Hermosillo la calidad del agua subterránea se ha deteriorado en torno al arroyo y alcanza concentraciones de sólidos disueltos de orden de 6000 ppm.
(18)	Valle San José de Guaymas Son.	15	7	8	1.10	Los efectos más desfavorables originados por el abatimiento general del nivel estático son: intrusión salina del mar, -- reducción del espesor saturado, incremento en las columnas y costos de bombeo y contaminación del agua dulce que alcanza concentraciones del orden de 6000 ppm. (sólidos disueltos).
(13)	C. Río Magdalena (Coyote Costa) Son.	214	318	104	1.00	El nivel estático se encuentra actualmente bajo el nivel del mar ayudando así a la intrusión salina que contamina los acuíferos de agua dulce. La concentración de sólidos totales alcanza valores

ZONA	ESTADO	EXTRACCION TOTAL millones	EXTRACCION PERMANENTE de metros cúbicos/año	EXPLORACION EN EXCESO cúbicos/año	ABATIMIENTO MEDIO ANUAL (m)	COMENTARIOS
(14) C. Rfo Magdalena (Valle Bisani)	Son.	90	186	96	1.00	del orden de 2000 ppm. Las columnas y los costos de bombeo se incrementan. Los principales efectos producidos por el abatimiento del nivel estático son: - Reducción del espesor saturado de los acuíferos e incremento en las columnas y en los costos del bombeo.
(15) C. Rfo Magdalena (Pitiquito-Caborca)	Son.	77	29	48	0.90	Al oeste de la Cd. de Caborca se localizó el máximo abatimiento que fue de 8 m. (1970-73). Las consecuencias de estos descensos son semejantes a los señalados para el valle Bisani.
(29) Valle Loreto	Zac.	47	30	17	0.40	La parte sur del valle tiene explotación en exceso. El origen de lo anterior es la concentración de pozos en los alrededores de la población de Loreto. No se recomienda aumentar la extracción actual.
(28) Valle Calera	Zac.	180	100	80	-	El abatimiento del nivel estático ha afectado a casi todo el valle. Los máximos descensos son del orden de 17 m y causan reducción del espesor saturado de los acuíferos y aumento en las columnas y en los costos de bombeo.
(36) Monterrey (Campos de pozos en calizas)	N.L.	150	-	-	-	La explotación en exceso en los diferentes campos de pozos, ha generado que se produzcan diferentes niveles de sobreexplotación, debido principalmente al desconocimiento del potencial de las fuentes dando lugar a abatimientos progresivos que se traducen en incremento de los costos de bombeo y deficiencia en el abastecimiento de agua potable a la ciudad de Monterrey.

otro tipo de problemas de carácter social y político que obligan a modificar las restricciones técnicas que se plantean para preservar el recurso; este tipo de problemas se han resuelto mediante campañas de concientización en las que juega un papel muy importante la participación de los usuarios, de donde han surgido propuestas para establecer un reglamento legal y administrativo para la explotación de acuíferos.

Entre las principales disposiciones institucionales referentes a las aguas del subsuelo, que constan en nuestra Ley Federal de Aguas, se establece:

Primero. Las aguas son propiedad de la Nación.

Segundo. El Organismo regulador respecto a la explotación, uso y aprovechamiento de las aguas es la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH).

Tercero. Llevar un registro permanente respecto al aprovechamiento del agua subterránea para regular su explotación.

Cuarto. Por utilidad pública se decretan zonas de veda para el control de la extracción y utilización de las aguas del subsuelo, debiéndose instalar medidores y demás accesorios para determinar gastos, volúmenes y niveles.

Quinto. Las zonas de veda se reglamentarán para fijar los volúmenes de extracción que se autoricen, así como las disposiciones que se requieran.

Sexto. Realización de obras de recarga artificial en los acuíferos que sea factible y que así lo requieran.

Séptimo. Establecimiento de medidas para preservar la calidad del agua subterránea.

Además de las acciones que hasta ahora se han adoptado para manejar el agua subterránea, se proponen las siguientes políticas para mejorar el uso racional de los acuíferos.

- Primera. Proveer los elementos técnicos e institucionales necesarios para regular firmemente las aguas subterráneas.
- Segunda. En los casos que sea necesario, realizar o concluir el inventario de la disponibilidad de aguas subterráneas y mantenerlo actualizado; asimismo, llevar a cabo los estudios de gran visión, detallados e interdisciplinarios que se requieran.
- Tercera. Identificar las posibilidades y establecer los mecanismos para cambiar el uso del agua superficial y subterránea de una actividad a otra que ofrezca mejores perspectivas sociales y económicas.
- Cuarta. Aliviar problemas de sobreexplotación de acuíferos implantando técnicas de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas y recarga artificial.
- Quinta. Reforzar la toma sistemática de información simultáneamente con la explotación de los acuíferos, cubriendo aspectos cuantitativos y de calidad.
- Sexta. Establecer la coordinación entre dependencias que manejan información hidrológica en todos sus aspectos, y uniformizar y hacer disponible la información que se reuna mediante bancos de información, de ser posible a nivel local y estatal.
- Séptima. Realizar campañas de concientización para que se haga un uso eficiente del agua y se reduzca la explotación excesiva.
- Octava. Promover la mayor participación y cooperación de los usuarios en la selección e implantación de programas para el aprovechamiento del agua subterránea.

Novena. Restringir la descarga de desechos, tanto en la superficie como en el subsuelo, de acuerdo a las características de los sistemas de flujo de aguas subterráneas de tal forma que se garantice la calidad del agua de los acuíferos.

Lo expuesto se puede alcanzar mediante el establecimiento de "Distritos de Conservación y Manejo de Aguas Subterráneas" a través de los cuales se impulse la correcta implantación de las políticas propuestas, de tal manera que se considere la naturaleza regional o local de los problemas derivados de la explotación excesiva o intensiva de las aguas subterráneas.

6.2 Extracción permanente

De la definición dada en el párrafo anterior en relación al término de extracción permanente, éste se puede considerar cuantitativamente como la recarga total que tiene lugar en el acuífero en forma periódica, constituida por la suma de las recargas verticales y de la aportación de áreas adyacentes en forma de flujo horizontal subterráneo; pudiéndose captar adecuadamente si se consideran los siguientes aspectos:

- Tipo de acuífero
- Ubicación espacial de los pozos adecuada
- Profundidad de alcance de los pozos.

Como ya se mencionó, el rebasar el volumen de agua subterránea considerado como la extracción permanente, produce lo que se conoce como sobreexplotación que consiste fundamentalmente en la extracción del agua que constituye el almacenamiento del acuífero, lo cual, si no se lleva a cabo en forma racional, producirá diferentes tipos de problemas entre los que se tienen:

- el agotamiento del suministro de agua o deficiencia en el mismo.
- la intrusión salina en acuíferos costeros o migración de aguas de mala calidad
- los problemas legales por afectaciones
- la reducción del escurrimiento base en corrientes perennes
- la formación de grietas
- el asentamiento de terrenos
- el incremento en los costos de bombeo.

Ante estos problemas, la función de los hidrólogos y de los planificadores de acuerdo a la definición dada en cuanto al manejo del agua subterránea - (Pág. 219), se puede plantear de la siguiente manera:

- Papel del Hidrólogo.- Cuantificar los recursos hidráulicos disponibles dentro de una zona (superficial y subterránea) llevándolos hasta la simulación de funcionamiento.
- Papel de los Planificadores.- Ver los aspectos legales y restrictivos respecto al uso del agua de acuerdo a los sectores que lo demanden y hacer la distribución óptima desde un punto de vista socio-económico.

6.3 Alternativas de explotación

A fin de poder llevar a cabo la adecuada explotación de los recursos de agua subterránea, en términos generales se pueden tener en consideración las siguientes alternativas de explotación:

- a) Determinación del volumen de extracción en función de las características de la estructura de los acuíferos (tipo de) y tiempo de explotación con el fin de hacer proporcio

nales las descargas con los descensos, evitando las concentraciones excesivas de pozos; debiéndose buscar la distribución uniforme.

- b) Buscar abatir niveles en las zonas en donde éstos se encuentren muy cerca de la superficie del suelo, para evitar pérdidas innecesarias por evaporación o transpiración de plantas no productivas.
- c) Aprovechamiento de las salidas naturales de los acuíferos - cuando éstos no sean aprovechados aguas abajo de los sitios de captación. (S_h y flujos base).
- d) Definir niveles de explotación económicamente factibles de acuerdo al uso o usos a que se destine el agua.
- e) Emplear el agua subterránea de acuerdo a las condiciones hidrológicas y socioeconómicas de las zonas de explotación, haciendo un uso alternado entre los periodos de lluvias excedentes y los periodos de sequía, dejando que se realice la recuperación de los acuíferos cuando así lo permita la disponibilidad de agua superficial.
- f) Realizar cambios en el uso del agua cuando éstos redunden en mayores beneficios socio-económicos.
- g) Buscar la transferencia de agua de áreas adyacentes en las que haya excedentes de agua entre una y otra.
- h) Inducir sistemas de recarga artificial en aquellos casos que sea factible.

BIBLIOGRAFIA

1. Roger J.M. de Wiest, "Geohydrology" John Wiley and Sons *
Temas: 1 y 5
2. David Keith Todd, PH.D. "Ground Water Hydrology", John Wiley S.
Temas: 1, 2, 3, 4, 5 y 6
3. William C. Walton "Ground Water Resource Evaluation",
Mc Graw Hill *
Temas: 1, 2, 3, 4, 5 y 6
4. Mahdi J. Hantusch, Advance in Hidroscience, Hydraulics of wells
Ven The Chow. Academic Press
Tema: 5.3
5. Johnson Division. Ground Water and Wells *
Temas: 2 y 3
6. Ing. Carlos Cruickshank V. Modelo Matemático DAS para el comporta
miento de acuíferos. Revista Ingeniería Hidráulica No. 1, (1969)
Tema: 5.5
7. José Luis Pulido "Hidrogeología Práctica", Ed. Urmo *
Temas: 2, 3, 4, 5 y 6
8. S.W. Lohman "Hidráulica Subterránea", Ed. Ariel *
Temas 5.3 y 6
9. Custodio y Llamas "Hidrología Subterránea" (2 tomos). Ed. Omega *
Temas: 1, 2, 3, 4, 5 y 6
10. Viessman, Knapp, Lewis y Harbaugh "Introduction to Hydrology",
Ed. Harper and Row
Temas: 4 y 5
11. Rubén Chávez Guillén "Hidrología Subterránea", Curso de
Geohidrología, IPN, 1975
Tema: 5
12. Davis y De Wiest, "Hidrogeología", Ed. Ariel
Temas: 2, 3, 4 y 5
13. Armando G. Canales E. "Apuntes del Curso de Geohidrología",
Facultad de Ingeniería, UNAM, 1970
Temas 1 y 5
14. Roberto Rodríguez H. "Geoquímica Aplicada al Estudio del Agua Subte
rránea", Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 1978.
Tema: 4
15. Jaime A. Tinajero González "Aspectos fundamentales en el estudio del
agua subterránea". Tesis profesional, Facultad de Ingeniería UNAM, 1974 *
Temas: 2, 3 y 5.

* Básica

Impreso por la
Coordinación de Servicios Generales
a través de la Unidad de Difusión,
Departamento de Impresión.
El tiraje consta de 500 ejemplares
y se terminó de imprimir
en el mes de marzo de 1990.