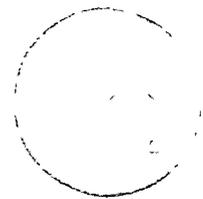


centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLORACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

GEOLOGIA

ING. ALEJANDRO GUZMAN AGUIRRE

# G E O L O G I A

ING. ALEJANDRO CUZMAN AGUIRRE.

## EL CICLO HIDROLOGICO:

Para poder comprender el comportamiento del agua en el subsuelo y saber la mejor manera de extraerla para los usos que se le asignen, es necesario el conocimiento del ciclo hidrológico, el cual es la circulación del agua en sus diversos estados desde los Océanos a la atmosfera, de la atmosfera a la tierra, sobre la superficie, en el subsuelo y finalmente su retorno a los océanos.

Este ciclo se inicia con la evaporación sobre los mares y otras masas de agua, bajo ciertas condiciones las nubes así formadas por la condensación del vapor pueden originar lluvia la cual puede caer ya sea en los mismos océanos o sobre la superficie terrestre.

Parte de la lluvia que cae en la tierra se evapora inmediatamente regresando su humedad a la atmosfera, otra moja la superficie del suelo y fluye hacia las corrientes superficiales, las cuales desembocan finalmente en el océano. Otra parte se filtra en el suelo fluye en el subsuelo y finalmente llega al océano.

El calor del sol regresa parte del agua contenida en la superficie mojada por la lluvia, las plantas extraen el agua del subsuelo mediante sus raíces en un proceso conocido como transpiración y la devuelven a la atmosfera através de sus hojas.

El agua en el subsuelo se le ha dado poca importancia en la solución de los problemas de abastecimiento para las ciudades o para usos industriales y se ha preferido en su mayor parte a las aguas de los ríos y de los lagos. Esto se debe en gran parte a su localización oculta y a la falta de conocimientos respecto a su existencia y circulación así como los métodos para su captación.

Más del 97 % del agua potable en el planeta, con excepción de los casquetes y los glaciares de las montañas, se encuentra en el subsuelo. Si se extrajera esta agua posiblemente excedería en volumen a la que se encuentra en lagos y ríos. Esto se debe en gran parte a que el agua del subsuelo se encuentra almacenada y su flujo es muy lento en cambio el agua de los ríos y lagos está en permanente circulación y es reemplazada varias veces al año. El agua del subsuelo tiene como ventaja principal la de no estar sujeta a variaciones estacionales como el agua superficial y su extracción puede prolongarse en un período mas prolongado que en la superficie.

#### DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO:

El agua en el subsuelo se encuentra en los poros o intersticios de las rocas, lo cual puede llevar a la diferenciación de dos grandes zonas la de Aereación y la de Saturación.

La Zona de Aereación.- Es aquella que se extiende desde la superficie del terreno hasta un nivel tal que todos los poros o espacios abiertos se encuentran llenos o saturados de agua.

Esta zona de aereación se puede dividir a su vez en tres capas:

- Capa húmeda del suelo
- Capa intermedia
- Fleco capilar

- La capa húmeda del suelo es aquella donde las plantas por medio de sus raíces extraen el agua para su desarrollo, el espesor de esta varía de acuerdo con el grado de intemperismo de la roca en la cual se localiza y como consecuencia del tipo de clima.

- La capa intermedia se encuentra entre la capa húmeda y el Fleco capilar. Esta se puede considerar como una mezcla de aire y agua la cual se sostiene por una tensión superficial, que cuando aumenta la cantidad de agua la gravedad se encarga de llevar este exceso de agua hasta la siguiente zona. Al agua que contiene esta zona se le conoce como agua vadosa.

- El Fleco capilar ocupa la porción del fondo de la zona de aereación y se localiza inmediatamente arriba de la zona de saturación. Su nombre se origina del hecho de que en esta zona el agua se comporta como si estuviera sujeta a la acción de tubos capilares que la impulsan hacia arriba por diferencias de presión atmosférica. Conforme el diámetro de los tubos aumenta la acción capilar tiende a disminuir llegando casi a desaparecer cuando la porosidad de las rocas es muy grande.

- Zona de Saturación.- Se caracteriza como ya se ha mencionado por tener todos sus poros llenos de agua sus límites se fijan inmediatamente abajo de la zona de aereación y alguna capa impermeable en la profundidad, sin embargo a ciencia cierta no se sabe hasta donde puede llegar en algunas rocas que presentan fenómenos de disolución.

Esta agua se le conoce como agua del subsuelo y es la única forma de agua que puede fluir dentro de un pozo y susceptible de ser extradida. Por tanto todas aquellas formaciones rocosas que tienen agua en el subsuelo y que se les puede extraer para su uso se les conoce como acuíferas.

#### LAS FORMACIONES GEOLOGICAS COMO ACUIFEROS:

Para los fines geohidrológicos podemos dividir a las rocas de la superficie terrestre en dos grandes grupos: Rocas consolidadas y Rocas no consolidadas. Las primeras tienen a sus constituyentes firmemente unidos ya sea por procesos de enfriamiento o los correspondientes a la litificación, en este grupo estarán las rocas ígneas y sedimentarias. Las rocas no consolidadas son aquellas cuyo origen se debe a los procesos de intemperismo y erosión y por tanto sus constituyentes pueden ser heterogéneos en su tamaño, en su composición, su modo de arreglo etc.

Las formaciones acuíferas pueden encontrarse en los dos

grupos de rocas antes mencionadas, pero deben ser lo suficientemente porosas y permeables.

#### CLASIFICACION DE LAS ROCAS:

Las rocas de acuerdo con su origen pueden dividirse en Igneas, Sedimentarias y Metamórficas.

Rocas ígneas.- Son aquellas que<sup>se</sup> deben a la actividad magmática que se origina en el interior de la corteza terrestre. De acuerdo con su modo de presentarse las podemos dividir en intrusivas y extrusivas; las intrusivas son aquellas que durante su formación no salieron a la superficie terrestre y que mediante procesos de erosión e intemperismo se les puede observar directamente en el terreno. De acuerdo con su forma y sus relaciones con las rocas circundantes esas rocas las podemos dividir en discordantes y concordantes.. Las primeras de acuerdo con su tamaño y forma se les conoce como batolitos, que tienen grandes dimensiones que se encuentran alojadas en los grandes sistemas montañosos o bien sepultadas por la acumulación de otras rocas. Sus dimensiones abarcan varios miles de kilómetros de longitud y cientos de kilómetros de ancho. Siguiendo la importancia de tamaño tenemos a los diques los cuales son cuerpos tabulares cuyas dimensiones pueden abarcar desde unos cuantos centímetros de ancho y longitud, hasta varios decenas de metros de ancho y centenas de longitud, aún cuando se han encontrado algunos que tienen varios kilómetros de largo. Su principal característica es la de atravesar cualquier tipo de roca en la que se aloje.

Entre los cuerpos intrusivos concordantes tenemos a los lacolitos, los lopolitos y a los mantos. Los lacolitos son masas grandes de rocas intrusivas que se encuentran con su base apoyada en una parte de una secuencia sedimentaria y el resto de su cuerpo, también tiene relaciones concordantes con las mismas, pero siguen una forma abultada. Los lopolitos tienen el aspecto de una depresión generalmente semicircular y que guarda relaciones concordantes en una secuencia sedimentaria. Los mantos son cuerpos de rocas en los cuales el espesor es inferior en una gran proporción al ancho. Estos cuerpos generalmente se encuentran intercalados en secuencias sedimentarias de tal modo que algunas veces se les puede confundir con algunos estratos, pero cuando se observa atentamente puede determinarse su origen con toda facilidad. Las rocas intrusivas de textura gruesa no son porosas y no se consideran como acuíferas. Ocasionalmente se han encontrado agua en grietas y fracturas o en las porciones intemperizadas de la roca.

Las rocas ígneas extrusivas son aquellas que deben su origen a la actividad volcánica, estas pueden presentarse formando cadenas montañosas, aparatos volcánicos y grandes corrientes de lava. De estas rocas las más importantes desde el punto de vista geohidrológico son aquellas que se originan por aparatos volcánicos de constitución basáltica y que comprenden una gran variedad de materiales conocidos como piroclásticos. Estos por su gran variedad de tamaño abundancia y emisiones sucesivas pueden considerarse como excelentes acuíferos, lo mismo puede decirse de las corrientes basálticas en virtud

de que por su modo de extrusión desarrollan abundante permeabilidad - en la forma de cavidades de enfriamiento formadas en el frente de lava o en la parte inferior de la misma, sin embargo conforme la actividad erosiva, y el peso de las rocas van perdiendo por compactación su permeabilidad original.

Otras rocas extrusivas tales como las andesitas y las riolitas, pueden considerarse originalmente como impermeables, aun que pueden adquirirla de un modo secundario por fracturamiento e intemperismo.

Rocas Sedimentarias.- Son aquellas que se originan por los procesos de erosión e intemperismo actuando sobre rocas preexistentes. Los materiales originados de este modo se acumulan por la transportación del viento, del agua o de los glaciares en grandes cuerpos de agua que pueden ser lagos o el mar principalmente. Cuando estos materiales llegan a cuerpos de agua, sufren una distribución muy regular debido a que el agua se encarga de acomodarlos de acuerdo con su peso específico y posteriormente se inicia una serie de procesos conocidos como litificación, la cual comprende la compactación, la cementación, la recristalización, y alteraciones químicas. De acuerdo con el tipo y tamaño de los constituyentes estas rocas pueden formar grupos conocidos como clásticas y bioquímicas. Dentro de las clásticas tenemos los conglomerados, a las areniscas, a las limolitas, lutitas y arcillas principalmente. En las de origen bioquímico tenemos a las rocas car-

bonatadas las cuales comprenden a las calizas y a las dolomias, también debemos de considerar a las rocas evaporíticas.

Estas rocas carbonatadas pueden considerarse como acuíferos sólo en el caso de que esten fracturadas o que hayan desarrollado cavidades de disolución por las cuales el agua pueda fluir. Debe tenerse en cuenta que su importancia como acuíferos aumenta con la presencia de alguna roca impermeable que facilite la acumulación del agua. Las areniscas es otro tipo de roca sedimentaria que se comporta como acuífero, su grado de permeabilidad dependerá del tipo de cementante y del grado de fracturamiento producido por fenómenos tectónicos. Las rocas de origen arcilloso pueden considerarse como acuíferos pobres dado que sus constituyentes están tan íntimamente unidos que no permiten el paso del agua.

Otro tipo de roca sedimentaria muy importante es la que puede denominarse como granular, la cual se produce a partir de la desintegración de las rocas persistentes que se acumulan en un medio ambiente terrestre. Estas rocas generalmente estan sin consolidar o poco consolidadas dependiendo del cementante y los constituyentes químicos que reaccionan en un medio ambiente determinado.

Todas estas rocas granulares se alojan a lo largo de los cauces de los ríos constituyendo los materiales aluviales o bien formando terrazas en planicies formadas por la evolución de un río, también se acumulan en estribaciones de las cadenas montañosas formando abanicos

aluviales, o en la desembocadura de los grandes ríos formando deltas. Estas rocas en conjunto forman los mejores acuíferos, están ampliamente distribuidos en el mundo y producen grandes cantidades de agua.

Rocas Metamórficas.- Se le da este nombre aquellas rocas que se han formado de rocas preexistentes por la presión y temperatura. Estas pueden dividirse en dos grandes grupos, aquellas que se forman en el contacto con los grandes cuerpos intrusivos y por lo mismo dependiendo de la magnitud del cuerpo intrusivo pueden ocupar generalmente poca extensión y son rocas impermeables. En este grupo tenemos a las rocas que generalmente se les conoce como por corneanas o cornealitas. Otro grupo son las rocas de metamorfismo regional y que abarca todas aquellas rocas que por los procesos dinámicos que actúan como consecuencia de una orogénesis. A este grupo de rocas pertenecen las filitas, pizarras, esquists y gneises.

Estas rocas sufren re-arreglo en la textura y variaciones en la composición de sus minerales, además frecuentemente sufren alteraciones producidas por soluciones hidrotermales que pueden introducirles grandes cantidades de sílice, por esto, a estas rocas se les puede considerar como impermeables y no forman buenos acuíferos.

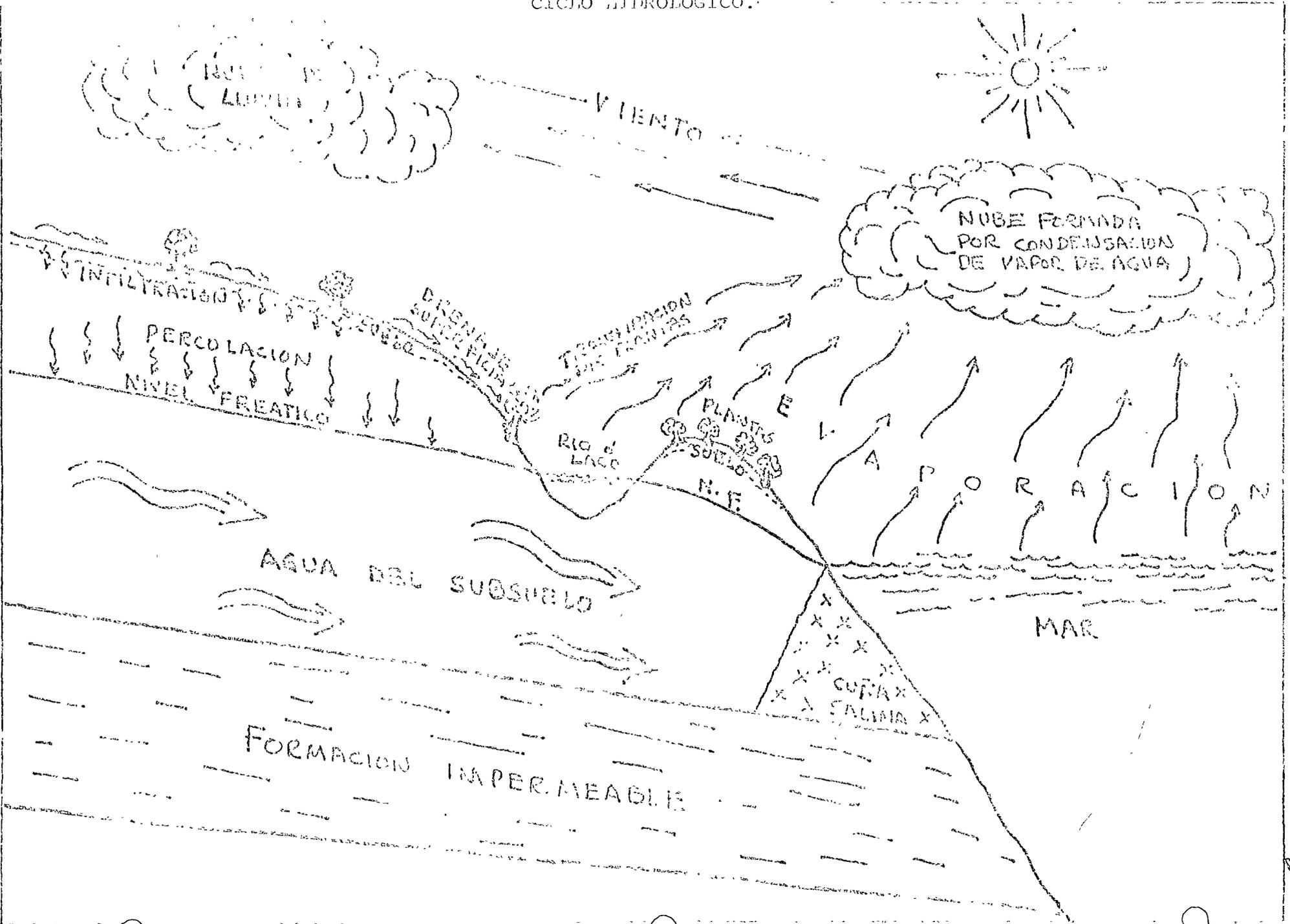
Finalmente todas las rocas antes mencionadas, es decir las ígneas, las sedimentarias y las metamórficas, sufren una serie de transformaciones que las convierten en la materia primitiva conocida como magma, es decir están consideradas dentro de un ciclo al cual se le denomina el ciclo de las rocas.

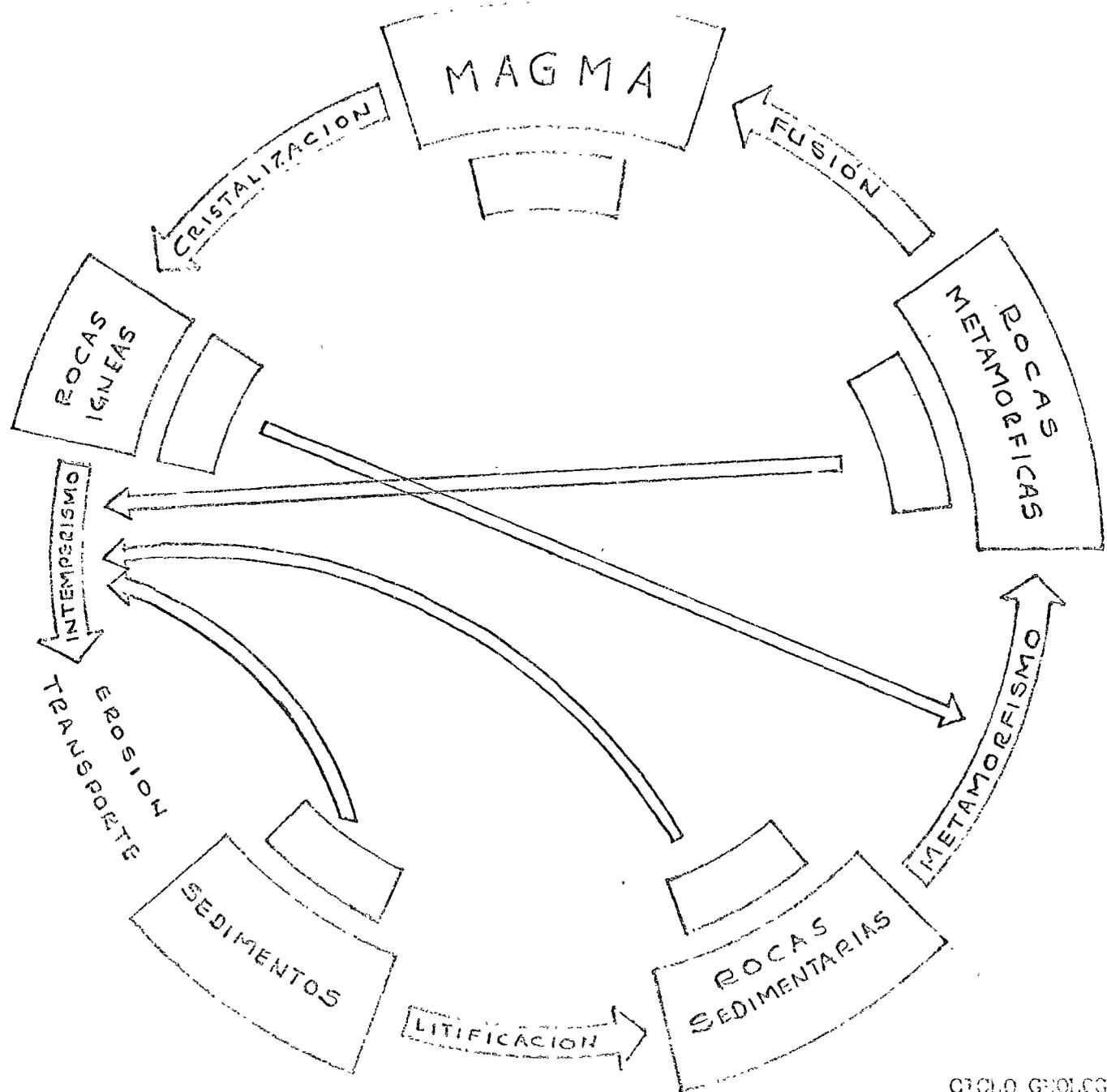
TECTONICA:

Las rocas que constituyen la superficie terrestre una vez que han sido formadas sufren una serie de modificaciones para poder formar el relieve al cual estamos acostumbrados, tales como montañas, planicies, colinas y cerros aislados, a toda esta serie de fenómenos que nos están indicando movimientos de la corteza terrestre se denomina tectónica. Los procesos tectónicos van a dar origen a fenómenos tales como fracturas, fallas, pliegues y montañas de rocas ígneas.

Todos estos fenómenos van a controlar o a tener influencia muy grande en la acumulación del agua en el subsuelo y por lo tanto en su prospección deberá tenerseles particular atención.

CICLO HIDROLOGICO.





CICLO GEOLOGICO DE LAS ROCAS.

8  
2



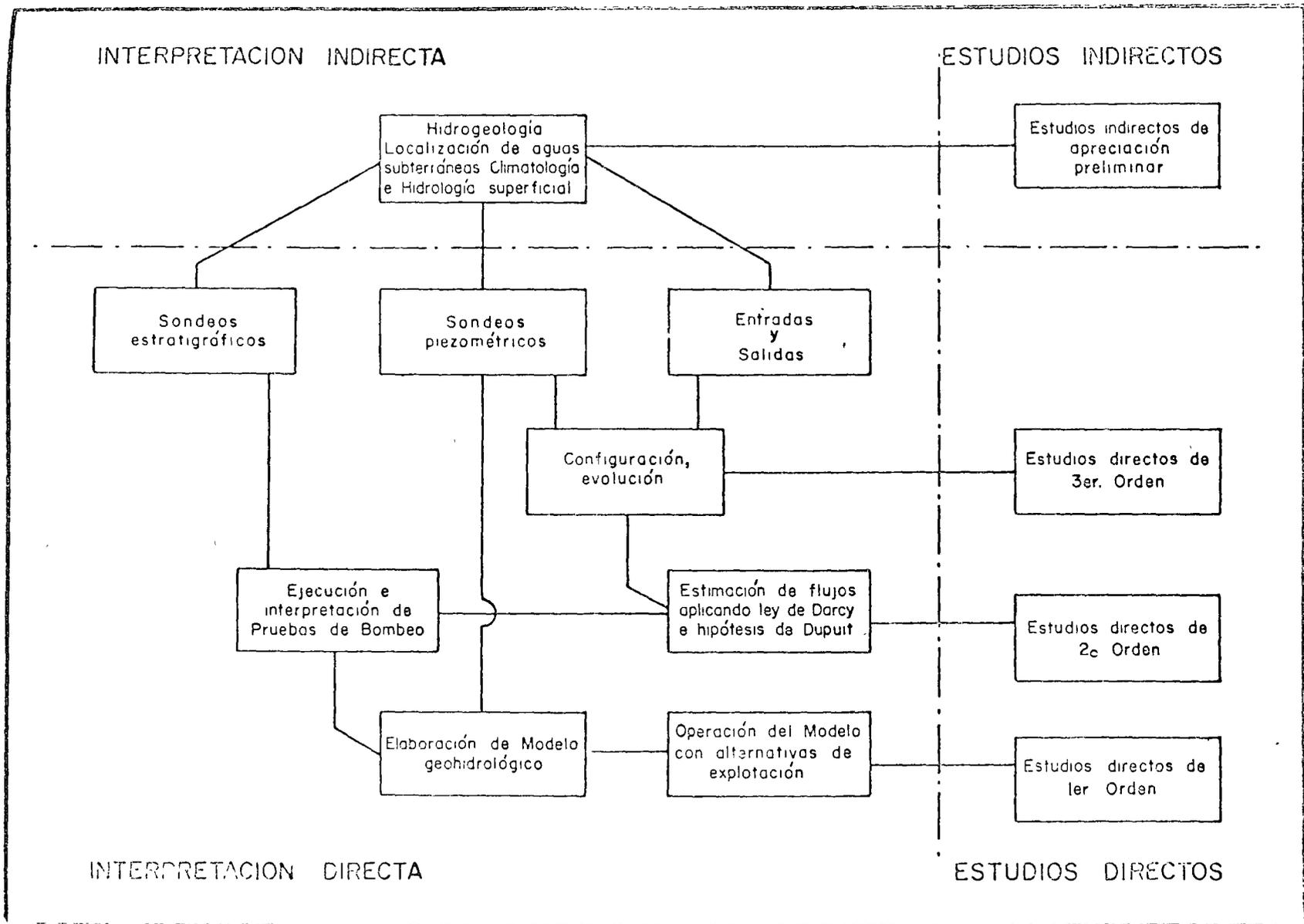
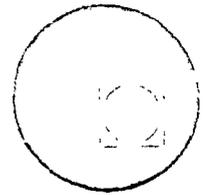


Fig. 1 Clasificación de los Estudios





centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

HIDROLOGIA SUPERFICIAL APLICADA A LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

Ing. Hector David Ramirez López.

LA HIDROLOGIA SUPERFICIAL APLICADA A  
LAS AGUAS SUBTERRANFAS

POR: Ing. Héctor David Ramírez López

# La Hidrología Superficial aplicada a las aguas subterráneas.

Ing. Héctor David Ramírez L.

El ciclo hidrológico esta representado por la siguiente ecuación

$$P = Q_s + E_v + I$$

En que :

P = precipitación

$Q_s$  = escurrimiento superficial

$E_v$  = evapotranspiración

I = infiltración

Todos estos factores son importantes y las aguas subterráneas representan una parte de este ciclo hidrológico, estando relacionadas con el escurrimiento superficial ( $Q_s$ ) y la infiltración (I). Intervienen las aguas subterráneas en el escurrimiento superficial, por-

que en numerosas ocasiones estas aguas afloran en forma de manantiales y lloraderos que alimentan a los cauces de los ríos y constituyen el flujo base de estos (régimen perenne). Más adelante estudiaremos con más detenimiento las características y análisis de los hidrogramas del escurrimiento superficial.

### Evapotranspiración (Ev).

Es un proceso con tres variantes, debido a la energía solar que incide sobre la superficie terrestre, combinado con otros parámetros atmosféricos que actúan en la vecindad de la superficie evaporante llamados "condicionantes del poder evaporante de la atmósfera".

La cantidad de energía solar que puede recibir la superficie de la tierra varía de menos de 100 Cal./cm<sup>2</sup> para las regiones polares y nubosas, a más de 750 Cal./cm<sup>2</sup> para regiones secas, desérticas y calientes. Se necesita una cantidad de 597 Cal. para evaporar un cm<sup>3</sup> de agua, por lo que si toda la energía solar incidente fuera utilizada para evaporar agua en superficies libres, debería esperarse un índice máximo de 4000 mm. anuales, y en las áreas con cobertura vegetal densa sería del orden de 3500 mm. al año. Sin embargo, los índices reales son más bajos debido a diferentes factores atmosféricos, y a la pérdida de energía por la radiación de onda larga y, a la transferencia de energía directa sin que exista evaporación.

El proceso de evapotranspiración se designa al agua que se encuentra sobre la superficie terrestre y vuelve a la atmósfera en forma de vapor, presentándose a través de tres casos que son: "evaporación física", "evaporación biológica" (Transpiración) y "sublimación". La evaporación física consiste en que las moléculas de agua, en una superficie libre o en un terreno húmedo, adquieren suficiente energía cinética para pasar del estado líquido al gaseoso mediante un proceso específicamente físico. La evaporación biológica llamada "transpiración", consiste en que el agua es evaporada por las plantas que, con sus raíces extraen el

agua de la profundidad del suelo necesaria para su desarrollo y vida, liberándola en forma de vapor principalmente por sus hojas. La sublimación consiste en que las moléculas de agua pasan directamente del estado sólido al gaseoso.

Los factores condicionantes del poder evaporante de la atmósfera son: temperatura del agua con la tensión de vapor, insolación, turbulencia del viento, déficit higrométrico, presión barométrica, y condiciones químicas del agua.

La medición de la evaporación física se realiza por medio de aparatos que permiten la medida directa de la evaporación en un período largo; estos aparatos se denominan evaporímetros. También existen algunas fórmulas empíricas que permiten el cálculo del poder evaporante de la atmósfera a partir de algunos datos meteorológicos, estos se usan en defecto de medidas directas. Cuando se desea conocer la evaporación a partir de una capa de suelo, se emplean los lisímetros, superficies naturales o planchas de ensayo y el bastidor vitreado.

Los procedimientos en la cuantificación de la transpiración pueden ser clasificados en tres:

Procedimientos basados en la medida directa del vapor de agua transpirado.

Métodos basados en la medida del cambio de peso de la planta y del suelo que la alimenta.

Procedimientos basados en la medida de la cantidad de agua necesaria para la alimentación de la planta (Lisímetros y uso consuntivo).

Las plantas que tienen sus raíces profundas y que alcanzan el nivel freático, se denominan como freatofitas (álamo, alfalfa, sauce, mezquite, fresno, etc) y consumen un volumen considerable de agua que para las zonas áridas o desérticas puede ser de consideración este volumen dentro del marco de los recursos de agua.

Se han realizado algunos experimentos en E.U. sobre el consumo de agua de estas plantas, dependiendo éste consumo de diversos factores como: densidad de plantas, profundidad del nivel freático, humedad relativa, temperatura del suelo-aire, calidad del agua, etc. Obteniéndose algunos consumos promedio que se presentan en la siguiente tabla, bajo la condición de que estas plantas se encuentran formando una cobertura vegetal densa.

NOMBRE COMUN DE LA FREATOFITA	CONSUMO ANUAL DE AGUA EN mm.
Tamarisco	2 400 - 2 700
Chopo	2 380
Aliso	1 620
Pino y Alamo	2 240 - 2 600
Alfalfa	800 - 1 130
Sauce	1 340
Mezquite	600

#### Precipitación

Se define la precipitación como la caída de agua meteórica que cae a la superficie de la tierra tanto en forma líquida como sólida.

Las precipitaciones son producidas por los cambios de presión y temperatura de las masas de aire que se desplazan en la atmósfera originando el efecto de saturación del vapor de agua contenido. De acuerdo con la teoría de Tor Bergeron-Findensen, el vapor de agua se condensa en torno a diminutos núcleos de material sólido presentes en la atmósfera como hielo, sal (Na Cl), esporas, polen y diversos minerales de origen volcánico y del grupo arcilloso.

El vapor que se condensa alrededor de estas finas partículas adquieren un tamaño menor de 500 micras manteniéndose suspendidas, ya que su peso es despreciable, desarrollándose dos mecanismos para el crecimiento de estas pequeñas gotas.

- a) Mediante el proceso de "coalescencia", que consiste en el agrupamiento de numerosas gotas entre sí bajo el efecto de choques debido a:
  1. Atracción electrostática de las gotitas de la nube, cargadas eléctricamente
  2. Efectos de inducción provocados por el desplazamiento de las gotas en el campo magnético terrestre.
  3. A la atracción hidrodinámica entre dos gotas cercanas y su movimiento relativo con respecto al aire circundante.
  4. Microturbulencia entre las gotas quedando dentro del campo de la mecánica cinética de los gases (movimiento browniano).
  5. Barrido de las gotas más finas por las gotas que atraviezan la nube.
- b) El otro mecanismo, el proceso de engrosamiento de las gotas por condensación de vapor de agua. Para que este mecanismo se desarrolle es necesario que ciertas gotitas de la nube tengan una tensión de vapor inferior a la existente (Rault) en la atmósfera de la nube, o que ésta esté sobresaturada.

Para cualquiera de estos dos mecanismos que intervienen en la formación de las gotas de agua, es necesario que las masas de aire se saturen de vapor de agua y este se condense por el enfriamiento de las masas de aire, ocurriendo tres formas de que se realice que son: por convección, orografía y frontal ó ciclónica.

La precipitación por convección se origina por el ascenso de masas de aire caliente y el encuentro con masas de aire frío y más denso, enfriando y condensando el vapor de agua originando la precipitación.

La precipitación orográfica es debida al levantamiento del aire cuando existe una barrera montañosa, produciendo un efecto de convección secundaria, ocasionando la condensación y precipitación.

Las precipitaciones frontales o ciclónicas son originadas por el levantamiento del aire caliente sobre el frío o viceversa, formándose los frentes de aire.

Cualquiera que sea el tipo de lluvia, lo que interesa al hidrogeólogo es conocer el volumen precipitado en el área de interés, para relacionarlo con la recarga (infiltración profunda) y descarga de los acuíferos.

La medición de la precipitación se mide con la altura de la lámina de agua captada en pequeños reservorios cilíndricos, abiertos en la parte superior llamados pluviómetros o pluviógrafos. Generalmente se necesitan varios pluviómetros distribuidos en un área convenientemente, para conocer el volumen llovido en dicha zona, ya que la intensidad y duración de la lluvia varía de un lugar a otro, sobre todo si existen barreras montañosas.

Los métodos que más se utilizan para conocer la precipitación de un área son:

1. Método del promedio aritmético, que consiste en calcular la lámina de lluvia media de una zona usando el promedio aritmético de las láminas de agua precipitadas medidas en las estaciones del área y divididas entre el número de ellas.
2. El método de los polígonos de Thiessen, cuyo fin principal es tratar de delimitar las zonas de influencia de cada estación, siendo necesario conocer la localización de las estaciones, uniendo las estaciones más próximas por triangulación y luego trazando las líneas bisectoras perpendiculares a los lados de los triángulos, formándose una serie de polígonos en que cada uno de ellos encierra una estación. Cada polígono es el área tributaria de cada estación, encontrando la altura de precipitación media ( $P_m$ ) igual a:

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{A} = \sum_{i=1}^n P_i \frac{A_i}{A}$$

donde

$P_i$  Es la altura de precipitación en la estación  $i$

$A_i$  Area tributaria de la estación

$A$  Area de la zona

$n$  Número de estaciones localizadas.

3. El método de las isoyetas, siendo necesaria tener un plano de curvas de igual precipitación en la zona de interés, utilizando la misma fórmula anterior,  $A_i$  el área que existe entre dos curvas, (área pesada).

### Infiltración

El papel de la infiltración, en el proceso de Precipitación-escurrimiento superficial, un papel importante en la forma del hidrograma como podría verse en el siguiente capítulo relacionado con el escurrimiento.

La infiltración es el paso del agua de la superficie del suelo hacia el interior de este. El agua que se encuentre sobre la superficie y tiende a infiltrarse tiene primero que satisfacer la deficiencia de humedad del suelo y después empezará la infiltración a través de numerosos vacíos que forman canales en los suelos sedimentarios sueltos, las rocas fracturadas, etc. Por los cuales el agua puede circular por gravedad tanto vertical como lateralmente. Además de estos canales el terreno tiene minúsculos espacios que poseen mayor afinidad tanto para el agua como para el aire, actuando fuerzas capilares, las cuales atraen el agua de las zonas húmedas hacia las zonas más secas, es decir; estos canales de gravedad, durante la precipitación actúan como alimentadores de la red de los poros capilares, esta alimentación continúa después de la lluvia hasta que se llena la red capilar, o bien, hasta que la reserva de -

agua de los canales de gravedad se agota.

La capacidad de infiltración ( $f$ ) de un suelo dado, bajo determinadas condiciones, es la intensidad máxima de lluvia que puede absorber, cuando la intensidad  $i$  de la lluvia que recibe es igual o superior a  $f$ . La capacidad de infiltración no es constante, disminuyendo exponencialmente con el tiempo, dando una curva asintótica hacia un valor más o menos constante ( $f_c$ ). Horton demostró que la capacidad de infiltración normal de un suelo puede ser representada por la ecuación:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-k_f t}$$

donde

$f$  es la infiltración

$f_c$  es la infiltración mínima hacia donde decrece la curva

$f_0$  es la infiltración inicial

$k_f$  es una constante positiva

$t$  es el tiempo transcurrido desde que empezó la lluvia

En ocasiones se sustituye a  $f$  por su integral  $F$  que proporciona el volumen infiltrado durante el período  $t$ .

$$F = \int_0^t f \, dt = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k_f} [1 - e^{-k_f t}]$$

Para determinar las capacidades de infiltración se utilizan numerosos métodos que son:

1. Ensayos en laboratorio con lisímetros
2. Medidas en sitio por medio de filtrómetros
3. Ensayos en la naturaleza en parcelas de ensayo
4. Análisis comparativo de los registros de las precipitaciones con caudales y con

diciones geológicas semejantes.

Cualquier método que se aplique, las capacidades de infiltración varían mucho - de un suelo a otro de acuerdo a sus características físicas, contenido inicial de humedad, - intensidad de la lluvia, tamaño de las gotas, vegetación, temperatura y aereación del suelo..

En la práctica no es posible tener en cuenta separadamente todos los parámetros -- que intervienen en la infiltración, así que muchos hidrólogos han propuesto el empleo de "índices de infiltración" empíricos, describiendo a continuación los tres más usuales:

El índice  $\theta$  .- El índice  $\theta$  representa la intensidad media de un aguacero, por encima de la cual todo excedente de lluvia se halla en forma de escurrimiento superficial.

Es obvio que el índice  $\theta$  agrupa también la retención de los diversos almacena-- mientos superficiales e infiltración. Su uso se basa en que las condiciones iniciales de la - tasa de recarga de la cuenca es constante durante el período que dure el aguacero.

El índice  $W$  .- Es definido como la tasa media de infiltración la duración del aguacero, en el curso de la cual la intensidad de lluvia es superior a la capacidad de infiltración. La dificultad en el uso de este coeficiente o índice consiste en la separación de los caudales de infiltración de los otros volúmenes que constituyen la retención superficial de la cuenca, - haciendo la aplicación práctica de este método bastante delicado.

El índice  $W$  "mínimo". - La capacidad de infiltración tiende a ser constante en su - valor límite  $f_c$ , cuando el terreno esta completamente saturado, de tal forma que la retención de la cuenca es mínima o nula, bajo estas condiciones los coeficientes  $\theta$  y  $W$  son casi idénticos y a este valor se le denomina  $W$  mínimo.

#### Escurrimiento Superficial

El escurrimiento superficial es producido por el volumen de la lluvia que no intervi-

vino en la evaporación, infiltración y almacenaje superficial, escurriendo por gravedad en la superficie del suelo y por la red de avenamiento; otro factor que produce escurrimiento superficial es la alimentación de los estratos del suelo, así como los bancos de grava y arena que se encuentran cercanos a los cauces de los ríos.

El escurrimiento total, para fines prácticos puede considerarse compuesto por: escurrimiento directo y escurrimiento base.

El escurrimiento directo engloba el volumen de las aguas meteóricas en exceso, de descarga de las aguas infiltradas en las margenes de los ríos, pero que vuelve a retornar al río una vez que ha descendido el tirante del río, no formando parte del cuerpo de agua subterránea. La duración del escurrimiento directo ocurre durante e inmediatamente después de los períodos de lluvia.

El escurrimiento base admite que la totalidad del caudal de agua proviene de la capa subterránea, es decir, durante el período de estiaje, el escurrimiento de los ríos es mantenido solamente por la descarga de agua subterránea. El flujo base representa un cambio en el almacenamiento subterráneo debido al proceso de recarga por precipitación y descarga natural, siendo una medida de potencialidad de los acuíferos. Como la descarga del agua subterránea esta condicionada por las propiedades físicas y geológicas del drenaje de la cuenca así como la permeabilidad y capacidad de almacenamiento.

Generalmente el escurrimiento se representa gráficamente por medio de un hidrograma, relacionando gásto contra tiempo, para el hietograma de una tormenta. La forma de la curva esta dividida por: el segmento de la curva AB, llamado curva de concentración y representa la subida la crecida de escurrimiento directo, denominándosele al punto A como punto de levantamiento y a B como pico del hidrograma, al punto C se le conoce como punto final

de descenso y donde finaliza el escurrimiento directo, al tramo BC se denomina como curva de descenso, después del punto C empieza el período de recesión. Al período AC se le denomina "tiempo base del hidrograma de la tormenta (Fig. 5).

De acuerdo con las características de la lluvia y de la cuenca pueden resultar -- cuatro diferentes tipos de hidrogramas para aguaceros aislados (Ref. 1,3), suponiéndose flujo base.

Tipo 1.- Cuando la intensidad de la lluvia  $i$  es menor que la capacidad de infiltración  $f$ , y el volumen de infiltración  $F$  es menor que la deficiencia de humedad del suelo. La primera consecuencia (Fig. 1) es que no existe recarga de agua subterránea; tampoco -- hay escurrimiento directo, la única contribución al escurrimiento directo es el pequeño volumen de agua que se precipita directamente sobre el río que se traduce en un leve levantamiento del hidrograma.

Tipo 2.- La intensidad de la lluvia es menor que el índice de infiltración y el volumen de agua infiltrada es mayor que el déficit de humedad del suelo. En este caso hay -- infiltración y recarga de agua subterránea, pero no se provoca escurrimiento directo (ver fig. 2).

Tipo 3.-  $i$  es mayor que  $f$  y,  $F$  es mayor que déficit de humedad del suelo, en es--te caso se produce un escurrimiento directo (fig. 3) pero no existe recarga de agua subterránea por lo que no existe un incremento de flujo base.

Tipo 4.-  $i$  es mayor que  $f$  y,  $F$  es mayor que el déficit de humedad del suelo, se ob--tiene un hidrograma como el de la fig. 4, en que se tiene escurrimiento directo así como incremento del gasto base.

El escurrimiento superficial es el componente hidrológico que puede ser medido -- con mejor precisión, siendo este dato básico e indispensable para la construcción de obras --

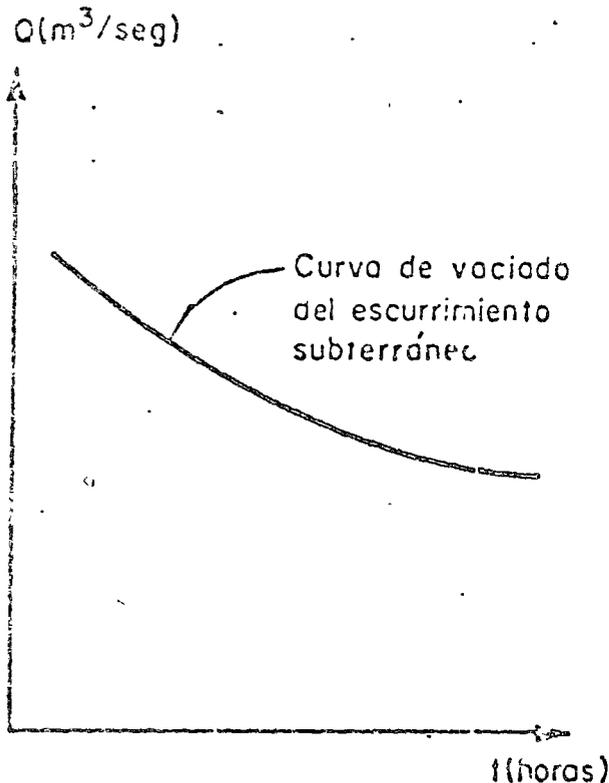


Fig 1 Tipo 0 ( $i < f$  y  $F < DHS$ )

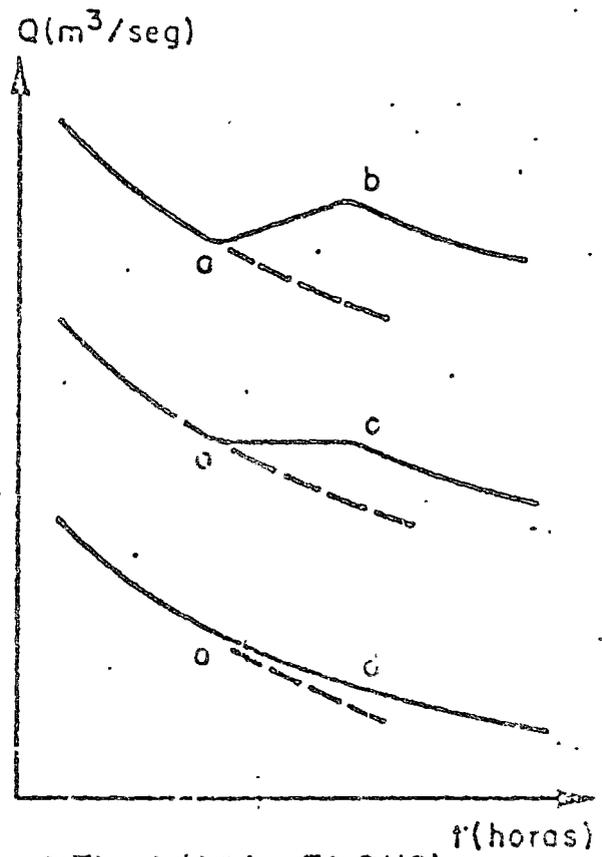


Fig 2 Tipo 1 ( $i < f$  y  $F > DHS$ )

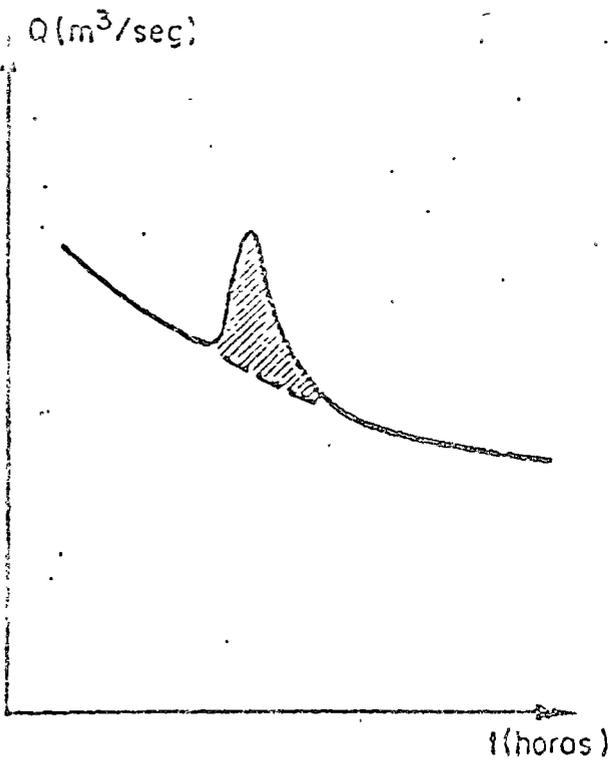


Fig 3 Tipo 2 ( $i > f$  y  $F < DHS$ )

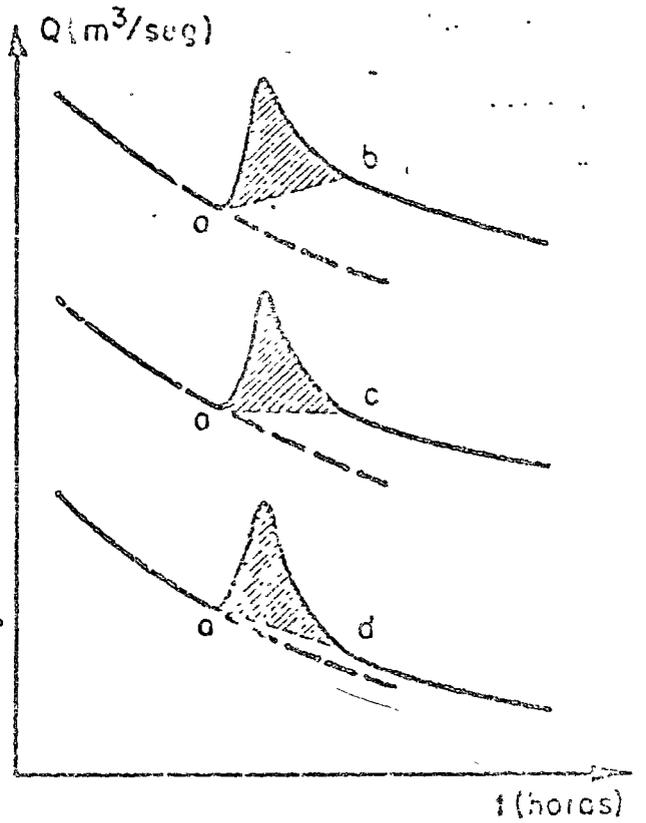


Fig 4 Tipo 3 ( $i > f$  y  $F > DHS$ )

Tipos de hidrogramas idealizados para tormentas aisladas (Springal)

hidráulicas, hay diferentes criterios para medir el volumen del agua escurrido, denominándose a esta actividad como aforo de corrientes.

a) Criterio de Sección-Velocidad.- Es el más usual y la curva de caudales -- esta en función del tiempo, se deduce que la curva resultante está en función de las alturas  $H$  ( ), las alturas son leídas en escalas limnimétricas o por limnigrafos. Esta curva es obtenida experimentalmente por una serie de aforos con molinete generalmente y por el conocimiento del perfil de la sección de aforo y el tirante de agua, admitiendo que la relación  $Q = f(H)$  es unívoca, esto es, que a una cota de la escala limnimétrica corresponde un solo caudal.

Otra manera de evaluarlo es por medio de la medida de velocidad con molinete - y aplicando la ecuación.

$$Q = V_m \cdot A$$

en que

$Q$  es el gasto de aforo

$A$  es el área hidráulica

$V_m$  es la velocidad promedio de las diferentes medidas con el molinete.

b) Criterio de vertedores o control.- son útiles para pequeños caudales, es muy preciso y debe procurarse que no cambien las condiciones originales de cálculo (asolves y cambio en la sección hidráulica). Los vertedores más comunes -- son los de forma rectangular y triangular de cresta delgada, otro también es - el perfil Venturi o vertedor de resalto. El gasto se calcula por medio de la fórmula.

$$Q = k_d L H^{3/2}$$

donde

$k_d$  es un coeficiente de descarga.

H carga hidráulica sobre la cresta vertedora

L longitud de la cresta vertedora

Q gásto

- c) Criterio de Sección-Pendiente.- Para la utilización de esta relación se --  
necesita saber la pendiente y la sección del río. Las ecuaciones más comu-  
nes son :

La ecuación de Chezy

$$v = C \sqrt{RS}$$

donde

v es la velocidad instantánea

C coeficiente de rugosidad hidráulica

R radio hidráulico

S es la pendiente del agua y de la plantilla

Otra ecuación comunmente usada es la de Manning

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

Siendo n el coeficiente de rugosidad.

Para separar del hidrograma los dos componentes del escurrimiento superficial, direc-  
to y base se han desarrollado algunas técnicas, presentando cada una de ellas diferentes venta-  
jas, pero en todas ellas también interviene el criterio de apreciación del analizador.

El procedimiento más simple consiste en trazar una recta paralela al eje del tiempo  
(Fig. 5) uniendo los puntos AA', presenta el inconveniente de dar al escurrimiento directo y  
al tiempo base del hidrograma un período muy grande. Como variante de este método, se pue-

de asignar un punto B fijado a través del conocimiento de la curva de vaciado, esta curva se obtiene observando una serie de hidrogramas y seleccionar los tramos donde no intervenga escurrimiento directo. Una vez seleccionado el punto B, se une mediante una recta AB.

El método que se usa actualmente en Geohidrología, se encuentra propuesto por Barnes por medio de la curva de recesión o descenso que puede ser representada por una función exponencial propuesta por Maillet

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \quad (1)$$

donde  $Q_t$  es el gasto en el instante  $t$  en función del caudal  $Q_0$  en el instante  $t_0$  anterior y arbitrario como origen. El coeficiente "a" se denomina coeficiente de descenso.

La curva anterior se escribir bajo la forma:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - at \quad (2)$$

y muestra que en coordenadas semilogarítmicas, las curvas de descenso están representadas por rectas, así cada uno de los componentes del escurrimiento están representados por rectas de pendiente diferente. Si computamos los gastos en escala logarítmica contra el tiempo, se puede obtener una relación lineal entre estas dos variables de pendiente  $k_r = e^{-a}$  llamada "constante de recesión" y, la mejor línea recta representa la recesión del agua subterránea. Por medio de este análisis se desarrolló un método hidrográfico (Meyboon, 1961), que permite conocer cuantitativamente el volumen de descarga del agua subterránea al escurrimiento superficial, así como la recarga a partir de la ecuación hidrológica.

$$R = D \pm \Delta V$$

donde

- R es la recarga de agua subterránea
- D es la descarga de agua subterránea
- $\Delta V$  es el cambio de almacenamiento

El volumen total " $W_p$ " del flujo base que sería descargado durante un período com--

pleto de recesión de agua subterránea puede ser calculado por la integración de la ecuación (1), a partir de  $t_0$  a infinito, este volumen se denominará "descarga total potencial de agua subterránea", que se descargaría teóricamente en el caso de no interrumpirse el período de recesión.

$$W_p = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 dt = \frac{Q_0}{a}$$

donde

$$a = 2.3 \frac{\text{Log } Q_0/Q}{t}$$

El volumen descargado al río durante un período de recesión que tiene un caudal inicial  $Q_0$  y un caudal final  $Q_f$  sería:

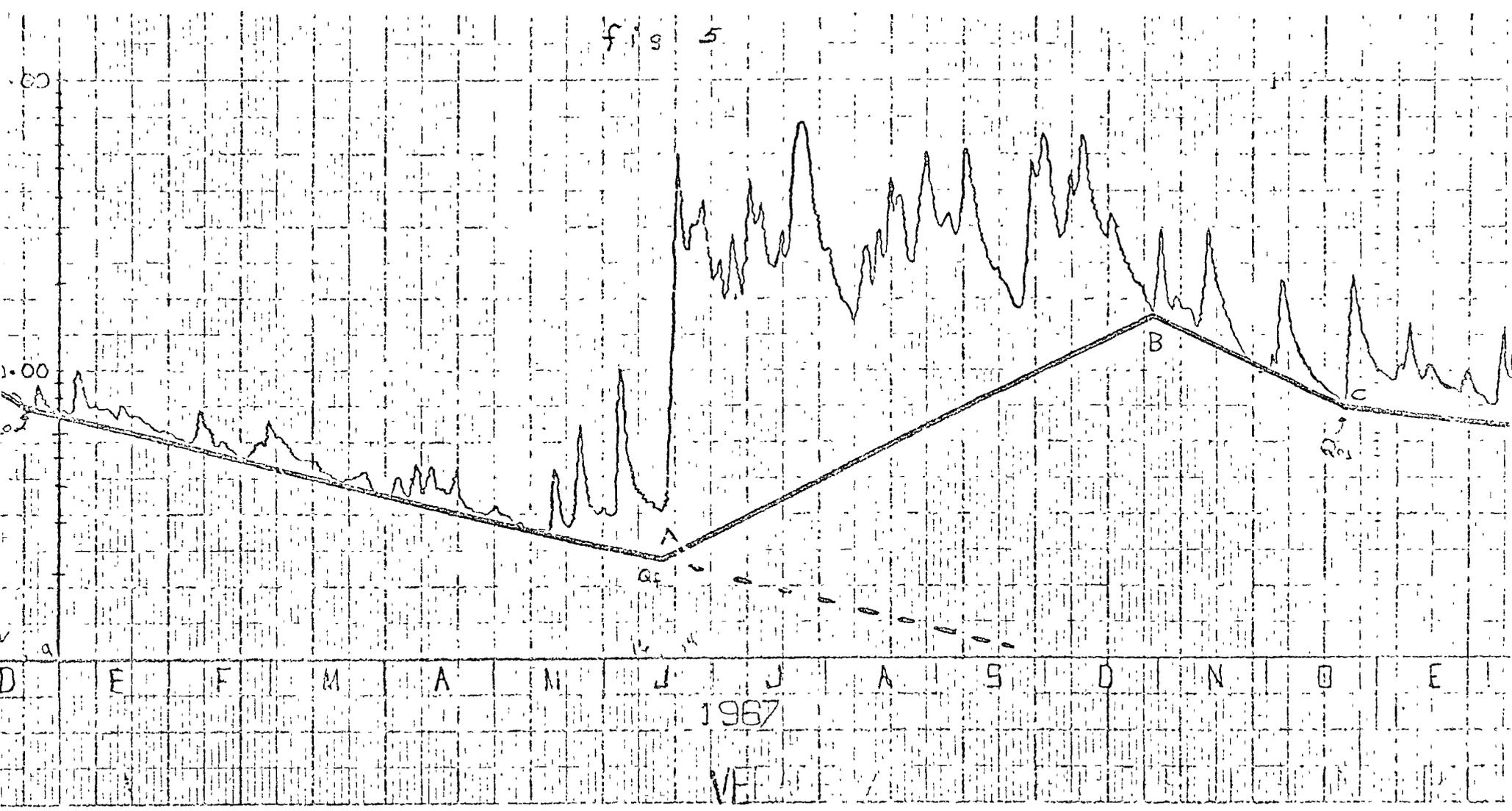
$$W_d = \frac{Q_0 - Q_f}{a}$$

La diferencia de  $W_p - W_d$  constituye el remanente potencial de descarga de agua subterránea para el período de recesión y es el volumen de agua que no se descarga al escurrimiento superficial debido a que fué interrumpido el período de recesión.

Para estimar la recarga de agua subterránea, entre el final de un período de recesión y el principio del próximo período, se obtiene restando de la descarga total potencial, del siguiente período el potencial remanente potencial de agua subterránea del período considerado.

El cambio de almacenamiento  $\Delta V$  se calcula restando los valores sucesivos del potencial total de descarga de agua subterránea  $Q_{01} - Q_0$ .

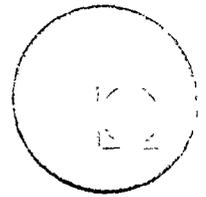
Otro criterio para determinar la recarga consiste en: unir mediante una recta el gasto final del período de recesión  $Q_f$  anterior con el inicial del siguiente período, determinando el área bajo la recta.







centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

Fotogeología Aplicada a la Geohidrología

Ing. Guzmán Aguirre

## FOTOGEOLOGIA APLICADA A LA GEOHIDROLOGIA

Siendo la fotogeología un acto discriminativo del contexto geomorfológico, representado por sus imágenes fotográficas, es natural que en la geohidrología antes de conocer el movimiento de las aguas en el subsuelo, precise de determinar aquellas formaciones del terreno que puedan ser favorables para su acumulación.

El método para alcanzar el fin que se propone esta basado fundamentalmente en la serie de factores analíticos que pueden emplearse para obtener la información geológica necesaria, para lo cual es preciso seguir una secuela de operaciones que pueden resumirse del modo siguiente:

Objetivo del estudio.- Cualquier problema de tipo geohidrológico en el cual sea necesario considerar el regionalismo, es necesario contar con el medio apropiado que sirva para realizar una serie de observaciones conducentes a conocer las propiedades geológicas de las rocas. Para el efecto es preciso contar con las fotografías aéreas que abarquen de un modo completo el área de estudio y una región de mayores dimensiones, que sirva para establecer sus condiciones de regionalidad. Estas fotografías es conveniente que sean a una escala adecuada, la cual puede ser del orden de 1: 20 000 o 25: 000, sin embargo algunas veces suelen utilizarse escalas menores

.....#

como 1: 50 000 o bien escalas mayores como 1: 10 000. La escala mas apropiada estará de acuerdo fundamentalmente con la extensión del área objeto de estudio y la magnitud de los rasgos geomorfológicos contenidos en el paisaje, es decir teniendo siempre en mente la relación de áreas de captación o cuencas.

Tipo de Película.- Generalmente se cree que en la solución de los problemas geohidrológicos es fundamental utilizar un tipo de película fotográfica especial, esto parece tener relación con la creencia de que el agua en el subsuelo puede ser detectada con una fotografía apropiada. Para el caso se han utilizado desde las películas pancromáticas hasta las infrarojas pasando por los sensores remotos. Parece que se ha olvidado el problema fundamental que es el de encontrar los receptáculos naturales apropiados, que con otros datos como es la precipitación y la evaporación puedan ofrecer soluciones viables al problema. A continuación se mencionará algunas características de las películas y métodos antes enunciados con el objeto de definir lo mejor posible la conveniencia de su uso.

Las películas pancromáticas normales tienen la característica de registrar en diversos tonos de gris los colores de las rocas y de los objetos del relieve. Por tal motivo es fácil establecer una relación de casualidad entre la forma y el tono que aparece en las fotografías, con los objetos reales del paisaje, así como también poder

diferenciar todas aquellas situaciones en las cuales la presencia de la agua pueda ser relacionada de un modo natural con fenómenos tales como vegetación, escurrimiento superficial o sencillamente cuerpos -- de agua estancados.

- Cuando se utilizan películas infrarojas se presenta una serie de fenómenos que es difícil poder establecer su relación con -- la presencia de agua. En virtud de que la película registra diferencias de temperatura que muchas veces pueden coincidir con distintos fenómenos tales como terrenos recién roturados, que muestran un cierto grado de humedad por haber sido removida la capa del suelo sin que esto pueda significar la pronta presencia del agua. Otras un tono oscuro puede coincidir con la parte inferior de una zona arbolada que guarda cierto grado de humedad superior a la ambiental.

- Otras ocasiones los arroyos al seguir su curso por alguna circunstancia pueden tener ciertas desviaciones que provocan una humedad adicional a la que llevan en su cauce, este también podría distraer el verdadero objetivo del estudio o sea buscar las estructuras más-favorables para contener agua.

Películas en Colores.- Estas son útiles en interpretaciones fotogeológicas, su mayor ventaja radica en que facilite de un modo notable la interpretación, pero siempre y cuando la escala que se utiliza

sea del orden de 1: 10 000 o mayor de otro modo el velo atmosférico actua de tal suerte que las imagenes presentan poca definición y variedad de colores, apareciendo con un tono dominante como el ocre o el azul.

Sensores Remotos.- También actualmente se estan tratando de utilizar la aplicación de los sistemas de sensores remotos para la localización de grandes cuerpos de agua. Esto no es posible hacerlo de un modo directo porque las radiaciones del espectro electromagnético que llega a los aparatos de detección, sufren una serie de alteraciones en su respuesta original debido a que durante la trayectoría estas radiaciones atraviesan una serie de capas en la atmósfe-  
ra que de algún modo influyen en el instrumento que realiza su registro. Es decir que si se desea que una región determinada se detecten todos los cuerpos de agua, es necesario que las radiaciones electromagnéticas deben ser escogidas de manera que pongan en evidencia a - los cuerpos de agua, para lo cual previamente se han hecho mediaciones directas en el terreno o bien si se dispondrá de información muy comleta.

En otras palabras cuando el agua está suficientemente cerca de la superficie terrestre esta ya ha sido detectada por recono-  
cimientos terrestres, que incluye el censo de manantiales y zonas -  
pantanosas, etc.

Metodología.- Una vez que se obtienen los materiales fotográficos adecuados se procede a desarrollar una secuencia que se inicia con la disposición del material que se va a utilizar, es decir - contar con un fotoíndice en el cual se señalen las fotografías y sus relaciones espaciales, también es necesario tener un mapa topográfico y todos los materiales tales como estereoscopio, lápices de colores etc.

También es preciso hacer una serie de investigaciones previas tales como tipo de clima, cantidad de precipitación grado de -- evaporación y por ciento de escurrimiento.

La siguiente etapa la constituye en análisis de las fotografías con el objeto de poder diferenciar todos aquellos rasgos que puedan tener relación con el fenómeno de la acumulación del agua del subsuelo. En esta etapa se tratarán de diferenciar lo mejor posible el tipo de litología, rasgos estructurales tales como fallas, fracturas, estructuras plegadas como anticlinales, sinclinales, cuerpos -- intrusivos, aparatos volcánicos y corrientes de lava. También es -- importante la diferenciación de formas acumulativas tales como abanicos aluviales, depósitos deltaicos, y diversos tipos de aluviones, - terrazas etc. Cuando se trate de rocas carbonatadas es necesario - tratar de limitar todos aquellos fenómenos producto de la disolución de las calizas. Otro aspecto importante es la identificación de cuer

pos de agua tales como manantiales, lagos, y sobre todo hacer un estudio minucioso del drenaje y de los agentes geomórficos actuales y su morfología resultante.

Una vez que se a completado el análisis sera necesario realizar una serie de visitas al campo con el objeto de efectuar simultáneamente la verificación de la información obtenida de las fotografías, ya sea ratificando o rectificando lo que se observó y buscando todos aquellos indicios que nos puedan dar idea de la posible presencia de cuerpos de agua en el subsuelo. Una vez que se han obtenido todos estos datos es posible formular una serie de consideraciones, con el propósito de encontrar la solución del problema que nos hemos propuesto. Es necesario advertir que previamente la visita al campo ya se ha confeccionado un mapa fotogeológico el cual puede hacerse a partir del acoplamiento directo de las fotografías o bien trasladando la información obtenida en las fotografías a un mapa planialtimétrico, el cual tendra una escala conveniente de manera que pueda ser útil para toda la serie de informaciones que se hagan en el campo.

Tipo de Investigación Geohidrológica.- De acuerdo con las características del estudio geohidrológico estos se pueden agrupar en tres categorías:

.....<sup>//</sup><sub>//</sub>

- De tipo regional amplio
- Tipo regional restringido
- Tipo Local

- El tipo regional amplio se puede corresponder a estudios en la cuenca de un río o en una gran porción del mismo, puede considerarse que abarcará una superficie del orden de los miles de kilómetros cuadrados.

- El tipo regional restringido se refiere a zonas de terreno que tengan superficies del orden de cientos de Km<sup>2</sup>.

- El tipo local se referira a aquellas extensiones de terreno inferiores a los 100 Km<sup>2</sup>.

Tipo regional amplio.- Cuando se va a ser un estudio de esta naturaleza sera necesario contar con fotografías cuya escala media sea del orden de 1: 50 000. Se tendrán además materiales tales como mapas topográficos cuya escala sea de 1: 10 000 o 1: 250 000, dependiendo de la extensión del área, también si es posible se contará con fotografías de tipo espacial. Es necesario disponer de información geológica así como todos aquellos datos referentes a clima, precipitación, evaporación y escurrimiento.

Durante el proceso fotointerpretativo se tendrá muy en --

cuenta marcar lo mejor posible las distintas unidades litológicas, que puedan ser bien distinguibles estructuras tales como pliegues, fallas, fracturas y la presencia de cuerpos intrusivos. También — sera necesario elaborar o cuando menos tener en mente la evolución del paisaje desde el punto de vista geomorfológico. Es muy importante hacer un estudio minucioso del drenaje para lo cual se preparará un mapa en el cual se muestre la mayor cantidad de detalle — del mismo, así como de lineaciones como son las fracturas y fallas.

Durante el análisis fotogeológico es importante delimitar cuencas de importancia de tipo secundario así como los límites de — la cuenca del río que se está estudiando. Con el análisis geológico, de drenaje y estructural se podrán ver las relaciones entre ellos con el objeto de señalar zonas de permeabilidad de acuerdo con lo observado en esos análisis previos. Una vez que se han delimitado estas grandes áreas estaremos en condiciones de incluir otros datos tales como precipitación con la finalidad de saber la cantidad de agua — que pueda disponer cada una de las unidades que se han definido anteriormente. Es recomendable hacer un estudio de la distribución, — de la vegetación con el objeto de saber en que proporción ésta puede influir en la cantidad de agua que se este filtrando en el sub— suelo.

Con estos datos, se estará en condiciones de escoger las — zonas mas importantes desde el punto de vista geohidrológico para —

que de acuerdo con su orden de prioridad se puedan hacer las inves-  
tigaciones directas en el campo. Las investigaciones en el campo-  
consistirán fundamentalmente en una serie de observaciones en el -  
sentido de localizar y evaluar cuerpos de aguas superficiales ta--  
les como manantiales o pequeños estancamientos así como grandes cuer-  
pos de agua como son los lagos o presas que pudieran existir. Con  
esta información y dándole a cada una de las unidades litológicas-  
un cierto valor de permeabilidad, mismo que se puede apreciar de -  
un modo aproximado, durante el reconocimiento en el campo se llega-  
rá a tener una idea de la potencialidad del agua en el subsuelo y-  
sus posibles maneras de extracción.

Las fotografías espaciales en este caso solamente podrán  
ayudar a solucionar algunos problemas de origen geológico en cuanto  
a tipos de estructuras geológicas y a tener una idea mas completa-  
de la regionalidad de la zona en estudio.

Tipo regional restringido.- En este aspecto podremos --  
considerar aquellos estudios en los cuales la cantidad de área y -  
principalmente el problema que se plantea necesite de soluciones -  
mas inmediatas que en el caso del tipo regional amplio. Para el -  
efecto se deberán contar con fotografías aéreas cuya escala no ex-  
ceda de 1: 25 000, con mapas topográficos escala aproximada de la-  
misma fotografía o cuando menos una escala aproximada, también se-

debera contar con toda la información disponible en cuanto a conductos artificiales de agua, manantiales, arroyos con escurrimiento continuo, obras de captación, pozos en la región etc.

La interpretación fotogeológica tendrá que ser más minuciosa en el sentido de diferenciar la mayor cantidad de rasgos litológicos estructurales y morfológicos. El mapa resultante será lo suficientemente explícito para poder apoyar las observaciones en el campo. El trabajo de campo consistira en una investigación más amplia midiendo con mayor cuidado el gasto de algunas corrientes, de manantiales o de conductos artificiales. Las observaciones geológicas se encaminarán por buscar todas aquellas características de las rocas que puedan aprovecharse para definir el grado de permeabilidad y la posible explotación del agua. Con toda la información y trasladada previamente a los mapas sera posible encontrar una serie de soluciones al problema objeto de la investigación.

Tipo Local.- Una investigación de esta naturaleza se reducirá a una área muy pequeña y la solución que se pida al problema tendra que ser muy específica, puesto que al no tener muchas alternativas en cuanto a características geológicas y geohidrológicas las conclusiones a las cuales se lleguen tenderán a ser mas objetivas. El material para la investigación de esta naturaleza incluye fotografías aéreas a escala aproximadamente 1: 10 000 y com-

piementarlas con fotografías escala 1: 20 000 que naturalmente — abarcará mas área de la considerada en el problema original.

La fotointerpretación es necesariamente mucho mas cuidada, poniendo el mayor énfasis en los materiales aluviales y en rasgos estructurales de pequeñas dimensiones. Consecuentemente la base topográfica tendrá que ser a una escala grande del orden de 1: 4 000 o 1: 2 000 en la cual se trasladará todas las observaciones hechas durante la fotointerpretación. El trabajo de campo implica que sea muy dirigido hacia aquellos lugares en los cuales es posible preveer la acumulación de cuerpos de agua considerables, — precisamente en los materiales no consolidados. También se aconsejan observaciones en cuanto a la determinación mas probable del nivel freático y de la cantidad de agua que pueda traer los arroyos principales en sus máximas avenidas, con los datos de precipitación, evaporación y escurrimiento se llega a tener una idea de la cantidad de agua que puede tenerse a cierta profundidad o bien cuenta — agua pueda extraerse. Finalmente se recomendará la solución más — adecuada al problema que a todas vistas es mas particular que las — señaladas para los tipos de investigación antes mencionadas.



centro de educación continua  
facultad de ingeniería, unam



EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS.

EMPLEO DE LA GEOFISICA EN HIDROLOGIA.

ING. RAYMOND VIGNAUD.

## 2.3. EMPLEO DE LA GEOFISICA EN HIDROGEOLOGIA

Ing. Raymond Vignaud

La hidrogeología es la parte de la geología que se ocupa de la investigación y captación de las aguas subterráneas. -- Hasta hace unos 25 años la preocupación mayor era la de encontrar agua subterránea en las condiciones técnicas y económicas óptimas. El papel de la geofísica consistía en delimitar las zonas más favorables y la consecuencia se traducía por -- una sobre-explotación del manto acuífero y bajada aguda del nivel freático.

Actualmente la filosofía relativa a este tema cambió la forma de abordar el problema y la geofísica tomó un rumbo de primera importancia. La necesidad de alimentar las computadoras para la obtención de datos para la fabricación de los modelos matemáticos de los acuíferos y la inversión económica -- hicieron indispensable el empleo de la geofísica, por la rapidez que esta última proporciona. Además de dar información sobre las características geométricas de los acuíferos, este -- sistema de investigación aporta datos sobre porosidad y transmisibilidad.

Tenderá la geofísica, en el futuro, hacia un predominio todavía mayor en relación a la tecnología clásica, porque al hidrogeólogo siempre se le imputa que realiza investigaciones muy largas y costosas, lo que en cierta forma es injusto.

La geofísica es una ciencia que permite generalmente relacionar parámetros físicos del subsuelo puestos en evidencia por la geología de superficie o no, explicar y, a veces, comprobar algunas teorías sobre la constitución del globo terrestre.

Aunque las diferentes bases teóricas de la geofísica son conocidas desde hace más de cien años, prácticamente esa disciplina empezó a desarrollarse hace unos cincuenta años.

La necesidad de buscar nuevos yacimientos mineros (carbón, cobre, etc...) y después hidrocarburos, hizo desarrollar esta ciencia de una manera tal que hoy en día, es difícil de precisar la limitación de su campo de aplicaciones directas.

Los progresos obtenidos en ese dominio, se deben en gran parte al desarrollo de otras disciplinas como la electrónica y la aeronáutica y la nuclear.

### Principales Métodos existentes

Un fenómeno que se puede medir en superficie y que depende de una manera u otra de la estructura subterránea, -- puede ser la base de un método de prospección geofísico.

Se pueden clasificar los diferentes métodos geofísicos de la forma siguiente:

- Magnético
- Gravimétrico
- Radioactivo
- Geotérmico
- Sísmico
- Eléctrico

De estos métodos, los cuatro primeros suelen tener poca aplicación al estudio de aguas subterráneas y por lo tanto, en estas notas solo se hará una breve descripción de ellos; en cambio, los dos últimos serán estudiados con mayor detalle por ser los que más se aplican.

### Método Magnético

Es el método más antiguamente usado de todos los procedimientos geofísicos. Consiste en determinar, en distintos puntos el valor del campo magnético; es decir la declinación  $D$ , la componente horizontal  $H$  del campo, la inclinación  $I$  cuya cantidad nos da la componente vertical por deducción.

Existen dos tipos de medida:

El primero emplea la determinación de los diferentes elementos en valor absoluto, pero el tiempo de elaboración necesario es muy largo. Para la medida de la Declinación se emplean teodolitos o brújulas; para la Inclinación, se emplea la brújula de Inclinación.

En el segundo tipo, se miden directamente las variaciones de estos parámetros entre distintas estaciones (valor relativo). Para ello se emplean unos aparatos llamados variómetros. Son los más corrientemente usados. No obstante es necesario, en el transcurso de una prospección, medir los valores absolutos en cierta cantidad de estaciones de tarado.

### Principales Métodos existentes

Un fenómeno que se puede medir en superficie y que depende de una manera u otra de la estructura subterránea, -- puede ser la base de un método de prospección geofísico.

Se pueden clasificar los diferentes métodos geofísicos de la forma siguiente:

- Magnético
- Gravimétrico
- Radioactivo
- Geotérmico
- Sísmico
- Eléctrico

De estos métodos, los cuatro primeros suelen tener poca aplicación al estudio de aguas subterráneas y por lo tanto, en estas notas solo se hará una breve descripción de ellos; en cambio, los dos últimos serán estudiados con mayor detalle por ser los que más se aplican.

### Método Magnético

Es el método más antiguamente usado de todos los procedimientos geofísicos. Consiste en determinar, en distintos puntos el valor del campo magnético; es decir la declinación  $D$ , la componente horizontal  $H$  del campo, la inclinación  $I$  cuya cantidad nos da la componente vertical por deducción.

Existen dos tipos de medida:

El primero emplea la determinación de los diferentes elementos en valor absoluto, pero el tiempo de elaboración necesario es muy largo. Para la medida de la Declinación se emplean teodolitos o brújulas; para la Inclinación, se emplea la brújula de Inclinación.

En el segundo tipo, se miden directamente las variaciones de estos parámetros entre distintas estaciones (valor relativo). Para ello se emplean unos aparatos llamados variómetros. Son los más corrientemente usados. No obstante es necesario, en el transcurso de una prospección, medir los valores absolutos en cierta cantidad de estaciones de tarado.

Este tipo de prospección puede realizarse desde tierra o bien desde aviones. Todos los aparatos que intervienen son de medida angular. Para una interpretación correcta de las medidas, se deben tener en cuenta varios factores a fin de hacer la corrección correspondiente. Dichos elementos son la temperatura, la variación del flujo magnético natural diurno y nocturno, la variación planetaria, la influencia del hierro u objetos de acero, las anomalías topográficas y las anomalías regionales.

#### Metodo gravimétrico

Es utilizado sobre todo por la industria minera en la localización de nuevos yacimientos. Necesita grandes áreas de investigación.

El principio del método consiste en medir el valor del potencial de gravedad en diferentes lugares y sus variaciones en los alrededores inmediatos a éstos, tomando generalmente como cero el nivel del mar.

La idea de potencial se apoya sobre la de trabajo. El potencial en un punto determinado se define como la energía necesaria para contrarrestar las fuerzas de la gravedad para llevar la masa de un punto al infinito.

$$P = -G \cdot \frac{dm}{r}$$

donde:

P = Potencial de la masa  
G = Constante de atracción  
dm = Masa del punto  
r = Coordenada del punto

Así se estudia la variación de la gravedad con:

la latitud:

Un punto a la latitud  $\varphi$  está sometido a dos fuerzas:

- la gravedad supuesta dirigida hacia el centro de la tierra ( $\omega^2 R$ )
- la fuerza centrífuga ( $\omega^2 r$ )

$$\omega^2 r = \omega^2 R \cdot \cos \varphi$$

la altura:

La intensidad de la gravedad debe variar en razón inversa al cuadrado de la distancia al centro de la tierra.

$$\frac{gh}{g_0} = \frac{R^2}{(R+h)^2} \approx \frac{1}{1+\frac{2h}{R}}$$

Se investigan las anomalías que aparecen. La interpretación se basa en la comparación de los mapas potenciales calculados y medidos con la geología local, una vez hechas las correcciones topográficas. La precisión de las medidas gravimétricas es influenciada por varios factores de los cuales el más importante es la variación diurna causada por la acción luna-sol y el efecto de la marea que resulta. La exactitud de un mapa gravimétrico depende de la precisión del tarado de las bases fijas formando el esqueleto de la zona de prospección.

Método radio-activo:

Conviene llamar la atención sobre la importancia de las emanaciones en el subsuelo y por consecuencia en el aire cercano a la superficie terrestre.

La cobertura superficial tiene bastante importancia por que dichas emanaciones pasan a través de ella. Esta capa interviene por su natura fisicoquímica y su estado mecánico, se carga de manera continua de las emanaciones de Ra C y Th C, cuerpos radioactivos. La actividad radio-activa de la cobertura caracteriza, en cierta forma, la actividad de la capa subyacente.

De los cuerpos que constituyen el sub-suelo, algunos tienen la particularidad de emitir radiaciones hasta una cierta distancia, disgregándose después. Prácticamente, todos los elementos que constituyen la tierra, emiten radiaciones en más o menos cantidad. Entre otros, existen tres familias de cuerpos radioactivos clásicos.

Actinio - Uranio  
Uranio - Radio  
Thorio

Además de esas tres familias, hoy en día, se tiene en cuenta la radiación del potasio. Aunque de intensidad de radiación débil, el potasio existe en una cantidad apreciable dentro de muchísimos elementos constitutivos del subsuelo.

La medida consiste en registrar la cantidad de "choques" que acusa la radiación, de los cuerpos analizados, por minuto y por centímetro cuadrado.

El aparato receptor se compone de una célula metálica -- llena de aire seco bajo la presión de 4 mm. de mercurio y elevada a un cierto potencial eléctrico. En el eje de esta célula existe un hilo metálico aislado por una capa de barniz. El conjunto célula-hilo, eléctricamente inestable, permite que una radiación emitida por el terreno venga a sumarse con la célula y provoque una descarga entre célula e hilo. Este fenómeno se llama "choque".

La figura 1-I indica el esquema de principio de uno de los aparatos llamado: Contador Geiger-Muller. La célula A está constituida por un tubo de cobre o latón y el hilo constituido por una mezcla de cadmio-niquel. A la salida de la recepción ampliificada, en B, se puede conectar un altavoz, un osciloscopio o un contador de impulsión.

Los métodos de prospección radioactivos se dividen en dos clases, según se utilice el gas emitido (detección de fallas y fracturas, por ejemplo) o la emisión de radiación del suelo -- (yacimientos radioactivos por ejemplo).

Hace falta notar que una capa freática o de lluvia produce una pantalla. Las emanaciones se difunden mucho menos en el agua que en el aire y los poros capilares llenos de agua forman obturación.

Las rocas ricas en materia activa emiten muchas emanaciones. Las fuentes radioactivas deben sus propiedades en gran parte al fenómeno de erosión del granito y otras rocas magmáticas erosionadas por los agentes atmosféricos.

Sobre el mismo principio existe un método radioactivo que se emplea en la zona de terreno muerto o superficial. Este consiste en emitir una cierta radiación en el terreno (hasta unos 75 a 150 cm) y recibir la reflexión de la emisión. Se utiliza sobre todo este procedimiento para estudio de terracería hasta carpeta de los caminos, pista de aeropuertos y super carreteras.

#### Método geotérmico:

Está basado en la medida de la temperatura del suelo y sub-suelo. Se utiliza la noción de gradiente vertical y de grado geotérmico.

El gradiente vertical en el interior de un terreno es el cociente de la diferencia de temperaturas por la diferencia de profundidad.

$$\text{grad.} = \frac{\theta_B - \theta_A}{h_B - h_A}$$

Es, en resumen, la diferencia de temperatura por unidad de profundidad.

El grado geotérmico es la cantidad de metros (o centímetros) que se debe aumentar la profundidad para que la temperatura suba 1 grado. Esto interesa particularmente a los Ingenieros de Minas.

Es el método que más se acerca a la meteorología. Se distinguen generalmente dos categorías; el caso de la superficie (de 1 a 18 metros) y el caso profundo (hasta varios miles de metros). La medida de las temperaturas superficiales sirven, por ejemplo, para la detección de fracturas, venidas de agua etc. Las medidas de temperatura profundas sirven, por ejemplo, para la clasificación de los diferentes niveles de una perforación.

En ambos casos se pueden medir con termómetros pero es aconsejable medir con un puente termoeléctrico y de esa forma se evitarán muchos errores accidentales. La figura 2-I da una idea de un puente termo-eléctrico.

### Observación

Algunos de estos métodos pueden servir para reconocimiento de aguas subterráneas, pero el aspecto económico aconseja el empleo de la prospección sísmica-refracción y eléctrica ya que están al alcance de todos los organismos y empresas. Cuando se trata de una investigación de rellenos permeables a poca profundidad, inferior a 50 m, una prospección termométrica puede ser empleada aunque siempre es limitada.

## CAPITULO II

### METODO SISMICO

Cuando se provoca artificialmente una oscilación en un punto del suelo, el movimiento inicial se transmite al medio alrededor en forma de vibraciones llamadas sísmicas o sismo-elásticas.

#### II-1) Breve recuerdo físico:

Practicamente las leyes de la propagación sísmica siguen -- las mismas de la propagación óptica. Muy raras veces se tiene que aplicar la teoría de la propagación de las ondas elásticas.

#### II-1-a) Principio de Huygens (1)

El principio de Huygens dice: "Todo punto de una onda puede considerarse como centro de excitación de nuevas ondas. La superficie envolvente común de estas ondas elementales representa la onda real o principal".

De este principio se pueden deducir facilmente las leyes de la reflexión y de la refracción, según se indica más adelante.

Sea un haz de rayos paralelos  $A B$  (ver fig. 1-II) que incide sobre el plano  $E E'$ , formando un ángulo de incidencia  $\alpha$  con relación a la normal al plano.

En el punto  $A'$ , de la onda plana  $A' B'$ , se origina una onda elemental, y así sucesivamente en todos los puntos del segmento  $A' B'$ . Finalmente, cuando  $B'$  llega al punto  $B''$ , tenemos como onda principal -  $A' B''$ . Puesto que  $A' A''$  es perpendicular a  $A'' B''$  y  $A' B'$  es perpendicular a  $B' B''$ , resulta que  $A' A'' \perp B' B''$ , y por lo tanto  $\alpha = \beta$ ; con lo cual la ley de reflexión aparece como consecuencia de la teoría ondulatoria.

La ley de la refracción puede obtenerse de la siguiente manera:

Sea  $A B$  (ver fig. 2-II) la superficie de separación de dos medios refringentes. Sea  $V_1$  la velocidad de la onda en el superior y  $V_2$  en el inferior. Supongamos que  $V_1 > V_2$ .



Cuando la onda plana CD llega a C', se origina aquí una onda elemental en el medio inferior cuya velocidad de propagación es V<sub>2</sub>. Lo mismo acontece sucesivamente en los demás puntos del segmento C'D". Mientras llega C a C", D viene al punto D"; por lo tanto, la nueva onda es C"D" y se tiene:

$$\begin{aligned} C'D'' \cdot \text{Sen } \alpha &= D'D'' \\ C'D'' \text{ Sen } \beta &= C'C'' \end{aligned}$$

en consecuencia:

$$\frac{D'D''}{C'C''} = \frac{\text{Sen } \alpha}{\text{Sen } \beta} = \frac{V_1}{V_2} = n \text{ (índice de refracción)}$$

Así esta deducida la ley de la refracción, y se demuestra que el índice de refracción no es otra cosa que la relación entre las velocidades de propagación de las ondas en ambos medios.

### II-1-b) Ley generalizada de refracción:

Cuando se tiene una serie de capas horizontales con diferentes velocidades de propagación, como V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub>, V<sub>3</sub>, V<sub>n</sub>, tenemos (ver fig. 3-11).

$$\frac{\text{Sen } i_1}{V_1} = \frac{\text{Sen } i_2}{V_2} = \frac{\text{Sen } i_3}{V_3} = \dots = \frac{\text{Sen } i_n}{V_n}$$

Para que el rayo sea refractado por la capa de velocidad V<sub>n</sub> es necesario que el ángulo de refracción i<sub>n</sub> sea igual a 90° de manera que:

$$\text{Sen } i_{(n-1)} = \frac{V_{(n-1)}}{V_n}$$

ésta es la ley generalizada de refracción.

### II-1-C) Principio del método sísmico

Este método está basado sobre las diferencias de propagación de las ondas elásticas en medios de constitución diferente.

Generalmente los distintos minerales tienen la densidad o el peso específico muy próximo. En cambio, los módulos elásticos son muy diferentes. Así se podrá, por las medidas de propagación dependiendo sobre todo de la elasticidad, poner en evidencia las diferentes capas.

Estudiando las reflexiones o las refracciones de las ondas, se podrán deducir profundidades o bien espesores de capa.

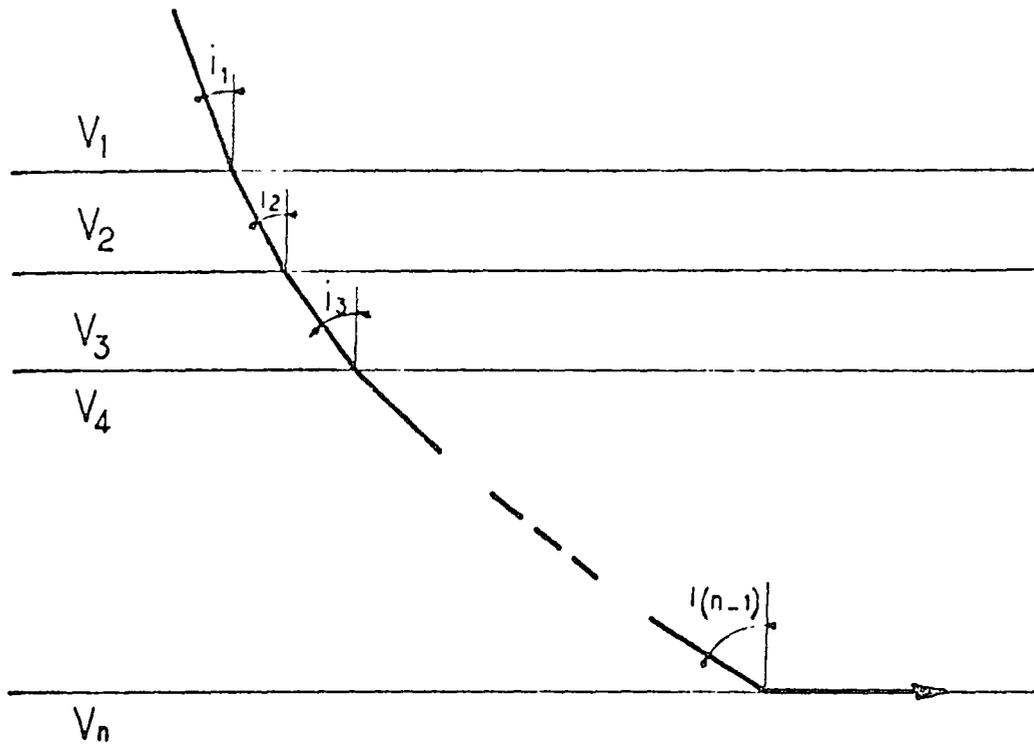


FIG. 3-II

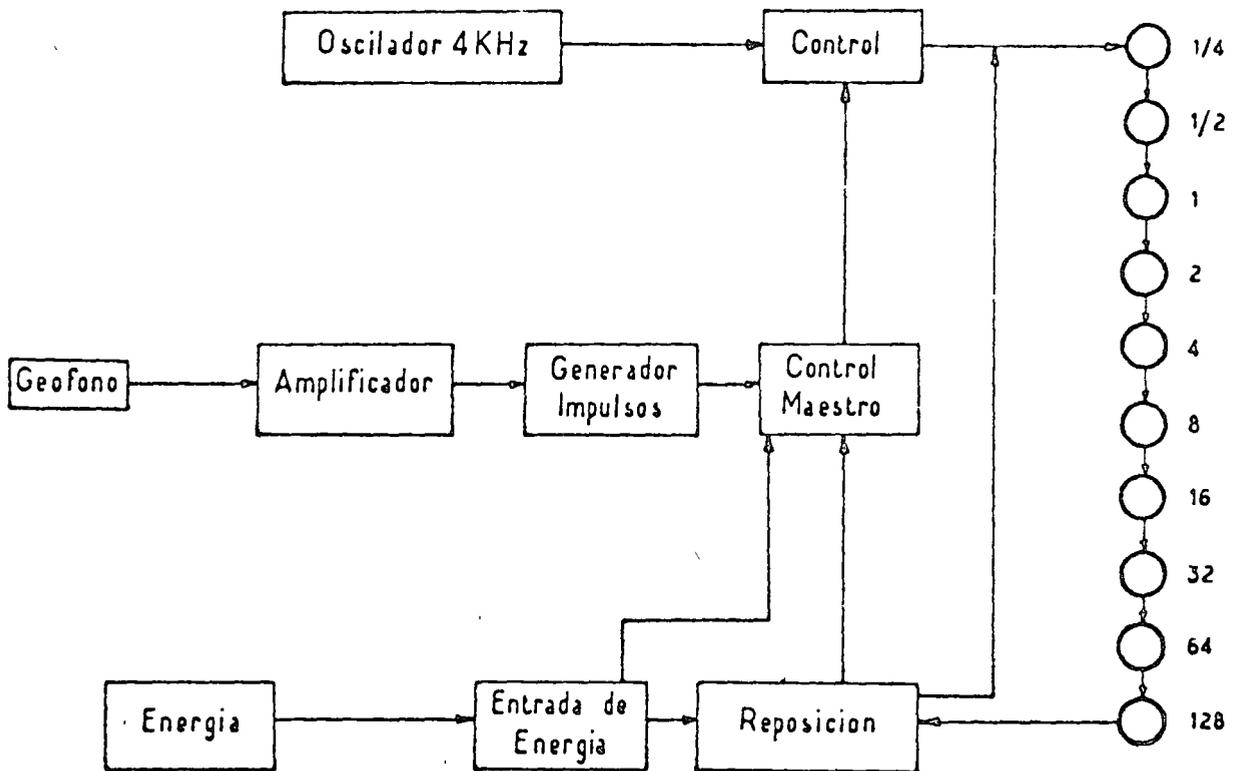


FIG. 4-II

Suponemos, ahora, un medio isótropo y homogéneo, teniendo las mismas propiedades en todas las direcciones. Cuando se provoca una oscilación, dos tipos de ondas diferentes e independientes (en su propagación) entre ellas dan origen a:

- Ondas longitudinales que se propagan por compresiones o dilataciones sucesivas.
- Ondas transversales que se propagan sin variación de volumen y que se denominan también ondas de distorsión o de esfuerzo cortante (en mecánica de rocas).

La velocidad de las ondas longitudinales es:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Las ondas transversales tienen una velocidad más baja:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

La relación entre  $\alpha$  y  $\beta$  es:

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{3} \approx 1,73$$

La significación de lo anterior es lo siguiente:

$E$  es el módulo de Young, coeficiente de elongación. Es la proporción entre la tracción por unidad de sección y la elongación por unidad de longitud.

Si  $P$  = peso  
 $L$  = longitud

$S$  = sección  
 $\Delta L$  = elongación

$$E = \frac{\frac{P}{S}}{\frac{\Delta L}{L}}$$

El módulo de Coulomb ( $\mu$ ) es un coeficiente de torsión. Para llevar a un ángulo  $\alpha$  (por torsión) una barra cilíndrica de sección circular, de radio  $r$  y de longitud  $l$ , hace falta ejercer una fuerza  $C$  tal que:

$$C = \mu \cdot \frac{\pi \cdot r^4}{2 l} \cdot \alpha$$

entre  $E$  y  $\mu$  existe la relacion.

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

Esta expresion hace intervenir el coeficiente  $\lambda$  y para comodidad de los cálculos y de la interpretacion, se introduce el coeficiente de Poisson.

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

tenemos

$$\lambda = \frac{\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \cdot E$$

$$\mu = \frac{1}{2} \cdot \frac{E}{1 + \sigma}$$

aplicando estos valores a las expresiones de las velocidades  $\alpha$  y  $\beta$ .

$$\alpha = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

En las aplicaciones de la sismología a la prospección, se provoca una oscilacion artificial o explosion por ejemplo. Se conoce el lugar donde se hace la explosion así como el movimiento de la explosion misma.

Para establecer un diagrama, basta colocar a distancia variable un aparato sensible capaz de inscribir los movimientos (sismografos o geofonos). Esta curva sera diferente segun la naturaleza del medio explorado. Como, en general, se opera a distancia corta, la velocidad se supone constante y la curva es una recta. Los rayos de propagacion son rectos.

Nota: No es el caso de los terremotos o temblores naturales, ya que el movimiento ondulatorio penetra al interior de la tierra, donde la densidad y la elasticidad varían con la profundidad. La velocidad sísmica aumenta y los rayos de propagación son curvos, y la convexidad orientada hacia el centro de la tierra.

## II-2) Sísmica Reflexión;

Es muy parecido al reconocimiento de los fondos marítimos por el método ultrasónico. Se mide el tiempo que invierte una onda en hacer el trayecto entre el punto origen de las oscilaciones y el receptor (sismógrafo) después de reflexionarse sobre una superficie de contacto entre dos terrenos de naturaleza distinta. Este procedimiento, muy sencillo en teoría, necesita una maquinaria bastante complicada y además da buenos resultados a condición de que el punto origen de vibraciones se ubique a una cierta profundidad. Generalmente para reconocimiento de grandes profundidades, este punto se encuentra entre unos 10 y 30 metros bajo la superficie del suelo. La complejidad de los aparatos empleados se debe a la necesidad de poder determinar con seguridad la onda de regreso cuando todavía la superficie del suelo está en movimiento. El procedimiento empleado consiste en colocar varios sismógrafos y registrar sobre una misma banda de papel las oscilaciones de los receptores.

Cuando existe una reflexión (cuando la onda de regreso llega a los aparatos), constatamos un desplazamiento simultáneo de todos los geófonos que viene a superponerse a los movimientos anárquicos precedentes. En este caso podemos definir con precisión el tiempo (t) de ida y vuelta de la onda y así obtener la profundidad (h) en función del tiempo, de la distancia (x) entre la emisión y la recepción de la onda y de la velocidad de la capa superior, por la relación:

$$t = \frac{2}{v_1} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}}$$

La prospección por sísmica reflexión es una de las que da un resultado de lo más preciso. Es por eso que su uso es general para los reconocimientos petrolíferos. Infelizmente su empleo a poca profundidad es difícil y es rara vez empleada para resolver problemas de Ingeniería Civil.

II-2-a) Caso de Capas paralelas a la superficie:

En la superficie del suelo se encuentran la explosión E y el receptor S (sismógrafo). La distancia separando ambos es pequeña en comparación de la profundidad del horizonte geológico sobre la que las ondas van a reflexionarse.

Se había supuesto anteriormente que el medio superior era homogéneo. En la realidad es todo lo contrario, porque este medio está constituido por una serie de capas donde la velocidad varía más o menos alrededor de una velocidad media  $V_m$ .

El primer problema va a consistir en determinar esta velocidad. En lo que sigue, se supone que las capas son horizontales. En la práctica se consideran paralelas a la superficie cuando dichas capas no sobrepasen un ángulo de 6 grados.

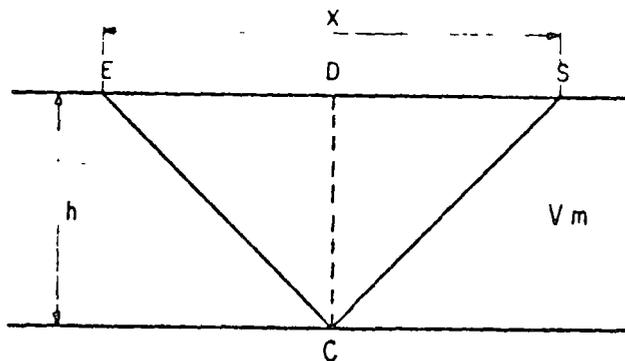
Observación sobre el espesor de la capa que se va a calcular:

Para que haya determinación de capas por reflexión - hace falta que la capa que se va a determinar sea de un espesor superior a 9 - 10 metros. Dicho espesor tiene que ser mayor a la mitad de la longitud de onda. Así el sismograma obtenido tiene una llegada franca. La frecuencia de la onda reflectada es influenciada por el espesor de la capa.

II-2-b) Determinación de la velocidad media  $V_m$ :

Se presentan dos casos:

- 1) Si existen, en el vecindaje, unos pozos. En este caso, basta colocar los sismógrafos en el pozo y disparar en la superficie.
- 2) Si no existen pozos, se hace una campaña de sísmica refracción y se determina la velocidad media.



El punto C cae en la vertical de la mitad del espacio ES, en D.

Se ve que:

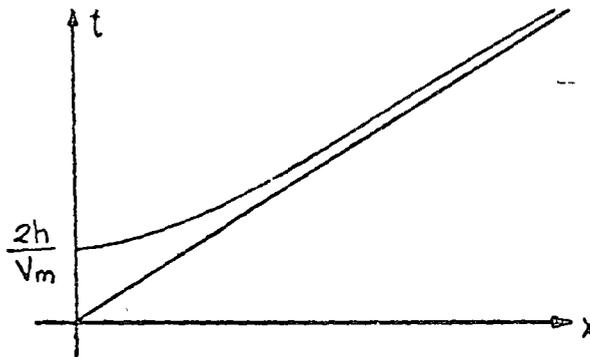
$$\overline{DC}^2 = \overline{SC}^2 - \overline{DS}^2$$

$$DC = h \quad DS = \frac{x}{2}$$

$$h = \sqrt{\frac{V_m^2 \cdot t^2}{4} - \frac{x^2}{4}} = \frac{1}{2} \sqrt{V_m^2 \cdot t^2 - x^2}$$

$t$  es el tiempo total del trayecto de la onda.

Para un valor dado y constante de  $h$ , la ecuación anterior representa una hipérbola simétrica, centrada en las ordenadas y tiene su cumbre sobre el eje de los tiempos, en la ordenada  $\frac{2h}{V_m}$ .

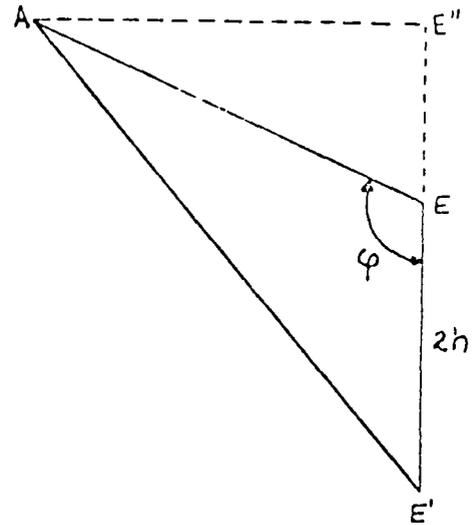
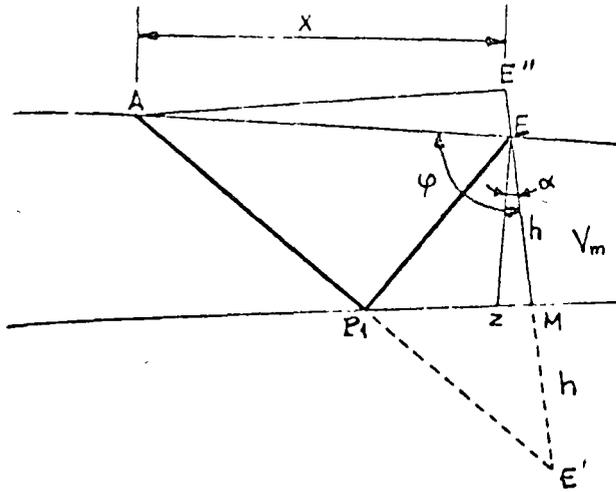


Se puede escribir la ecuación de la forma siguiente:

$$t = \frac{2}{V_m} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}}$$

### II-2-c) Caso de capas inclinadas:

Cuando la capa donde se reflexionan las ondas sísmicas se encuentra inclinada, se pueden determinar la velocidad media  $V_m$ , la profundidad  $h$  y el ángulo de inclinación o buzamiento  $\alpha$  por el mismo método.



$$\overline{E'A}^2 = \overline{AE''}^2 + \overline{E'E''}^2$$

$$\overline{E'A}^2 = \overline{AE}^2 - \overline{EE''}^2 + (\overline{EE'} + \overline{EE''})^2$$

ponemos  $\overline{EE''} = \overline{EA} \cdot \cos(\pi - \varphi) = -\overline{EA} \cdot \cos \varphi$   
 ejecutando el cálculo, tenemos:

$$\overline{E'A}^2 = \overline{EA}^2 + \overline{EE'}^2 - 2 \overline{EE'} \cdot \overline{EA} \cdot \cos \varphi$$

$$\gamma \quad \varphi = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

pués:

$$\overline{E'A} = V_m \cdot t ; \quad \overline{EA} = X ; \quad \overline{EE'} = 2 \overline{EM} = 2h$$

tenemos:

$$V_m^2 \cdot t^2 = X^2 + 4h^2 - 4x \cdot h \cdot \cos \varphi$$

$$\cos \varphi = \frac{X^2 + 4h^2 - V_m^2 \cdot t^2}{4h \cdot X}$$

como

$$\varphi = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

sacamos el valor de  $\alpha$ .

En el caso en que la explosión este ubicada al revés, todo sigue igual, solamente la relación entre  $\alpha$  y  $\varphi$  es diferente.

$$\varphi = \frac{\pi}{2} - \alpha$$

## II-2-d) Correcciones que intervienen:

Son de cuatro tipos:

### 1o) Corrección de desarrollo:

Consiste en reducir el tiempo de propagación de la energía elástica a lo largo de una  $V$  en un tiempo de propagación a lo largo de una trayectoria vertical. Los receptores se quedan en línea recta con el punto de disparo.

El tiempo medio es dado por:

$$t = \frac{l}{V_m} \cdot \sqrt{4h^2 + x^2}$$

Hacer la corrección de desarrollo es anular  $x$  en la ecuación, es decir, reducir el tiempo a una trayectoria vertical. Eso se realiza por medio de "nomogramas" o "ábacos".

### 2o) Corrección de altitud:

Consiste en considerar la medida de tiempo a un nivel de referencia adecuada en la zona de prospección. Este nivel está elegido de tal manera que sea cerca de la altitud media de la zona disminuida del espesor medio de la alteración.

### 3o.) Corrección de la zona de alteración superficial (una de las más importantes)

Un estudio por refracción da el dato de profundidad necesario.

### 4o) Corrección de anisotropía:

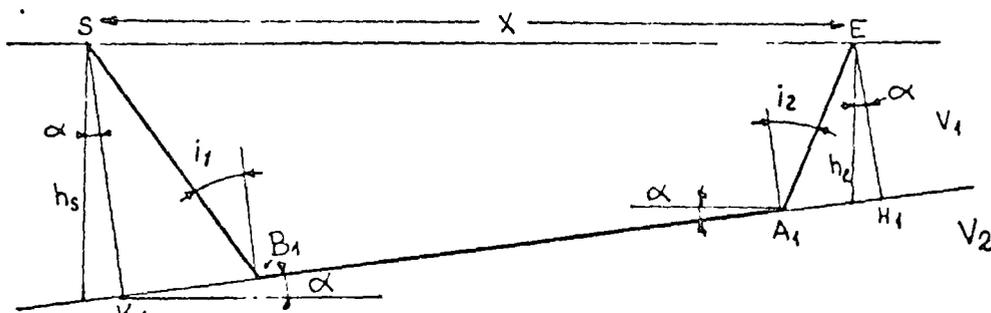
En las rocas estratificadas, la velocidad de propagación es superior en el sentido de los estratos que normal a los estratos. - Resulta una diferencia entre sismogramas correspondientes a desarrollos distintos.

## II-3) Sísmica Refracción:

Consideramos un perfil sísmico sobre el cual se coloca una explosión y a unas distancias crecientes se ubican los sismogramas.

Se realiza la explosión y se obtiene el registro (sismograma) correspondiente a cada sismógrafo. En coordenadas rectangulares, se llevan, en abscisas las distancias y en ordenadas los -- tiempos. En la vertical de cada sismógrafo se coloca el tiempo correspondiente y se van uniendo todos los tiempos sucesivos desde el origen de tiempo (explosión) - (ver figura 5 - II)

II-3-a) Reconocimiento sobre una capa subyacente.



(Caso de la capa que va bajando de la explosión hacia el sismógrafo).

Consideramos un trayecto  $EA_1 B_1 S$  tal que:

$$t_i = \frac{EA_1}{V_1} + \frac{A_1 B_1}{V_2} + \frac{B_1 S}{V_1}$$

llamamos  $i_1$  e  $i_2$  los ángulos de incidencia de los rayos --  $SB_1$  y  $A_1 E$ .

Tenemos:

$$B_1 S = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{\cos i_1}$$

$$EA_1 = \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{\cos i_2}$$

$$A_1 B_1 = ES \cdot \cos \alpha - A_1 H_1 - B_1 K_1$$

$$t_i = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{V_1 \cdot \cos i_1} + \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{V_1 \cdot \cos i_2} + \frac{X \cdot \cos \alpha}{V_2} - \frac{h_e \cdot \cos \alpha \cdot \text{Sen } i_2}{V_2 \cdot \cos i_2} - \frac{h_s \cdot \cos \alpha \cdot \text{Sen } i_1}{V_2 \cdot \cos i_1}$$

$$t_1 = \frac{h_s \cdot \cos \alpha}{\cos u_1} \left( \frac{1}{V_1} - \frac{\sin i_1}{V_2} \right) + \frac{h_e \cdot \cos \alpha}{\cos u_2} \left( \frac{1}{V_1} - \frac{\sin i_2}{V_2} \right) + \frac{x \cdot \cos \alpha}{V_2}$$

Como:

$$h_s - h_e = x \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

$$t_{iM} = \frac{1}{V_1} \left( 2h_{sm} \cdot \cos i \cdot \cos \alpha + x \cdot \sin(i - \alpha) \right)$$

$$t_{im} = \frac{1}{V_1} \left( 2h_{sm} \cdot \cos i \cdot \cos \alpha + x \cdot \sin(i + \alpha) \right)$$

II-3-b) Velocidad aparente de propagación:

La velocidad aparente de propagación es  $\frac{dx}{dt}$ . En los dos

casos anteriores tendremos respectivamente:

$$V_{2M} = \frac{V_1}{\sin(i - \alpha)}$$

$$V_{2m} = \frac{V_1}{\sin(i + \alpha)}$$

Conociendo:  $t_{iM}$ ,  $t_{im}$ ,  $x$ ,  $V_1$ ,  $V_{2M}$ ,  $V_{2m}$  podemos obtener:  $\hat{i}$ ,  $\hat{\alpha}$ ,  $h_s$ ,  $h_e$ .

II-3-c) Caso particular: Capa Horizontal:

En este caso  $\hat{\alpha} = 0$

$$V_{2M} = V_{2m} = V_2$$

$$t_i = \frac{1}{V_2} (2h \cdot \cos i + x \cdot \sin i) = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

por otra parte, el trayecto superficial es:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

Vemos que las dos expresiones representan unas rectas y estas tienen respectivamente como coeficiente angular:

$$\frac{1}{V_1} \quad \text{y} \quad \frac{1}{V_2}$$

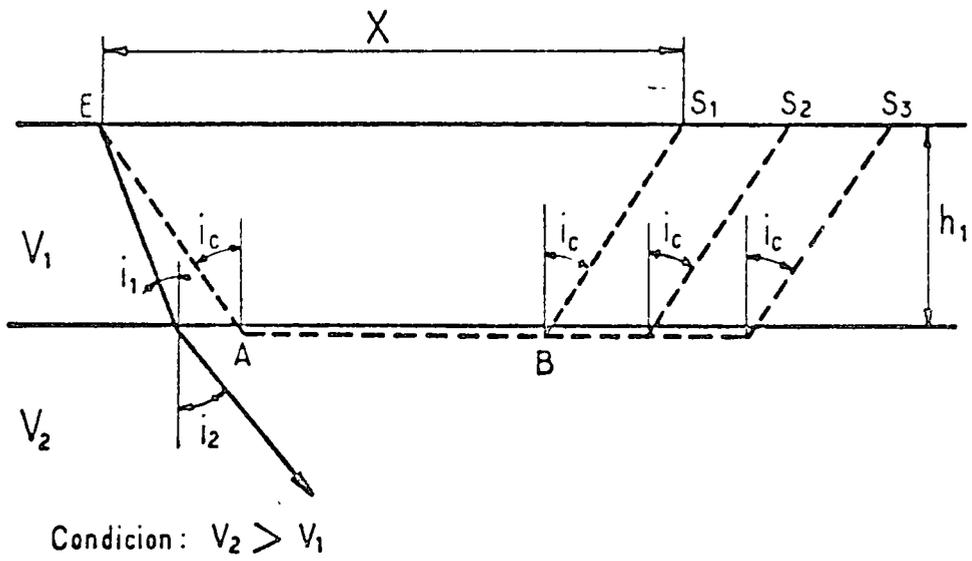
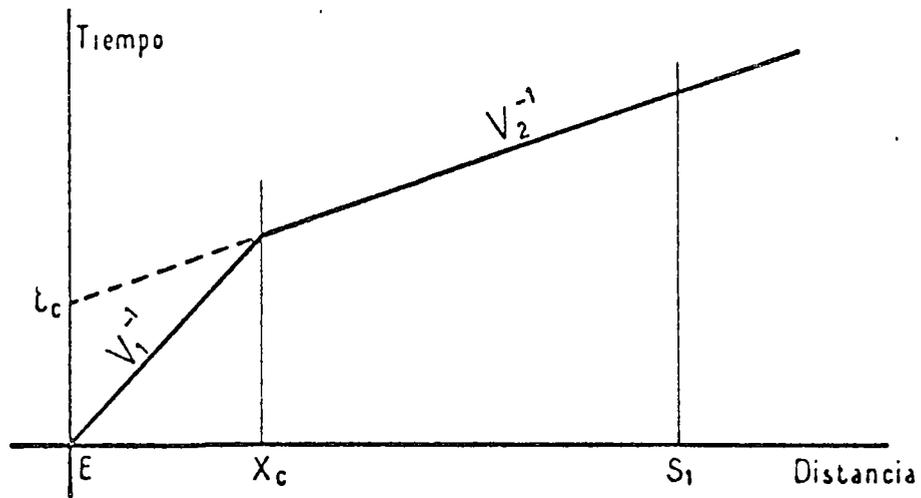


FIG. 5-II

Estas velocidades son conocidas.

El punto de encuentro de estas dos rectas es tal que:

$$t_i = t$$

Cálculo de la profundidad h por las distancias o los tiempos

$$\frac{x}{V_1} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cdot \text{Cos } i}{V_1}$$

$$\text{Cos } i = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

tenemos:

$$h = \frac{x_0}{2} \left(1 - \frac{V_1}{V_2}\right) \cdot \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}$$

$$h = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

también h puede ser calculado según el tiempo:

$$t_i = \frac{2h \text{ Cos } i}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

$$\Delta t = \frac{2h \cdot \text{Cos } i}{V_1} = 2h \cdot \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

$$h = \frac{\Delta t}{2} \cdot \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

En el caso de 3 capas tenemos:

$$h_2 = \left( \Delta t_2 - 2h_1 \cdot \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 \cdot V_1} \right) \cdot \frac{V_3 \cdot V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}$$

para n capas tenemos:

$$h_{(n-1)} = \frac{V_n \cdot V_{(n-1)}}{2\sqrt{V_n^2 - V_{(n-1)}^2}} \cdot \left( \Delta t_{(n-1)} - 2h_1 \frac{\sqrt{V_n^2 - V_1^2}}{V_n \cdot V_1} - \dots - 2h_{(n-2)} \cdot \frac{\sqrt{V_n^2 - V_{(n-2)}^2}}{V_n \cdot V_{(n-2)}} \right)$$

II-3-d) Caso de capas inclinadas:

En este caso tenemos:

$$\frac{1}{V_1} \text{ y } \frac{1}{V_{2M}} = \frac{\text{sen } (i - \alpha)}{V_1}$$

Hemos regresado al caso general cambiando  $V_2$  por  $V_{2M}$ . Pero las condiciones varían con el ángulo  $\alpha$ .

Acabamos de ver el caso de  $\alpha = 0$

Cuando  $\alpha = i$ , tenemos  $V_{2M} = \infty$ , la segunda recta es una horizontal.

Cuando  $\alpha > i$ ;  $V_{2M}$  es negativo; el coeficiente angular de la recta es negativo y la segunda recta está inclinada hacia los  $x$  - positivos.

En el último caso:  $i = 0$ ;  $\alpha = 90^\circ$ ;  $V_{2M} = -V_1$  es el valor límite.

Vimos que  $V_{2M}$  puede variar desde  $\infty$  hasta  $-V_1$ .

Para poder discutir los valores de  $V_{2M}$ , observamos que la fórmula es válida únicamente para  $i + \alpha < 90^\circ$ .

A medida que  $(i + \alpha)$  crece, el rayo de la explosión - se acerca a una paralela a la superficie. El límite se alcanza cuando  $(i + \alpha) = 90^\circ$ .

$V_{2M}$  varía desde  $\frac{V_1}{\text{sen } i}$  hasta  $V_1$ .

II-3-e) Caso de un sísmógrafo en un punto donde aflora la 2a. capa:

En este caso  $h_s = 0$  y la fórmula se reduce a:

$$t_{im} = \frac{x}{V_1} \cdot \text{sen } (i + \alpha)$$

la onda directa da:  $t = \frac{x}{V_1}$

tenemos la desigualdad  $t_{im} < t$

No tenemos la llegada de  $V_1$  al sísmógrafo; la condición  $(i + \alpha) < 90^\circ$  debe ser realizada.

II-3-f) Observaciones:

a) Vemos que en todas las medidas, el conocimiento preciso de  $\alpha$  es necesario para fijar bien la profundidad.

Para calcular  $\alpha$ , basta realizar disparos directos e inversos y tenemos:

$$\frac{V_{2M}}{V_{2m}} = \frac{\text{Sen}(i+\alpha)}{\text{Sen}(i-\alpha)} = \frac{1 + \frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } i}}{1 - \frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } i}}$$

$$\text{tg } \alpha = \text{tg } i \cdot \frac{V_{2M} - V_{2m}}{V_{2M} + V_{2m}}$$

Como en el caso de una capa horizontal, se obtiene la profundidad  $h_s$  por:

$$h_{sM} = \frac{\Delta t_M}{2} \cdot \frac{V_1}{\text{Cos } i \cdot \text{Cos } \alpha}$$

$$h_{sm} = \frac{\Delta t_m}{2} \cdot \frac{V_1}{\text{Cos } i \cdot \text{Cos } \alpha}$$

b) Para que todo lo anterior sea válido, es necesario que la velocidad de cada estrato sea siempre mayor que la del que tiene encima.

c) La técnica de aplicación de la teoría consiste en colocar en una misma dirección, unos sismógrafos y provocar una perturbación inicial por medio de una explosión de dinamita, por ejemplo, en la misma dirección.

Se registra por medio de aparatos el origen de las oscilaciones así como las ondas recibidas por cada sismógrafo. El aparato registrador tiene su base de tiempo interna. Sobre cada sismograma (1) obtenido, se mide el tiempo transcurrido entre el punto de disparo y la recepción al sismógrafo. Este diagrama, llamado dromocrónica, es la base de los cálculos de profundidad, (ver fig. 5-II).

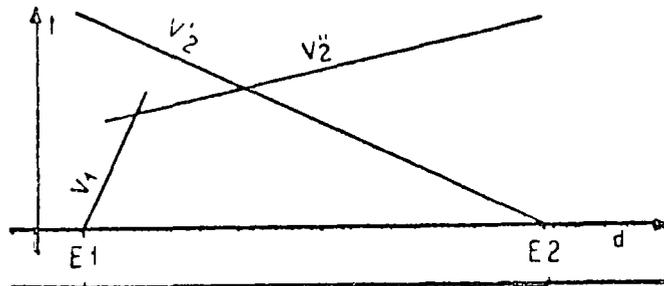
En la práctica, los diagramas no son siempre sencillos de interpretación. Los puntos no se alinean según una recta. Muchas veces, la celeridad de propagación no es constante por un mismo medio. En este caso, la interpretación es bastante delicada.

---

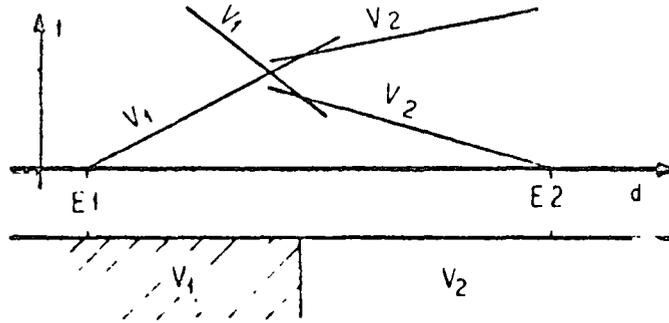
(1) Un sismograma es el registro de las ondas que llegan a un sismógrafo.

II-3-g) Ejemplos de dromocrónicas:

Caso de afloramiento:

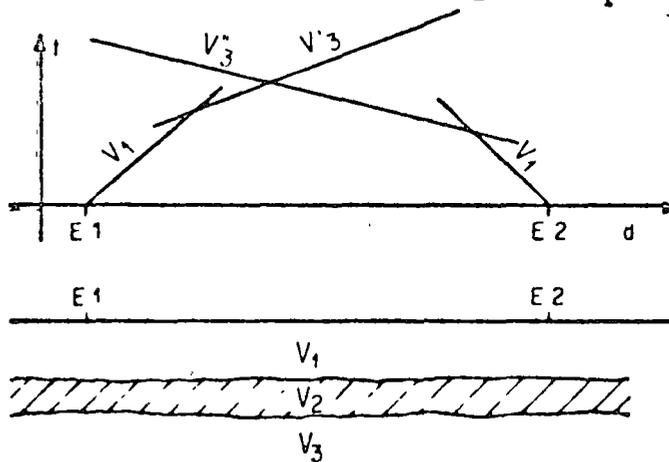


Caso de un contacto vertical:



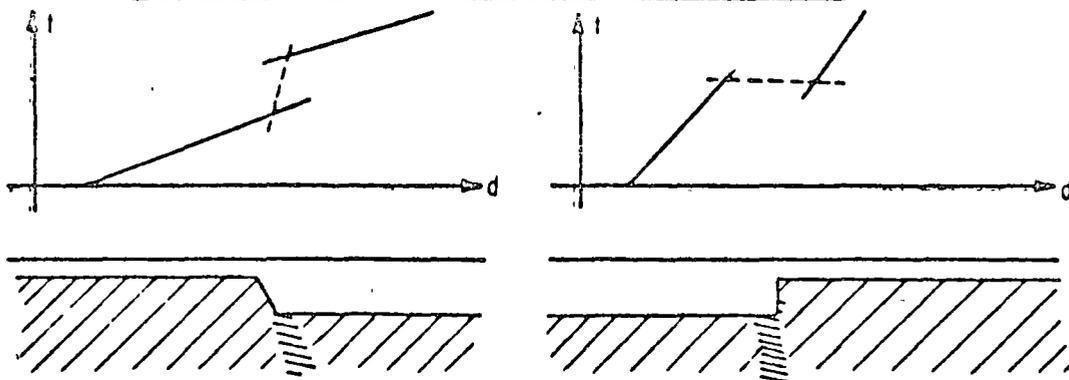
Caso de 3 capas de velocidad  $v_1, v_2$  y  $v_3$ .

Donde la condición es:  $v_2 < v_1 < v_3$



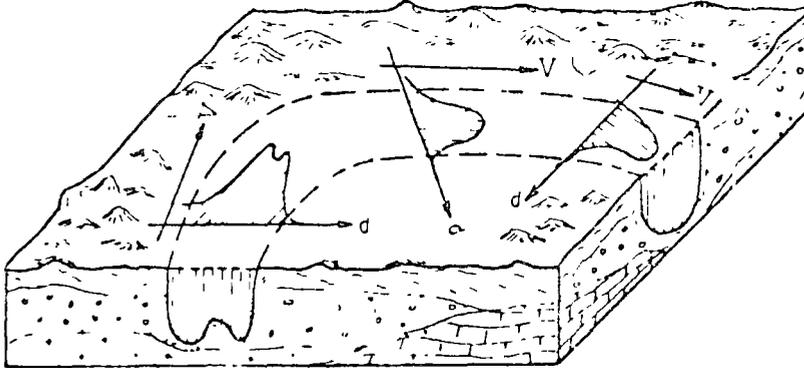
En la dromocrónica, la velocidad  $v_2$  de la segunda capa no aparece.

Caso de un terreno con fracturas o fallas.



Disparos en abanicos:

Sirven sobre todo para detectar antiguos cauces.



II-4) Sismógrafos o geófonos:

Los aparatos que permiten hacer el registro de los movimientos sísmicos se denominan sismógrafos o geófonos. Dichos geófonos, generalmente son de 2 tipos: Sismógrafos a inercia o bien extensómetros. Los primeros emplean los desplazamientos absolutos de una masa en función de su sistema de referencia. Los segundos utilizan los desplazamientos relativos entre 2 puntos del mismo medio sometido a la oscilación. En el caso de sísmica refracción o reflexión se emplean los captore a inercia.

Estos aparatos son generalmente a inducción constante, - tienen la ventaja de ser poco frágiles y tener una buena fidelidad. - Además, el fenómeno de resonancia del aparato interviene solamente después de un cierto tiempo. Tiene en su centro un imán permanente. En su alrededor tiene una bobina móvil. El movimiento mecánico, - da nacimiento en dicha bobina a una variación del flujo magnético, - obteniéndose así una diferencia de potencial a la salida del aparato.

II-5) Tipos de aparatos registradores:

Existen practicamente 3 tipos de aparatos.

- a galvanómetros
- a tubos oscilográficos
- a tubos contadores.

II-5-a) Aparatos a galvanómetros: (Ver fig. 6-II)

La onda, llegando al sismógrafo se transforma en tensión. Por medio de una unión, esta tensión llega en el cuadro del galvanómetro B, haciendo desviar un espejo fijo al cuadro.

Por medio de unos espejos fijos A y a través del espejo B móvil, la luz emitida por la lámpara D llega a exponer un papel sensible.

El tiempo es obtenido a partir de un electro-ímán F, accionando un interruptor E cada 10 milisegundos en general.

Este aparato da buenos resultados cuando se trata únicamente de medir la refracción, a una cierta distancia. Tiene el inconveniente de poseer una inercia debido al empleo de galvanómetros a espejos.

#### II-5-b) Aparatos a tubos oscilográficos M. F. Bollo:

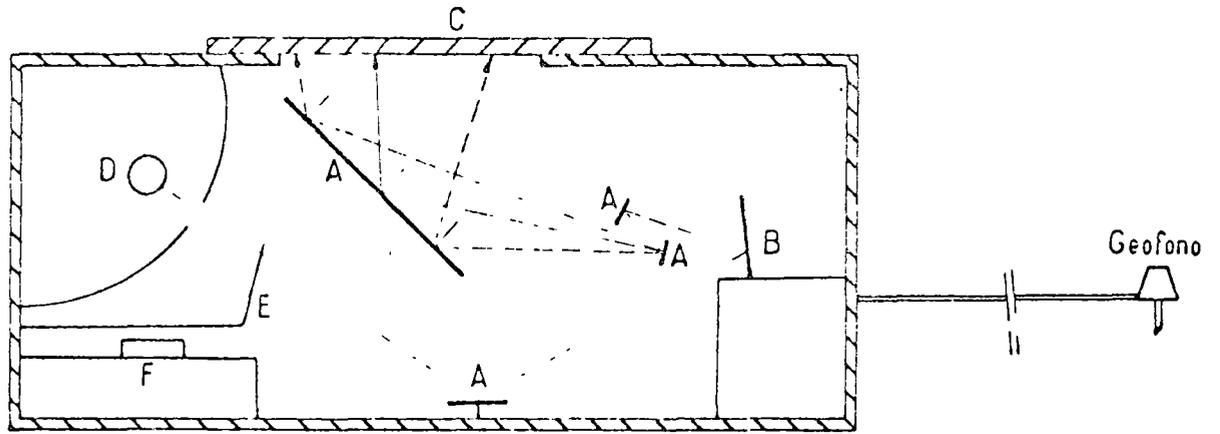
La tensión obtenida al sismógrafo, se inyecta a un amplificador electrónico a través, a veces, de un pre-amplificador. El conjunto amplificación llega a obtener una ganancia, del orden de 100 a 120 decibels, plana entre las frecuencias 5 y 1000 Hertz.

La tensión amplificada es aplicada a las placas de desviación de un tubo oscilográfico. La pantalla de este tubo se encuentra en frente de una cámara cinematográfica. Basta sincronizar el funcionamiento de la cámara con el disparo para registrar el fenómeno de oscilación. En este tipo de aparato, el tiempo es obtenido a partir de un diapasón piloto estabilizado a  $10^{-6}$  seg. Por este procedimiento tenemos el milisegundo como unidad de tiempo. Teniendo un multiplicador o divisor de tiempo, podemos obtener de 10 a 0,10 milisegundo con una precisión de  $10^{-2}$  milisegundo.

Este aparato tiene una ventaja sobre el anterior en el aspecto que, además de poder registrar la refracción, registra también la frecuencia y la amplitud del movimiento registrando prácticamente sin inercia, debido a sus circuitos electrónicos.

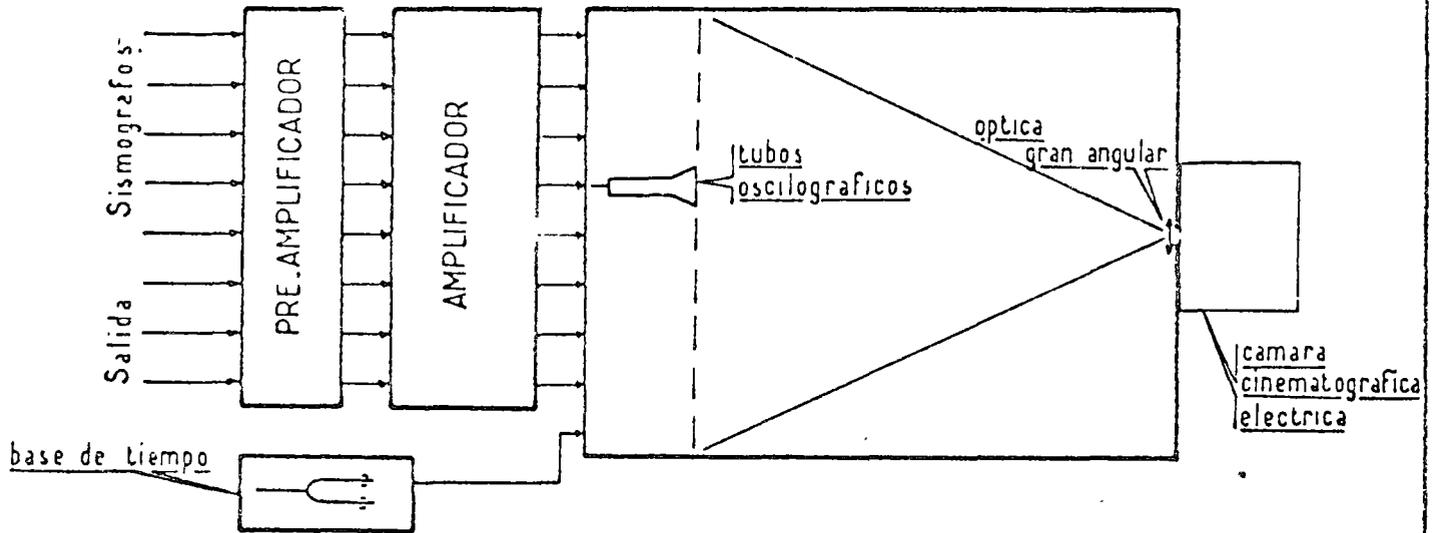
#### II-5-c) Aparatos a tubos Contadores:(2) (Ver fig. 4-II)

Un oscilador de 4 KHz de frecuencia es la base de medida de tiempo. Las señales son alimentadas al contador electrónico mediante un circuito de control de entrada. Al momento del impacto y debido a éste, se cierra el interruptor con el cual el control de entrada activa el contador electrónico. Al llegar la energía del impacto al geófono, la señal originada en éste, amplificada, opera el control de entrada que suspende el conteo.



ESQUEMA DEL APARATO A GALVANOMETRO

FIG. 6-II



ESQUEMA DEL APARATO A TUBOS OSCILOGRAFICOS M.F. BOLLO

FIG. 7-II

El tiempo puede entonces leerse en sistema binario frente a los indicadores que han quedado encendidos, hasta un máximo de 250 milisegundos. Todo el sistema electrónico es transistorizado, lo que permite alojarlo en pequeño espacio y poco peso. La desventaja de este sistema de conteo está en que una vez abierto el circuito contador puede cerrarse por cualquier señal eventual o "ruido" que puede accionar el geófono antes de llegar la energía del impacto. Al contrario si la señal que proviene del geófono es débil, puede acontecer que el conteo se prolongue hasta que un evento posterior de la onda lo suspenda.

Este tipo de aparato alcanza muy poca profundidad, unas decenas de metros.

#### II-6) Observación importante:

Se vió que la condición para que exista una refracción es:

$$\frac{V_1}{V_2} < 1 \quad \text{o} \quad V_1 < V_2$$

Consideramos el caso de tres capas donde:

$$V_2 \ll V_1 < V_3$$

Como en el caso de una intercalación de arcilla entre dos bancos de caliza.

El análisis de la dromocrónica muestra que la velocidad ( $V_2$ ) de la segunda capa no aparece. Todo se comporta como si existían solamente dos capas. Eso demuestra el peligro de emplear únicamente este método en terreno sedimentarios sin comprobación por otro procedimiento como el eléctrico, por ejemplo.

## CAPITULO III

### METODO ELECTRICO

#### III-1) Noción de Conductividad: (1)

Existen dos modos para que la corriente eléctrica pueda seguir a lo largo de un conductor. En el primero (conductividad electrónica o metálica) hay transportación de electrones y la materia del conductor no participa en el escurrimiento del fluido. En el segundo (conductividad iónica o electrolítica), la corriente se propaga únicamente por el agua absorbida por las rocas, o mejor dicho, por los iones existentes en el agua. En este caso, a mayor conductividad corresponde mayor -- contenido de agua o a mayor mineralización.

#### III-2) Conductividad de las rocas:

Para una roca, la conductividad depende de cuatro factores:

- el volumen de los poros
- la ubicación de los poros
- el volumen de poros llenos de agua
- la Conductividad del agua de imbibición.

La Conductividad  $\sigma_r$  de la roca es obtenida por:

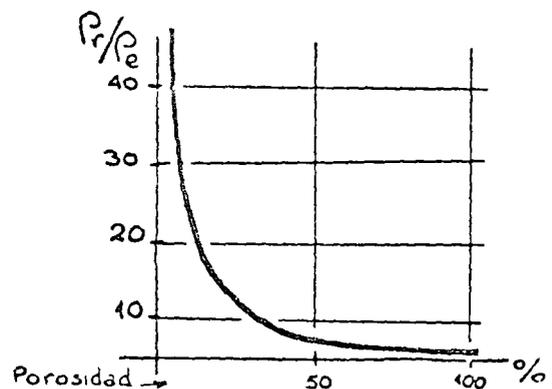
$$\sigma_r = \frac{V_e \cdot \sigma_e}{C}$$

donde:  $V_e$ : es el volumen de los poros llenos de agua  
 $\sigma_e$ : es la conductividad del agua relleno los poros  
 $C$ : es una constante para una disposición dada de los poros.

La curva de variación de la resistividad (2)  $\rho_r$  en función de la porosidad tiene el aspecto siguiente:

donde:

$\rho_r$  = Resistividad de la roca  
 $\rho_e$  = Resistividad de agua de imbibición.



(1) Conductividad: es la propiedad que tiene un cuerpo para dejar pasar la corriente eléctrica

(2) la resistividad es la inversa de la conductividad:  $\rho = 1/\sigma$

Heiland dió algunos valores de  $\rho_r/\rho_e$  en función de la porosidad para algunas rocas.

	Porosidad %	$\rho_r/\rho_e$
rocas igneas y metamórficas:	0.5 - 2	100
calizas y areniscas compactas:	3 - 4	50 - 100
Arcilla y arenas en general	8 - 15	20 - 40
Arcilla porosa, arenas, areniscas, } calizas porosas, dolomías	15-40	3 - 20
Margas, arcillas superficiales,		
Suelo arenoso	40-75	1,5 - 4
Turba	80-90	1 - 1,5

### III-3) Principios fundamentales:

#### III-3-1) Campo eléctrico práctico:

Se colocan 2 electrodos A y B (fig. 1-III) en la superficie del terreno ligados ambos a una fuente de alimentación. La diferencia de potencial estaría expresada por la relación:

$$V_a - V_B > 0$$

si la corriente va de A hacia B

La caída de potencial se manifiesta a lo largo de la distancia A B. Pero es fácil comprender que un punto, cuando más apartado esté de -- A y B, tendrá menor potencial.

Quando unos puntos conservan un mismo valor de potencial, definen una superficie equipotencial, la intersección de ésta con la superficie del terreno forma una curva equipotencial.

Considerando el caso anterior, el potencial en un punto P viene dado por la expresión:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left( \frac{1}{a} - \frac{1}{a'} \right)$$

( a y a' ) son las distancias del Punto P a los electrodos A y B)

En esta expresión  $2\pi$  corresponde a la semiesfera práctica del terreno ya que la otra ocupa el aire libre y su resistencia es casi infinita.

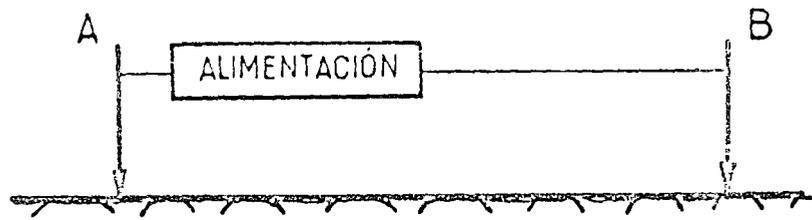


FIG. 1\_III

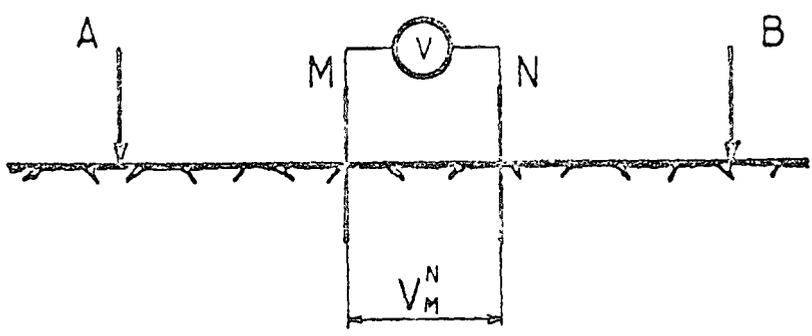


FIG. 2\_III

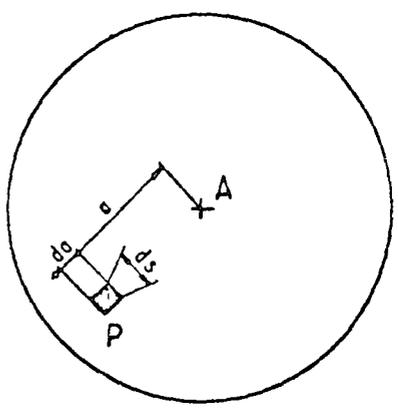


FIG. 3\_III

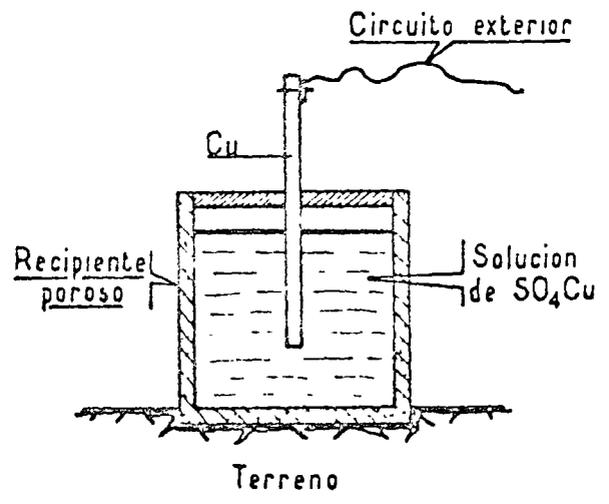


FIG. 4\_III

La obtención de la expresión anterior se deduce de la forma siguiente:

Se supone un medio isótropo, homogéneo y un electrodo A conduciendo la corriente en este medio (ver fig. 3-III). En un punto P, se tiene un elemento del medio  $ds$  a una distancia  $a$  y  $da$  del punto A. Con  $a$  y  $(a + da)$  se trazan dos esferas y suponemos  $\rho$  la resistividad del elemento del medio  $ds$ .

La caída de potencial en el elemento  $ds$  es:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{ds} \cdot I$$

porque se emplea la ley de Ohm:  $V = R I$ , obteniendo R por la relación:

$$R = \rho \cdot \frac{L}{S}$$

Para la esfera de radio  $a$ , se obtiene:

$$-d u = \rho \cdot \frac{da}{4\pi \cdot a^2} \cdot I$$

$$V = \rho \cdot \frac{I}{4\pi \cdot a} + \text{Constante}$$

Como es solamente la semiesfera la que nos interesa, el potencial en el punto A es:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi \cdot a} + \text{Constante.}$$

El campo eléctrico práctico presenta la forma de la figura 5-III, adjunta, donde las líneas equipotenciales son ortogonales a las líneas de corriente.

Cuando uno de los dos electrodos está ubicado en el infinito, el campo alrededor del otro electrodo toma la forma indicada en la figura 6-III.

El caso de la figura 7-III representa un campo plano. Para ello se colocan varios electrodos  $A_1, A_2, A_3 \dots$  conectados entre sí, así como varios electrodos  $B_1, B_2, B_3 \dots$ .

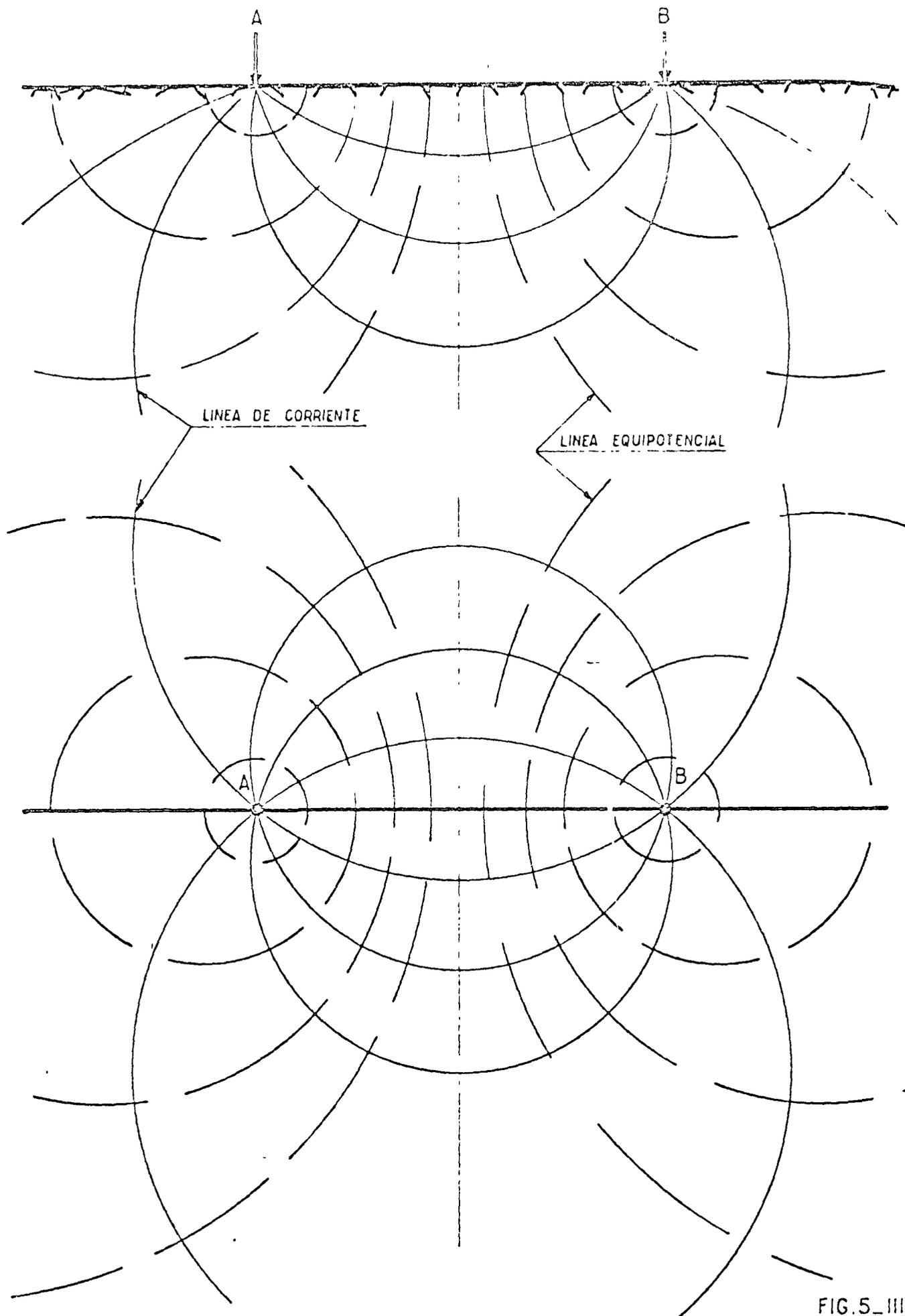


FIG. 5\_III

En el interior del espacio AB, las líneas de corriente son paralelas entre si y ocurre lo mismo para las líneas equipotenciales.

III-3.2) - Medidas de tensión:

a) Diferencia de potencial:

Consideramos dos electrodos A y B de envío de corriente. Hemos visto que a lo largo de AB existe una caída de potencial.

Coloquemos dos electrodos M y N en el espacio entre A y B (fig 2-III). La diferencia de potencial entre M y N es  $V_M^N$ . A este valor hay que añadir la tensión natural que existe en el suelo antes del paso de la corriente así como las tensiones que aparecieron al contacto de los electrodos M y N con el terreno. En realidad la diferencia de potencial entre M y N es:

$$V_M^N \text{ Total} = V_M^N + V_m + V_n + \psi \text{ natural}$$

$V_m$  y  $V_n$  son iguales y normalmente se equilibran. Su diferencia, pequeña, se anula con la tensión natural entre M y N.

Si se quiere medir la diferencia de potencial natural entre M y N, es necesario utilizar electrodos impolarizables, es decir tener:

$$V_m = V_n \text{ exactamente.}$$

b) Electrodos impolarizables: (ver fig 4-III)

Son unos recipientes porosos. El electrodo central, de cobre, está conectado en una extremidad al circuito exterior y la otra se encuentra en contacto con una solución de sulfato de cobre, cuya solución es la misma para M y N. Solamente la parte exterior del recipiente está en contacto con el terreno.

III-3-3) - Corrientes de alimentación:  
(ver fig. 8-III)

Para poder medir en el suelo una diferencia de potencial, hace falta inyectar una corriente que la produzca.

Existen distintos tipos de corriente..

FIG. 6-III

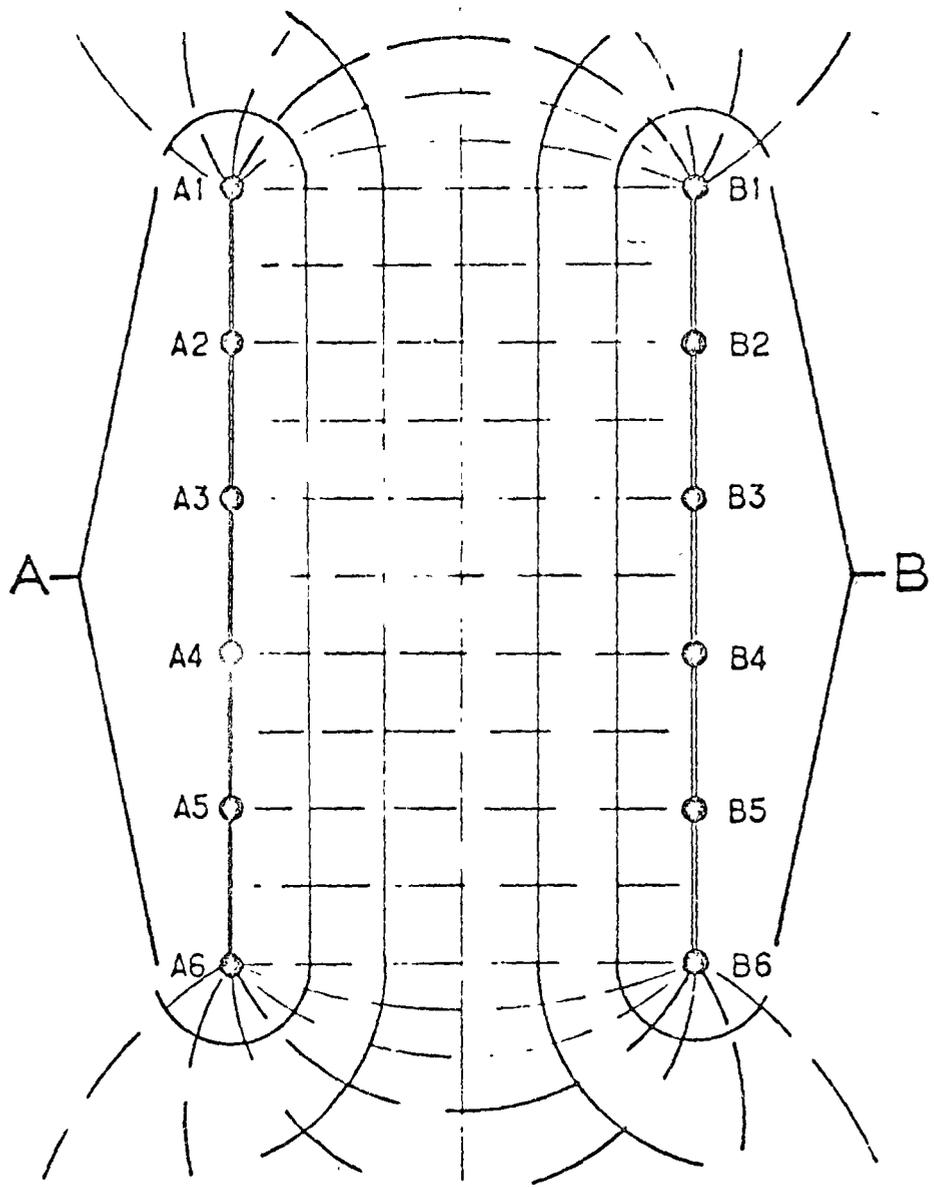
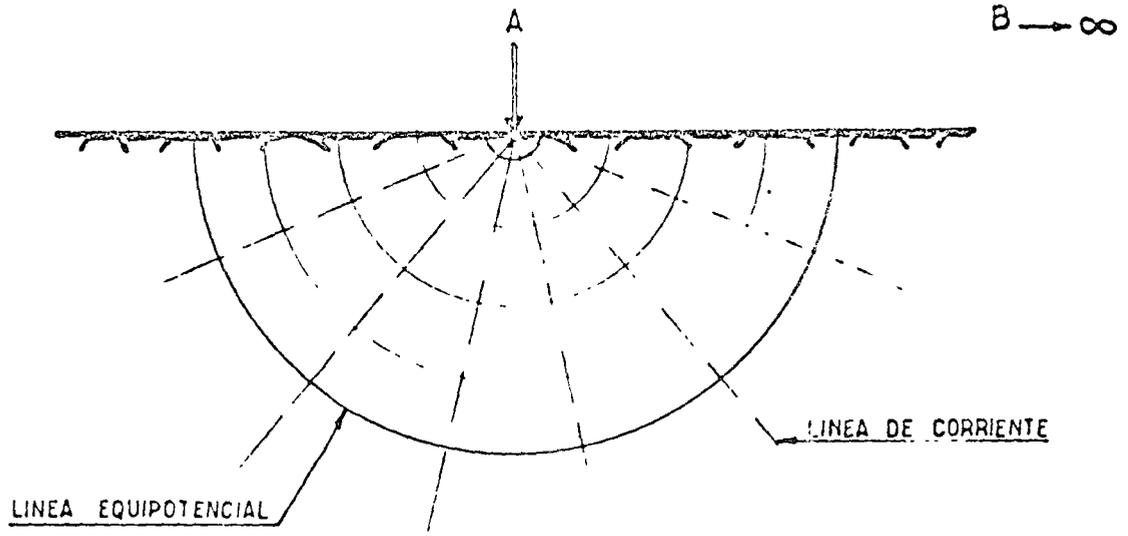


FIG. 7-III

a) Corriente continua:

Sigue la ley de Ohm. Tiene polaridad (positivo y negativo). Se requiere un conexionado cuidadoso del aparato medidor. La intensidad se emite por medio de pilas secas, acumuladores o rectificadores.

Cuanto mejor es la calidad de un aparato tanto más sensible es a la mala calidad de la corriente medida.

b) Corriente alterna:

No sigue la ley de Ohm. La finalidad de usar este tipo de corriente es poder compensar automáticamente la polarización y las tensiones naturales. Tiene la particularidad de penetrar poco en profundidad a causa del efecto pelicular (skin effect).

Es conocido que la corriente alterna tiene tendencia a pasar solamente a la superficie de los conductores y penetrar muy poco en el interior de éstos. Cuanto más alta es la frecuencia empleada menos penetración tiene. Generalmente se incluye en el "Skin effect" toda modificación que impida el paso normal de la corriente en el subsuelo.

Actualmente, existe la tendencia de abandonar la prospección en corriente alterna para sustituirla por corriente continua para grandes profundidades.

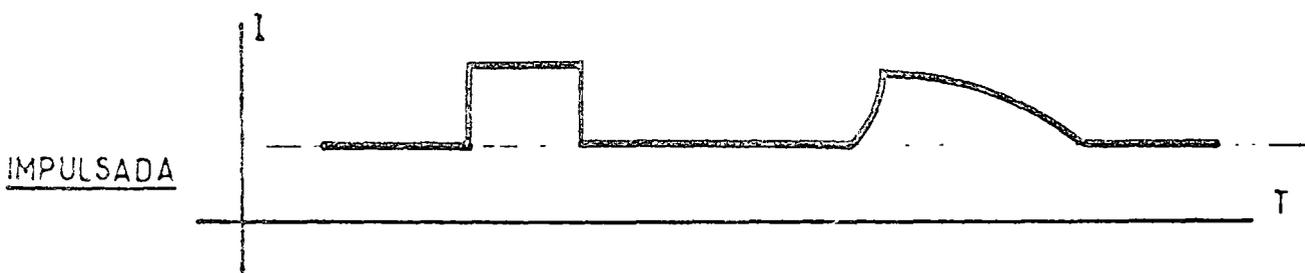
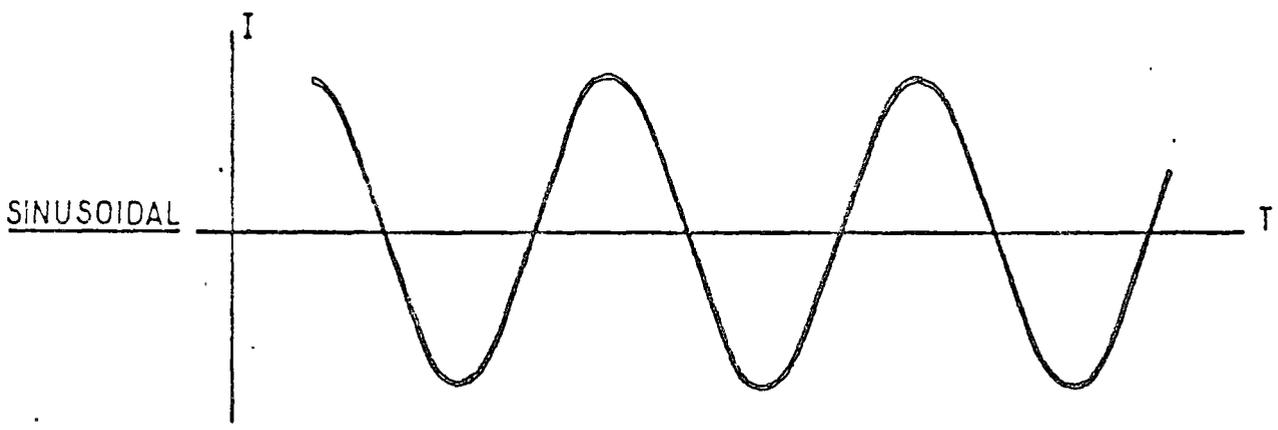
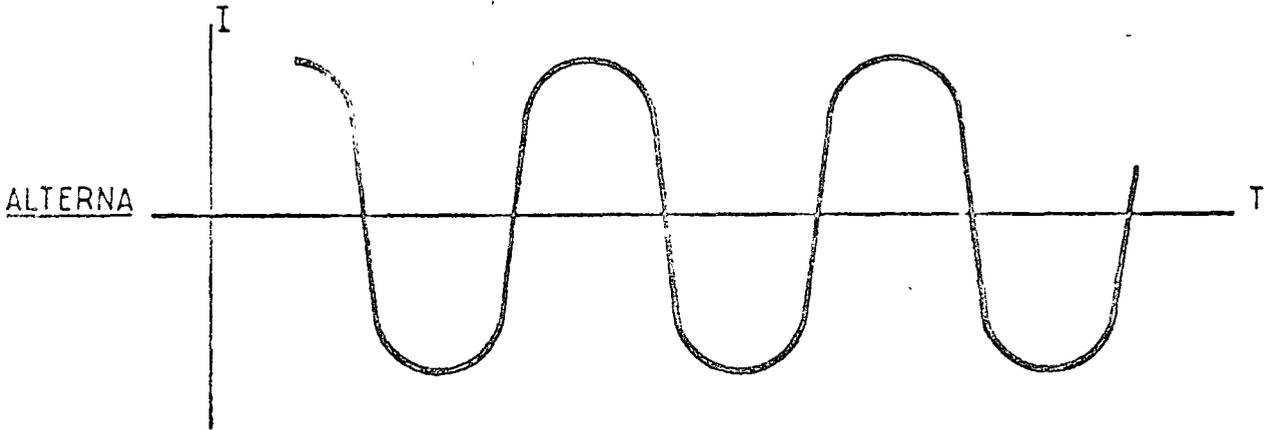
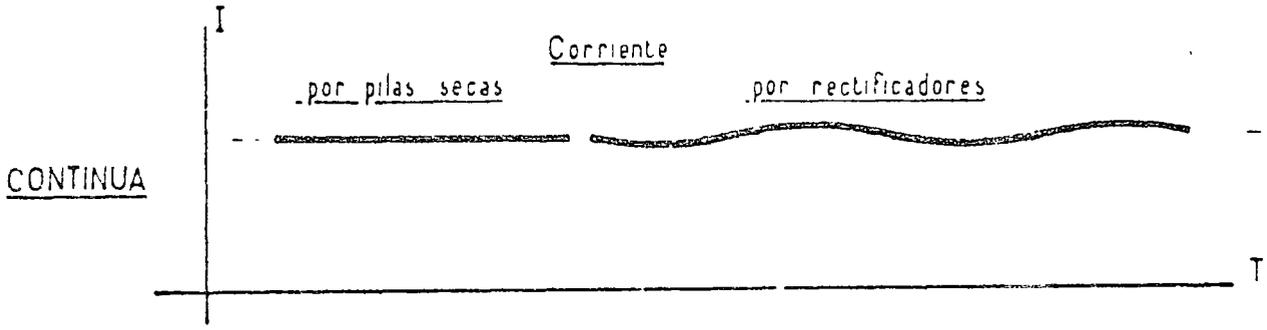
Aunque presente muchas ventajas para la corrección automática de polarización, la consecuencia del 'Skin Effect' reduce, más de lo que se supone, la profundidad de investigación.

c) Corriente sinusoidal:

Es una forma particular de la corriente alterna, sin deformación de onda. Se suele trabajar entre 25 y 400 Hertz. La teoría del campo eléctrico es idéntica a la de la corriente alterna con sus limitaciones -- en profundidad. Cuando se trabaja en alta frecuencia, la constante dieléctrica tiene importancia; eso obliga a aislar los circuitos de una manera especial (blindaje).

Si la corriente continua sigue fielmente la ley:

$$U = R.I$$



TIPOS DE CORRIENTES EMPLEADAS EN ELECTRICA

la corriente alterna o sinusoidal no tiene la misma variación porque en este caso la resistencia se cambia en impedancia y la ley de Ohm se expresaría:

$$U = Z \cdot I$$

$$\text{con: } Z = \sqrt{R^2 + \left(2\pi fL - \frac{1}{2\pi fC}\right)^2}$$

donde

- R = Resistencia pura del circuito
- f = frecuencia
- L = Coeficiente de self-inducción
- C = Capacidad del circuito.

d) Corriente impulsada:

A cambio de enviar una alternancia completa, sinusoidal o no, se emite una impulsión rectangular o más bien triangular en el terreno. La frecuencia de inyección es muy baja, pudiendo ser de 2 a 20 impulsiones por segundo por ejemplo.

III-4) Profundidad de penetración de la corriente alterna:

Si  $J_0$  es la corriente alterna inyectada en el terreno e  $J_p$  la intensidad de la corriente en la profundidad P, tenemos:

$$J_p = J_0 \cdot e^{-\chi} \cdot \text{Sen } \theta$$

donde:

$$\chi = -\frac{2\pi P}{c} \sqrt{\frac{\mu f}{\rho}}$$

$$\theta = \left(2P \cdot t - \frac{2\pi P}{c} \sqrt{\frac{\mu f}{\rho}}\right)$$

- con:
- P = profundidad
  - c = velocidad de la luz
  - f = frecuencia
  - $\rho$  = resistividad
  - $\mu$  = permeabilidad.

Se llama profundidad de penetración de la corriente la profundidad donde la corriente alcanza el valor  $\frac{J_0}{e}$

$$J_p = \frac{J_0}{e}$$

En este caso la profundidad P es igual a:

$$P = \frac{C}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

### III-5) Empleo de la corriente alterna en prospección.

El empleo de la corriente alterna parece bastante seductor a -- primera vista. En efecto, elimina la acción de diferentes corrientes parásitas que circulan en el suelo como:

- Corrientes telúricas
- Corriente debida a la polarización espontánea.
- Corrientes vagabundos (líneas-transporte)

La corriente alterna suprime igualmente los efectos de la polarización de los electrodos. Se puede medir diferencia de potencial muy pequeña y amplificarla.

Sin embargo, el uso de la corriente alterna tiene dos condiciones restrictivas:

- a) La densidad de la corriente decrece muy rapidamente con la profundidad.
- b) Los fenómenos de polarización no son rectos (elipse de polarización).

### III-6) Efecto de pantalla electromagnética: ( Skin effect )

En el interior de un circuito supra-conductor, el flujo, y en consecuencia la inducción en cada punto, no varía cuando se acerca o se aleja un imán a dicho circuito. Ningún campo magnético puede penetrar al interior de un circuito supra-conductor.

Consideramos un bloque metálico supra conductor. Acerquémosle un imán. la resistividad del bloque siendo nula y las corrientes de ---

Foucault (1) no pudiendo tomar un valor infinito, es necesario que dichas corrientes se opongan ellas mismas enteramente a la variación de flujo que tiende a producir en el bloque.

La experiencia enseña, en efecto, que ningún campo magnético puede penetrar en el interior de un supra-conductor.

Cuando a un supra-conductor se le acerca un imán, dicho supra-conductor se envuelve en una capa muy delgada de corrientes, manteniendo el campo en el interior rigurosamente nulo.

El supra-conductor frente a un campo magnético realiza una -- pantalla electromagnética perfecta. Fenómenos similares aparecen en los conductores ordinarios, cuando el campo magnético varía lo bastante aprisa para que los efectos de la resistividad sean nulos. Un campo magnético alterno no puede penetrar en un bloque de cobre o de hierro y aún menos cuanto más elevada es la frecuencia.

Cuando la capa de corrientes inducidas (capa explicando el efecto de pantalla) es, un supra conductor, infinitamente delgada (del orden de las dimensiones atómicas, igual que la capa de electricidad en los cuerpos electrizados), en los conductores corrientes, tiene un espesor determinado, tanto mas chico cuanto que:

- La resistividad es más pequeña.
- La frecuencia es más grande.

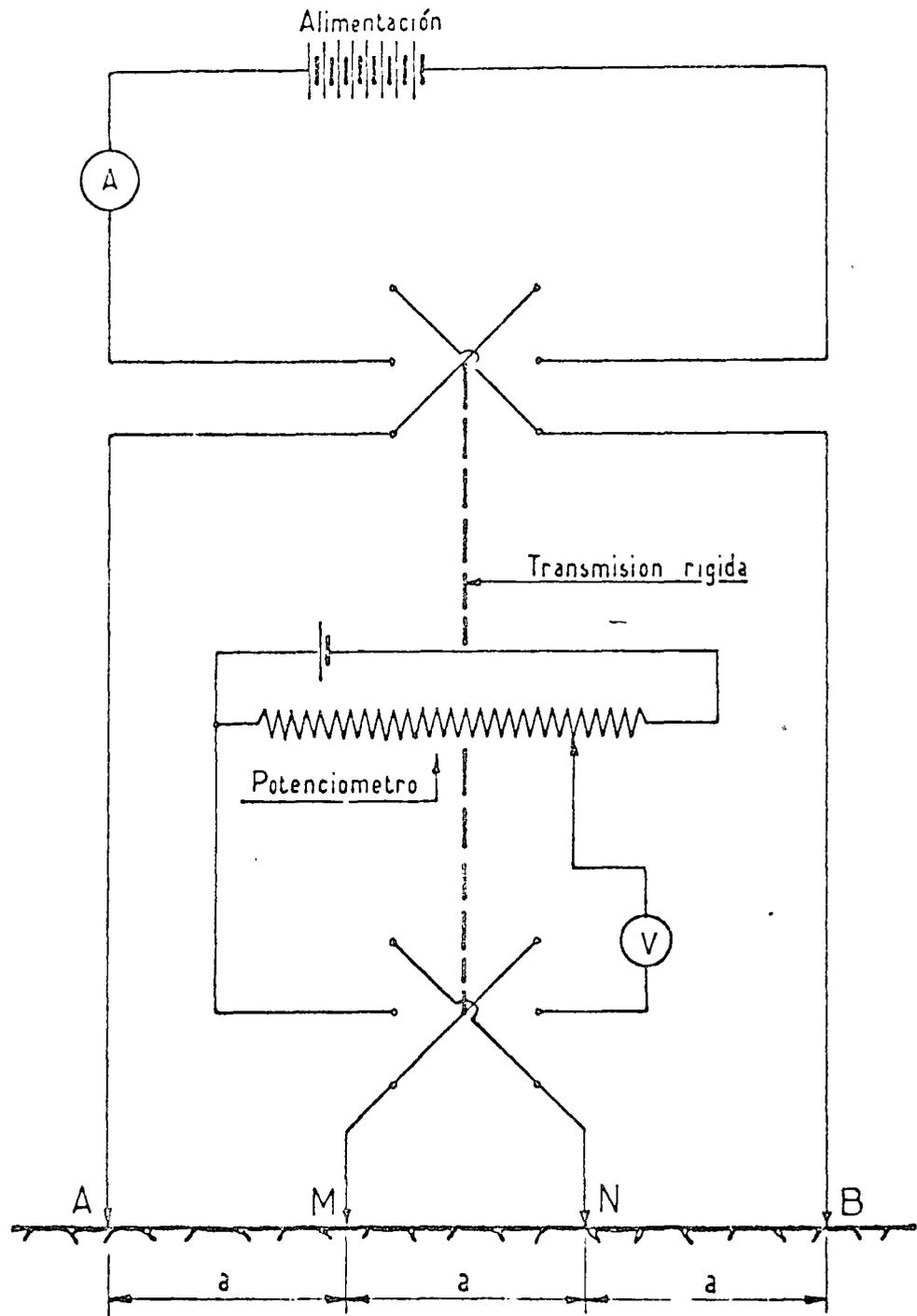
Esta organización en capa superficial de las corrientes de Foucault inducidas en las masas conductoras sometidas a unos campos variables es llamada efecto de piel o efecto pelicular. Evidentemente, a medida que la corriente penetra en el conductor, ésta y el campo magnético van decreciendo. Se demuestra que descrecen según una ley exponencial.

### III-7) Aparatos empleados:

En prospección eléctrica, existen dos grupos de aparatos: los de corriente continua y los de corriente alterna

---

(1) Sobre las corrientes de Foucault; Ley de Lentz: La fuerza electro-motriz que nace en un circuito cerrado tiende a oponerse a la variación de flujo que la produce como consecuencia a la causa de esta variación.



APARATO de GISH y ROONEY

### III-7-1) Aparatos para corriente continua:

Son generalmente del tipo potenciométrico o puente. El esquema de principio esta representado en la fig. 10-III.

El circuito de intensidad comprende dos electrodos A y B, una serie de pilas secas (o un rectificador), un miliamperímetro y un interruptor de paso de la corriente.

El circuito de tensión es en realidad doble. El primero, colocado en serie unicamente con el galvanómetro (fig. 11 a -III) está destinado a eliminar la influencia de la polarización del terreno a fin de dejar la zona de medida eléctricamente neutra. El segundo (fig. 11 b-III) sirve para equilibrar la diferencia de potencial existente entre M y N por medio del circuito  $R_2 - r_2$ , una vez establecida la corriente en el suelo entre los electrodos A y B. Como la polarización es variable, es indispensable volver a repetir varias veces la corrección de polarización a fin de tener la seguridad de medir realmente la diferencia de potencial existente entre M y N.

Todos los aparatos medidores en corriente continua tienen más o menos el mismo proceso de medida. Unos usan el aparato potenciométrico como Schlumberger, otros usan el puente tipo electrómetro como M.F.Bollo, entre otros.

### III-7-2) Aparatos para corriente alterna: (ver fig. 12-III)

Como en el caso anterior, existen dos circuitos. En el circuito de envío de corriente (A B) se encuentran un miliamperímetro A, una self-inducción I variable, un transformador T que produce al potenciómetro una tensión de referencia.

En el circuito medidor de diferencia de potencial se encuentran un milivolúmetro V, una resistencia calibrada S y un galvanómetro (o altavoz u osciloscopio) como corrector de cero.

Obsérvese que como la polarización tiene una corrección automática, el circuito de la fig 11 a - III no existe en este tipo de aparato.

### III-7-3) Aparato Gish y Rooney. (ver fig 9-III)

Fué en 1925 cuando Gish y Rooney usaron este tipo de aparato(1)

---

(1) Ver Le Courant continu por P. LASFARGES - PARIS 1957

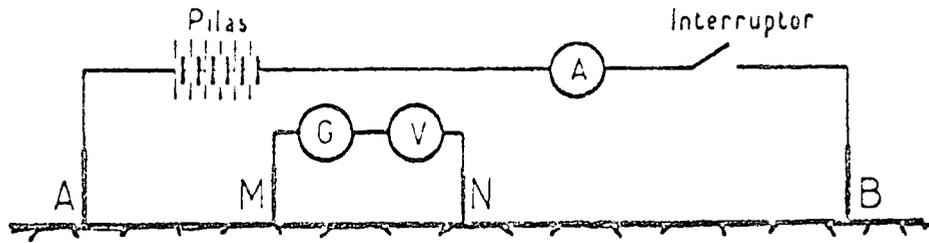


FIG. 9

ESQUEMA DE PRINCIPIO

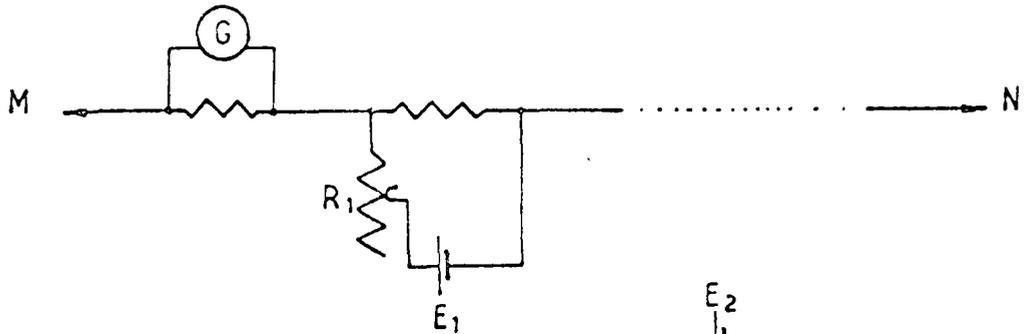


FIG. 11a

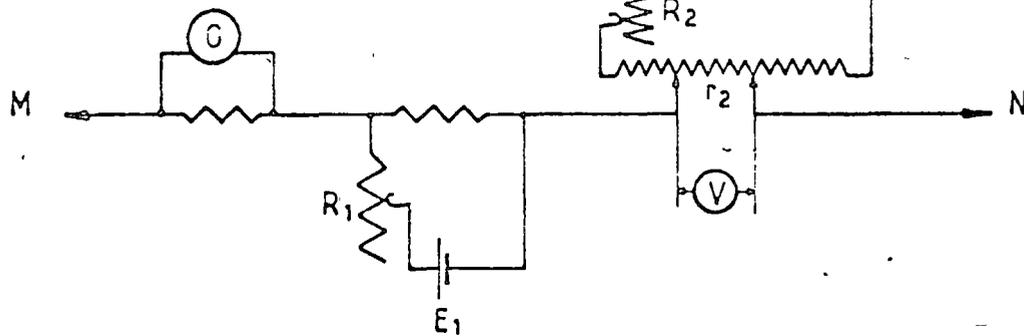


FIG. 11b

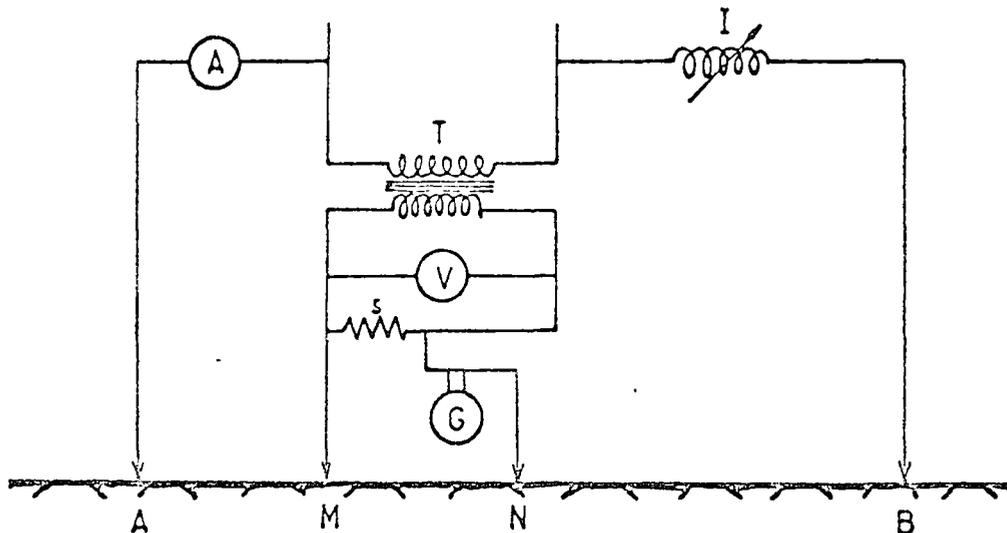


FIG. 12

para unos estudios sobre la electricidad terrestre en el Cornege Institute de Washington y fué en esta época cuando pudieron mostrar los resultados obtenidos sobre la relación entre el espaciamento de los -- electrodos y la profundidad de penetración de la corriente.

Este aparato tiene la particularidad de emplear corriente continua y funcionar como aparato de corriente alterna, desde el punto de - vista de la polarización. A través de la transmisión rígida se hacía una inversión de la polaridad del circuito de 30 a 40 veces por segundo. De esta manera no tenía que corregir la polarización.

III-8) Efecto del electrodo sobre las medidas.

Ollendorf, para un electrodo circular de sección  $\pi a^2$  y una lon- gitud  $\ell$ , da la fórmula siguiente.

$$U = I \cdot \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \cdot \ell}$$

donde la resistencia de contacto terreno-electrodo es:

$$R = \frac{\rho \cdot \log_e \frac{2\ell}{a}}{2 \pi \ell}$$

para un electrodo de  $\ell = 0,50$  m y  $\phi = 25$  mm.  
tenemos:

$$R = 1,2 \times \rho (\Omega)$$

como la potencia disipada es:  $P = R \cdot I^2$   
con  $\rho = 1000 \Omega / m^2 / m$   
 $I = 1$  Amperio.

tenemos  $R = 1,200 \Omega$  y  $P = 1,200$  watts

Esta potencia calienta el suelo inmediato a la toma de tierra y hay riesgo de tener una cierta evaporación del agua del suelo alrededor del electrodo y en consecuencia viene el aumento de resistividad.

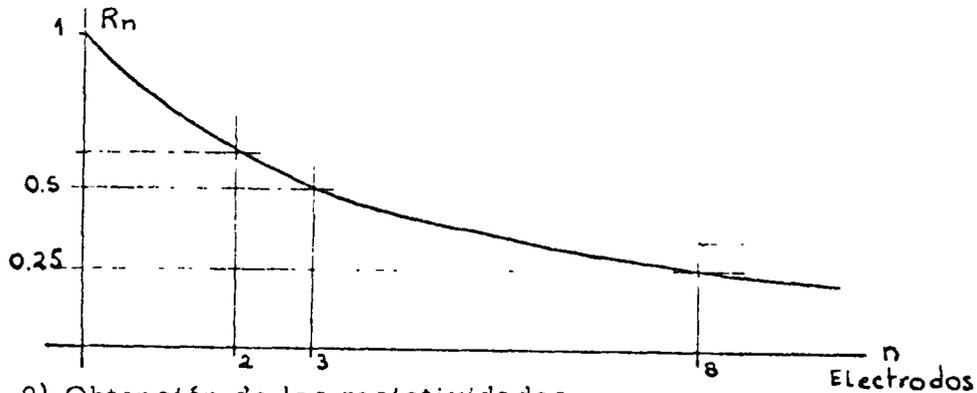
Para disminuir este efecto de potencia perdida, se puede influir según dos maneras:

a) Disminuir la resistividad alrededor del electrodo.

Para ello, es necesario alcanzar la capa húmeda (zonas templadas) o clavar los electrodos hasta pasar la capa aislante superficial (zonas desérticas). También hechar una solución de cloruro de Sodio o bien -- de sulfato de cobre.

b) Multiplícar las tomas de tierra:

Multiplícar los electrodos, la resistencia varía en función inversa a la cantidad de electrodos



III-9) Obtención de las resistividades.

Se vió que el potencial en el punto P es dado por la relación:

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \cdot \left( \frac{1}{a} - \frac{1}{a'} \right)$$

Como indicado en el párrafo III-3-1. Se considera un tetrapolo como el de la figura 10-III. Se denomina  $a_1$  el espacio entre los electrodos A y M;  $a_2$  entre M y N;  $a_3$  entre N y B. El coeficiente K será obtenido aplicando la relación anterior (ver fig. 13-III)

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{a_1} + \frac{1}{a_3} - \left( \frac{1}{a_1 + a_2} + \frac{1}{a_2 + a_3} \right)$$

La expresión general para la obtención de la resistividad es:

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

Existen varios casos particulares para la colocación del cuadrípulo AM NB.

Dispositivo Wenner:

En este dispositivo, los cuatro electrodos se colocan equidistantes, de manera que se obtenga  $a_1 = a_2 = a_3 = a$ . En este caso la resistividad es:

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

Dispositivo Mallet:

Cuando uno de los dos electrodos de envío de corriente está ubicado en el infinito, la resistividad se obtiene por:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

Dispositivo Schlumberger:

En este caso las distancias  $a_1$  y  $a_3$  son iguales y muy grandes en comparación de  $a_2$ . La resistividad viene dada por:

$$\rho = \frac{a(a+a_2)}{a_2} \frac{V \cdot \pi}{I}$$

Dispositivo Lee:

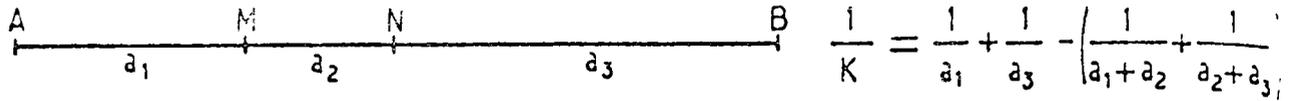
Cuando se está haciendo una prospección eléctrica donde se pretende localizar contactos verticales o subverticales, se emplea el sistema con electrodo central. Es idéntico al Wenner, pero se obtienen tres medidas de diferencia de potencial MP, PN y MN. En este caso, la resistividad en el espacio MP o PN viene dada por la expresión:

$$\rho = 4 \pi \cdot a \cdot \frac{V}{I}$$

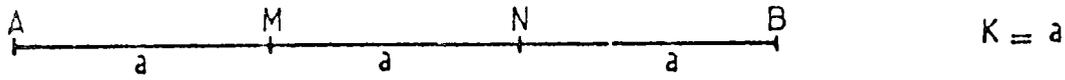
Observaciones:

En realidad existen muchas posibilidades de colocación del tetrapolo, pero todas las variantes posibles se encuentran en los casos anteriores.

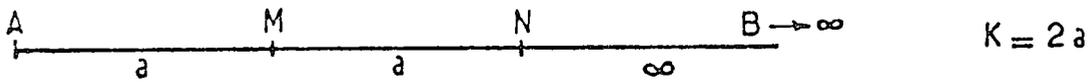
Dispositivo general  $a_1 \neq a_2 \neq a_3$



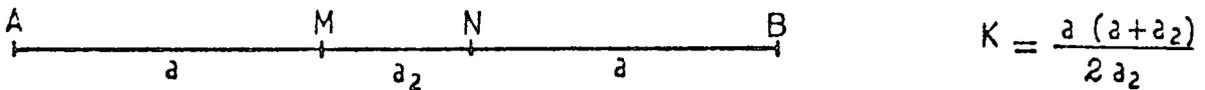
Dispositivo Wenner  $a = a_1 = a_2 = a_3$



Dispositivo Mallet  $a_1 = a_2 = a$   $a_3 = \infty$



Dispositivo Schlumberger  $a_1 = a_3 = a$   $a_2 \ll a$



Dispositivo Lee  $a_1 = a_2$  (entre M y N)  $= a_3 = a$

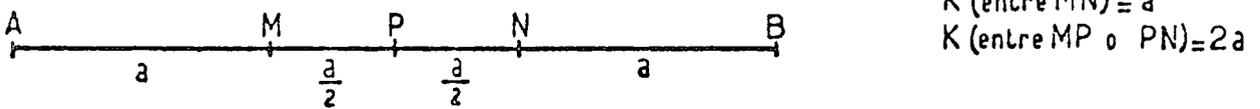


FIG 14a\_III

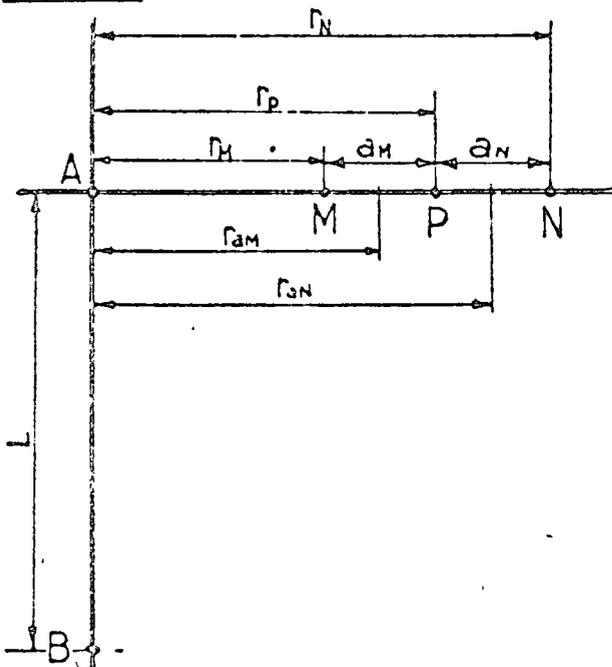
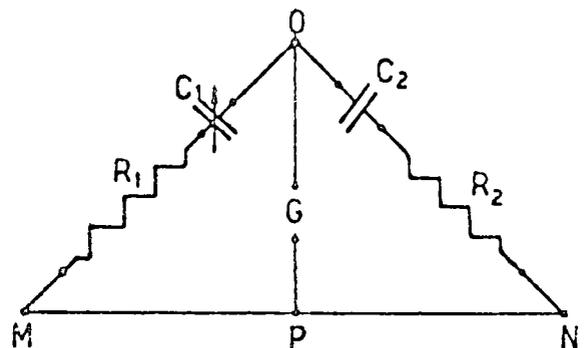


FIG.14b\_III



- Estando realizada una medida entre M y N a partir de A B, se vuelve a medir la diferencia de potencial entre A B, enviando la corriente a los electrodos M y N, obteniéndose la misma medida.

Es el teorema de reciprocidad.

- La resistividad " $\rho$ " equivale a  $1 \Omega \cdot m^2 \cdot m$ , cuando un prisma de 1 metro de longitud y de 1 metro cuadrado de sección mide un ohmio.

- Generalmente las unidades empleadas en eléctrica se resumen de la manera siguiente:

- la diferencia de potencial en milivoltios
- la intensidad en miliamperios
- la longitud en metros.
- la resistividad en  $\Omega / m^2 / m$ .

### III - lo) Método por Caída de potencial: (1)

Se considera el dispositivo de la fig 14 a - III, donde los electrodos de corriente son A B y los electrodos de tensión M, P y N.

La expresión básica es la misma que la empleada anteriormente.

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

El potencial en M y P será:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left( \frac{1}{r_M} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right)$$

$$V_P = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left( \frac{1}{r_P} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right)$$

De la misma manera se tendrá en N:

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left( \frac{1}{r_N} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right)$$

La caída de potencial entre M y P es:

$$V_{MP} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_P} - \left( \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right) \right]$$

La caída de potencial entre P y N es:

$$V_{PN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_P} - \frac{1}{r_N} - \left( \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} \right) \right]$$

---

(1) ver: Geofísica eléctrica - Ing. Alfonso de la O. Carreño - México D.F., 1957.

La relación entre  $V_{MP}$  y  $V_{PN}$  es:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N \left[ r_P - r_M + r_P \cdot r_M \left( \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_M^2 + L^2}} \right) \right]}{r_M \left[ r_N - r_P + r_N \cdot r_P \left( \frac{1}{\sqrt{r_N^2 + L^2}} - \frac{1}{\sqrt{r_P^2 + L^2}} \right) \right]}$$

En la práctica el electrodo B puede ser considerado al infinito, en este caso:

$$\frac{V_{MP}}{V_{PN}} = \frac{r_N (r_P - r_M)}{r_M (r_N - r_P)}$$

y la resistividad puede expresarse:

$$\rho = 2\pi \cdot \frac{r_M \cdot r_P}{r_P - r_M} \cdot \frac{V_{MP}}{I} = 2\pi \cdot \frac{r_N \cdot r_P}{r_N - r_P} \cdot \frac{V_{PN}}{I}$$

Conviene expresar la resistividad en función de las distancias entre M y P o P y N.

$$r_M = r_{aM} - \frac{a_M}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aM} + \frac{a_M}{2}$$

$$r_N = r_{aN} + \frac{a_N}{2} \quad ; \quad r_P = r_{aN} - \frac{a_N}{2}$$

En este caso la nueva expresión de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi \cdot a_M \left[ \left( \frac{r_{aM}}{a_M} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V_{MP}}{I}$$

Si llamamos  $\underline{r}$  la distancia media para cualquier espacio o separación y  $\underline{V}$  la caída de potencial correspondiente, la resistividad tendrá la relación siguiente:

$$\rho = 2\pi \cdot a \cdot \left[ \left( \frac{r}{a} \right)^2 - \frac{1}{4} \right] \cdot \frac{V}{I}$$

La fig. 14 b-III indica el esquema de principio del aparato correspondiente.

La ventaja de este método es dar para las formaciones verticales, sobre todo de poco espesor, indicaciones más precisas que el método de resistividad.

En condiciones favorables, poner en evidencia una relación más inmediata utilizable entre las formaciones sub-horizontales y los espesores de ellos.

Mide no diferencias de potenciales (siempre pequeñas) pero si coeficientes de caída de potencial susceptibles de variaciones importantes.

El inconveniente mayor del método R C P está en las anomalías "parasitas" debidas a las heterogeneidades puramente locales de los conductores de superficie. Estas últimas anomalías resultan difíciles de eliminar y existe el riesgo de que bajo las mismas se enmascaren -- las producidas por variaciones importantes a mayor profundidad de investigación.

## CAPITULO IV:

### INTERPRETACION DE RESULTADOS

La base sobre la que se ha de apoyar la interpretación es variable, de acuerdo con el método utilizado.

Para la obtención de mapas de potencial, se trabaja con intensidad constante y se mide la diferencia de potencial - entre dos estaciones. Se repite la operación hasta cubrir el área que se pretende estudiar. Si varía la intensidad, se -- compensa proporcionalmente la medida de potencial.

En el método de las resistividades, se mide la intensidad así como la diferencia de potencial y se calcula la resistividad.

En el método de caída de potencial (R.C.P.) se mide el - cociente de los potenciales medidos en el terreno en una dirección normal a la emisión de corriente.

En el método de polarización espontánea, se aprovecha la propiedad que tienen algunos elementos del subsuelo de emitir una corriente eléctrica en el suelo y dar una diferencia de potencial natural que se mide.

En el método de polarización inducida, se utiliza la propiedad que tienen unos elementos del subsuelo, de restituir - algo de energía, después de haber interrumpido una corriente inyectada desde la superficie o de absorberla al establecerla. Este efecto puede ser físico (inductivo), o químico (electroquímico).

#### 1) PROCESO DE INTERPRETACION

Después de haber realizado las medidas en el campo, se trazan los diagramas correspondientes y se inicia un análisis bajo dos criterios:

- a) - Cualitativo
- b) - Cuantitativo

##### a) Método de mapas de potencial:

La interpretación de las líneas equipotenciales es casi siempre cualitativa. La geología local y la experiencia del operador son de gran importancia.

a-1) Interpretación cualitativa:

Las equipotenciales se interpretan:

- Por el estudio de sus distorsiones que permiten trazar los ejes de las zonas conductoras y dan una idea sobre la forma y disposición en planta de los conductores.
- Por el estudio de las desviaciones sistemáticas semejantes a refracciones del campo potencial que traducen la presencia de un contacto de 2 terrenos de resistividad diferente.

De una manera general este método no es adecuado para de terminar la profundidad de los elementos que originan las anomalías sino su disposición en planta.

No obstante se debe hacer notar que:

- Los conductores que se encuentran cerca de la superficie dan anomalías muy acusadas pero de poca extensión.
- Los conductores que se encuentran a más profundidad -- dan anomalías menos acusadas pero de más extensión.

a-2) Perturbación del potencial en corriente continua

Masa conductora: (Fig. A)

Consideramos el caso en que existe en el subsuelo una masa más conductora que el medio que la rodea.

Las líneas de corriente que son paralelas en terreno homogéneo, tienen tendencia a concentrarse en la masa conductora. Resulta que las superficies y curvas equipotenciales tienen una deformación o distorsión característica.

Las equipotenciales tenderán a circunvalar un área que -- tendrá en líneas generales una forma envolvente, de la masa conductora sobre la superficie del suelo.

B) - Masa resistente (Fig. B)

Inversamente de lo que se ha obtenido para una masa conductora, las líneas de corriente se desvían de dicha masa y -- tienen tendencia a separarse de ella.

En este caso, las superficies o curvas equipotenciales -- presentan una distorsión según el esquema adjunto.

NOTA:

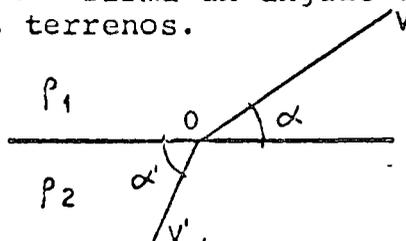
Las cavidades en rocas (por ejemplo una caliza kárstica) pueden localizarse por el método de potencial. Una cavidad de be traducirse, en eléctrica, como un cuerpo resistente si está vacía, llena de aire, mientras que puede ser conductora excepcionalmente, si está llena de arcilla o agua salada.

Contacto de dos terrenos:

Al contacto de dos terrenos de resistividades  $\rho_1$  y  $\rho_2$ , una curva equipotencial se desvia en un ángulo que sigue la ley:

$$\rho_1: \operatorname{tg} \alpha = \rho_2: \operatorname{tg} \alpha'$$

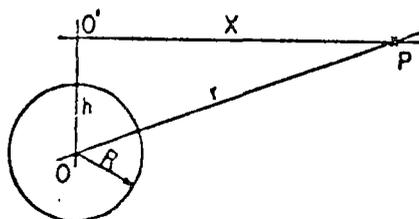
Esta desviación, aunque es un fenómeno físico totalmente distinto, recuerda en su aspecto la refracción óptica o sísmica. El valor máximo del ángulo ( $\alpha' - \alpha$ ) se obtiene cuando la bisectriz del ángulo  $\angle VOV'$  forma un ángulo de  $45^\circ$  con el plano de contacto de los dos terrenos.



a-3) Interpretación cuantitativa:

En algunos casos, es posible efectuar una interpretación cuantitativa para conductores enterrados de forma relativamente simple.

Se tomará como ejemplo, el caso de un cuerpo conductor polarizado, geoméricamente asimilable a una esfera.



Se supone que esta esfera de centro O y de radio R sea atravesada por una corriente paralela al suelo en la dirección O'P. Bajo la acción de la corriente, la esfera se polariza y los efectos de la polarización pueden calcularse según la teoría de las imágenes eléctricas.

El potencial en un punto P es la suma algebraica:

- del potencial donde se deriva el campo eléctrico A sin perturbación.
- del potencial donde se deriva el campo eléctrico anormal debido a la esfera.

Distorsión de las equipotenciales:

Si la esfera no existiera, las líneas equipotenciales serían paralelas entre ellas. El potencial de una línea ubicada en  $X'$  sería  $-AX'$ .

La presencia de la esfera provoca un desplazamiento  $\Delta x$  de la equipotencial  $X'$  en  $X$  tal que

$$\Delta x = X' - X = C \cdot \frac{R^3 \cdot x}{r^3}$$

$$\Delta x \text{ es máximo para } x = \frac{h \sqrt{2}}{2} = 0,707 \cdot h$$

Todo lo anterior se aplica a todos los cuerpos conductores esféricos o cerca de la esfera. Para los cuerpos elípticos de excentricidad  $E = \frac{a}{b}$ , los resultados dependen esencialmente del ángulo del eje mayor de la elipse con la dirección del campo -- sin perturbación.

Líneas equipotenciales para terrenos estratificados:

Las formaciones estratificadas, horizontales, no permiten la aplicación del método de equipotenciales. En este caso se emplean los métodos de resistividades y R.C.P.

Cuando las formaciones no son horizontales, el método potencial da indicaciones sobre la dirección y el buzamiento de las capas, debido a la anisotropía de éstas.

Un elemento es eléctricamente isótropo cuando sus propiedades eléctricas son las mismas en todas las direcciones. Prácticamente pocos terrenos son isótropos.

Un suelo constituido por capas de resistividades diferentes, tiene una conductividad máxima en el sentido de las capas; no importa la naturaleza de estas capas.

Se llama coeficiente de anisotropía la relación entre las resistividades transversales y las resistividades longitudinales de una capa.

b) - Métodos de resistividades y caída de potencial (Fig. C)

En estos dos métodos se puede emplear el mismo criterio de interpretación cuando todo se traduce a resistividades.

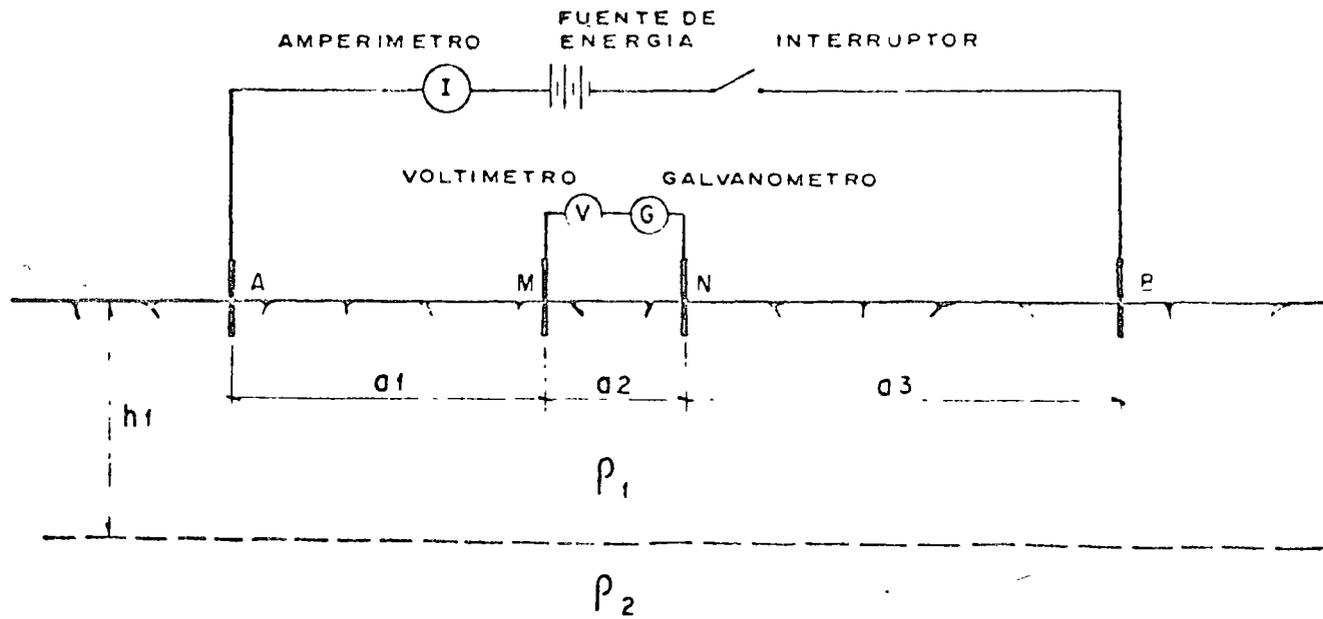


Fig. C

La resistividad  $\rho$  se calcula de manera que se obtenga el valor de forma tal que si el medio fuese homogéneo e isótropo, resultaría la medida obtenida en MN. Es por esta razón que  $\rho$  se denomina generalmente Resistividad aparente.

A continuación se da una idea del empleo del método para definir un contacto entre dos medios de resistividad diferente:

Cuando  $a$  es inferior a  $h_1$ , la influencia de la resistividad  $\rho_2$  es pequeña y los resultados difieren muy poco de  $\rho_1$ . Cuando  $a$  se acerca y pasa a ser superior a  $h_1$ , se obtienen valores de  $\rho$  ( $\rho_s$ ) intermedios entre  $\rho_1$  y  $\rho_2$ . Cuando  $a$  pasa a ser muy grande en comparación de  $h_1$ , este valor intermedio se acerca asintóticamente a  $\rho_2$ .

#### Valor de la resistividad aparente

La resistividad aparente en un punto M, de un terreno estratificado horizontalmente, viene dada por la expresión:

$$\rho_a = \rho_1 (1 + 2r^2 \int_0^{\infty} \theta(\lambda) \cdot J_1(\lambda r) \cdot \lambda \cdot d\lambda)$$

donde

- $\rho_1$  = resistividad de la primera capa
- $r$  = distancia AM
- $\lambda$  = parámetro de integración
- $J_1(\lambda r)$  = función de Bessel de orden 1 y de primera especie
- $\theta(\lambda)$  = es una función de  $\lambda$  donde intervienen las características de resistividad y espesor de las otras capas.

Estos cálculos permitieron establecer catálogos de curvas de tarado de sondeos eléctricos con 2 - 3 y más terrenos.

Un procedimiento matemático de Hummel resuelve el cálculo de  $\rho_s$  (resistividad aparente) y unos ábacos deducidos de las fórmulas de Hummel permiten una interpretación sencilla de los problemas a "dos capas".

En el caso de varias capas se puede establecer un cálculo bastante sencillo, substituyendo las capas superiores por una capa ficticia, a fin de reducir siempre el problema a dos capas. Unas fórmulas como las de Ebert permiten la construcción de ábacos para resolver estos problemas.

Para contactos muy inclinados o verticales se emplean métodos de base matemática bastante complejos.

En la práctica, se analiza un problema cualitativo por medio de resistividades e isorresistividades aparentes a fin de ver el problema en conjunto. Una vez que este mecanismo - está resuelto, se analiza el mismo cuantitativamente por medio de los ábacos y se definen los diferentes contactos.

No es generalmente aconsejable trabajar sobre un sondeo eléctrico aislado y extrapolar sus resultados a otra zona -- aunque parezca semejante

Existen, aparte del método de Ebert, otros procedimientos para la determinación de dos, tres y cuatro capas (uno, dos y tres contactos): El método del catálogo, el de las resistividades acumuladas de Wenner y el de las capas de Barnes.

#### Método de Catálogo:

La Compagnie Generale de Geophysique en 1963, en Francia y Mooney-Orellana en 1967, en España, publicaron colecciones de varios ábacos examinando la mayoría de los casos matemáticos posibles, siempre y cuando se consideren estos contactos paralelos y separando terrenos homogéneos e isótropos. Basta sobreponer la curva obtenida en el campo al ábaco correspondiente y hacer coincidir lo mejor posible ambas curvas. Habrá de tenerse en cuenta siempre, la posibilidad de contactos no paralelos para la interpretación final.

Estas dos colecciones de ábacos se dividen en varios capítulos, teniendo en cuenta el número de contactos y las distintas resistividades.

#### Método de Ebert:

El método de Ebert substituye las dos primeras capas de un corte geoelectrico por una sola capa ficticia. El espesor y resistividad de la capa ficticia vienen dados respectivamente por la abscisa y ordenada de un punto auxiliar denominado segunda cruz.

#### Método de las resistividades acumuladas de Wenner:

En este método, el diagrama es trazado en dimensión bi-logarítmica o aritmética. En el eje de las abscisas se ubican la distancia  $\frac{AB}{3}$  y en el eje de las ordenadas se coloca el valor de la resistividad acumulada correspondiente:

El diagrama obtenido se interpreta de la manera siguiente: Cada recta obtenida correspondería a una formación determinada y las abscisas de los puntos de cambio de pendiente darían las profundidades de las diferentes formaciones.

En el caso de dos terrenos, generalmente este método proporciona resultados que no se apartan demasiado de la realidad. En cambio para más capas (tres y más) los resultados nunca alcanzan resultados reales, salvo casos particulares.

#### Método de Barnes:

Este método consiste en considerar el subsuelo como unos conductores en paralelo. El dispositivo empleado es el mismo que el anterior (Wenner)

$$\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \frac{1}{R_3} + \dots + \frac{1}{R_n}$$

La resistividad no interviene en el cálculo. Se corta el suelo arbitrariamente en capas paralelas a la superficie, de manera tal que se obtengan espesores crecientes a medida que se va profundizando la investigación.

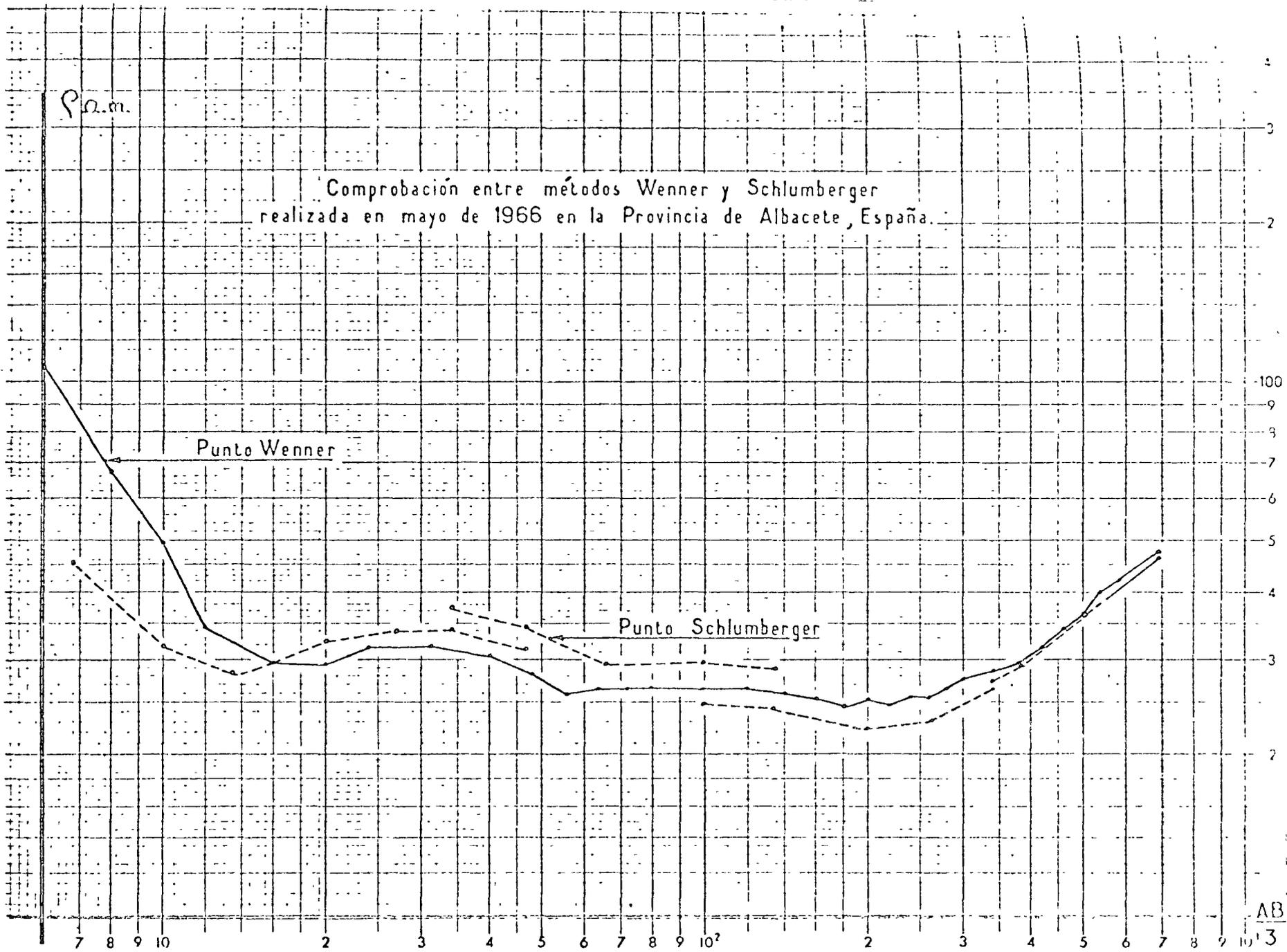
Este método empírico se acerca más a la realidad que el anterior. Como los cálculos matemáticos son largos, teniendo un catálogo de curvas maestras, se evita el empleo sistemáticamente de tal método.

#### Interpretación de sondeos eléctricos en el caso de más de tres capas

Hasta tres capas, generalmente, el catálogo de ábacos es suficiente para la interpretación de los problemas corrientes.

En la mayoría de los casos, en prospección eléctrica profunda, estas curvas precalculadas no son de gran utilidad. Los parámetros, tanto de profundidad como de resistividad, intervienen de tal manera que es prácticamente imposible ver la influencia respectiva de ambos. En este caso, se hacen hipótesis sobre cada uno de estos parámetros y se construye la curva correspondiente. Al ver como la curva teórica se acerca o se aleja de la curva experimental, se modifica en consecuencia tal o cual hipótesis.

Fig. D



### Comparación entre varios procedimientos en el método de resistividades

La sociedad de Reconocimientos Geofísicos en España (región de La Mancha - 1966), durante un trabajo de prospección, realizó varios sondeos eléctricos por los procedimientos Wenner y Schlumberger. Los resultados fueron idénticos (ver fig. D).

La Compañía Geofimex en México, realizó varios sondeos eléctricos en la Costa de Hermosillo, Son. (1968) por los procedimientos Wenner y T 66. Un ejemplo del resultado obtenido por ambos dispositivos de electrodos se aprecia en la figura E.

#### c) Método de polarización espontánea:

La interpretación en este método es muy semejante a la de mapa de potencial. La profundidad de unos yacimientos, rara vez, es obtenida, salvo unos casos muy particulares. Los potenciales naturales medidos se proyectan sobre una planta donde están ubicadas las estaciones de medida. Se obtienen así las equipotenciales base de la interpretación. El estudio de estas permite precisar la naturaleza, forma y condiciones del elemento conductor. En la mayoría de los casos se puede llegar a determinar si se trata de masas metálicas, grafito o electrofil tración.

#### d) Método por polarización inducida

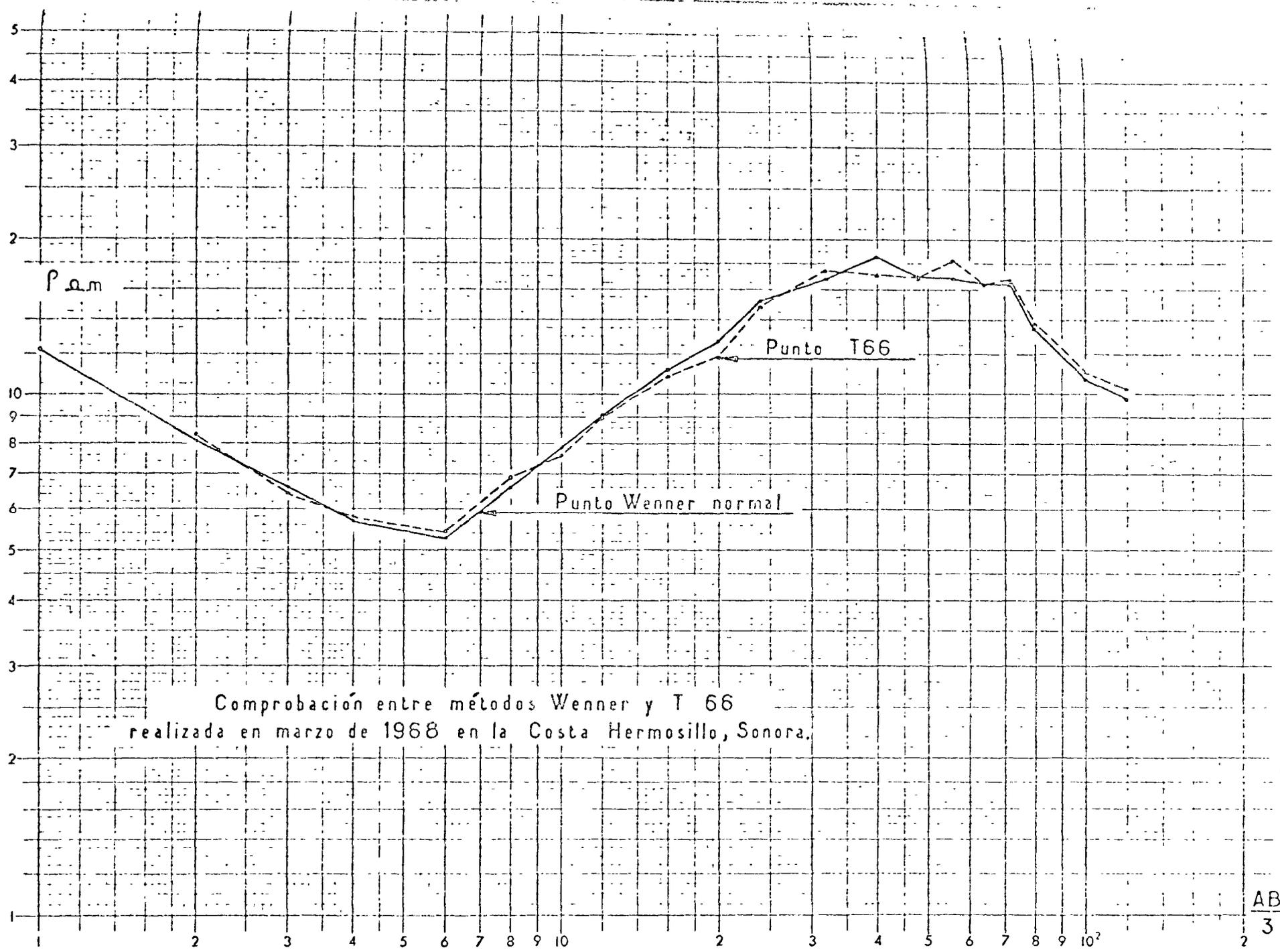
En este método, la interpretación es casi siempre cualitativa y a veces cuantitativa. Para un terreno sub-horizontal, las anomalías se encuentran en la vertical del elemento donde nacen. La intensidad de estas anomalías, así como del conocimiento de la geología local, permiten generalmente establecer una idea sobre la naturaleza del elemento, origen de la anomalía.

#### e) Registros geofísicos en pozos:

Los registros geofísicos comunmente usados en pozos determinan las siguientes características de las formaciones atravesadas por la perforación.

- 1) El potencial espontáneo, indica la salinidad relativa entre el fluido que contiene el pozo y el agua de las formaciones.
- 2) La resistividad eléctrica de las formaciones está afectada por el tipo de formación, el contenido de sales disueltas en el agua, así como la distribución de la misma en la formación.

Fig. E



Comprobación entre métodos Wenner y T 66  
realizada en marzo de 1968 en la Costa Hermosillo, Sonora.

- 3) La intensidad de la radiación natural, indica el contenido de elementos radioactivos que están presentes en la formación.

Existen otros tipos de registros en pozos, pero no son muy usados en la hidrología subterránea.

#### Registro del potencial espontáneo

El registro de potencial espontáneo es un registro de la diferencia de potencial que existe entre un electrodo de referencia situado en la superficie y otro electrodo que se introduce en el pozo.

Esta diferencia de potencial es causada principalmente por dos factores: Uno, llamado de electrofiltración, que es función de la diferencia de carga hidráulica, que origina que el fluido fluya hacia las formaciones permeables o viceversa. El segundo, llamado potencial electroquímico, es función de las actividades iónicas del lodo o agua en el pozo, respecto a la actividad del agua en las formaciones permeables adyacentes.

El potencial causado por la filtración generalmente es menor que el originado por fuerzas electroquímicas.

Es evidente que la diferencia de potencial, llamado potencial natural existe entre formaciones adyacentes aunque no haya perforación.

De los dos tipos de potencial antes mencionados, el más importante es el causado por fuerzas electroquímicas, ya que el otro influye muy poco en la curva.

Un incremento en el diámetro del pozo reduce la amplitud de la curva del potencial. La invasión produce un efecto parecido a un aumento en el diámetro del pozo, es decir, entre más profunda sea la invasión de los lodos de perforación, hay una mayor reducción en la amplitud de la curva.

#### Registro de resistividad

La resistividad es determinada mediante la emisión de una corriente eléctrica en el interior del pozo y midiendo la caída de potencial causado por esta corriente. Existen dos tipos principales de dispositivos para medir resistividades. Uno consiste en medir la resistividad entre un punto situado en la superficie del terreno y otro en el interior del pozo. En un segundo método los electrodos de medida de la diferencia de potencial y los de emisión de corriente están en el interior del pozo. Con este último método es posible obtener resistividades reales en algunos casos, mientras que con el primero no.

La interpretación de los registros eléctricos se basa en los contrastes de resistividad que existen entre los distintos tipos de formaciones que atraviesa el pozo.

La resistividad de una formación depende de muchos factores, los principales son los siguientes:

- a) Del agua que la satura, entre mas salada sea esta agua, la resistividad es menor.
- b) La porosidad efectiva, la mayor o menor cantidad de poros intercomunicados para favorecer el paso de la corriente. Una roca masiva tiene una resistividad muy grande, ya que no tiene poros intercomunicados y en este caso la resistividad de la roca es del orden de varios miles de ohm. m.
- c) Generalmente las arcillas son más conductivas que las arenas, entonces el contenido de arcilla en una formación permeable, afecta el valor de su resistividad. Sin embargo, en ocasiones puede una arena ser mas conductiva que una arcilla, si esta arena está saturada con agua muy salada.

En cuanto a la perforación, los factores que afectan la curva de resistividad son: El diámetro del pozo, entre mayor sea este, la curva de resistividades tiene cambios menos notables entre las formaciones. La resistividad de los lodos de perforación, así como la invasión de estos en las formaciones, son también un factor que afecta la curva de resistividad.

#### Registro de rayos gamma

Las principales partículas de que está constituido el núcleo del átomo son los protones y los neutrones. Cuando el número de neutrones y protones es el mismo, se dice que el elemento está en un estado estable. Sin embargo la mayoría de los elementos son una mezcla de átomos con nucleos estables y nucleos inestables, cuando el elemento tiene un nucleo inestable se dice que es un isótopo del elemento. La radioactividad ocurre cuando un elemento inestable decae a su estado estable, este proceso puede ser natural, inherente en el nucleo o puede ser inducido por un bombardeo nuclear.

La radiación natural de los elementos inestables consiste en una emisión de rayos alfa, beta y gamma. Los únicos rayos que se pueden detectar en el pozo son los rayos gamma.

Todas las rocas contienen materiales radioactivos, los cuales emiten rayos gamma. Existe una clasificación muy general que divide los materiales en baja y alta radioactividad.

Una de las grandes ventajas que tiene este registro, es que se puede correr aunque el pozo este cementado o ademado, en este caso solo se reduce un poco la cantidad de rayos gamma, pero generalmente no tiene un efecto apreciable en la práctica.

f) Termometría:

Antes de concluir este capítulo, es interesante comentar unas ideas de este método, aunque sea empleado para reconocimientos de poca profundidad.

El principio de la prospección termométrica es la de medir diferencias de temperatura a partir de la superficie o a poca profundidad de ella (de 3 a 15 m).

La temperatura del suelo es función del calentamiento solar, de las características térmicas de las formaciones geológicas y del flujo proveniente del interior de la tierra que se debe a la radioactividad interna.

Desde el punto de vista térmico, un cuerpo se define por su calor específico y su conductibilidad térmica. Estos dos parámetros permiten definir acuíferos de poca profundidad.

Una vez en posesión de las medidas termométricas de campo, se realiza la corrección conveniente, según la profundidad donde se hizo la lectura, y se procede a su interpretación.

Para eso, se utilizan por lo menos 2 series de medidas en épocas diferentes del año y se superponen los diagramas obtenidos. La diferencia obtenida, se debe a que los acuíferos, ubicados a poca profundidad, se calientan y enfrian menos rápidamente que las formaciones impermeables, por causa de la diferencia de inercia térmica de cada uno de los elementos.

Para grandes profundidades, este método es de poco valor práctico por falta de sensibilidad en las mediciones.

CONCLUSION

La mayoría de los reconocimientos de cuencas acuíferas se realiza por métodos eléctricos. Entre esos, el resistivo es -- aplicado en mas de un 80% de los casos.

Las razones que conducen a este resultado son:

- El costo bajo de los reconocimientos
- La influencia del agua sobre la conductibilidad del suelo que, en los países secos, es muy fuerte.
- Una facilidad de interpretación aunque a veces solamente aparente.
- La seguridad de los aparatos empleados.

CAPITULO V:

INFLUENCIA DEL AGUA SOBRE  
LAS MEDIDAS

Las rocas generalmente están constituídas por una armazón sólida (matriz-grano....) la cual está a su vez constituída por minerales en su mayoría de resistividad muy alta (aislante), tales como cuarzo, silicatos, óxidos, carbonatos, etc... y por espacios vacíos o poros que pueden o no estar llenos de fluidos conductores de electricidad. Los espacios vacíos generalmente - intercomunicados (permeabilidad) contienen agua, que recibe el nombre de agua de formación, agua congénita y agua intersticial, según su origen.

Los factores que principalmente afectan la resistividad de las rocas son:

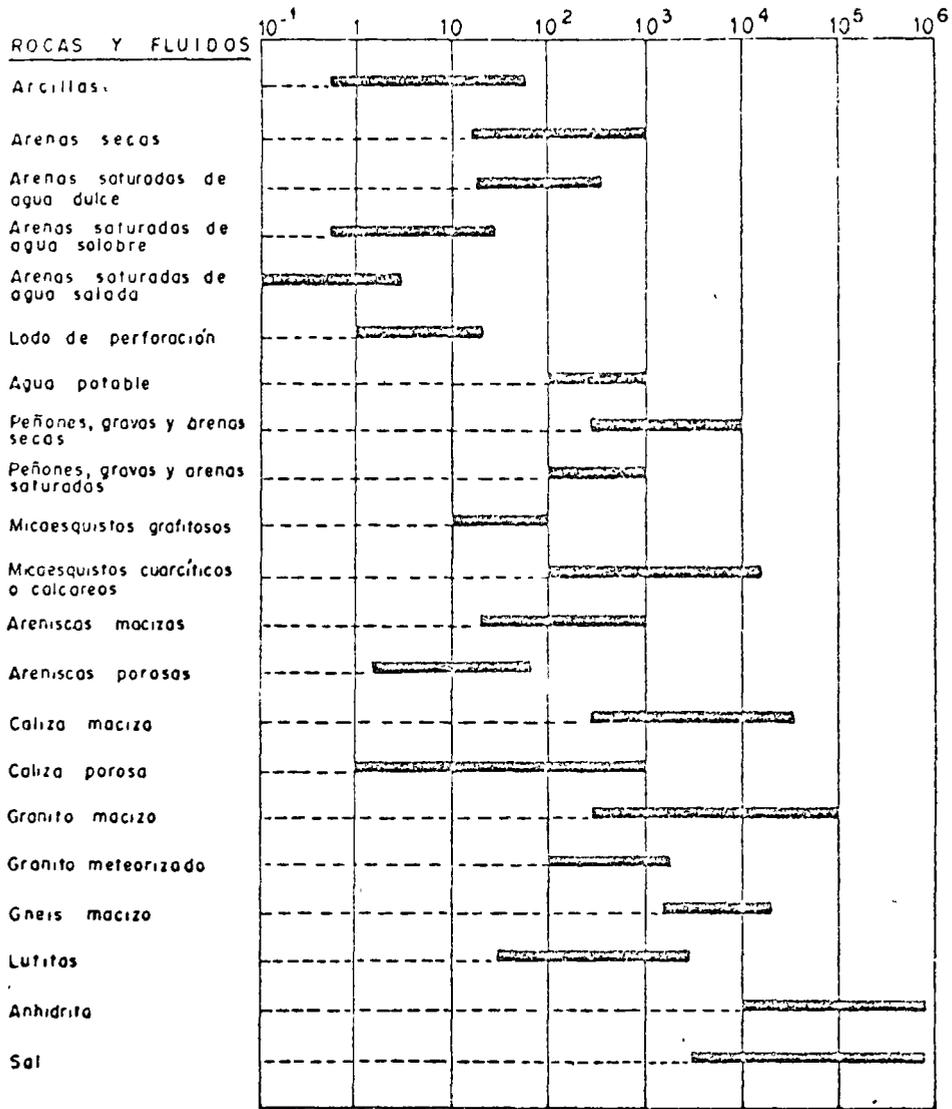
- a) La resistividad de las partículas minerales
- b) La porosidad, permeabilidad y saturación de las rocas
- c) La resistividad del fluido que ocupa los poros o espacios vacíos.

Teniendo de antemano los datos resistivos o velocidad de onda sísmica en una cuenca acuífera, es posible determinar el orden de magnitud de la porosidad de los diferentes horizontes localizados. Esta cantidad se obtiene en porcentaje entre el volumen de los vacíos y el volumen total incluyendo los huecos de cada capa.

El geofísico J.L. Astier determinó un ábaco para terrenos permeables, a partir de los estudios resistivos efectuados por Humble y Wyllie, donde entra el factor de formación del terreno y el coeficiente de formación o repartición de los huecos, teniendo en cuenta la resistividad del agua del lugar. Además -- otros geofísicos como Gregory y Gardner han determinado nomogramas que ligan la porosidad a las velocidades sísmicas del terreno considerado, del agua y de la matriz del terreno. La presencia de arcilla obliga a una corrección del dato obtenido.

Algunos procedimientos geofísicos permiten medir la permeabilidad a partir de la velocidad de escurrimiento del agua, inyectando un electrolito en los terrenos permeables y medir la variación de resistividad en un lapso de tiempo determinado. Este método descansa sobre la hipótesis de que el centro de la concentración del electrolito se desplaza a la misma velocidad que el escurrimiento subterráneo.

TABLA N° 3



Segun M Méndez Arcoha

Varias fórmulas empíricas se han propuesto para relacionar estos factores, de las cuales sólo dos han sobrevivido.

$$\rho = \frac{\rho_w}{F_t \cdot F_s}$$

$$\rho = \frac{a \cdot \rho_w}{(S \times \phi)^n}$$

siendo:

- $\rho$  = resistividad real
- $\rho_w = \rho_w$  = resistividad del agua contenida en los poros
- $F_t$  = Factor de porosidad - 0 a 1
- $F_s$  = Factor de saturación - 0.01 a 1
- $\phi$  = Volumen de poros
- $S$  = Fracción de espacio poroso conteniendo agua
- $a$  = Constante empírica - 0.1 a 1.2
- $n$  = Constante empírica - 1.6 a 2.2

En la primera fórmula por ejemplo,  $F_s = 1$  para la zona de saturación (por debajo del nivel freático<sup>s</sup>) y en la zona superior varía desde 0.01 a 0.02 para gravas, arenas gruesas y rocas con grietas, hasta 0.4 para sedimentos finos que pueden retener mucha humedad por acción de la capilaridad y capacidad de retención. El factor de porosidad ( $F_t$ ) varía desde 0 para una roca maciza hasta un 50% o más para rocas porosas.

La resistividad del agua contenida en los poros varía inversamente al contenido de sales disueltas en la misma (principalmente cuando se trata de cloruro de sodio).

La tabla 1, muestra la influencia del contenido de cloruro de sodio en la resistividad de una arcilla arenosa con 15% de humedad y 17°C de temperatura.

Tabla No. 1

% de Na	$\rho_{am}$
0	107.0
0.1	18.0
1.0	4.6
5.0	1.9
10.0	1.3
20.0	1.0

EFFECTO DE UNA CAPA MUY CONDUCTORA INTERCALADA DENTRO DE UN CONTACTO

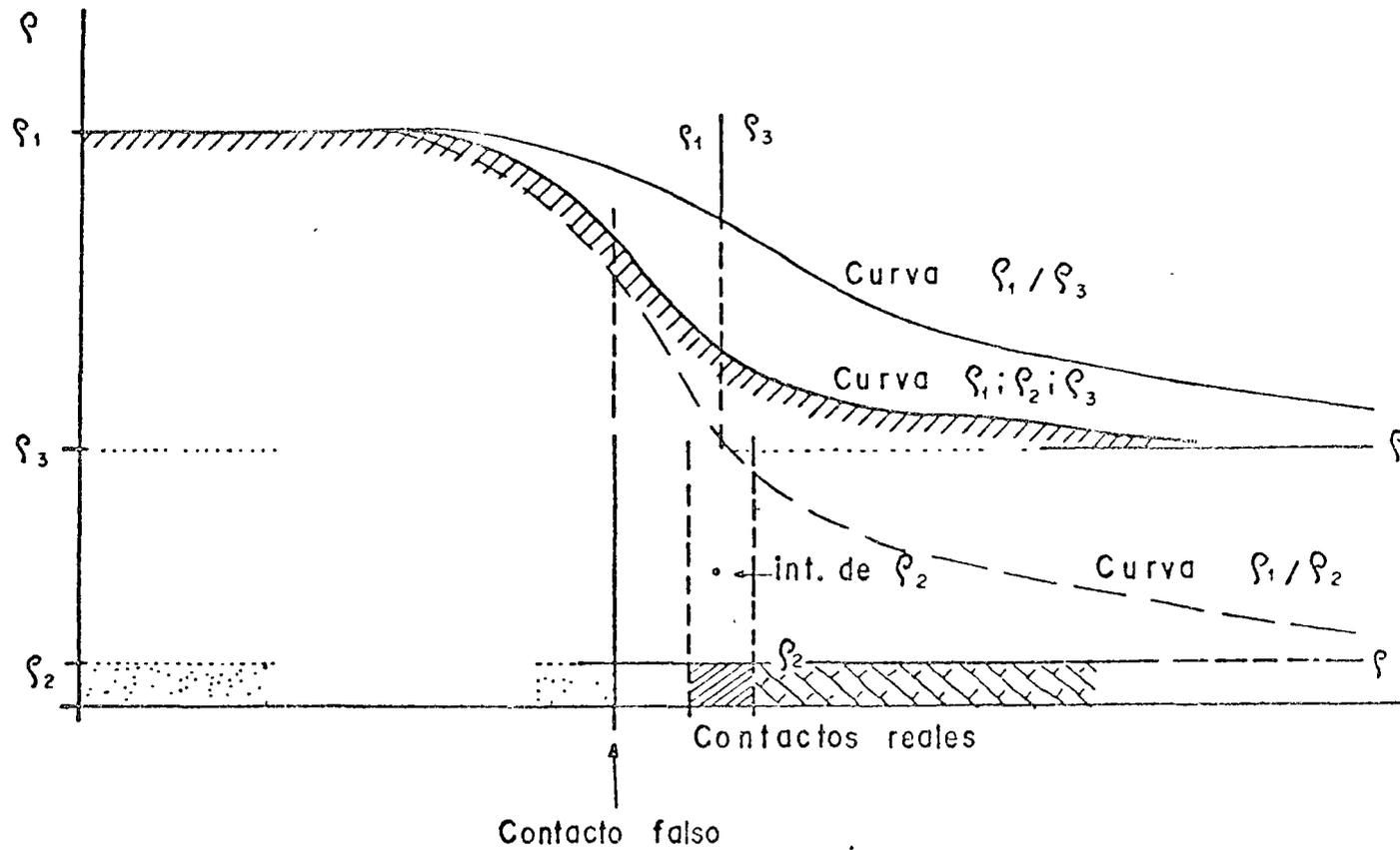
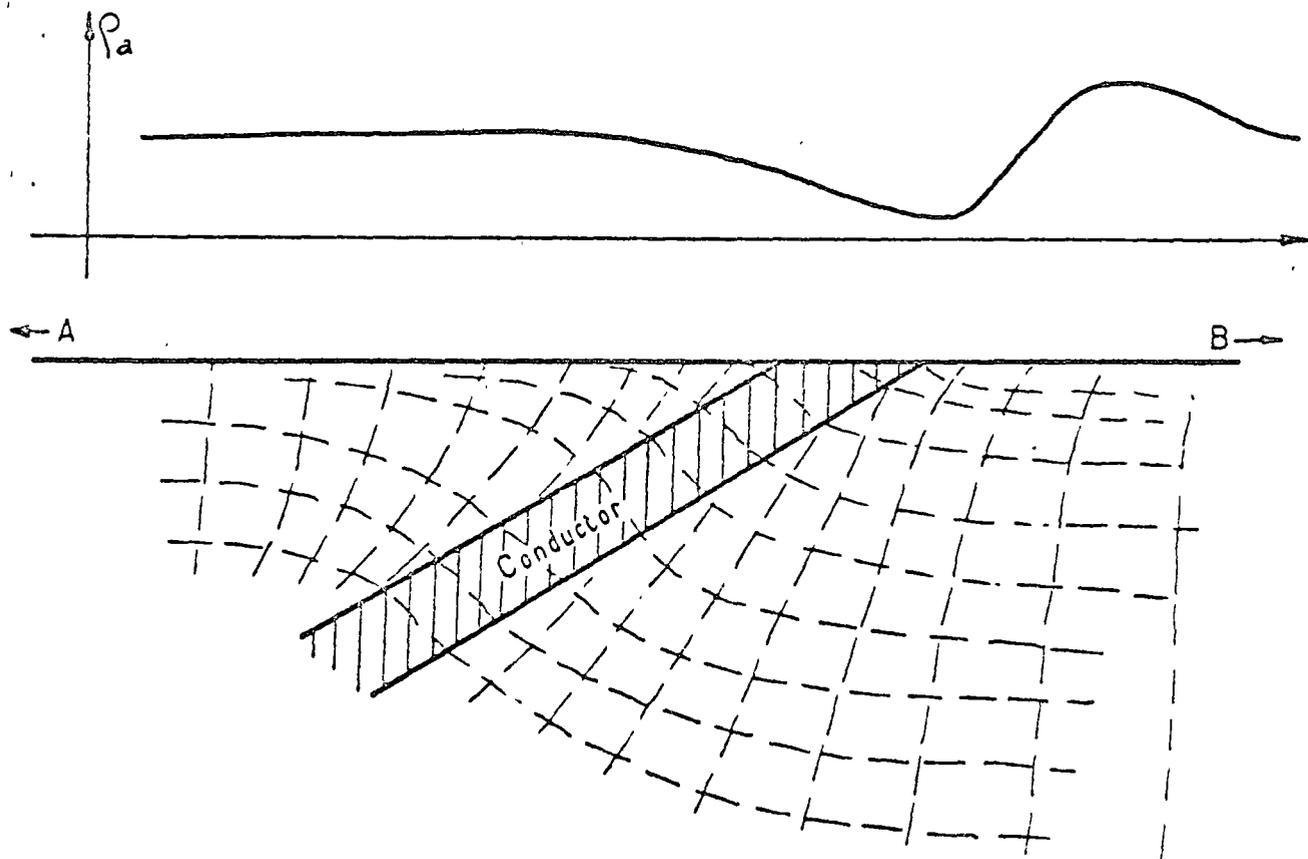
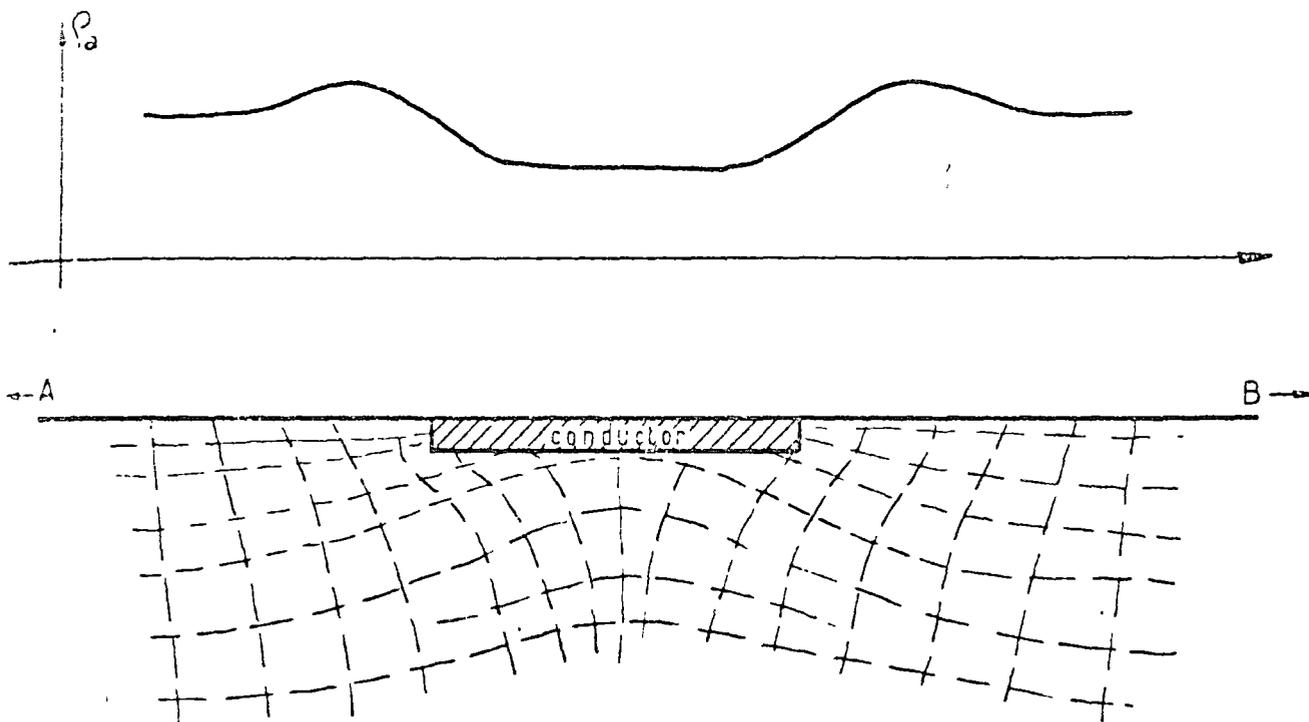
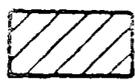
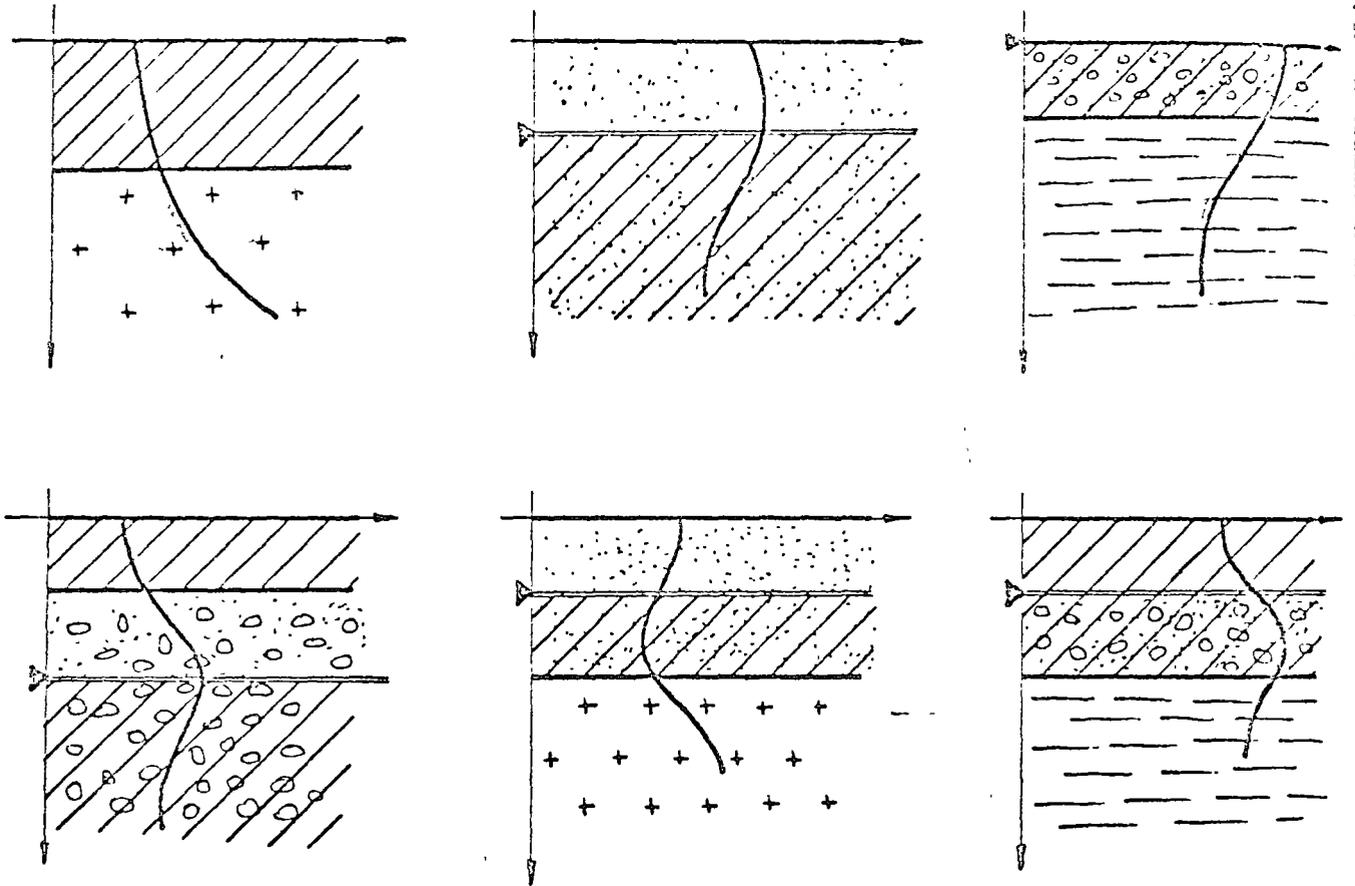


FIG. 2-V

Efecto de una capa conductora sobre un perfil eléctrico AB



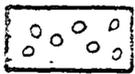
INFLUENCIA DEL AGUA SOBRE LAS MEDIDAS



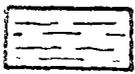
Capa superficial húmeda



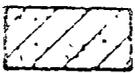
Arena seca



Arenas y gravas secas



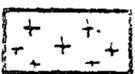
Arcillas



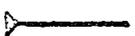
Arena acuífera



Arenas y gravas acuíferas



Substratum rocoso



Nivel freático

FIG. 4\_V

INFLUENCIA DEL AGUA DE MAR Y AGUA DULCE

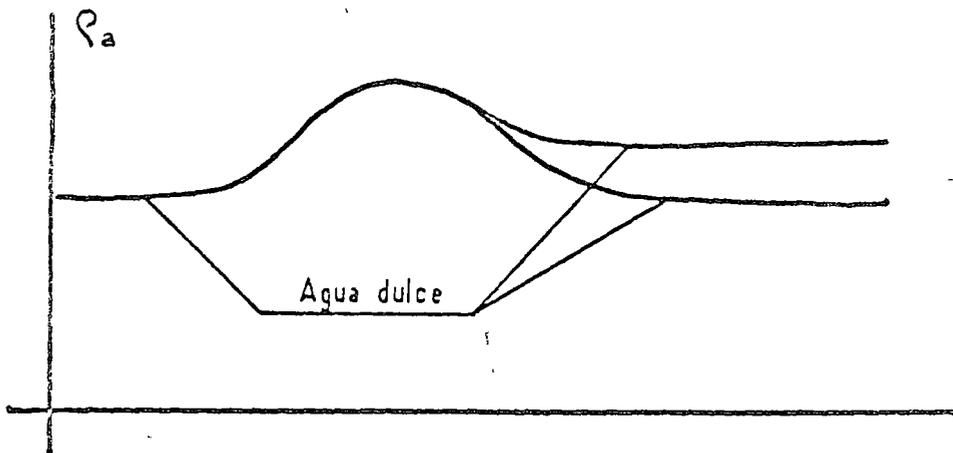
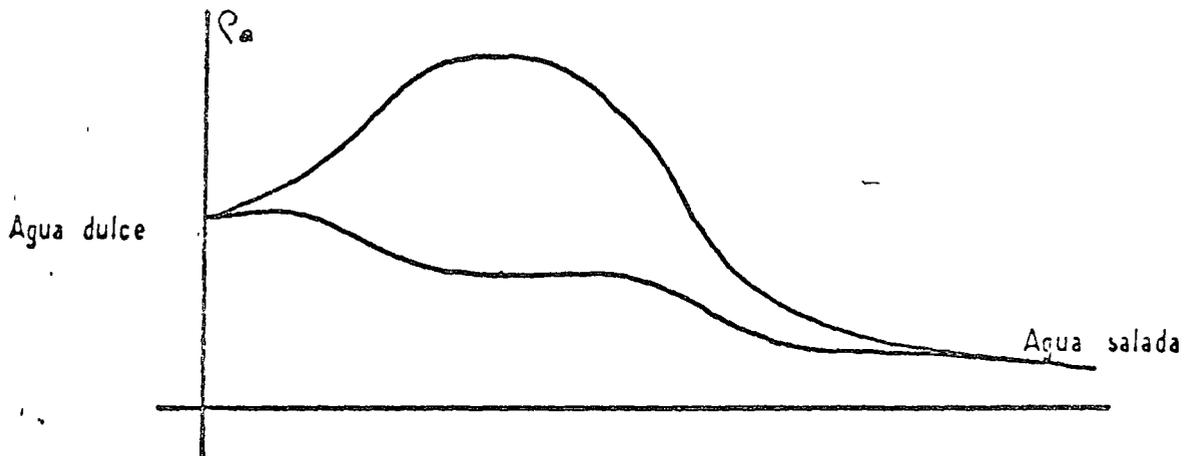
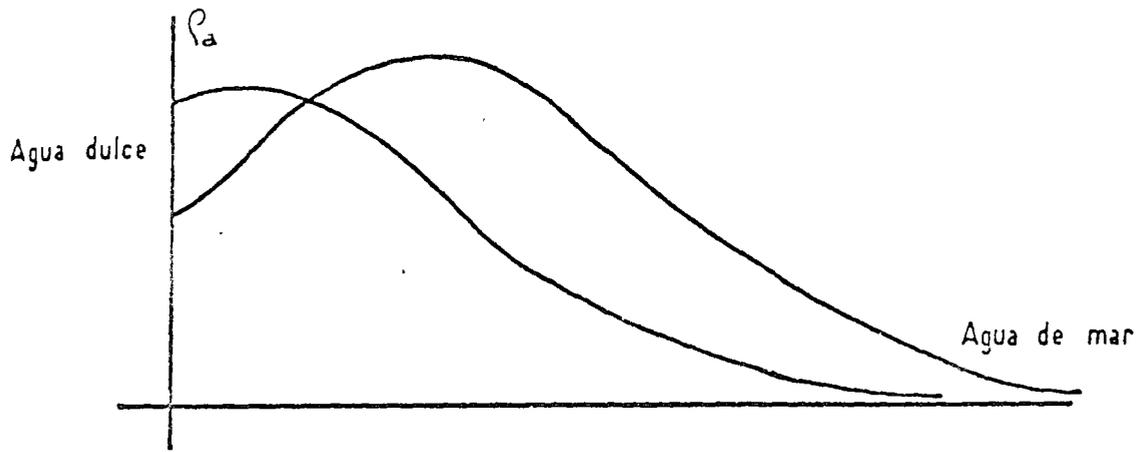


FIG. 5\_V

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

- Campbell                      Fault Criteria. Geophysics, XXX-6  
1965
- Carreño, A. de la O.            Geofísica eléctrica - México 1947  
de Venezuela                  Desarrollo de aguas subterráneas  
Caracas 1967
- Dobrin, M.B.                    Introducción a la prospección geo-  
física - Omega S.A. - México 1960
- Heiland                        Geophysical prospecting - Prentis  
Hall, Inc. New York - 1940
- Jakosky, J.J.                  Exploration geophysics - Los Ange  
les 1950
- Lasfargues, P.                Prospección eléctrica - Masson -  
Paris 1957-
- Oihovich, V.A.                Curso de sismología aplicada - -  
Reverté - México 1959
- Orellana y Mooney              Master tables and curves for vertical  
electrical sounding over layered  
structures - Interciencia - Madrid  
1966.
- Rothé, E                        Geophysique théorique et appliquée -  
G.V. Paris 1943.
- Rothé, E y Rothé, J.P.        Prospección geophysique - Tomes 1  
et 2 - G.V. Paris 1950 - 1952

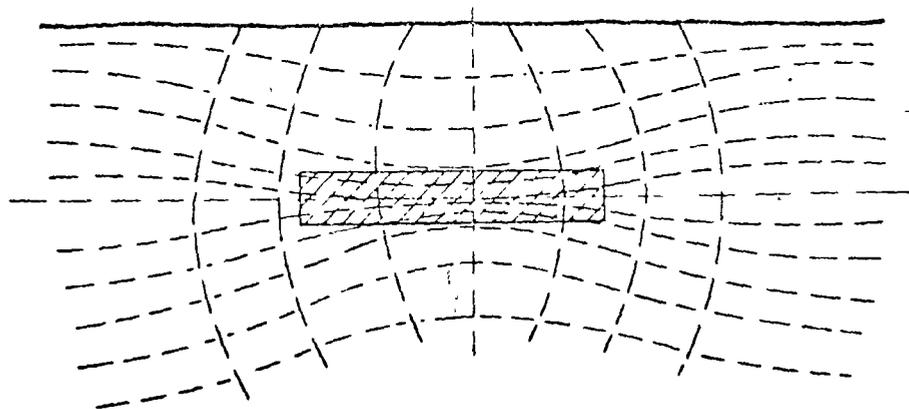


Fig. A

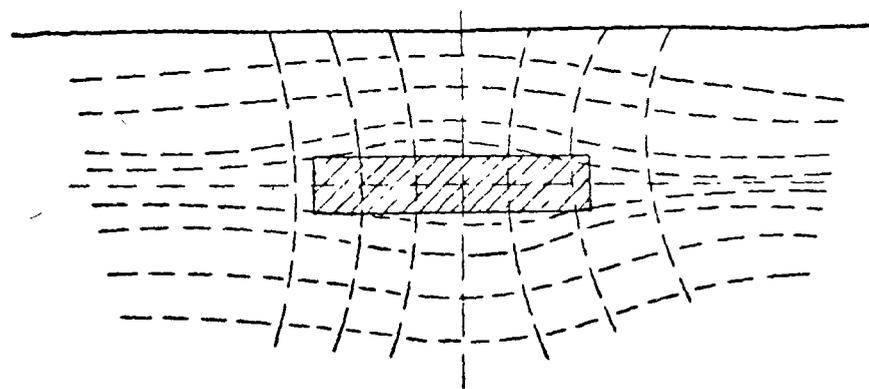
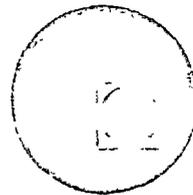


Fig. B



centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS.

"REGISTRO DE POZOS".

M. en C. ALBERTO RODRIGUEZ HDEZ.

# APLICACION DE LOS REGISTROS DE POZOS AL AGUA SUBTERRANEA

M. en C. Alberto Rodríguez Fernández

Los registros de pozos deben su enorme desarrollo actual a la industria petrolera; gracias a ésta se ha diseñado y perfeccionado un número considerable de equipos que miden distintas propiedades de las rocas y de los fluidos que contienen. Así se mide propiedades eléctricas, como el potencial espontáneo, resistividad y conductividad; radioactivos, como la emisión de rayos gamma en forma natural, o bien inducida por el bombardeo de neutrones por una fuente radioactiva; conductividad sónica, etc. También se mide la distribución de la temperatura a lo largo del pozo, la inclinación del agujero con respecto a la vertical, la inclinación de las capas que el pozo atravieza, el diámetro del agujero a lo largo del pozo etc.

Toda esta serie de medidas tiene un fin común que es evaluar la cantidad de hidrocarburos y diseñar su explotación óptima.

Por lo que toca a la aplicación de los registros de pozos, a la exploración y explotación del agua subterránea, no se ha hecho mucho. Se ha trabajado mas o menos en forma rutinaria con los registros eléctricos, generalmente con las curvas de S.P., normal corta o larga, y lateral. En algunos casos se ha utilizado registros radioactivos (gamma-neutrón) principalmente en calizas.

Desafortunadamente casi siempre se ha usado a los registros para el diseño de la terminación del pozo y no con fines de investigación por lo que la literatura sobre aplicación de los registros de pozos al agua subterránea es muy escasa.

Estas notas tienen como fin, despertar el interés por el estudio de los registros de pozos, y el mismo tiempo exponer en forma breve y concisa las bases de la interpretación de los tipos más comunes en el campo del agua subterránea.

## REGISTROS ELECTRICOS

Generalmente se tiene tres tipos de medidas en los registros, que son el potencial espontáneo y las resistividades proporcionadas por dos tipos de espaciamiento de electrodos que dan dos curvas la llamada normal con una penetración de un metro y la lateral con penetración de 4.25 m.

### Potencial espontáneo

La curva de potencial espontáneo o polarización espontánea (S.P.) corresponde al registro del potencial que se establece en forma natural en una perforación. Este potencial es de origen electrocinético y electroquímico, el primero es provocado por la diferencia de presión que existe entre el lodo de perforación y el agua de formación y que resulta en la filtración ya sea del filtrado del lodo dentro de la formación o bien del agua de formación hacia el pozo, en el primer caso, que el filtrado del lodo invade la formación el potencial desarrollado es negativo y positivo cuando el agua de formación fluye hacia el pozo. El po

tencial electrocinético es prácticamente despreciable.

El potencial electroquímico se produce debido a la diferencia de concentración de las soluciones representadas por el lodo de perforación, el agua de las formaciones permeables y el agua intersticial de las arcillas. El potencial electroquímico es de dos tipos; el potencial de membrana formado cuando dos fluidos de diferente actividad (lodo y agua de formación) se encuentran separados por una membrana porosa (arcilla) y el otro es el llamado de interface líquida y se genera cuando dos soluciones de distinta actividad (filtrado del lodo y agua de formación) se ponen en contacto.

Cuando el fluido de perforación que llena el pozo y el agua de formación se consideran soluciones de cloruro de sodio, el S.P. se puede determinar mediante las resistividades de la siguiente manera (ASTIER, 1971)

$$S.P. = - K \log \frac{R_{mf}}{R_w} \quad \text{Donde } K = 60 + 0.133 T$$

$R_{mf}$  = Resistividad del filtrado del lodo.

$R_w$  = Resistividad del agua de formación

$T$  = Temperatura de la formación en °F

El signo menos significa que si una formación acuifera tiene S.P., positivo, el agua de formación tiene una resistividad superior a la del lodo de perforación y viceversa.

La salinidad del agua está relacionada en forma inversa con su resistividad para una temperatura dada, por lo tanto, del S.P. se puede inferir la salinidad del agua de formación teniendo la salinidad del lodo y la temperatura.

Las capas arcillosas o margosas de un pozo tienen en general el mismo potencial natural; en un registro de S.P. permiten definir una línea base llamada línea de lutitas a partir de la cual se mide el S.P. de las formaciones permeables.

De los factores que afectan la forma y amplitud del S.P. el más importante por el hecho de ser controlable es la relación de la resistividad del filtrado del lodo a la del agua de formación ( $R_{mf}/R_w$ ), el efecto de esta relación es predicho de la ecuación del S.P. dada anteriormente; se observa primero que es posible obtener un S.P. invertido (deflexión hacia la derecha de la línea de lutitas) que es un valor perfectamente válido y a partir del cual se puede calcular  $R_w$ ; usualmente se encuentran S.P. invertidos en capas someras con agua dulce o cuando se usa lodos más conductivos que el agua de formación.

Es muy importante notar que la magnitud del S.P. se puede controlar a través de la salinidad del lodo, tratando siempre de tener un contraste marcado en las concentraciones salinas del lodo y el agua de formación.

La corriente que fluye en el sistema pozo-formación sigue la ley de Ohm; por lo tanto el potencial se puede expresar:

$$S.S.P. = i (r_{sh} + r_{sd} + r_m) \quad \text{donde}$$

S.S.P. = Potencial espontáneo estático

$r_{sh}$  = Resistencia de la capa arcillosa

$r_{sd}$  = Resistencia de la capa permeable.

$r_m$  = Resistencia del lodo

$i$  = Intensidad de corriente

Ya que el S.P. es registrado dentro del pozo (la sonda está rodeada del lodo de perforación) el potencial se puede expresar como:

$$S.P. = i r_m \quad \text{o sea} \quad i = S.P./r_m$$

Substituyendo este valor en la ecuación del S.S.P. obtenemos

$$S.S.P. = \frac{S.P. (r_{sh} + r_{sd} + r_m)}{r_m}$$

de donde se observa que para capas gruesas ( espesor mayor de cuatro veces el diámetro del pozo ) la resistencia relativa ofrecida al flujo de corriente por la formación es despreciable en comparación con la ofrecida por el lodo de perforación y entonces S.S.P. = S.P. ahora bien, para capas delgadas la resistencia de éstas aumenta y como el S.S.P. tiene que permanecer el mismo, entonces el S.P. tiene que disminuir por lo que en el registro la amplitud de la curva es menor que la debida; así, para capas arcillosas delgadas la línea de lutitas no se define. La influencia de la resistividad de las capas también se puede deducir de la misma ecuación del S.S.P. observando que el S.P. varía en forma inversa con la resistividad de las capas. De la misma manera se puede obtener el efecto del diámetro del pozo ya que el S.P. también varía en forma directa con  $r_m$ . Por último se considera el efecto de la invasión y del contenido de arcillas; ambos efectos son de reducción en el S.P., la invasión puede considerarse cualitativamente como un incremento en el diámetro del pozo.

El registro de S.P. es usado para determinar límites de capas, espesores permeables, grado de arcillosidad y resistividad del agua de formación. Los límites de capas por medio de los puntos de inflexión; los cambios de pendiente con convexidad de la curva hacia la parte de S.P. negativo indican capas permeables, segmentos verticales en la parte negativa indican capas permeables gruesas o formaciones altamente resistivas entre capas permeables, pendientes constantes corresponden a formaciones poco conductivas, segmentos verticales en la parte positiva dan indicación de capas impermeables conductivas (arcillas) o formaciones muy resistivas entre capas impermeables, cambios de pendiente con convexidad de la curva hacia la parte positiva señalan capas conductivas e impermeables.

Es posible determinar espesores permeables a partir del S.P. usando los puntos de inflexión de las curvas.

El S.P. medido en una arena arcillosa es llamado potencial espontáneo pseudoestático ( P.S.P. ).

El contenido de arcillas se puede evaluar comparando el P.S.P. de una capa arcillosa con el S.S.P. que esta capa tendría si fuera limpia, este S.S.P. se asume igual al desarrollado en una capa cercana sin arcilla asumiendo que el agua de formación es la misma, de esta manera el contenido de arcillas es:

$$a = i - (P.S.P./S.S.P.) \quad \text{donde } \underline{a} \text{ es la fracción de arcillas.}$$

En las capas limpias y gruesas se puede determinar el valor  $R_w$  utilizando la ecuación

$$S.S.P. = - K \text{ Log } (R_{mf}/R_w)$$

para lo cual es necesario corregir el valor registrado de S.P. para eliminar la influencia de los factores de formación que tienden a reducirlo; para esto se usa gráficas de corrección.

El S.P. no se puede registrar utilizando lodos salados, o en pozos ademados. Además, sólo se puede determinar  $R_w$  en capas libres de arcillas.

### Resistividad

Los registros clásicos de resistividad se obtienen a partir de un dispositivo cuadripolar A B M N , por los electrodos A y B se envía una corriente de intensidad dada y mientras se mide la diferencia de potencial  $\Delta V$  que se crea entre los electrodos M y N. Según la disposición relativa a los electrodos se obtiene tres tipos de curvas de resistividad, las normales (larga y corta) y la lateral; para el registro de las curvas normales los electrodos de medida (M y N) se encuentran uno en la superficie y el otro situado entre A y B a una distancia de A (espaciamiento) generalmente de 16" para la normal corta y de 64" para la larga.

La resistividad aparente  $R_a$  se calcula con la fórmula general ( ASTIER, 1971 )

$$R_a = K ( \Delta V/i )$$

siendo K un factor que depende de la disposición de los electrodos en la siguiente forma:

$$K = \frac{4 \pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

La distancia A M es mucho más pequeña que AN, BM y BN por lo que se puede considerar a  $R_a$  dada como

$$R_a = 4 \pi AM ( \Delta V/i )$$

siendo  $AM$  el espaciamiento de la sonda normal. La resistividad así medida corresponde a  $\rho$ , punto medio entre  $A$  y  $M$ . El radio de investigación en las sondas normales es el doble del espaciamiento, o sea 32" para la normal corta 128" para la larga fig. 1.

Los principales factores que afectan a las curvas normales son el diámetro del pozo, el radio de la zona invadida por el filtrado del lodo de perforación, el espesor de la formación y las capas encajonantes.

Debido a que la resistividad del lodo es distinta (usualmente menor) de la que tiene la formación, se produce una distorsión de corriente cuya magnitud es función del diámetro del pozo y de la resistividad relativa entre el lodo y la formación. El efecto del pozo puede ser evaluado gráficamente.

La influencia de la zona invadida es función de la profundidad de invasión; cuando ésta es severa, la mayoría de la información procede de esta zona y en este caso la respuesta de la normal corta ( $R_{16}$ ), corregida de los otros efectos, proporciona la resistividad de la zona invadida ( $R_i$ ). Sin embargo, sólo cuando el radio de invasión se puede determinar, es posible utilizar la normal corta en términos cuantitativos de la resistividad.

Influencia del espesor de la capa. El espaciamiento de electrodos controla la resolución vertical en las sondas normales; conforme se aumenta el espaciamiento  $AM$  para obtener mayor penetración, también se aumenta el espesor que debe tener la capa para obtener una respuesta representativa de la formación de interés.

La influencia de las capas encajonantes depende de sus resistividades relativas a la de la formación. Cuando el contraste de resistividad es alto, el flujo de corriente es altamente distorsionado y la resistividad aparente medida por la sonda normal no es la correcta.

Las aplicaciones que las curvas normales tienen son: la determinación de límites de capas y cuantificación de las resistividades de la zona invadida y la no invadida; los límites de capas se obtienen de las curvas normales teniendo en cuenta el espaciamiento, sabiendo que el espesor aparente de la formación, determinado por medio de los puntos de inflexión, será menor que el espesor verdadero en una cantidad igual al espaciamiento. Es de interés notar que la curva normal es simétrica y que para capas de espesor menor al espaciamiento la resistividad se invierte indicando una capa conductiva en lugar de una resistiva.

Para la determinación de la resistividad de las capas es necesario corregir las curvas por el efecto del pozo, invasión, espesor de la capa y por el efecto causado por las capas encajonantes; para esto existe curvas de corrección (Guyod 1959; Schlumberger, 1949) basadas en análisis matemático de geometrías simples y analogía eléctricas.

La información proporcionada por la normal corta es usada para determinar la resistividad de la zona invadida  $R_i$ , mientras que la normal larga se utiliza para obtener  $R_f$  que es la resistividad verdadera, mediante el uso de curvas de corrección.

Se puede obtener un valor aproximado de  $R_t$  con el uso de las siguientes reglas prácticas que relacionan  $R_t$  con  $e$  espesor de la capa,  $R_m$  resistividad de lodo,  $R_{sh}$  resistividad de las arcillas y  $AM$  espaciamiento de la sonda.

En capas de baja resistividad, cuando  $R_{64}/R_m$  es menor de 10 y la invasión es menor de dos veces el diámetro del pozo y  $R_m$  es más o menos igual a  $R_{sh}$

$e$	$R_{64}/R_{sh}$	
4 AM		$R_{64} = R_t$
3 AM	2.5	$R_{64} = 2/3 R_t$
3 AM	1.5	$R_{64} = R_t$
2 AM	2.5	$R_{64} = 1/2 R_t$
2 AM	1.5	$R_{64} = 2/3 R_t$

#### Limitaciones.

Las curvas normales no se pueden usar en la determinación de la resistividad en las siguientes condiciones:

1. Pozo ademado.
2. Espesor de la capa igual o menor que el espaciamiento
3. Cuando  $R_t/R_m$  es muy grande, ya que la distorsión viene siendo demandada para poderla corregir adecuadamente.

En la sonda lateral los electrodos de medida  $MN$  están situadas lateralmente con respecto a los de corriente y el espaciamiento es mayor que el de las normales, (generalmente  $19''$ ) con lo cual se logra una penetración mayor; por ésto la lateral es una curva que se considera mide  $R_t$ . El radio de investigación se toma igual al espaciamiento  $A$  o (fig. 2).

Si se considera a la sonda en un medio homogéneo conductivo e infinito se puede plantear la siguiente expresión (ASTIER, 1971).

$$V = \frac{i R}{4 \pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right)$$

○ en términos de la resistividad

$$R = \frac{V}{i} \left( 4 \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \right)$$

Las respuestas típicas del sistema lateral se afectan por los mismos factores que los sistemas normales. La diferencia principal que tienen los arreglos laterales es que dan curvas asimétricas, de manera que un sólo valor de resistividad aparente  $R_a$  se puede considerar como representante de la formación.

También es importante notar que para las capas gruesas la curva lateral defina uno de los dos contactos de la capa; el inferior en caso de que el arreglo lateral sea estandar y el contacto superior cuando se usa un arreglo lateral inverso.

El efecto del pozo generalmente se puede considerar despreciable (hasta valores de  $R_a/R_m$  mayores de 500) debido a la penetración profunda que tiene la lateral; ya que la lateral en esencia mide sólo sobre un cascarón esférico de la formación, la influencia de la zona invadida es usualmente pequeño y se corrige sólo en casos donde el contraste de resistividades entre  $R_i$  y  $R_f$  es alto y el radio de invasión es grande.

La influencia del espesor de la capa es función del espaciamiento y varía considerablemente para diferentes espesores de formación. Este comportamiento de la curva lateral como una función del espesor de capa hace a esta curva una de las más difíciles de interpretar.

Para formaciones donde el espesor es menor que el espaciamiento, las capas circundantes tienen una influencia grande en la respuesta de la lateral, si existe contraste de resistividad, en este caso la curva viene siendo demasiado compleja y esencialmente imposible de interpretar.

Las limitaciones del sistema lateral en la determinación de la resistividad son principalmente cuando se usa en capas de espesores comprendidos entre 10 y 24 pies y para series de capas delgadas (5 - 10 pies de espesor) ya que la respuesta es una combinación compleja de todas las de las capas.

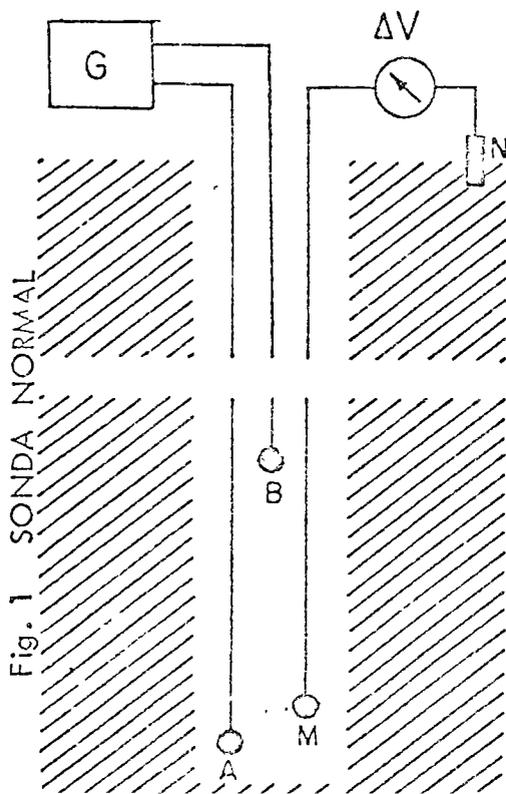


Fig. 1 SONDA NORMAL

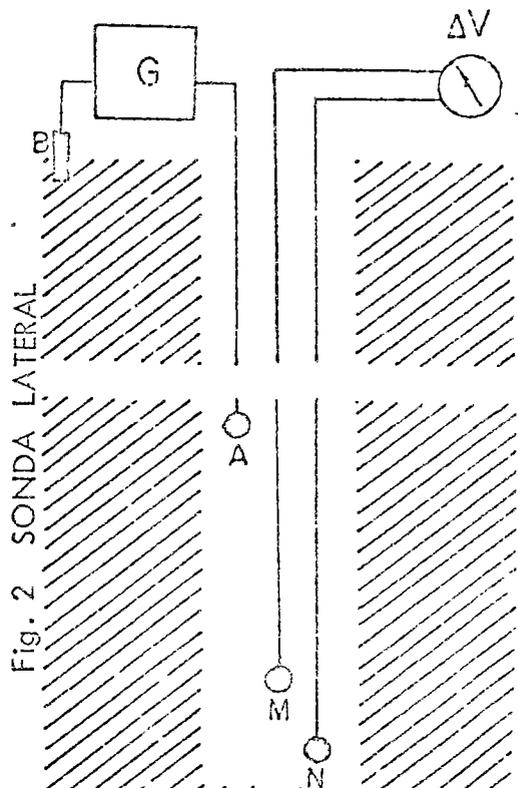


Fig. 2 SONDA LATERAL

### Sondas Múltiples

Con el fin de reducir tiempo y costo en los registros y proporcionar una correlación exacta de la profundidad entre las diferentes curvas, es recomendable realizar el mayor número posible de registros en un solo viaje dentro del pozo; hablando de registros eléctricos, es usual correr juntos los que dan las curvas normal corta, larga, lateral y S.P. este registro múltiple hace impráctico mantener los arreglos teóricos de electrodos.

A través del principio de reciprocidad se introduce una gran flexibilidad en el diseño de circuitos de las sondas múltiples; este principio, que ha sido probado experimental y matemáticamente, establece que en cualquier sistema de cuatro electrodos, arreglados de cualquier forma, la diferencia de voltaje entre los electrodos 1 y 2, que resulta del paso de corriente entre los electrodos 3 y 4, es exactamente igual a la diferencia de voltaje entre 3 y 4 que resulta del paso de la misma corriente, entre 1 y 2, sin importar el medio en que los electrodos se encuentran envueltos, o la configuración que éstos tengan. Esto significa que en cualquier arreglo de cuatro electrodos, normal o lateral, los electrodos de potencial se pueden cambiar por los de medida y viceversa, resultando las mismas lecturas en el voltímetro.

Una aplicación del principio anterior es la multisonda Schlumberger que es capaz de registrar tres curvas de resistividad y el S.P. a la vez. El punto de referencia para la profundidad es el electrodo  $M_1$ ; la referencia para la normal corta queda 8 pulgadas desplazada hacia abajo  $M_1$  y la de la normal larga 16 hacia arriba, ésto se corrige en el equipo registrador; el S.P. y la lateral no necesitan corrección.

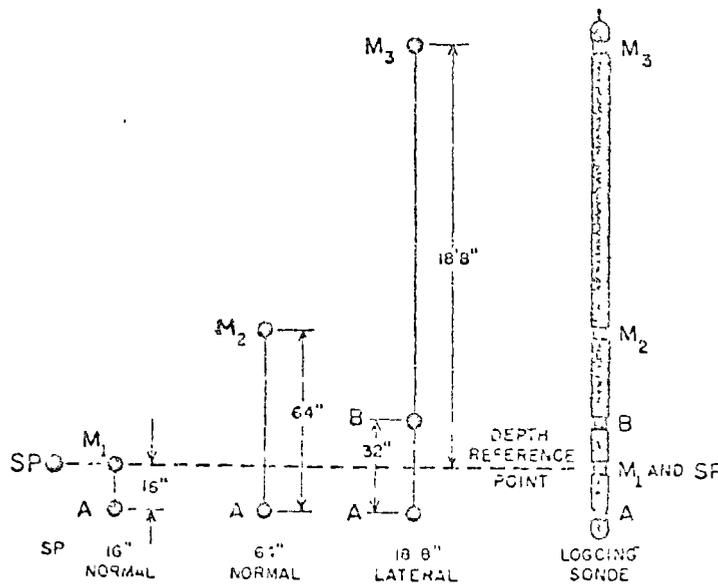


Fig. 3 Arreglo de Electrodos en la sonda Schlumberger

## REGISTROS RADIOACTIVOS

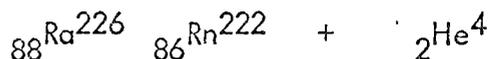
### Radioactividad natural

Todas las rocas contienen cierta cantidad de materiales radioactivos. Los minerales arcillosos formados durante la descomposición de las rocas ígneas tienen capacidades de absorción e intercambio iónico muy altas; por lo tanto son capaces de absorber los radioelementos pesados liberados durante la alteración de otros minerales, así como retener aquellos originalmente contenidos en los feldspatos y micas a partir de los cuales se derivan las arcillas. Este proceso resulta en la concentración más alta de radioelementos en las arcillas en comparación con las arenas o areniscas.

Las rocas calcáreas normalmente tienen niveles muy bajos de radioactividad; durante la formación de porosidad secundaria, o dolomitización, las aguas de solución pueden traer y depositar algunos radioelementos, por lo cual estas partes pueden ocasionalmente, mostrar niveles más altos de radioactividad que aquellas no alteradas.

Las diferencias en niveles de radioactividad entre las calizas, dolomitas y areniscas, son relativamente insignificantes cuando se comparan con las arcillas, especialmente las de tipo marino.

Existen tres tipos de radiación natural: rayos alfa, que son átomos ionizados de helio con una masa de 4 y una carga de +2, rayos beta, que son electrones con masa 1/1840 y carga -1, y rayos gamma, radiación electromagnética con masa cero y sin carga eléctrica. Por lo tanto, el núcleo de un átomo sufrirá un cambio físico con la emisión de radiación alfa o beta, ya que emite parte de su propia substancia; como ambas partículas están cargadas, la emisión de cualquiera cambia la carga del núcleo y consecuentemente la naturaleza química del elemento, por ejemplo el elemento radio al emitir una partícula alfa, cambia al elemento radón.



en esta reacción y en muchas otras de tipo nuclear, el nuevo núcleo queda en un estado de excitación, teniendo más energía que en su estado normal; en tal caso, el exceso de energía se emite en forma de radiación electromagnética o rayos gamma, casi inmediatamente después de la emisión de la partícula. La cantidad y longitud de onda de la radiación gamma asociada a una desintegración nuclear es característica del elemento que la emite.

Las partículas alfa se emiten a velocidades entre  $1.4 \times 10^9$  a  $2.2 \times 10^9$  cm/seg, o sea, menos de un décimo de la velocidad de la luz; causan extensiva ionización del material a través del cual pasan y por lo tanto su energía cinética es rápidamente consumida. Como consecuencia, las partículas alfa tienen muy poco poder de penetración; en el aire viajan de 4 a 5 cm y pueden ser detenidas por una hoja de papel, o por 0.006 cm de aluminio.

Las partículas beta se emiten por los núcleos a velocidades hasta de 0.99 veces

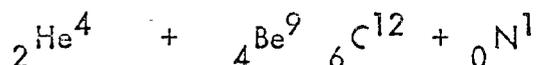
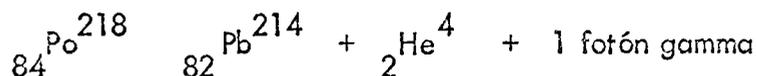
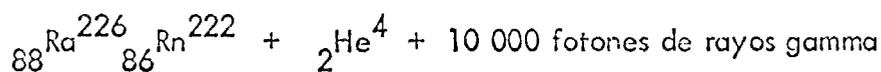
la de la luz, un valor promedio es  $2 \times 10^{10}$  cm/seg, son mucho menos ionizantes que los alfa, y por lo tanto pueden viajar mucho más a través de la materia, así en el aire su rango es poco menos de 2 metros y pueden penetrar 1 mm en el aluminio.

Los rayos gamma se emiten a la velocidad de la luz; no tienen masa ni carga, por lo que su poder de ionización es muy pequeño, 100 veces menor que el de las partículas beta y 10 000 que el de las alfa. El poder de penetración de los rayos gamma es del orden de 10 a 100 veces el de los rayos alfa, dependiendo de la longitud de onda. Es obvio entonces que de la radiación natural producida en las rocas sedimentarias, sólo los rayos gamma son capaces de atravesar la formación, el fluido en el pozo, y las paredes del detector; es por esto que la curva del registro de radiación natural ha recibido el nombre de curva de rayos gamma.

El uso principal del registro de rayos gamma es distinguir entre las arcillas y los sedimentos no arcillosos. Es un registro de tipo litológico, y en la mayoría de los casos muy similar al S.P. es especialmente útil en los casos en que el S.P. no es diagnóstico, por ejemplo en calizas Fig. 4.

#### Radioactividad artificial

Es un hecho conocido y fácilmente demostrable que un neutrón puede entrar o dejar a un núcleo más fácilmente que un protón o una partícula alfa. Cuando ciertos elementos ligeros como el berilio son bombardeados por partículas alfa, estos emiten neutrones; este tipo de reacción se llama alfa neutrón ( $\alpha, n$ ). Las fuentes de partículas son los materiales alfa-activos tales como el radio y el polonio, cuyas reacciones son:



La energía promedio de los neutrones producidos en esta reacción es 5 Mev. El gran flujo de rayos gamma, asociado con la desintegración del radio para producir las partículas alfa necesarias, es desventajoso desde el punto de vista de seguridad y debido al indeseable background radioactivo que produce. La fuente de polonio, por otro lado, tiene una vida media mucho más corta (138 días) que la del radio (1620 años); esto resulta en una fuente de neutrones cuya potencia cambia día a día. Por estas razones se ha preferido usar fuentes de plutonio, ya que este elemento tiene un flujo muy bajo de rayos gamma y una vida media muy larga. Existe otro método de producción de neutrones usando deuterio y tritio; éste no tiene ninguna de las propiedades indeseables de las fuentes alfa-neutrón.

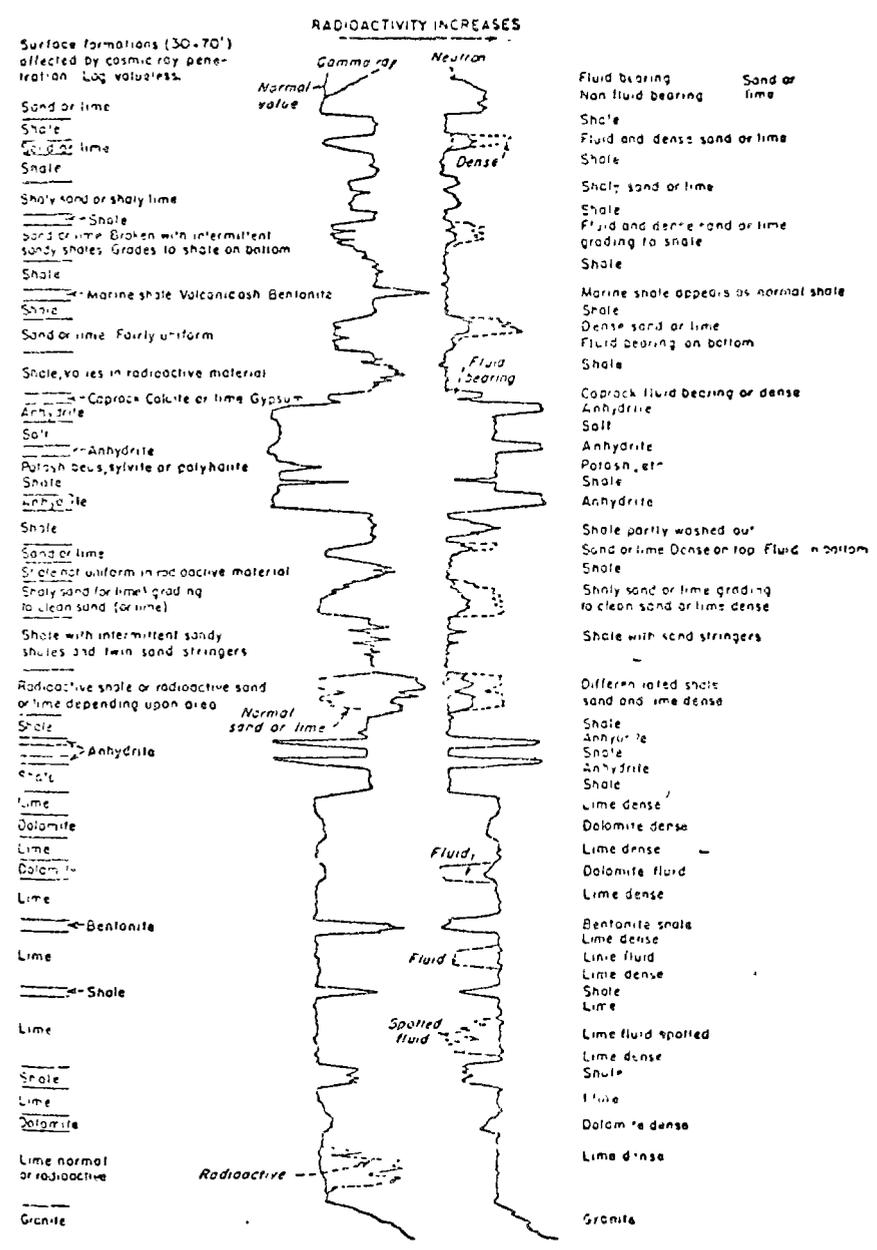


Fig. 4 Respuestas características de las curvas gamma natural y neutrón-gamma para distintos tipos de materiales.

Los neutrones producidos por una reacción ( $\alpha, n$ ) son neutrones con varios Mev de energía cinética; como tales, pueden entrar en muchas reacciones. La más importante de éstas, o dispersión (ya que los neutrones no tienen carga, pierden muy poca energía cinética por ionización).

En este proceso los neutrones rebotan en los núcleos del material a través del cual pasan, y en el proceso proporcionan parte de su energía a los núcleos. Un material que desacelera neutrones de esta forma es llamado moderador; la efectividad de un material como moderador varía entre amplios límites para los distintos elementos, y puede ser determinada sólo experimentalmente. El hidrógeno es el mejor elemento moderador, ya que el número de colisiones requeridas para reducir su energía de 2 Mev a 0.025 ev (después que ha perdido casi toda su energía un neutrón mantiene la energía que todos los átomos tienen debido a la agitación térmica, esto es alrededor de 1/40 ev o energía de termalización) es mucho más pequeño que para cualquier otro elemento.

Es obvio entonces, que la penetración de un neutrón en una roca sedimentaria está determinada principalmente por la cantidad de hidrógeno en la roca, o sea por la cantidad de agua; pero ya que el agua tiene que estar contenida en los espacios porosos o fracturas, el registro neutrón reflejará la porosidad de la roca y las zonas fracturadas.

Cuando un neutrón ha sido desacelerado o moderado a niveles de energía de termalización, es capaz de entrar en reacciones de captura con los átomos del moderador. Dos de estas reacciones son de especial interés; la primera es la neutrón-gamma ( $n, \gamma$ ) donde un neutrón es absorbido por un núcleo y el exceso de energía es emitido como radiación gamma. Esta reacción ocurre fácilmente con la mayoría de los elementos; la longitud de onda de los rayos gamma es característica del elemento que los emite. La segunda reacción de interés es la neutrón-alfa ( $n, \alpha$ ) que ocurre con algunos elementos, siendo el más favorable el boro; en ésta un neutrón es absorbido y una partícula alfa es emitida, cambiando el boro a litio. Esta reacción es usada principalmente para el conteo de neutrones térmicos.

La fuente de neutrones y el contador inferior de la figura 5 constituyen la sonda en un registro neutrón; el espaciamiento entre ellos es de 12 a 27 pulgadas. Tres tipos diferentes de registros neutrón son posibles, dependiendo del tipo de contador usado; éstos son, neutrón-gamma, neutrón-neutrón térmico, y neutrón-neutrón epitérmico. La figura mencionada ilustra esquemáticamente los principios del registro neutrón-gamma. El detector en este caso, cuenta la radiación gamma, y por lo tanto tiene que estar aislado de la radiación directa de la reacción en la fuente, ésta, localizada en el fondo de la sonda, es capaz de producir un flujo del orden de  $5 \times 10^6$  neutrones rápidos por segundo; éstos emanan en todas direcciones, pasan a través del fluido del pozo y penetran en la formación. En este proceso son moderados hasta que alcanzan el nivel de energía térmica y entonces son capturados en una reacción neutrón-gamma. Si la cantidad de hidrógeno en la formación es alta (debido a la presencia de yeso, alta porosidad, o arcillas) la captura se realizará cerca de la fuente, y ya que ésta se halla a un pie o poco más distante del contador, la radiación gamma producida en la reacción de captura tendrá muy poca oportunidad de ser recibida por el detector, y la lectura del registro será baja. Si la cantidad de hidrógeno en la formación es baja (caliza densa, arenisca cementada, anhidrita), la longitud de la trayectoria del neutrón será mucho más grande, y la reacción de captura se realizará en las vecindades del contador; la lectura en el registro será alta en este ca-

so.

La figura 6 presenta una sección de un registro neutrón, en comparación con un registro de porosidad, obtenido a partir de análisis de núcleos; hay una correspondencia cualitativa entre la porosidad y las lecturas del registro neutrón. No hay secciones arcillosas en este registro, pero éstas responderían como si tuviesen una porosidad de 30 a 40%, a menos de que hayan sido lavadas por el fluido de perforación, en cuyo caso corresponderían hasta a 100% de porosidad.

Existen ciertos factores que complican la aplicación de la curva neutrón para la medida de la porosidad; mientras que el hidrógeno puede estar presente en el fluido que llena los espacios porosos, también puede estar presente en el agua retenida químicamente (en el yeso) o físicamente (arcillas). La curva de rayos gamma puede ser de mucha ayuda en estos casos, para localizar el material arcilloso (fig. 4).

La perforación representa una condición de 100% porosidad a través de la cual los neutrones tienen que pasar antes de alcanzar la formación; el agua que llena el pozo tiene un efecto moderador muy fuerte, por lo tanto, el conteo reflejará cambios en el tamaño del agujero.

Cuando es necesario, se puede verificar el tamaño del pozo con un registro de calibre. La presencia de ademe y cemento causa un corrimiento en las curvas de rayos gamma y neutrón; aún cuando este efecto es fácilmente reconocible, se complica la evaluación de la porosidad, con la curva neutrón, ya que comúnmente no se conoce el espesor del cemento alrededor del ademe.

El diseño de las sondas varía de una compañía a otra, ya sea en el espaciamiento de la fuente al detector y/o en la potencia y espectro de la fuente de neutrones. Curvas neutrón de diferentes tipos de sondas no se pueden comparar directamente. La respuesta del registro a cambios en porosidad no es lineal.

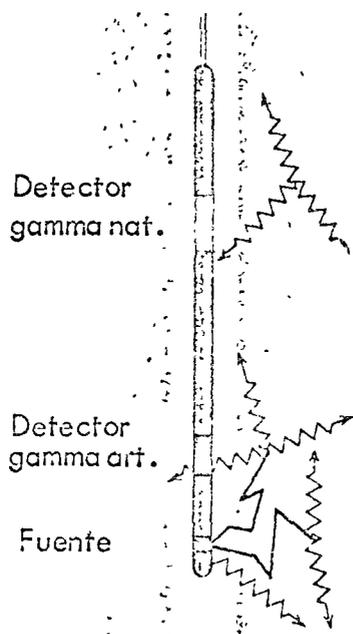


Fig. 5 Sonda gamma natural neutrón-gamma.

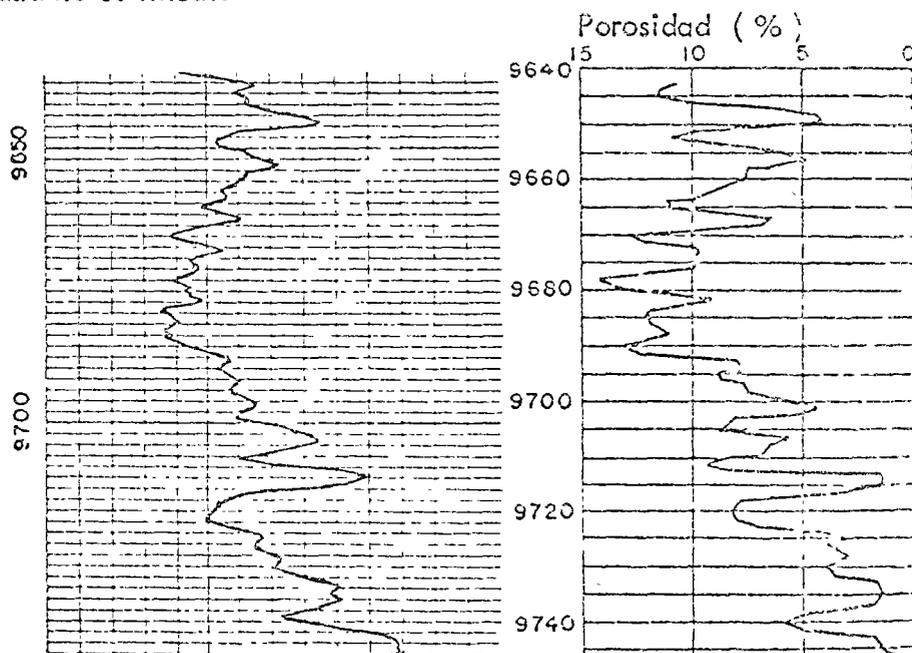


Fig. 6 Comparación de un registro neutrón gamma con un registro de porosidad obtenido de núcleos.



centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLORACION DE AGUAS SUBTERRANEAS.

HIDROGEOQUIMICA

M. en I. Antonio List. M.

## 2.5. HIDROGEOQUIMICA

Por M. en I. Antonio List M.

Ref (3, 14, 25, 26, 27)

### 2.5.1.- INTRODUCCION

De acuerdo con algunos autores, es posible mencionar - que: "La hidrogeoquímica se encarga del estudio de la parte del - ciclo hidrológico, que relaciona el carácter químico del agua, -- con su medio ambiente natural."

La forma de realizar el mencionado estudio consiste en tomar muestras de agua de diferentes fuentes, las cuales son analizadas químicamente, con el fin de observar los cambios de calidad química que ocurren en el espacio y en el tiempo, los cuales a su vez proporcionan información que en muchos casos es posible relacionar con: Las condiciones climatológicas, la geología regional, el funcionamiento geohidrológico, etc.

Una de las formas, en la cual se puede resumir los --- principales procesos de hidrogeoquímica, que se deben estudiar, - fue propuesto por Hanshaw y Back (Advances in Hydroscience, Tomo II pág. 60) y es la siguiente:

- 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) Cuando el agua se infiltra a través de suelos ricos en materia orgánica, disuelve cantidades adicionales de CO<sub>2</sub>;
- 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 y se forma CO<sub>2</sub>;
- h) Cuando determinadas sales alcanzan la sobresaturación, se precipitan minerales;
- i) Por evaporación y transpiración 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, solidos disueltos y posiblemente materia en suspensión.

Con base en lo anterior, fácilmente se puede apreciar que los estudios de hidrogeoquímica, implican la necesidad de considerar gran número de factores y disciplinas, los cuales tienen influencia en los cambios de calidad química del agua, y deben tomarse en cuenta, al tratar de obtener información de tipo cualitativo, a partir de esas variaciones.

Es evidente entonces que además de ciertos factores "naturales" que tienen influencia en la calidad del agua, durante la realización de un estudio deberán tenerse precauciones para no agregar efectos no cuantificables, los cuales se presentarán si el muestreo o los análisis de laboratorio no se realizan en la forma debida.

## 5.12.- MUESTREO

En estudios de hidrogeoquímica, como en cualquier otro, en el cual se requiera recolectar muestras, a partir de las cuales se obtendrá la información a procesar, es necesario cumplir ciertas recomendaciones, las cuales tienen como finalidades principales tener información de toda el área en estudio y evitar diferencias debidas al proceso de muestreo.

En el problema en estudio, la elección de los sitios de muestreo, así como la forma de realizarlos, deben decidirse de acuerdo con los lineamientos siguientes, los cuales se consideran determinantes en la calidad de las muestras, así como en los resultados que se obtengan.

1.- El muestreo debe ser representativo de toda el área de estudio.- El número de muestras y la distribución de las mismas deberán escogerse de tal forma que la información que se obtenga de las muestras, sea suficiente y de buena calidad como para llegar a conclusiones confiables.

En estudios de hidrogeoquímica el programa de muestreo dependerá de la geología regional, de las diferentes características de las perforaciones de explotación (profundidad alcanzada, posición de la tubería ranurada, régimen de operación, de las predicciones superficiales de escurrimiento de la densidad de la perforación, en fin de cualquier condición que en alguna forma pueda afectar la calidad química del agua.

2.- Con el fin de obtener muestras realmente representativas y cuidando de no perder información necesaria para una correcta interpretación, cada muestra obtenida para análisis químico deberá tomarse con los siguientes cuidados y realizando las mediciones que a continuación se indican:

- a) El frasco o recipiente donde se colectará la muestra, deberá enjuagarse con agua de la fuente a muestrear, dos o tres veces antes de proceder al muestreo.
- b) El volumen de la muestra deberá ser suficiente para realizar un análisis químico completo.

- c) En el caso de que la fuente de muestreo sea un pozo, es necesario que el tiempo transcurrido entre el inicio del bombeo y el momento de tomar la muestra sea de dos horas evitando así posibles influencias de agua de retorno de riego o del contacto tenido con el ademe y tratando de garantizar que la muestra colectada realmente represente al agua encontrada en el acuífero, en el punto de muestreo.

3.- Las determinaciones de pH y temperatura deberán realizarse en el campo, inmediatamente después de tomar la muestra evitando con esto no registrar las variaciones que sobre esos -- parámetros ocurren casi en forma inmediata.

4.- Se debe llevar un registro de cada muestra tomada, y cada frasco se debe identificar fijando una etiqueta debidamente rotulada. El registro debe incluir todos aquellos datos -- que permitan una identificación positiva de la muestra en cualquier instante, así como el nombre del muestreador, fecha, hora, localización exacta de la estación de muestreo, pH, temperatura del agua y cualquier otro dato que se pueda necesitar al efectuar la interpretación, como caudal de operación, nivel del agua, condiciones meteorológicas, etc.

5.- Las estaciones de muestreo deberán ser fácilmente localizables, tanto en el campo como en el gabinete, identificándose en el campo, con números o claves fijados al pie de la -- fuente, los cuales a su vez se utilizan para diferenciarlas, en un plano de localización que se debe elaborar.

6.- Una vez obtenidas las muestras, deberán enviarse al laboratorio para su análisis químico, procurando que el tiempo -- que transcurra entre el muestreo y el análisis sea mínimo, con lo cual se evitarán cambios en la calidad propiciados por tener la muestra fuera de su medio ambiente original.

### 13.- ANALISIS QUIMICO DE LAS MUESTRAS DE AGUA Y FORMA DE EXPRESAR LOS RESULTADOS

2 - La realización de estudios de hidrogeoquímica requiere del conocimiento de las concentraciones iónicas que se encuentran en el agua muestreada, dicho conocimiento se obtiene mediante la realización de análisis químicos al agua. Estos análisis para el tipo de estudios mencionados deberán ser completos e incluir las siguientes determinaciones: temperatura, pH, sólidos totales disueltos, dureza, alcalinidad, calcio, magnesio, potasio, amonio ( $NH_4$ ), sulfatos, cloruros, carbonatos, bicarbonatos, nitratos, fosfatos, sílice.

Es recomendable también incluir la determinación de boro, zinc, litio y en algunos casos plomo.

El primer grupo de los iones señalados, cuya concentración es necesario conocer, dan al agua la mayor parte de su salinidad, no obstante los incluidos en el párrafo anterior dan-

información especial que permite inferir o confirmar algunas relaciones existentes, entre la geología regional, el funcionamiento geohidrológico y la calidad del agua.

Todas las determinaciones señaladas, además de ser -- de utilidad e indispensables en estudios de hidrogeoquímica, permiten conocer la calidad del agua y a saber que problemas puede implicar su utilización.

Una recomendación que se debe mencionar al hablar de análisis químicos, es la necesidad de uniformizar la metodología utilizada en el laboratorio, obteniendo en esta forma una misma base de comparación.

Las unidades utilizadas para expresar los resultados de los análisis químicos son:

mg/lit	Miligramos por litro
ppm	partes por millón
meq/l	miliequivalentes por litro

Las dos primeras formas de expresión son semejantes, -- si se considera que 1 litro de agua pesa un kilogramo, en ese --- caso  $1 \text{ mg/l} = 1 \text{ ppm}$ , igualdad que para usos prácticos es cierta. -- Estas expresiones relacionan peso con peso y peso con volumen.

Si a una concentración iónica expresada en ppm la dividimos por el peso equivalente del ión, el cual se obtiene dividiendo su peso atómico entre su valencia, se obtienen equivalentes por millón, cuya milésima parte son meqm. En un análisis químico bajo este sistema de expresión, la suma de aniones debe ser igual a la de cationes.

#### <sup>254</sup> IV.- COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA Y SU RELACION CON LOS ESTUDIOS- DE HIDROGEOQUIMICA

Ya fué mencionado que calidad del agua tanto superficial como subterránea, depende de su medio ambiente y de su comportamiento en el mismo, por lo cual es necesario conocer algunas características de los iones que se pueden encontrar en solución, antes de intentar inferir a partir de su concentración, ciertos efectos que hayan contribuido a dar al agua su calidad química. } ← (3)

Como ejemplo de lo anterior a continuación se mencionarán algunas características importantes de iones encontrados -- comúnmente en solución:

Calcio.- Químicamente se le conoce a este elemento, como un componente más del grupo de metales alcalinoterreos, cuya combinación en la naturaleza para formar sales, es posible únicamente con elementos de carga negativa (aniones) ya que el calcio --- funciona como catión (+).

El calcio es un elemento muy difundido, tanto solución como en las rocas, de las cuales las calizas están formadas--

en gran parte por sales de este elemento; en rocas sedimentarias también es un ión comunmente encontrado.

En el agua la presencia de este catión se puede deber al contacto con una gran variedad de minerales, no obstante la fuente más importante de calcio son los minerales no silicatos, especialmente los carbonatos.

La presencia de este elemento en un gran número de rocas, origina que su concentración en el agua aumente al crecer el tiempo de contacto de esta con terrenos sedimentarios.

Magnesio.- Pertenece también al grupo de los alcali-  
notérricos, es también un elemento comunmente encontrado en la naturaleza. En rocas ígneas es un componente de los silicatos oscuros de las rocas oscuras ferromagnesianas. En calizas y rocas metamórficas también es común encontrar sales de magnesio.

Entre las características más importantes de este elemento es su fuerte tendencia a permanecer en solución y que en el agua de mar es más abundante que el calcio.

Sodio.- El sodio es un elemento del grupo de los metales alcalinos, cuya difusión en la naturaleza es amplia pues constituye el 2% de la corteza terrestre. Forma parte de buen número de silicatos, por lo que es común encontrarlo en rocas ígneas, en rocas sedimentarias también se encuentra fácilmente y en concentraciones elevadas en zonas afectadas por evaporación. Su compuesto más importante es el NaCl (cloruro de sodio) el cual se encuentra en grandes cantidades en el agua de mar.

Este elemento en solución tiene cierta tendencia a permanecer en esta forma; no obstante, puede intercambiarse con el calcio y el magnesio.

Sulfatos.- Las sales de este anión generalmente son muy solubles y abundantes en rocas sedimentarias, fundamentalmente en aquella que han sufrido efectos de evaporación.

En rocas ígneas no es un componente importante, pues en estos casos los compuestos del azufre son sulfuros de metales pesados. En estos casos se puede encontrar a los sulfatos si las rocas ígneas contienen minerales del grupo de los feldespatos.

Una característica importantes de este ión, es su estabilidad química, que soporta diferentes condiciones a las cuales se sujeta el agua.

Cloruros.- El cloro como elemento pertenece al grupo de los halógenos y da lugar a la formación de cloruros, cuya importancia está en que comunmente se encuentra en solución, aún cuando no sea un componente importante de las rocas.

Las rocas ígneas son una fuente poco importante de cloruros, mucho más importantes son las sedimentarias en las cuales puede haber concentraciones elevadas si han sido afectadas por

agua de mar o por evaporación. Una vez en solución, su precipitación es difícil.

Bicarbonatos.- La mayor parte de estos iones provienen de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, en los suelos y en las rocas carbonatadas las cuales están formadas principalmente de carbonatos, los que al entrar en solución dan origen a los bicarbonatos, los cuales en presencia de calcio pueden precipitarse fácilmente como carbonatos.

Una cualidad de las rocas carbonatadas es su susceptibilidad al metamorfismo debida a la solubilidad de sus materiales, a la facilidad de recristalización y a la reactividad química de sus elementos.

En zonas de evaporación abunda el bicarbonato de sodio en solución.

Los comentarios y características importantes de algunos iones, presentados en los últimos párrafos, tienen como finalidad principal, ilustrar con algunos ejemplos, aspectos importantes que pueden influir en la calidad química del agua, los cuales por lo tanto deberán considerarse al interpretar la información que se obtenga al analizar químicamente el agua.

#### 2.5.5.

#### X.- CRITERIOS BASICOS PARA LA INTERPRETACION

El procesamiento e interpretación de la información -- disponible es posible llevarlo a cabo, valiéndose de diferentes -- técnicas propuestas por algunos autores. No obstante, antes de -- proceder a dar una breve descripción, de los métodos más comunmente utilizados en el campo de interpretación hidrogeoquímica, a -- continuación se indicarán algunos de los fenómenos que ocurren y -- modifican la calidad del agua. Parte de estos ya han sido mencionados en la introducción, al hacer referencia a los procesos señalados por Hanshaw y Back. } (4)

El agua de lluvia al precipitarse sobre la corteza -- terrestre lleva consigo sales disueltas, las cuales se encuentran en concentraciones bajas, al tener contacto con el suelo, inicia -- de inmediato su acción disolvente y de intercambio iónico, procesos en los cuales aumenta el contenido de sales en el agua; conforme se infiltra a las capas inferiores y circula por los mantos acuíferos los efectos señalados continúan, dependiendo por consiguiente de longitudes y tiempos de contacto.

Con base en lo anterior se ha mencionado que el incremento de sales disueltas en el agua, es proporcional a la longitud de recorrido, lo cual en pocos casos se cumple pues la heterogeneidad de los materiales del subsuelo, origina que cambios -- locales de permeabilidad, a su vez modifiquen el área y tiempo de contacto.

Si se quiere señalar en principio un poco más próximo-

a la realidad, se podría establecer que el incremento de sales disueltas en el agua subterránea, es proporcional a la superficie y tiempo de contacto con las rocas del subsuelo, aseveración que tampoco es completamente cierta, pues dependerá de la composición mineralógica de las diferentes rocas con las que tenga contacto el agua.

El resumen anterior se ha presentado, con el fin de enfatizar el hecho de que para la realización de estudios de hidrogeoquímica, deberán tenerse en cuenta innumerables factores, que intervienen en los cambios químicos de la calidad del agua subterránea, los cuales originan que las técnicas empleadas den lugar a conclusiones de tipo cualitativo.

#### 2.5.6. ~~VI~~.- METODOS DE INTERPRETACION

Hasta ahora han sido señalados aspectos importantes a considerar en la realización de estudios de hidrogeoquímica, como el hecho de que en este tipo de estudios, es indispensable tomar en cuenta la geología y la hidrología subterránea, en la interpretación de la información disponible.

En lo que sigue se describirán algunas técnicas desarrolladas, con el fin, de ordenar e interpretar los resultados de los análisis químicos realizados, y se acompañarán de ejemplos, aquellas que se consideren especialmente útiles en los estudios.

El agrupamiento, la comparación e interpretación de los análisis químicos es posible realizarla en tres diferentes formas:

- 1.- Mediante clasificaciones propuestas por diferentes autores, las cuales se basan en sumas y cálculos de relaciones iónicas cuyos resultados según los autores permiten agrupar, diferenciar y atribuir ciertos efectos a las muestras de agua analizadas.
- 2.- La elaboración de gráficas o diagramas es utilizada en la realización de trabajos de hidrogeoquímica con el fin de comparar la calidad, de agua de diferentes, de agrupar fuentes con calidad química semejante, de observar los cambios de calidad del agua con el tiempo y de caracterizar y representar en forma objetiva las características químicas más importantes de una fuente o fuentes de agua.
- 3.- Elaboración de Planos con Curvas de Igual Concentración o Relación Iónica.- En un plano donde se muestra la localización de las fuentes muestreadas, se vacía parte de la información obtenida al analizar químicamente las muestras de agua. Con el apoyo de estos valores, es posible configurar curvas de igual valor, las cuales permiten identi

ficar areas con calidad de agua semejante, así como observar la dirección en la cual se incrementan las sales disueltas y tener una idea de las zonas donde el uso del agua en relación con su calidad química, no representa problema.

Otra aplicación de estas configuraciones es la facilidad que ofrecen para representar la evolución de la concentración de sales, punto importante en areas donde existe el peligro de contaminación por intrusión salina.

A continuación se describirán algunas formas de clasificación propuestas, los tipos de gráficas más comunmente utilizadas y la forma de elaboración así como la utilidad de los planos con configuraciones de curvas de igual concentración o relación iónica.

2.5.4.1.

~~W.M.~~.- Clasificación de las Aguas

Davis y De Wiest.- en su libro Hidrogeología, proponen una clasificación sencilla basada en la concentración de sólidos disueltos, según la cual es posible diferenciar tipos de agua según la tabla siguiente:

Clasificación	Sólidos Totales (ppm)
Agua dulce	0-1000
Agua salobre	1000-10000
Agua salada	10000-100000
Salmuera	más de 100000

Souline.- en 1948 propuso clasificar el agua de acuerdo con los valores obtenidos al relacionar ciertos iones, tal como se indica a continuación:

1.- Aguas sulfatadas sódicas:

$$r \frac{Na - Cl}{SO_4} < 1$$

2.- Aguas hidrocarbonatadas sódicas:

$$r \frac{Na - Cl}{SO_4} > 1$$

3.- Aguas cloruradas magnesianas:

$$r \frac{Cl - Na}{Mg} < 1$$

4.- Aguas cloruradas cálcicas:

$$r \frac{Cl - Na}{Ca} > 1$$

La letra r antepuesta a las relaciones indica que éstas deben calcularse expresando las concentraciones iónicas en epm.

Chase Palmer (1911) propone una clasificación basada en la salinidad y la alcalinidad ocasionada por las sales

Según Palmer las sales de cloruros, sulfatos y nitratos ocasionan la salinidad, mientras que la alcalinidad se debe a la hidrólisis de las sustancias solubles. Por medio de cálculos sencillos se distinguen tres tipos de salinidad designadas como primaria, secundaria y terciaria ( $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ ) y solo dos tipos de alcalinidad  $A_1$  y  $A_2$ .

Para calcular los valores correspondientes a las salinidades y alcalinidades, Palmer dividió a los cationes en alcalinos (Na y K) y térreos (Ca y Mg), y con esto realiza la clasificación, apoyado en el conocimiento de los cationes presentes en el agua, cuyas concentraciones expresadas en porcentajes del total de equivalentes, se utilizan en la forma siguiente:

$S_1$ .- Salinidad Primaria

(Na + K) + Cantidad equivalente de  $Cl+SO_4+NO_3$

$S_2$ .- Salinidad Secundaria (asociada con cationes térreos)

$Cl+SO_4+NO_3$  en exceso de  $Na+K$  + cantidad equivalente de Ca + Mg

$S_3$ .- Salinidad Terciaria

Exceso de  $Cl+SO_4+NO_3$  sobre  $(Na+K+Ca+Mg)$  + cantidad equivalente de Hidrógeno

$A_1$ .- Alcalinidad Primaria (asociada con álcalis)

Exceso de  $Na+K$  sobre  $Cl+SO_4+NO_3$  + cantidad equivalente de  $HCO_3$  ó  $CO_3$

$A_2$ .- Alcalinidad Secundaria (asociada con térreos)

Exceso de  $Ca+Mg$  sobre  $Cl+SO_4+NO_3$  + cantidad equivalente de  $HCO_3$  ó  $CO_3$ .  $HCO_3+CO_3 - [Na+K - (Cl+SO_4+NO_3)] + Ca+Mg$

Con base en las determinaciones de salinidades y alcalinidades, Chase Palmer define cinco clases de agua, que se expresan a continuación, las cuales se pudieron diferenciar gracias a que las propiedades de salinidad y alcalinidad son mutuamente exclusivas, por lo que un mismo tipo de agua no puede tener más de tres de las propiedades pues las restantes se excluyen.

De acuerdo con lo anterior las clases que se definen son:

Clase I.-  $S_1$ ,  $A_1$  y  $A_2$

Clase II.-  $S_1 = A_2$

Clase III.-  $S_2$ ,  $S_1$  y  $A_2$

Clase IV.-  $S_1 = S_2$

Clase V.-  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$

De acuerdo con estas clases hidrogeoquímicas se distingue el agua de la siguiente manera.

El agua meteórica es de Clase III, porque lleva en solución ácidos fuertes tomados de la atmósfera; al infiltrarse el agua los ácidos se equilibran con las sales del subsuelo, dando origen a la Clase II; al aumentar el tiempo de contacto del agua con las rocas las sales del subsuelo predominan sobre los ácidos y se origina la Clase I, las Clases IV y V pertenecen a aguas de origen marino y magmático, respectivamente.

2.5.6.3.

VI.2.- Utilización de Gráficas o Diagramas

La utilización de gráficas para representar características químicas de muestras de agua, permite encontrar objetivamente diferencias que por simple observación de los resultados, pueden no apreciarse. El problema principal en estos casos es el de elegir el método gráfico apropiado que haga resaltar esas diferencias.

En algunos casos también se utilizan los métodos gráficos, para representar en forma objetiva, concentraciones o relaciones iónicas encontradas en una muestra o grupo de muestras de agua.

La elaboración de gráficas, en las cuales se representan características químicas contra variables de otro tipo (caudal, tiempo), también ha sido recomendada para la realización de estudios.

Muchos autores han propuesto diferentes tipos de gráficas o diagramas, de los cuales a continuación se describirán algunos de los más comúnmente utilizados:

Diagrama de concentración iónica.- Es un método de representación por medio de barras, en el cual la altura total es proporcional a la suma de epm de aniones o cationes. Esta compuesto por dos barras verticales colindantes de la misma altura, en una de ellas se representan las concentraciones catiónicas y en la otra las aniónicas. La forma de división es horizontal, indicando con altura la concentración de cada ion representado.

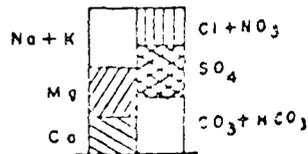
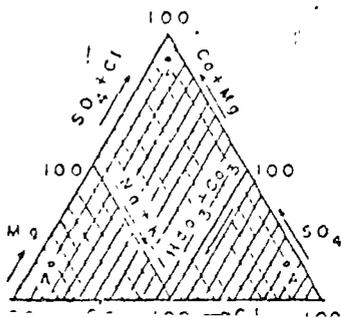


Diagrama Triangular de Palmer-Piper.- Este diagrama utiliza un triángulo equilátero, el cual se divide en dos triángulos equiláteros inferiores y un rombo central superior, los lados de los triángulos y rombo son iguales y se dividen en 100 partes.



El triángulo inferior izquierdo se utiliza para representar concentraciones catiónicas expresadas en porcentaje, mientras que en el triángulo inferior derecho se representan los porcentajes de aniones encontrados en una muestra.

En ambos casos la representación es por medio de un punto, los cuales se

proyectan sobre el rombo para obtener en el punto de intersección la representación característica de la muestra.

Una de las ventajas de este diagrama es que permite representar, en un mismo triángulo, varias muestras y por consiguiente facilita la comparación de sus calidades químicas.

Diagrama Semilogarítmico de H. Schoeller. - H. Schoeller, autor francés propone la utilización de un diagrama semilogarítmico para comparar las calidades químicas de muestras de agua. El diagrama tal como se observa en la figura anexa consiste de una serie de escalas logarítmicas verticales, cada una de las cuales se utiliza para representar con un punto, alguna concentración iónica o característica física o química de una muestra de agua.

La unión de estos puntos da como resultado un polígono cuya forma esta determinada por la calidad química de la muestra analizada (Ver fig. anexa).

El diagrama de Schoeller, al igual que el de Piper, permite agrupar diferentes análisis y en forma sencilla compararlos, siendo fácil, apreciar diferencias en concentración o relación iónica, lo cual resulta de gran utilidad en estudios de Hidrogeología química.

Además de la ventaja señalada, este diagrama es de fácil elaboración y resulta bastante objetivo por lo cual con frecuencia es utilizado cuando se intenta relacionar la geología regional, el comportamiento hidráulico del agua subterránea y su calidad química.

### VL3.- Planos con Curvas de Igual Concentración o Relación Iónica

La elaboración de planos con curvas de igual concentración o relación iónica, así como planos con curvas de igual concentración salina, permite observar en una zona o cuenca, los cambios regionales de calidad del agua. Estos cambios, relacionados con características geológicas, hidrológicas, geohidrológicas y tomando en cuenta los efectos químicos, permiten realizar inferencias, las cuales forman una parte importante del estudio de hidrogeoquímica.

Para conseguir lo señalado en el párrafo anterior, es necesario disponer de planos, en los cuales estén localizadas las fuentes de agua muestreadas, así como corriente superficiales, obras de aprovechamiento superficial, accidentes o cambios geológicos, etc.

En resumen un plano en el cual se señale cualquier accidente que pueda tener influencia en la calidad del agua.

Una vez elaborado el plano con localización de fuentes de muestreo, se dispone de los análisis químicos del agua, y se tiene conocimiento de las características geológicas regionales, se esta en posibilidad de elegir los iones o sales cuya concentración se debe configurar.

La configuración se consigue vaciando sobre el plano, próxima a la fuente correspondiente, el valor de concentración o relación iónica, determinado en el laboratorio y en el gabinete. Posteriormente se une con una curva continua los puntos de igual valor, obteniéndose en esta forma una serie de curvas que forman la configuración a analizar (ver planos anexos 1 y 3).

El método de interpretación propuesto en este último inciso, ha constituido el auxiliar más valioso en la realización de estudios de hidrogeoquímica, pues además de la facilidad que presenta para realizar inferencias, las cuales podrán ser más o menos ciertas, dependiendo de conocimientos adicionales que se tengan (geología, hidrología subterránea, etc), permite conocer dentro de una cuenca, las áreas cuyas calidades de agua pueden ocasionar problema.

### Ejercicio

Con el fin de presentar un ejemplo de aplicación práctica, así como facilitar la aplicación de algunos de los principios establecidos, a continuación se enlistan resultados de 8 análisis químicos practicados a muestras de agua tomadas en el Valle de La Paz, Territorio de Baja California. La localización de las fuentes de muestreo se podrán observar en los planos anexos, los cuales contienen curvas de igual conductividad eléctrica, de igual incremento de la conductividad eléctrica y de igual concentración de sílice.

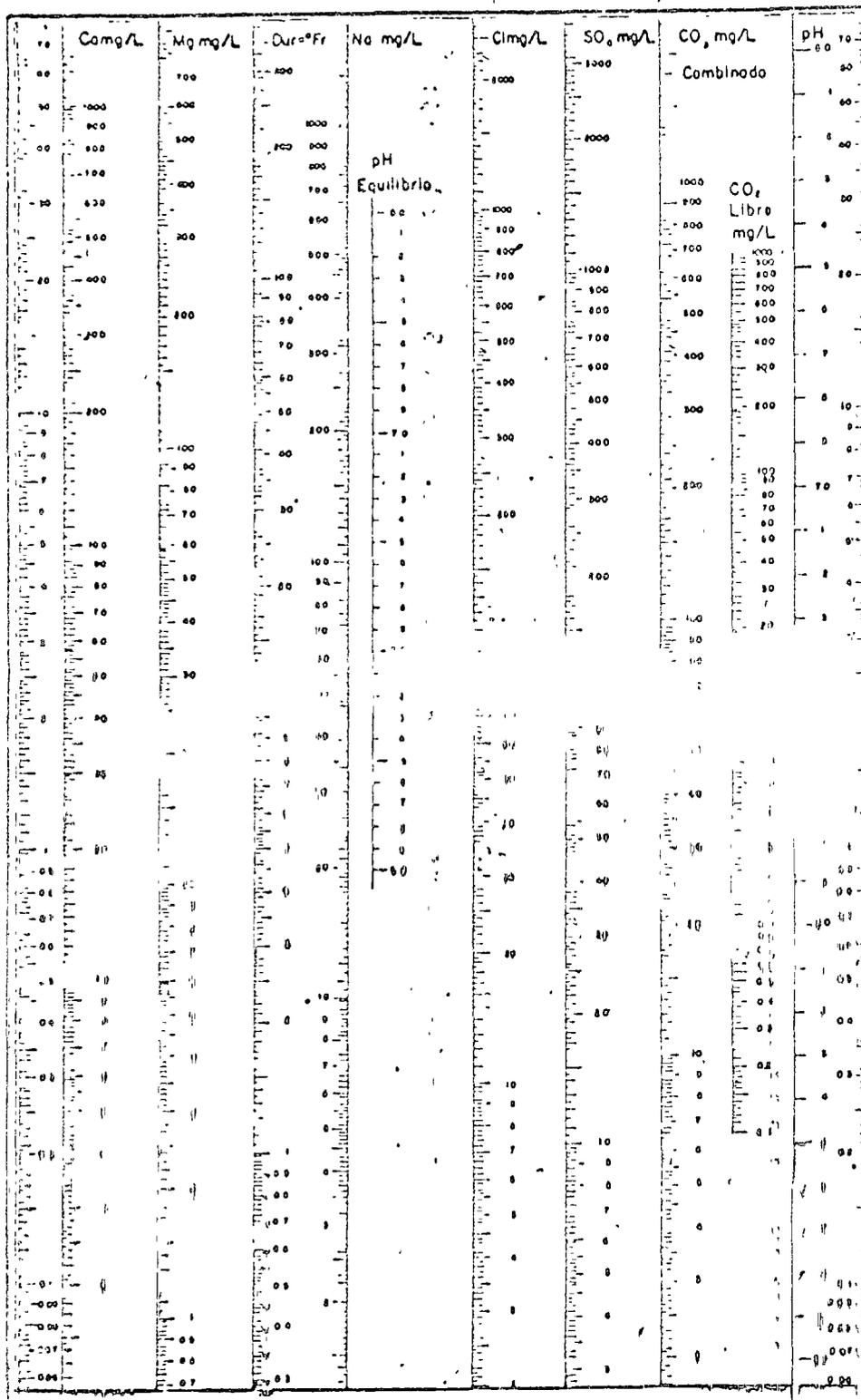
Los análisis presentados deberán graficarse en un diagrama de Piper y en el diagrama de Schoeller anexo, lo cual permitirá al lector observar las ventajas de uno y otro método.

Sobre las configuraciones anexas es conveniente elaborar algún comentario sobre las observaciones que pueden hacerse a partir de las mismas.

Para orientar al intérprete es posible mencionar que el Valle de La Paz está limitado al poniente por una serie de lomeros de piroclásticos; al oriente el límite inmediato son cerros de riolitas y piroclásticos; al sur no existe un límite próximo aparente pues se comunica con otro valle, sin existir un parteaguas bien definido; al norte su límite es la Bahía de La Paz. El acuífero actualmente en explotación, está cubierto por materiales limo arenosos y arenas graduadas, bajo estos materiales se localiza aluvión permeable de materiales gruesos.

Resultados de Análisis Químicos Practicados  
a Muestras de Agua del Valle de La Paz B.C.

POZO No.	Fecha muestreo	Temp °C	C.E. Mmhos/cm	SolTot. p p m	SO <sub>4</sub> ppm	Cl p p m	NO <sub>3</sub> ppp	HCO <sub>3</sub> ppm	Na ppm	K ppm	Ca ppm	Mg ppm
19	16-VII-71	28	1.651	799	20.0	420.0	20.0	241.3	185.0	6.0	65.7	64.8
36	16-VII-71	30	4.695	1730	210.0	910.0	20.0	385.1	480.0	10.0	193.9	74.4
60	20-VII-71	20	1.440	480	49.2	280.0	6.9	241.3	180.0	5.9	42.2	21.5
108	16-VII-71	25	13.260	6685	217.0	3810.0	2.2	313.2	1425.0	46.0	501.7	378.2
147	16-VII-71	29	1.300	575	30.6	210.0	5.6	295.2	102.5	4.2	81.2	31.0
161	17-VII-71	28	.806	437	8.6	110.0	5.4	213.0	49.5	2.7	68.5	16.8
164	20-VII-71	28	.955	439	11.6	120.0	4.5	292.7	95.0	1.8	50.6	18.9
209	20-VII-72	29	1.925	935	42.0	380.0	5.7	261.9	105.0	3.7	151.8	34.4



Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

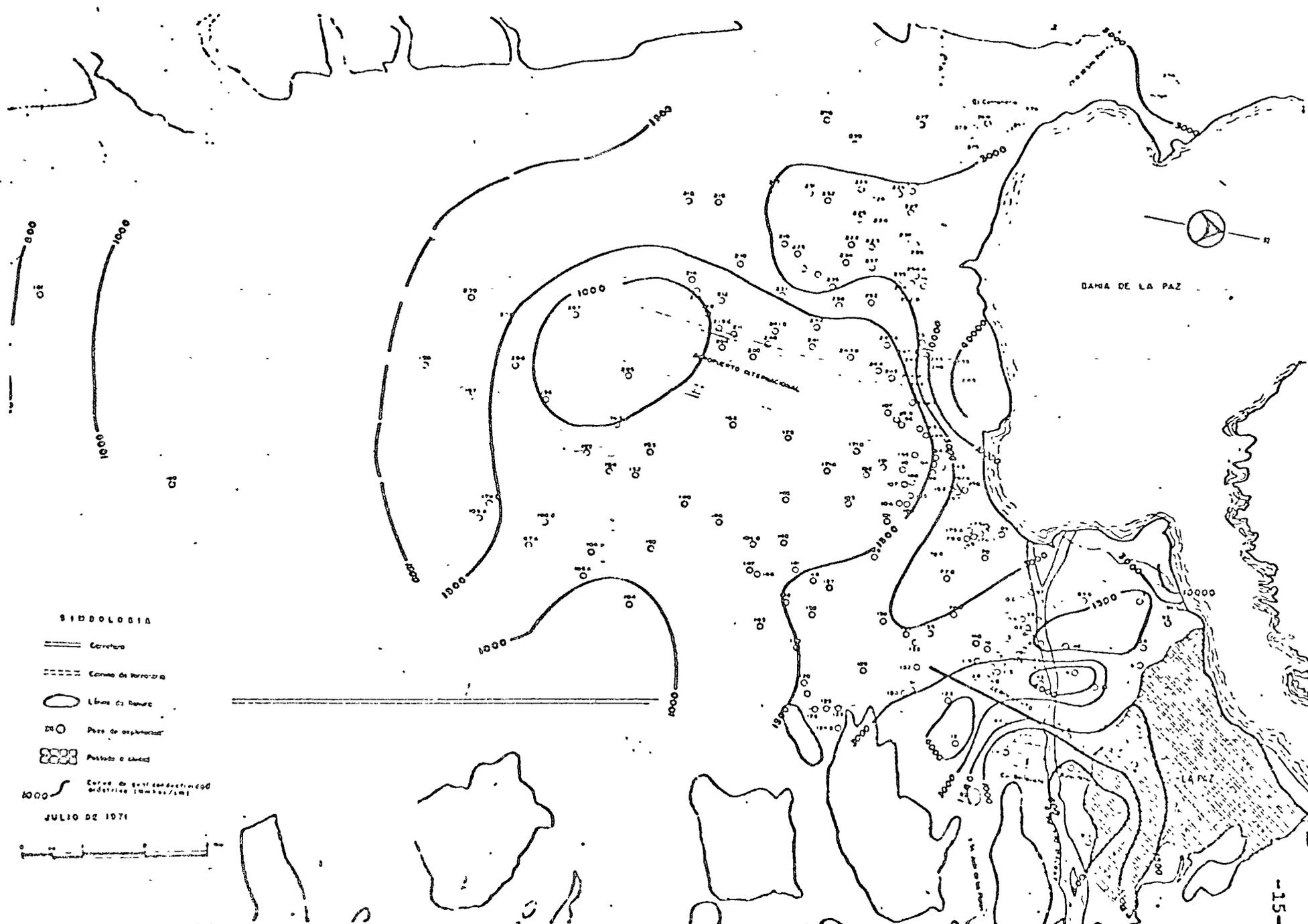
Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

Zona \_\_\_\_\_  
 Pozo N° \_\_\_\_\_ Prof. \_\_\_\_\_  
 Fecha de muestreo \_\_\_\_\_  
 Símbolo \_\_\_\_\_  
 Observaciones \_\_\_\_\_

DIAGRAMA DE H. SCHOELLER  
 PARA ANALISIS DE AGUA

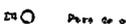


BAHIA DE LA PAZ

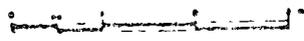
CAMINO INTERNACIONAL

LA PAZ

**SIEMBOLOGIA**

-  Carretera
-  Camino de Barraza
-  Límite de terreno
-  Pico de exploración
-  Poblado o ciudad
-  Curva de nivel (contorno) (metros/ft)

JULIO DE 1971





ABRIL DE 1970 — JULIO DE 1971



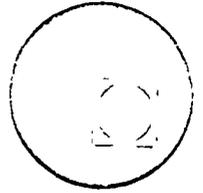
**SIMBOLOGIA**

- ==== Carretera
- ▤▤▤▤ Cama de terraced
- Límite de fincas
- Punto de exploración
- ▤▤▤▤ Finca o ciudad
- Corte de perfilamiento de línea

JULIO DE 1971



centro de educación continua  
facultad de ingeniería, unam



DIRECTORIO DE PROFESORES DEL CURSO EXPLÓTACION

DE AGUAS SUBTERRANEAS

ING. HECTOR DAVID RAMIREZ  
PLAN NACIONAL HIDRAULICO.  
DEPTO. DE AGUAS SUBTERRANEAS  
JEFE DE PROYECTO  
RIO MIXCOAC 25-3°PISO  
MEXICO, D.F.

M. EN C. ALBERTO RODRIGUEZ FERNANDEZ  
PLAN NACIONAL HIDRAULICO  
DEPTO. DE AGUAS SUBTERRANEAS  
JEFE DE PROYECTO  
RIO MIXCOAC 25-3°PISO  
MEXICO, D.F.

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN  
JEFE DEL DEPTO. DE HIDROLOGÍA SUBTERRANEA  
DIRECCION DE GEOHIDROLOGÍA Y DE ZONAS ARIDAS  
S. R. H.  
ABRAHAM GONZALEZ 3-4°PISO  
MEXICO, D.F.

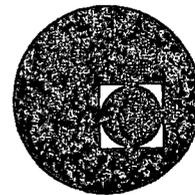
ING. ROBERTO ARTEAGA  
SUBJEFE DEL DEPTO. DE PERFORACION  
DIRECCION DE GEOHIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS  
S. R. H.  
ABRAHAM GONZALEZ 3-4°PISO  
MEXICO, D.F.

M. EN I. ANTONIO LIST MENDOZA  
JEFE DE LA OFI. DE HIDROGEOQUIMICA  
DIRECCION DE GEOHIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS  
S. R. H.  
ABRAHAM GONZALEZ 3-4°PISO  
MEXICO D.F.





centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



DIRECTORIO DE PROFESORES DEL CURSO EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

ING. IGNACIO SAINZ ORTIZ  
MINISTRO DEL CONSULTIVO TECNICO  
S. R. H.  
REFORMA 69-12°PISO  
MEXICO, D.F.

ING. RAYMOND VIGNAUD  
DIRECTOR TECNICO DE  
CIA. GEOFIMEX  
AMERICAS 245  
COYOACAN

M. EN I GERMAN FIGUEROA VEGA  
DIR. GRAL. DE ACUIFEROS  
S. R. H.  
COMISION DE AGUAS DEL VALLE  
DE MEXICO  
BALDERAS 55-2°PISO  
MEXICO, D.F.

ING. ALEJANDRO GUZMAN AGUIRRE  
JEFE DEL DEPTO. DE FOTOGEOLOGIA  
S. R. H.  
ATENAS 30-2°PISO  
MEXICO, D.F.

M. EN I. LUZBEL NAPOLEON SOLORZANO  
FAC. DE ING.  
U.NAM.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or title.



Faint, illegible text at the bottom of the page, possibly a footer or page number.

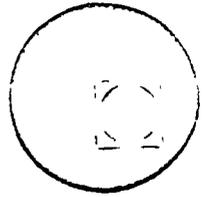
EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

Fecha	Duración	Tema	Profesor
Marzo 11	1:30 Hs.	INTRODUCCION Definición Aspectos históricos Ciencias auxiliares Clasificación general de los estudios	ING. JOSE ARREGUIN
Marzo 11	1:30 "	INFORMACION UTIL EN LA EVALUACION DE RECURSOS	ING. ALEJANDRO GUZMAN AGUIRRE
Marzo 13	3:00 "	DE AGUA SUBTERRANEA Geología Las rocas como constituyentes de acuíferos Interpretación fotogeohidrológica	
Marzo 18	3:00 "	Perforaciones y Captación del agua Subterránea Introducción Selección del equipo de perforación Registros y diseño de pozos Terminación de pozos	ING. ANTONIO LIST M.
Marzo 20	3:00 "	Empleo de la Geofísica en Hidrogeología Método sísmico Método eléctrico Interpretación de resultados Influencia del agua sobre las medidas	ING. RAYMOND VIGNAUD
Marzo 25	3:00 "	Registros Geofísicos para pozos	M. EN C. ALBERTO RODRIGUEZ
Abril 1°	3:00 "	HIDROGEOQUIMICA	ING. ROBERTO ARTEAGA
Abril 3	18 a 19:30	CUANTIFICACION DEL AGUA SUBTERRANEA Hidrología superficial Generalidades Métodos indirectos Análisis de la curva de recesión, vaciado o de decaimiento Relación lluvia-escorrimento	

Fecha	Duración	Tema	Profesor
Abril 3	19:30 a 21 Hs.	TEORIA DEL FLUJO DE AGUA SUBTERRANEA.HIDRAULICA	
Abril 8	3:00 Hs.	DE POZOS	ING. RUBEN CHAVEZ G.
Abril 10	18 a 19:30 "	Ecuación fundamental de conservación de la masa Pruebas de bombeo Flujo radial a un pozo en régimen establecido Pruebas de bombeo en régimen transitorio Intrusión salina	
Abril 10	19:30 a 21 Hs.	ELEMENTOS NECESARIOS EN LA EVALUACION	ING. RUBEN CHAVEZ G.
Abril 15	3:00 Hs.	Comportamiento de los acuíferos	
Abril 17	18 a 19:30 Hs.	Interpretación de datos piezométricos Ley de Darcy Hidrometría subterránea Propiedades hidráulicas de los acuíferos Ecuación del balance de aguas subterráneas	
Abril 17	19:30 a 21 Hs.	MODELOS	ING. LUZBEL NAPOLEON S.
Abril 22	3:00 Hs.	Modelos matemáticos Modelos analógicos	
Abril 24	18 a 19:30 Hs.	RELACION CON OTRAS DISCIPLINAS PARA ENCONTRAR SOLUCIONES INTEGRALES	M. EN I. GERMAN FIGUEROA V.
Abril 24	19:30 a 21 Hs.	PROBLEMAS ESPECIFICOS EN GEOHIDROLOGIA	ING. IGNACIO SAINZ ORTIZ



centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLORACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

GEOHIDROLOGIA

ING. JOSE ARREGUIN MANON

CONFRENCIA : Explotación de aguas subterráneas.  
Martes 11 de marzo de 1975.  
Curso Intensivo del mismo nombre.  
Centro de Educación Continua.  
División de Estudios Superiores. Facultad  
de Ingeniería. U.N.A.M.

Por : Ing. José Arreguín Mañón

Definición. -

Geohidrología, Hidrogeología o simplemente Hidrología Subterránea son, en nuestro medio, términos sinónimos que se utilizan para designar genéricamente a las técnicas y disciplinas que estudian la presencia, movimiento, calidad y explotación de las aguas subterráneas; aunque vale la pena aclarar que en algunos países se utilizan los términos geohidrología o hidrogeología para enfatizar cierta preponderancia de la geología sobre la hidrología o viceversa.

Para alcanzar los objetivos enunciados en esta definición, se necesitan las aportaciones de varias ciencias y técnicas auxiliares, tales como la geología, geofísica, perforación de pozos, geoquímica, topografía, matemáticas, hidráulica, mecánica de suelos, hidrología superficial, probabilidad y estadística y técnicas isotópicas.

A medida que vaya tratando de explicar en que consisten los estudios, se comentarán las partes de estas ciencias que se utilizan en geohidrología.

Antecedentes. -

El agua subterránea debe considerarse antes que nada como un recurso natural, cada vez más valioso en razón del incremento en la demanda, por lo cual es necesaria su correcta evaluación.

En una región dada, este recurso natural se compone de una -

parte renovable y otra que no lo es. La primera, o sea la parte renovable, está representada por el valor promedio anual del agua de lluvia, que una vez infiltrada en el subsuelo, alimenta a los acuíferos regionales, por otro lado, la parte irrenovable del recurso está representada por el almacenamiento subterráneo que se ha formado a través del tiempo, ocupando los espacios intergranulares.

Ahora bien, la explotación de la parte renovable del recurso puede ser irrestricta, en otras palabras, puede extraerse del subsuelo el volumen total de dicha alimentación. En cambio, la explotación del almacenamiento, o sea la parte irrenovable del recurso, representa una sobreexplotación de los acuíferos, por lo que hay que tener mucho cuidado con ella, pues origina efectos secundarios que pueden ser indeseables, y como ejemplos por desgracia en nuestro medio pueden darse muchos :

- a) El más conocido es el de la Cd. de México, donde la sobreexplotación de los acuíferos ha originado un drenado de estratos arcillosos sumamente compresibles, lo que se traduce en asentamientos del terreno que en algunos sitios de la ciudad sobrepasan los 8 m en lo que va del presente siglo, con los perjuicios inherentes y que son por todos conocidos.
- b) En la comarca Lagunera, la sobreexplotación de los acuíferos ha originado un abatimiento de los niveles piezométricos que es del orden de 100 m de profundidad, haciendo incosteable la agricultura de la mayoría de los cultivos, y actualmente solo prevalecen aquellos que son altamente redituables y que todavía soportan los costos de bombeo del agua.
- c) Otros efectos dramáticos provocados por la sobreexplotación de los acuíferos han tenido lugar en zonas costeras, donde el continuo descenso de los niveles piezométricos ha invertido el gradiente hidráulico original, provocando una intrusión

del mar hacia tierra adentro, contaminando los acuíferos de agua dulce e inutilizándolos, al menos parcialmente, como ha sido el caso del Valle de Guaymas y la Costa de Hermosillo en el Edo. de Sonora, o bien los valles de Santo Domingo y Mexicali en la Baja California, donde el riesgo es inminente o ya se manifiestan los primeros indicios de la intrusión marina.

Como se puede apreciar, es fácil entender la necesidad imperiosa de cuantificar este recurso para programar la explotación más adecuada.

### Aspectos históricos. -

Aunque el aprovechamiento del agua subterránea por el hombre prácticamente data desde su aparición sobre la tierra, - desde luego limitado a las aportaciones espontáneas de los manantiales -, los aspectos históricos de la geohidrología se remontan a unos cuantos siglos.

Se tiene conocimiento de importantes aprovechamientos de agua subterránea mediante la construcción de galerías filtrantes entre los Persas y los Egipcios; pero las aportaciones teóricas más serias provienen de la cultura griega.

En nuestro país y en épocas precortesianas, el aprovechamiento de las aguas subterráneas entre los mayas de la península Yucateca, fue un factor preponderante de su desarrollo, inclusive con un carácter marcadamente religioso; en el valle de México, Fernando de Alva Ixtlixochitl menciona las construcciones hidráulicas de los Texcocoanos, en su esfuerzo por captar agua de manantiales que se destinaba a la agricultura.

En el Renacimiento, el genio maravilloso de Leonardo Da Vinci identifica los sistemas subterráneos artesianos, pero es apenas hasta mediados del siglo pasado, cuando Darcy establece la ley que lleva su nombre, la cual relaciona la velocidad del agua en un medio poroso con la permeabilidad de los materiales y el gradiente hidráulico.

A partir de esa fecha se incrementaron las investigaciones y aportaciones relacionadas con la materia, hasta 1935, fecha que marca el inicio de otra etapa muy importante, gracias a que Charles Theis establece la ecuación de flujo no establecido hacia un pozo.

Desde entonces han sido sorprendentes los avances logrados acerca de los aspectos cuantitativos de la hidrología subterránea, destacando entre otros muchos, Muskat, Jacob, Hantush y Walton.

En el ámbito nacional, los ingenieros De la O Carreño y Hainz Leser J., hace apenas unas décadas, realizan los primeros estudios cuantitativos del agua subterránea, correspondiendo a estudios indirectos de apreciación preliminar.

Puede considerarse con toda justicia como precursor de los estudios geohidrológicos cuantitativos de tipo directo, al Ing. Ignacio Sainz Ortiz, y como seguidores de estas prácticas a los Ings. Germán Figueroa, Carlos Cruickshank, Rubén Chávez y otros destacados profesionales que inclusive están integrados al profesorado que impartirá el presente curso.

### El ciclo hidrológico. -

De acuerdo con los principales eventos históricos antes señalados, fueron necesarios varios siglos para establecer el concepto que conocemos como ciclo hidrológico, y del cual el agua subterránea forma parte.

Podríamos considerar que el ciclo se inicia con la evaporación del agua en los mares mediante la acción de la energía solar, formando nubes que posteriormente, al enfriarse, se precipitan en forma de lluvia. Cuando el agua cae en los continentes, parte de ella se evapora, otra parte escurre superficialmente y otra parte se infiltra en el subsuelo, para dirigirse al mar nuevamente, sin descartar la posibilidad de eventos repetitivos durante este trayecto.

Resultaría tema inagotable y maravilloso sin exageración, dentro de la ciencia ficción, relatar las aventuras y peripecias que podría experimentar una gota de agua en las distintas etapas del ciclo hi-

drológico, desde las obscuras profundidades de los océanos y del sub - suelo, hasta las radiantes alturas que alcanzan las nubes en la atmós - fera.

#### Presencia del agua subterránea. -

Desde un punto de vista geológico, las rocas de las formaciones - susceptibles de constituirse en acuíferos importantes, económicamente explotables, son por lo general sedimentarias e igneas, siempre y cuando se cumplan las condiciones de capacidad de almacenamiento de agua y de facilidad para transmitirla.

Los grandes depósitos sedimentarios compuestos de materiales - granulares de relleno, carentes de cementantes o con un pequeño grado de cementación, contienen buenos acuíferos que, dependiendo de - su estructura geológica pueden funcionar como acuíferos libres, confinados o semiconfinados. Esta consideración tendrá validez si, además de que la formación presente una cierta proporción de vacíos que - contengan agua, los huecos están interconectados entre sí, de manera - que permitan el paso del agua.

Granulométricamente hablando, las formaciones gravosas o arenosas facilitan el paso del agua, en tanto que las predominantemente - arcillosas lo dificultan, al grado de considerarse como impermeables, y de hecho funcionan como fronteras o confinantes de los acuíferos.

Las calizas son también rocas sedimentarias, que cuando han - sido atacadas por el agua formando agujeros de disolución interconec - tados entre sí, pueden constituirse en acuíferos importantes, general - mente confinados.

Los derrames masivos de rocas igneas, tales como basaltos, riolitas o andesitas, pueden constituirse en acuíferos siempre y cuando - estén afectados por fracturas, dependiendo su importancia del grado - y forma de dicha fracturación. También pueden funcionar como libres o confinados.

Es obvio que me estoy refiriendo a posibles fuentes de abasteci - miento de agua subterránea de cierta importancia, desde luego que en -

zonas donde escasea el líquido y su necesidad es imperiosa, habrá que buscarla en cualquier tipo de rocas que presenten posibilidades, aunque su aportación, en volumen, pudiera ser pequeña y a un costo elevado.

Una vez que la presencia de este tipo de rocas, ha sido localizado en un plano, que en esta forma representa un levantamiento geológico superficial, e identificados y clasificados con un criterio hidrogeológico, se cuenta con el medio más práctico para iniciar la búsqueda del agua subterránea. ( Comentar planos geológicos, geofísicos ). A medida que se cuente con conocimientos derivados de otras técnicas y disciplinas interdependientes con la hidrología subterránea, se podrán elaborar planos más completos, cuyo objetivo es definir la presencia, extensión y profundidad de los acuíferos, sus fronteras y las estructuras geológicas que pueden facilitar o bien obstaculizar el flujo subterráneo.

#### Explotación de las aguas subterráneas. -

La explotación de las aguas subterráneas, título del presente curso, se realiza por medio de pozos profundos, norias y galerías filtrantes, cuando no aflora por los manantiales.

En el caso de las norias, su construcción por lo general no ofrece mayores dificultades puesto que se trata de excavaciones a poca profundidad, de sección circular, cuadrada o rectangular, que se ademan con muros de tabique o de otro material, dejando agujeros para que pase el agua con mayor facilidad.

En el caso de las galerías filtrantes y de los pozos profundos, su construcción presenta dificultades que debe resolver el técnico con equipo especializado.

Pero aún antes de construir alguna de estas captaciones, sería muy conveniente tener antes un estudio regional de las condiciones geohidrológicas imperantes, lo cual facilita el proyecto de un pozo, por ejemplo, en cuanto a caudal de extracción requerido y en consecuencia de su diseño mismo.

Sin embargo, la realidad es que es difícil pretender estudiar una-

zona virgen; por lo general, cuando un estudio regional se inicia, ya existen muchas explotaciones, mismas que aportan conocimientos geohidrológicos de la región. Por otro lado, un estudio debe apoyarse también en perforaciones o sondeos que amplian o proporcionan nuevos conocimientos, y las técnicas de perforación prácticamente son las mismas que se aplican para la explotación del agua subterránea.

Por esto es que inclusive en el programa del presente curso se pone mayor énfasis al estudio del agua subterránea, pues una vez conocidas todas las características y propiedades de los acuíferos, su explotación, o sea la realización de un proyecto, ya no ofrece mayores dificultades técnicas.

#### Clasificación de los estudios del agua subterránea. -

Con la intención de aclarar conceptos y situaciones confusas, así como de unificar criterios en cuanto al estudio del agua subterránea, hace algunos años, la entonces Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México editó un trabajo del Ing. Germán Figueroa, donde se propone, acertadamente en mi opinión, una clasificación de dichos estudios.

Primeramente los clasifica en dos grandes grupos : los cualitativos y los cuantitativos. Los primeros tienen por objeto conocer la calidad del agua y su distribución en los acuíferos, atendiendo a los aspectos físico-químicos y bacteriológicos; en tanto que los cuantitativos se clasifican a su vez en indirectos y directos.

Vamos a detenernos un poco en los llamados cualitativos, que como dije se apoyan en el conocimiento de las características físico-químicas y bacteriológicas del agua subterránea. Entre las determinaciones físicas las más comunes son el pH, temperatura, resistividad, o conductividad-eléctrica, mientras que las químicas se reducen a determinar la concentración de algunos iones, que entre los más comunes podemos citar a los sulfatos, cloruros, carbonatos y bicarbonatos,

aniones

sodio, potasio, calcio y magnesio, también algún elemento huella como cationes

el boro o el zinc, así como la concentración de sólidos totales, dureza total y la clasificación del agua según Chase Palmer.

La interpretación hidrogeoquímica de estos índices tienen por objeto establecer el origen del agua, determinar su distribución regional y establecer cualitativamente las direcciones dominantes del flujo subterráneo, mediante configuraciones de las curvas de igual concentración de los distintos índices geoquímicos.

Esto último es más complejo, puesto que se basa en el principio de que una vez circulando el agua en el subsuelo empieza a concentrarse de iones. Esta generalización es en ocasiones riesgosa ya que los fenómenos químicos dependen de varios factores que modifican la calidad y las características de la materia disuelta por el agua subterránea, tales como temperatura y área de contacto entre el agua y los materiales componentes del subsuelo; además la disolución de un elemento cerca de su punto de saturación podría ser afectada por efectos de alguna precipitación, disminuyendo su concentración en el sentido en que circula el agua.

Por estas razones es recomendable que se estudien este tipo de configuraciones no solo separadamente sino de conjunto.

Los análisis bacteriológicos del agua subterránea se hacen imprescindibles cuando su empleo es suministro de agua potable o industrial en algunos casos, pudiendo pasarse por alto si la finalidad es agrícola.

Para actualizar el trabajo del Ing. Figueroa sobre estos aspectos, vale la pena comentar que con base en los resultados obtenidos por la geoquímica y para estudiar problemas específicos tales como orígenes del agua y zonas de recarga a los acuíferos alejados de una región dada, se están aplicando ya técnicas isotópicas que consisten en la determinación de la radioactividad de isótopos naturales estables, del agua.

Pasando a los estudios cuantitativos, decía que se han clasifi -

cado en indirectos o de apreciación preliminar y los directos, que se clasifican en función de su nivel técnico en de tercer, segundo y - primer orden.

Los indirectos de apreciación preliminar consisten en :

- a) aplicación de coeficientes de infiltración
- b) balance hidrológico
- c) análisis de hidrogramas

El primero consiste en la aplicación de coeficientes de infiltración para todas y cada una de las áreas de afloramientos geológicos de una región dada. Se necesita por lo tanto, el levantamiento geológico y el plano de curvas isoyetas en primer lugar, y posteriormente dar - valores a los coeficientes de infiltración, según las características geohidrológicas de cada afloramiento.

Quizás esta parte sea la más objetable, pues dichos valores no - corresponden a determinaciones directas en la generalidad de los casos, sino que se dan por semejanza a otros, inclusive de otras regiones.

Por otro lado, los coeficientes de infiltración se dan como un - porcentaje de la precipitación media anual, y la infiltración del agua de lluvia es función de la distribución e intensidad de la precipitación, de la topografía, vegetación y permeabilidad de los suelos entre otros factores.

El segundo método indirecto consiste en la aplicación de la ecuación del balance hidrológico, en la cual la precipitación es igual a los - escurrimientos más la evapotranspiración más la infiltración. En el - supuesto de fijar tres de los parámetros se deduce el cuarto de ellos. Es objetable este método debido a los probables errores que involucran las mediciones :

$$\text{Precip.} = \text{Esc} + \text{Evapot.} + \text{Inf.}$$

$$\text{Volumenes: } 100 \% = 15\% + 75 \% + 10 \%$$

Los errores son razonables en la determinación de la precipitación

y del escurrimiento superficial, pero la evapotranspiración se determina generalmente por medio de fórmulas empíricas cuyo error puede estar fácilmente comprendido entre el 20 %, o sea  $20 \% \times 75 \% = 15 \%$  o sea del orden de magnitud de la infiltración o del escurrimiento superficial, por lo que también es objetable.

Finalmente, el tercer método indirecto es el que corresponde al análisis de los hidrogramas de una corriente superficial, delimitando las avenidas del flujo base, que se origina por el drenado de los acuíferos. Como es fácil apreciar se restringe su aplicación a casos de corrientes con régimen perene, y su exactitud depende de que los acuíferos drenen íntegramente a manantiales o ríos, los que a su vez, durante su trayecto, no alimenten o drenen a otros acuíferos.

Para finalizar con los estudios indirectos, se puede decir que contienen, aparte de la apreciación cuantitativa preliminar, registros climatológicos, referentes a precipitación, temperatura y evaporación potencial, así como un censo de aprovechamientos de aguas subterráneas.

Pasaremos ahora a los estudios cuantitativos de tipo directo, que a medida que involucran información proveniente de los acuíferos directamente, pueden ser de tercero, segundo y primer orden, además de la información contenida en los estudios cualitativos e indirectos.

De esta forma, los estudios de tercer orden implican sondeos estratigráficos, sondeos piezométricos y una evaluación de las entradas y salidas de agua subterránea.

Los sondeos estratigráficos se refieren a pozos de estudio de pequeño diámetro, con carácter inicial exclusivamente exploratorio, que en el mejor de los casos pudieran servir de apoyo a prospecciones geofísicas previamente proyectadas.

Estos sondeos exploratorios aportan conocimientos en función de geología subterránea y granulométricos, merced al muestreo que se lleva durante la perforación, además del registro eléctrico que se corre al terminar el pozo. En estas condiciones es posible definir espesores y profundidades de las unidades litológicas e hidroestratigráficas del -

subsuelo, así como niveles piezométricos, tanto para orientar criterios de explotación; los análisis granulométricos de las muestras se utilizan para proyectar los filtros exteriores de gravas graduadas de los pozos; y los registros eléctricos para definir con exactitud los contactos estratigráficos, alguna idea sobre la calidad del agua, y posteriormente para correlaciones regionales.

Los sondeos piezométricos se refieren a observaciones directas en los pozos y norias existentes, además de los efectuados en los sondeos exploratorios de estudio, determinando profundidades de los niveles estáticos y dinámicos con respecto al terreno natural.

Estas observaciones se deben referenciar a un mismo nivel de comparación, es decir, se nivelan los brocales de los pozos seleccionados como de observación piezométrica con nivel fijo, sobre todo si se trata de planicies o terrenos poco accidentados, y de preferencia con respecto al nivel del mar si se trata de zonas costeras.

Con estos datos pueden configurarse curvas de igual elevación piezométrica, que corresponden a las líneas equipotenciales de la red de flujo del agua subterránea, y perpendiculares a ellas, las líneas de corriente, cuya dirección está dada por el valor descendente de los citados equipotenciales.

Cuando las observaciones piezométricas se suceden a través del tiempo; es posible elaborar configuraciones representativas de las evoluciones habidas en cada periodo considerado. Se entiende que los niveles piezométricos sufren variaciones estacionales, anuales y seculares, en función de la alimentación de los acuíferos.

En ocasiones, la complejidad de la estructura geológica amerita un estudio más detallado de la distribución vertical de las presiones de poro en el subsuelo, debido a la existencia de acuíferos confinados o semiconfinados; en estos casos no es posible conformarse con la medición de los niveles estáticos en los pozos, que es una resultante de las presiones de los acuíferos atravesados por la perforación, y se utilizan dispositivos llamados estaciones piezométricas.

Estos consisten en una serie de piezómetros como los que se utilizan en estudio de mecánica de suelos, colocados en una perforación, a las profundidades previamente escogidas, y conectadas a la su

perficie con una manguera de plástico. El agua subirá por el piezómetro y la manguera hasta una altura tal donde se equilibra con la presión atmosférica, y mediante una sonda eléctrica que se introduce en las mangueras, se determina la profundidad de los niveles del agua para cada piezómetro. De esta forma es posible conocer la distribución piezométrica con respecto a la profundidad.

En cuanto a las entradas y salidas se refiere a las superficies, es decir a la hidrometría de las extracciones de agua subterránea, bien sea por medio de pozos y norias o en forma natural, por lo que respecta a las salidas. Las entradas en este caso serían las representadas por estructuras especiales destinadas a la infiltración artificial de agua hacia el subsuelo.

La parte cuantitativa de estos estudios directos de tercer orden se basa en la aplicación del método de Hill o similares, consistente en graficar extracciones anuales de agua subterránea contra evoluciones medias correspondientes, de tal modo que la recta representativa del conjunto de puntos resultantes, determina la extracción correspondiente a la evolución nula.

Se puede calificar, como un método impreciso principalmente, en nuestro medio, por los errores propios de la hidrometría de las extracciones, pues en la generalidad de los casos no se cuenta con medidores en la descarga de los equipos de bombeo, determinándose los volúmenes de extracción mediante aforos del caudal instantáneo y tiempos de operación. El caudal instantáneo varía según las condiciones del equipo de bombeo y por otro lado, es difícil contar con un censo completo de los aprovechamientos.

También es objetable su aplicación sobre todo en acuíferos costeros, con comunicación directa al mar, quedando restringido a los casos en que no hay intrusión salina, es decir, en que la extracción quede comprendida entre valores menores o iguales al flujo que originalmente aportaban los acuíferos al mar; pues en el momento en que se presente una alimentación del mar hacia tierra adentro pierde su validez este método.

Con los mismos elementos que en el método de Hill, o sean confi -

guraciones y evoluciones piezométricas, así como volúmenes de extracción, se pueden construir modelos matemáticos que relacionan y representan al conjunto de datos originales. Los resultados dependen de la calidad de la información que alimenta al modelo.

Pasando ahora a los estudios directos de segundo orden, estos implican el conocimiento de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos, y la estimación de flujos subterráneos aplicando la ley de Darcy, además de la información propia que involucran los estudios ya citados de menor complejidad.

Las propiedades hidrodinámicas de referencia son esencialmente la transmisibilidad y el coeficiente de almacenaje. Ambos se obtienen directamente por medio de pruebas de bombeo, que se pueden clasificar en formales o de larga duración y los de corta duración.

Los formales por lo general solo tienen posibilidades de llevarse a cabo en pozos construidos expresamente, dándoles una terminación adecuada a los sondeos exploratorios preliminares, ya que requieren de un bombeo continuo y prolongado - alrededor de 90 horas - a caudal constante, observándose la oscilación de los niveles dinámicos, tanto en su etapa de abatimientos como en la de recuperación.

En su expresión más simple, la transmisibilidad es la permeabilidad del acuífero por su espesor, ( $T = k h$ ), y el flujo que pasa por una sección será, aplicando la ley de Darcy, igual a :

$$Q = v A.$$

$$v = k i$$

$$A = k x l$$

$$\therefore Q = k i h l; \text{ si } T = k h$$

$$Q = T i l$$

Como decía  $T$  se obtiene de las pruebas de bombeo;  $i$  o sea el gradiente hidráulico, se obtiene de las configuraciones piezométricas, y " $l$ " o sea el frente del flujo, de los planos topográficos.

Las pruebas de bombeo de corta duración son aquellas que se llevan a cabo en pozos ya existentes en una zona; requieren para operarlos de la buena voluntad del propietario, que generalmente no es mucha

ya que les cuesta su operación, por lo que quedan restringidas a unas 24 o 26 horas como máximo. Sus resultados son representativos de una transmisibilidad aparente, por lo que deben calibrarse con las pruebas formales de larga duración.

Si en una prueba de bombeo formal se cuenta además del pozo de bombeo, con uno o varios pozos de observación de profundidad y localización adecuadas, se puede determinar el coeficiente de almacenaje, cuyo valor numérico es igual al volumen de agua que puede liberarse del almacenamiento del acuífero por unidad de superficie y por unidad de abatimiento piezométrico.

Decía al principio de esta plática, que el almacenamiento representa la parte irrenovable del recurso agua subterránea, pues bien, si se conoce el coeficiente medio de almacenaje regional, puede planearse una sobreexplotación que permita llevar a los niveles piezométricos hasta una profundidad conveniente, fijada por criterios económicos y sin provocar o aminorando algún efecto indeseable.

Conociendo la distribución de la transmisibilidad y el coeficiente de almacenaje en una región, mediante un número adecuado de pruebas de bombeo convenientemente distribuidas, se pueden estimar los flujos subterráneos, tanto de entrada como de salida en una región, aplicando la ley de Darcy.

Por último, los estudios directos de primer orden implican, además de la información y procesamiento propios de los estudios anteriores, la elaboración de modelos matemáticos o analógicos, que en su concepto más simple, constituyen medios o herramientas de que se vale el técnico para representar el funcionamiento de los acuíferos.

Estos modelos deben de calibrarse con la historia del comportamiento del acuífero durante varios años, de tal modo que pueden reproducir las condiciones y efectos que se han medido ante una sollicitación real, que corresponde a la operación y volúmenes de extracción de los aprovechamientos de agua subterránea con respecto a un período de tiempo estudiado.

Una vez obtenidos estos resultados durante la calibración del modelo, es posible predecir lo que ocurriría en un futuro, siguiendo una

ley cualquiera de extracciones o cambiando inclusive la localización de los aprovechamientos a fin de mejorar una explotación evitando - concentraciones de pozos o de volúmenes de extracción, y en esta - forma satisfacer el objetivo final de la hidrología subterránea, que como en cualquier rama de la ingeniería, es justamente, predecir el com - portamiento y sus efectos, en este caso de una explotación regional de agua subterránea, para calcular y adoptar los riesgos inherentes, has - ta un punto razonable.

Ese límite razonable, desde un punto de vista meramente técnico de la geohidrología, se puede decir que es fácil situarlo. Sin embargo, no hay que olvidar que un estudio geohidrológico regional, a su vez - forma parte de un estudio hidrológico regional, que involucra la eva - luación del recurso agua, independientemente de su origen subterrá - neo o superficial.

Todavía más, para efectos de planeación regional, tan ambiciosos como se quiera, los estudios tanto geohidrológicos como hidrológicos - forman parte de una serie de estudios de diferente índole.

En razón de lo anterior, y para terminar esta plática, brevemente mencionaré algunos conceptos para tratar de situar a estos estudios - dentro de un contexto más amplio.

Valga como un ejemplo el considerar que se trata de generar un polo de desarrollo agrícola, un distrito de riego o su rehabilitación, - cuyo abastecimiento de agua pudiera estar supeditado total o parcial - mente por la explotación del agua subterránea.

Es evidente que además del conocimiento del medio ecológico, - los primeros trabajos deben abordar los de evaluación de los recursos naturales por explotar, en este caso, agua y tierras primordialmente - y dentro del agua, la de origen subterráneo.

Ante este potencial, se estudian paralela o con los recursos humanos, tanto los nativos como posibles emigrantes, sus condiciones socioeconómicas, se estudian los cultivos existentes y se - formula un catálogo de nuevos cultivos susceptibles de adaptarse en ese medio, se inicia la investigación y experimentación agrícola para elevar el nivel técnico de los agricultores, tendiendo a obtener mejores rendi -

mientos y a la selección de cultivos más redituables y con mercado; se programan centros de población con sus servicios; se hacen los proyectos de ingeniería que incluyen vías de comunicación, canales de conducción, tomas granja, sistema de drenaje, centros educativos y de asistencia social, resolución de problemas de tenencia de la tierra, organización de los productores, en fin todos los registros que impone la planeación metodológica, y que forman una pirámide sustentada en buena parte por el estudio cuantitativo del agua subterránea.

Lo mismo podría señalarse si el polo de desarrollo económico fuera industrial, pecuario o una combinación de todos ellos; la estructura socioeconómica del proyecto estaría siempre sustentada por la potencialidad del recurso agua.

En conclusión, los estudios del agua subterránea representan la infraestructura de cualquier proyecto de desarrollo económico, y en tanto más sólido sea ese basamento, más seguridades y confianza se generarán en los planificadores encargados de coordinar un proyecto integral, así como de llevarlo a feliz término, en caso de realizarse.





centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



EXPLORACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

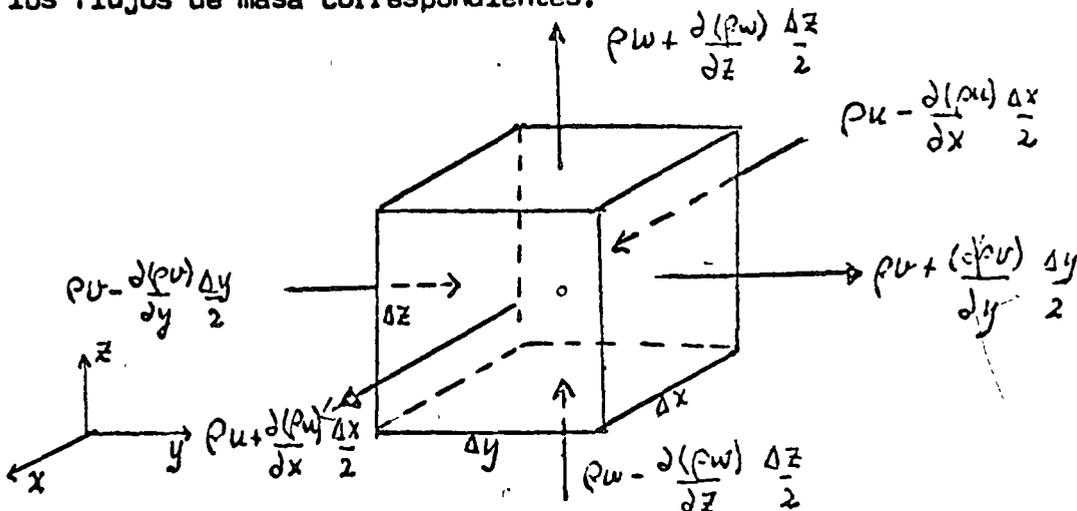
ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN.

3.3. TEORIA DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA.  
HIDRAULICA DE POZOS

3.3.1. ECUACION FUNDAMENTAL DE CONSERVACION  
DE LA MASA .

Sea un paralelepípedo de medio poroso con fluido de densidad  $\rho$ , saturado. Las componentes de la velocidad ó caudal por unidad de área se denominan  $u$ ,  $v$ ,  $w$  correspondiendo a la dirección y sentido de los ejes coordenados  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ , respectivamente.

En cada superficie del paralelepípedo se calcula el caudal que la cruza, refiriéndose al centro  $P$  y utilizando la expansión en serie de Taylor hasta la primera potencia. En la figura 3.3.1., se muestran los flujos de masa correspondientes.



El principio de conservación de la masa dice que la masa que entra es igual a la que sale más el cambio de almacenamiento en el tiempo .

De acuerdo con este principio sumamos los términos de entrada y de salida (con signo contrario) multiplicados por sus áreas.

$$\left[ \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right] \Delta x \Delta y \Delta z; \quad (3.3.1)$$

Esta cantidad debe ser igual al cambio de masa en el tiempo. El flujo de masa almacenado en  $\Delta V_0$  es

$$\Delta M = n \rho \Delta x \Delta y \Delta z$$

$n$  : porosidad

Por expansión ó Por compresión  $n$  y  $\Delta z$  pueden variar.

$\rho$  Varía con el tiempo y el lugar. Lateralmente las —  
dimensiones del acuífero varían en cantidad despreciable.

$$\frac{\partial (\Delta M)}{\partial t} = \left[ n \rho \frac{\partial (\Delta z)}{\partial t} + \rho \Delta z \frac{\partial n}{\partial t} + n \Delta z \frac{\partial \rho}{\partial t} \Delta x \Delta y \right]$$

(3.3.2.)

Expresando los términos del miembro derecho de la ecuación en función de las compresibilidades:  $\alpha$  del acuífero y  $\beta$  del fluido y de  $p$  la presión de poro, se tiene:

$$10.- \quad n \rho \frac{\partial (\Delta z)}{\partial t}$$

$$\text{Es} = \frac{\frac{d \sigma_z}{d (\Delta z)}}{\Delta z} = \frac{1}{\alpha}$$

Es: Módulo de elasticidad volumétrico.

$\sigma_z$ : Esfuerzo intergranular

$$d (\Delta z) = - \alpha \Delta z \cdot d \sigma_z$$

$$\frac{\partial (\Delta z)}{\partial t} = - \alpha (\Delta z) \frac{\partial \sigma_z}{\partial t} \quad (3.3.3)$$

$$2^o \quad \rho \Delta Z \frac{d\epsilon}{dt}$$

El volumen de partículas sólidas  $\Delta V_s = (1-n) \Delta x \Delta y \Delta z$  se puede considerar constante pues la compresibilidad de cada partícula individual es menor que la de todo el conjunto (esqueleto) y que la del agua:

$$d(\Delta V_s) = d[(1-n) \Delta x \Delta y \Delta z] = 0.$$

Considerando solo cambio en la dirección Z, como se expresó antes que el cambio lateral de dimensión es despreciable

$$\Delta Z d(1-n) + (1-n) d(\Delta Z) = 0.$$

$$dn = \frac{1-n}{\Delta Z} d(\Delta Z)$$

$$\Rightarrow \frac{dn}{dt} = \frac{1-n}{\Delta Z} \frac{d(\Delta Z)}{dt} \quad \text{--- (3.3.4)}$$

de (3.3.3)

$$\frac{dn}{dt} = -(1-n) \alpha \frac{d\sigma_z}{dt} \quad (3.3.5)$$

3^o

$$\beta = - \frac{n \Delta Z \frac{d\rho}{dt}}{\frac{d(\Delta V_v)}{\Delta V_v} dp}$$

$\beta$ : compresibilidad del fluido.  
o recíproco de su módulo de elasticidad

La ecuación de conservación de la masa  $\rho \Delta V_v = \rho_0 \Delta V_v^0$

$\rho_0$  densidad de referencia, etc.

$\Delta V_v^0$  volumen de fluido elemental  $v v$

$$\rho d(\Delta V_v) + (\Delta V_v) d\rho = 0$$

$$-\rho (\Delta v) \beta dp + (\Delta v) dp = 0$$

$$+ \rho \beta \frac{dp}{dt} = \frac{d\rho}{dt} \quad (3.3.6.)$$

La presión total (suma de las presiones de poro y la inter-granular) es numéricamente igual al peso de todo el material superior a la profundidad considerada, por unidad de área, despreciando efectos de arqueo de estratos superiores y sigue que:

$$\sigma_z + p = \text{constant}$$

$$d\sigma_z = -dp$$

La ecuación (3.3.2) se puede escribir, tomando en cuenta (3.3.3) a (3.3.6)

$$\frac{d(\Delta M)}{dt} = [\eta \rho \alpha + \rho(1-\eta)\alpha + \eta \rho \beta] \Delta x \Delta y \Delta z \frac{dp}{dt}$$

La ecuación de continuidad queda

$$-\left[ \frac{d(\rho u)}{dx} + \frac{d(\rho v)}{dy} + \frac{d(\rho w)}{dz} \right] = \rho(\alpha + \eta \beta) \frac{dp}{dt} \quad (3.3.7)$$

El término del miembro izquierdo al expanderse

$$-\rho \left( \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right) - \left( u \frac{d\rho}{dx} + v \frac{d\rho}{dy} + w \frac{d\rho}{dz} \right) \quad (3.3.8)$$

El segundo término de esta última expresión puede despreciarse en comparación con el primero, para (conjunto de flujos)  $\frac{dh}{dz} \ll 1$  queño.

$$h = z + \frac{p}{\rho g} + \text{cte}$$

se tienen:  $\frac{dp}{dx} = \rho g \frac{dh}{dx} + \frac{\rho}{\rho} \frac{dp}{dx}$

$$\frac{dp}{dy} = \rho g \frac{dh}{dy} + \frac{\rho}{\rho} \frac{dp}{dy}$$

$$\frac{dp}{dz} = \rho g \left( \frac{dh}{dz} - 1 \right) + \frac{\rho}{\rho} \frac{dp}{dz}$$

Las ecuaciones anteriores se incluyen en las parciales, derivadas de (3.3.6)

$$dp = \rho \beta dp. (3.3.6)$$

$$\frac{dp}{dx} = \rho \beta \frac{dp}{dx}$$

$$\frac{dp}{dx} = \rho \beta \left( \rho g \frac{dh}{dx} + \frac{\rho}{\rho} \frac{dp}{dx} \right)$$

$$\frac{dp}{dx} (1 - \rho \beta) = \rho^2 \beta g \frac{dh}{dx}$$

$$\frac{dp}{dx} = \frac{1}{1 - \rho \beta} \rho^2 \beta g \frac{dh}{dx}$$

$$\frac{dp}{dx} \approx \rho^2 \beta g \frac{dh}{dx}$$

analogamente:

$$\frac{dp}{dy} \approx \rho^2 \beta g \frac{dh}{dy}$$

$$\frac{dp}{dz} = \rho^2 \beta g \left( \frac{dh}{dz} - 1 \right).$$

Por un proceso similar

$$\frac{dp}{dt} = \frac{1}{1 - \rho \beta} \rho g \frac{dh}{dt}$$

$$\frac{dp}{dt} \approx \rho g \frac{dh}{dt}$$

La ley de Darcy puede expresarse como:

$$u = -K \frac{dh}{dx}, \quad v = -K \frac{dh}{dy}, \quad w = -K \frac{dh}{dz}$$

con la ecuación (3.5.8) además del desarrollo anterior

$$\text{se llega a: } K \rho \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] + K \beta \rho^2 g \left[ \left( \frac{dh}{dx} \right)^2 + \left( \frac{dh}{dy} \right)^2 + \left( \frac{dh}{dz} \right)^2 \right] =$$

$$\boxed{\nabla^2 h = \frac{S_s}{K} \frac{dh}{dt}}$$

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta)$$

$\rho g \alpha$ : agua del almacenamiento debida a la compresión del esqueleto intergranular por unidad de volumen de acuífero y por unidad de carga piezométrica.

$\rho g n\beta$ : agua del almacenamiento debida a la compresión del agua por unidad de volumen de acuífero y por unidad de carga piezométrica.

Como  $S = S_s b$  y  $T = Kb$

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Para la condición de flujo permanente, la velocidad y por lo tanto la distribución de presión no cambia con el tiempo. De ahí que  $\nabla^2 h = 0$ .

conocida como ecuación de Laplace. en un acuífero homogéneo e isotrópico con flujo permanente.

En un acuífero práctico si no confinado

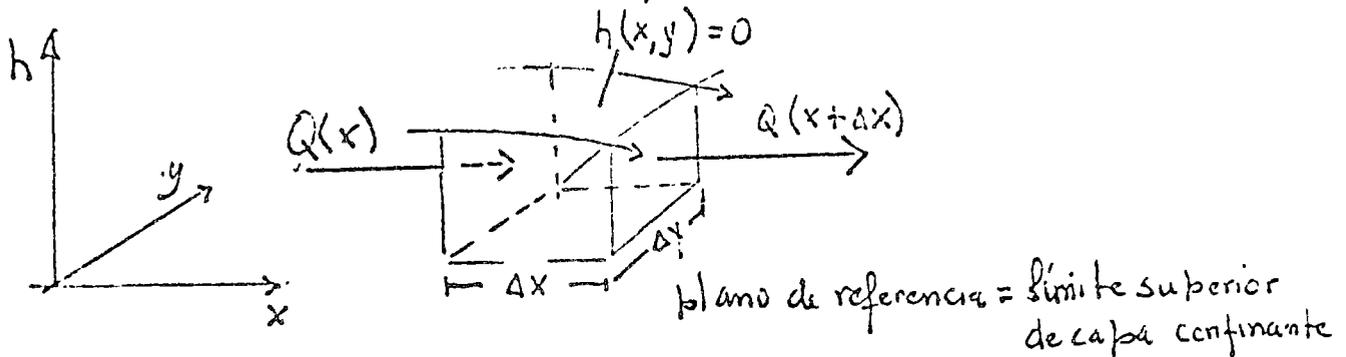
$$S = S_y + \rho g (\alpha + n\beta)$$

donde el último término es despreciable con respecto al rendimiento específico  $S_y$ . considerándose para efectos de la práctica  $S \approx S_y$

Hipótesis de Dupuit para flujo no confinado.

1. En cualquier sección vertical el flujo es horizontal

2. La velocidad es uniforme en la profundidad de flujo  $Z_f(x)$ .
3. La velocidad en la superficie libre se puede expresar como  $v = -K \frac{\partial h}{\partial x}$  en vez de  $v = -K \frac{\partial h}{\partial z}$ , aceptable para pendientes suaves de la superficie libre.



La altura sobre el plano de referencia de un punto de la superficie libre coincide con el valor de su carga.

$$Q(x) = -K \frac{\partial h}{\partial x} h \Delta y$$

$$Q(x + \Delta x) = -K \frac{\partial h}{\partial x} h \Delta y + \Delta x \frac{\partial}{\partial x} \left( -K \frac{\partial h}{\partial x} h \Delta y \right)$$

Con  $K = \text{cte.}$ , la diferencia entre entrada y salida

$$\Delta x \Delta y K \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \Delta x \Delta y K \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{2} \frac{\partial h^2}{\partial x} \right)$$

analogamente con respecto al eje  $y$ .

Si no se genera ni pierde ningún volumen, no hay cambio de almacenamiento.

$$\Delta x \Delta y \frac{K}{2} \left[ \frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right] = 0, \quad \nabla^2 h^2 = 0$$

Si  $z$  tiene una recarga por infiltración  $W$  por unidad de área:

$$\Delta x \Delta y \frac{K}{2} \left[ \frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right] + W \Delta x \Delta y$$

$$\nabla^2 h^2 + \frac{2W}{K} = 0$$

## PRUEBAS DE BOMBEO.

A una prueba de campo, tendiente a determinar las características hidráulicas de un acuífero, se le llama prueba de bombeo. La prueba consiste en observar los efectos (abatimientos) provocados en los niveles piezométricos de un acuífero por el bombeo de un pozo. Los abatimientos se observan en el pozo de bombeo y en pozos próximos.

La respuesta de los niveles del acuífero al bombeo, depende de las características hidráulicas del acuífero (permeabilidad, coeficiente de almacenamiento) y de las características físicas del sistema de flujo constituido por el pozo y el acuífero: comportamiento de las fronteras laterales y verticales del acuífero, penetración del pozo, etc.

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

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

La forma y dimensiones del cono de depresión dependen principalmente del caudal y tiempo de bombeo, y de las características  $S$  y  $T$ . La fig. 6 ilustra la influencia de estos factores en la forma de la depresión piezométrica.

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

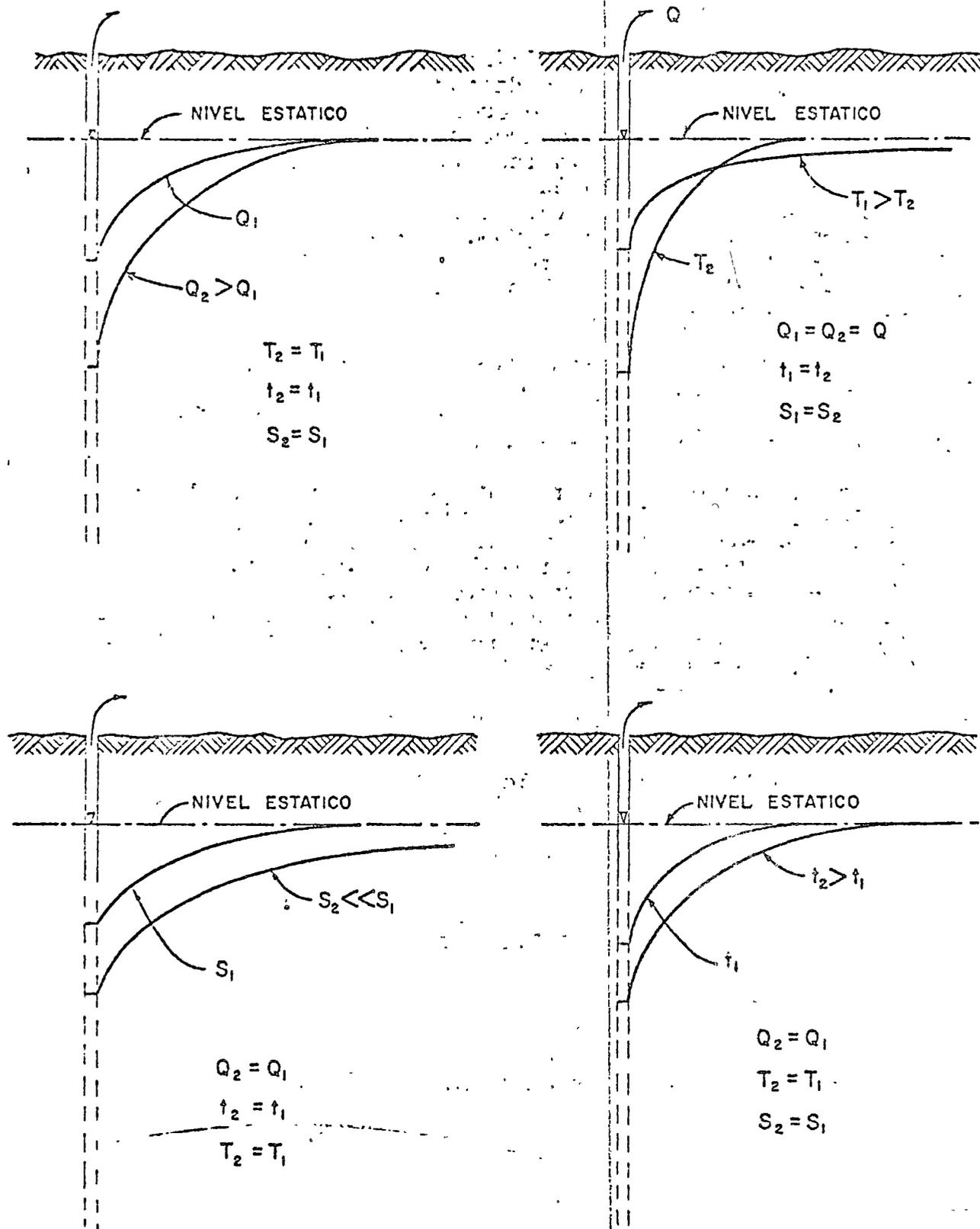


FIG. 6. — INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q), TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION

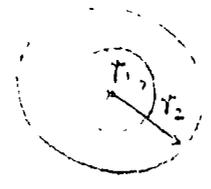
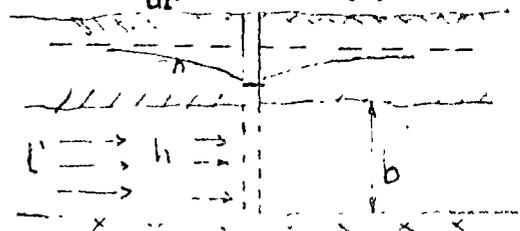
3.3.3 FLUJO RADIAL A UN POZO EN REGIMEN ESTABLECIDO. (ref. 1)

Sea un pozo que bombea a caudal constante Q.

El abatimiento de la carga piezométrica h tiene la misma distribución en una sección vertical que incluye el eje del pozo o sea hay simetría radial.

$$Q = -K \frac{dh}{dr} 2\pi rb$$

$$Q = K \frac{dh}{dr} 2\pi rb \quad (1)$$



- Q Caudal de bombeo.
- K Permeabilidad.
- h Altura piezométrica a la distancia r del pozo de bombeo
- b Espesor del acuífero.

La ecuación (1) representa la condición de frontera al resolver la ecuación de Laplace para acuífero confinado:

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

La integración conduce a :

$$r \frac{dh}{dr} = \frac{Q}{2\pi kb} \quad (\text{constante}).$$

Cuando se dispone de 2 pozos de observación con alturas piezométricas h1 y h2 y distancias al pozo de bombeo r1 y r2 :

$$\int_{h_2}^{h_1} dh = \frac{Q}{2\pi kb} \int_{r_2}^{r_1} \frac{dr}{r}$$

$$h_2 = \frac{Q}{2\pi kb} L \frac{r_1}{r_2}, \text{ donde } L \text{ es el símbolo de logaritmo natural.}$$

La fórmula correspondiente a un acuífero libre, es:

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

$$Q = cte.$$

La derivación de las fórmulas anteriores, se basa en las hipótesis simplificatorias siguientes:

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

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 muy pequeño generalmente 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 2 pozos de observación, las fórmulas (1) y (2) permiten calcular la permeabilidad en la forma:

$$k = \frac{Q}{2\pi b(h_1 - h_2)} L \frac{r_1}{r_2} .$$

para el acuífero confinado, y

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

Aun cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporcionan información alguna 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 sistema de penetración parcial, ni a muchos otros que se presentan con frecuencia en la práctica. Por otra parte, su aplicación requiere de 2 pozos de observación próximos al de bombeo, lo que no siempre es económicamente posible, especialmente cuando el acuífero se encuentra profundo o es de gran espesor.

### Pruebas de Bombeo en Régimen Transitorio.

En 1935, Theis inició el estudio de la hidráulica de pozos en régimen transitorio, al desarrollar la fórmula que lleva su nombre. Mediante la aplicación de la fórmula de Theis puede predecirse el abatimiento en un punto dado para cualquier tiempo de bombeo: la transmisibilidad y permeabilidad media pueden determinarse conociendo la variación de los niveles piezométricos al principio de la prueba, sin necesidad de esperar la estabilización de los niveles en los pozos de observación. Además, la aplicación de la fórmula requiere únicamente de observaciones en un pozo.

Theis desarrollo su fórmula, con base en las hipótesis siguientes:

- 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 el acuífero.
- f).- El agua del acuífero es liberada instantáneamente con el abatimiento.

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

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \text{--- --} \quad (3)$$

- a = abatimiento a la distancia r del pozo de bombeo
- Q = caudal de bombeo
- T = Transmisibilidad del acuífero
- W(u) = función de pozo =  $\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$
- u =  $\frac{r^2 S}{4vt}$  --- -- (4)

- r = distancia al pozo de bombeo
- t = tiempo de bombeo
- s = Coeficiente de almacenamiento

Con base en las fórmulas (3) y (4) Theis desarrolló un método gráfico de solución para determinar los parámetros T y S, - siguiendo la secuela siguiente:

- a).- Trazar la curva tipo  $W(u) - 1/u$  en papel con trazado do ble logarítmico.
- b).- Construir la gráfica a - t (cuando se tiene un solo pozo de observación).
- 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 (3) y (4) y despejar los valores de T y S.

En la fig. 7 se muestra la curva tipo. En la tabla 2 se - presentan las observaciones realizadas en una prueba de bombeo; la - fig. 8 ilustra su interpretación.

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

-> Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas, fue desarrollado por Jacob, quien observó que para tiempos largos ( $t > 5Sr^2/T$ ), la ecuación (3) puede expresarse:

$$a = \frac{2.30}{4\pi T} \log \frac{2.25 Tt}{r^2 s} \quad - - - - \quad (5)$$

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

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

CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE  
BOMBEO EN POZOS TOTALMENTE PENETRANTES  
EN AGUFEROS CONTINUOS

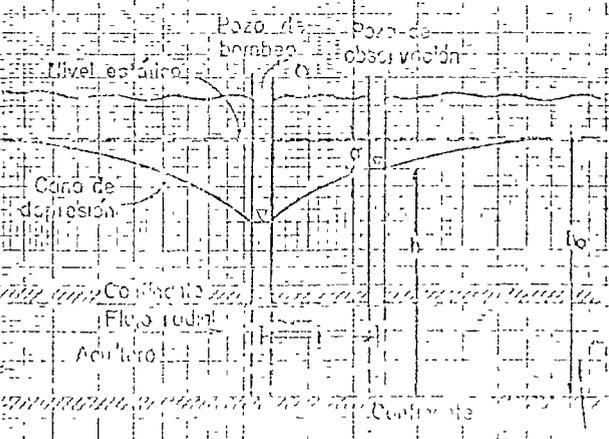
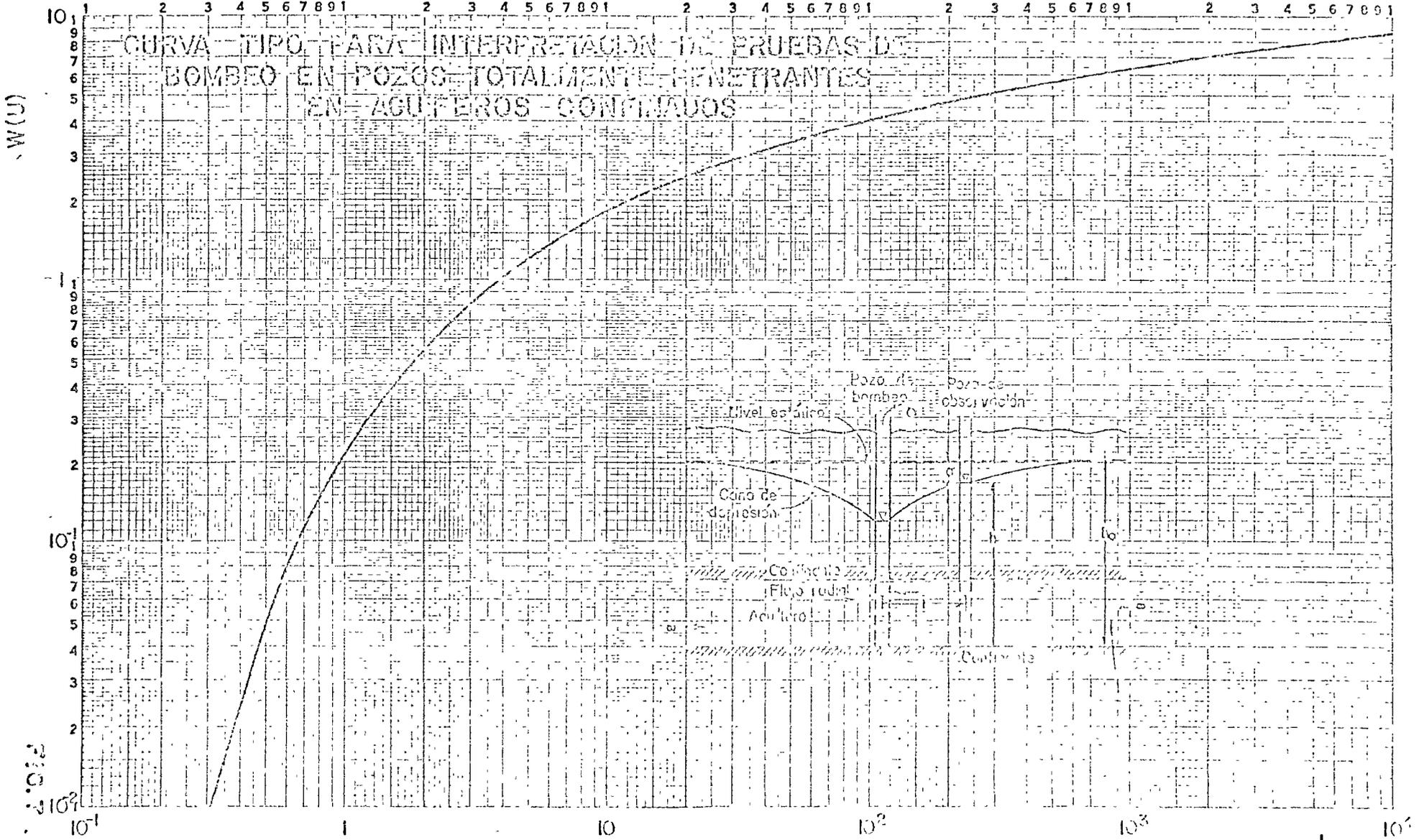


FIG. 1



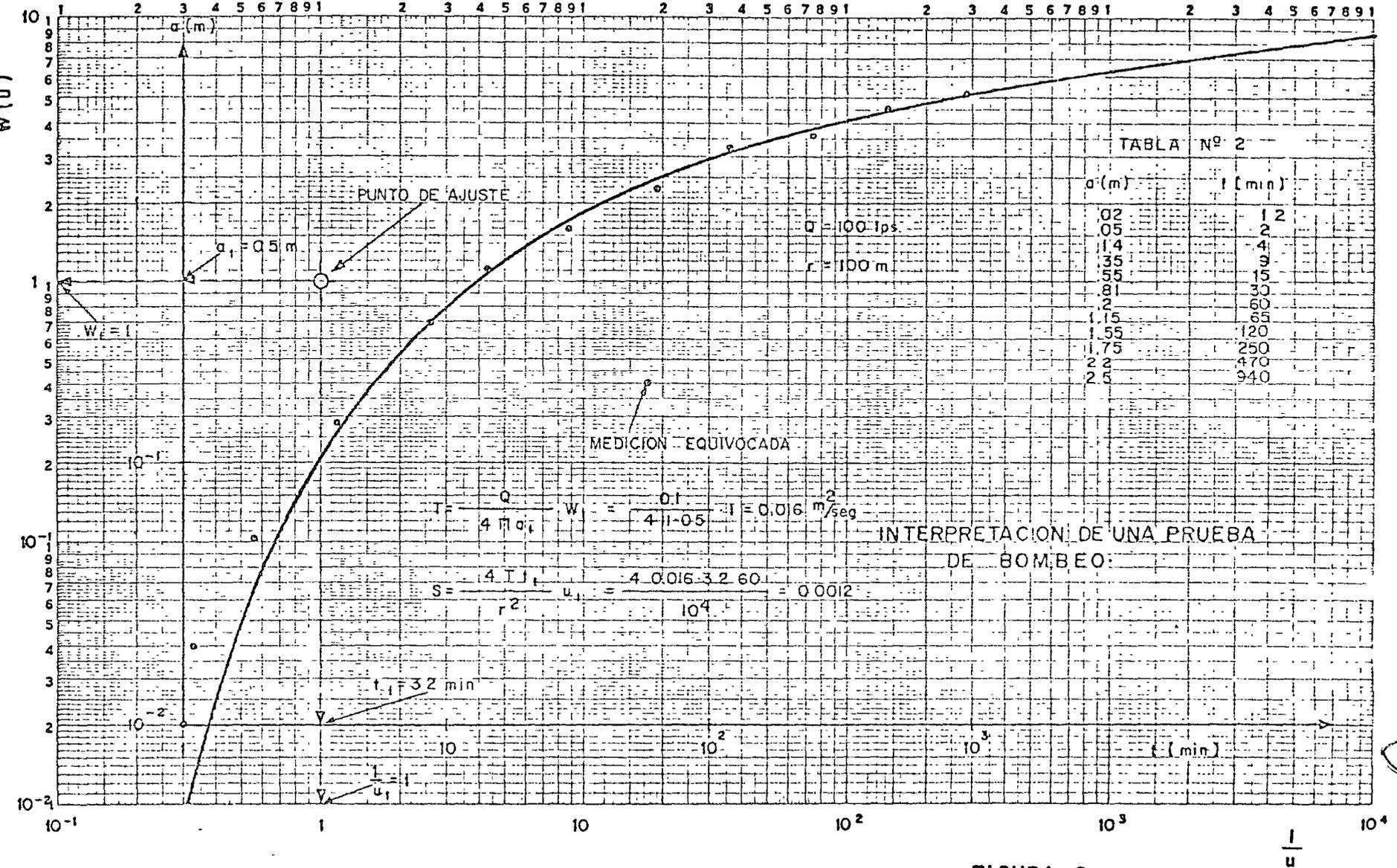


FIGURA 8

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

- c).- Si la pendiente de la recta de ajuste es  $m$ , la transmisibilidad puede obtenerse de la expresión:

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

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

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

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

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

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

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

en que  $r_0$  es el valor de  $r$  para el cual la prolongación de la recta de ajuste 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, se llevan en el eje logarítmico los valores de la relación  $t/r^2$ , y se sigue la secuela descrita anteriormente.

En la fig. 9 se compara la curva tipo de Theis con la aproximación de Jacob, en trazado semilogarítmico.

#### Otros Sistemas de Flujo.

No obstante que la fórmula (3) es aplicable en muchos casos, existen numerosos sistemas de flujo que difieren notablemente del resuelto por Theis. Cuando no puede lograrse un ajuste razonable entre la curva de datos de campo y la curva tipo, significa que alguna, o algunas de las hipótesis básicas de la teoría no se están cumpliendo, y el método descrito no es aplicable.

Con posterioridad a Theis, diversos autores obtuvieron ecuaciones para numerosos sistemas de flujo: penetración parcial, semiconfinamiento, acuíferos freáticos, acuíferos de extensión limitada, acuíferos con anisotropía, etc. Aunque la obtención de estas soluciones es complicada desde el punto de vista matemático, su aplica-

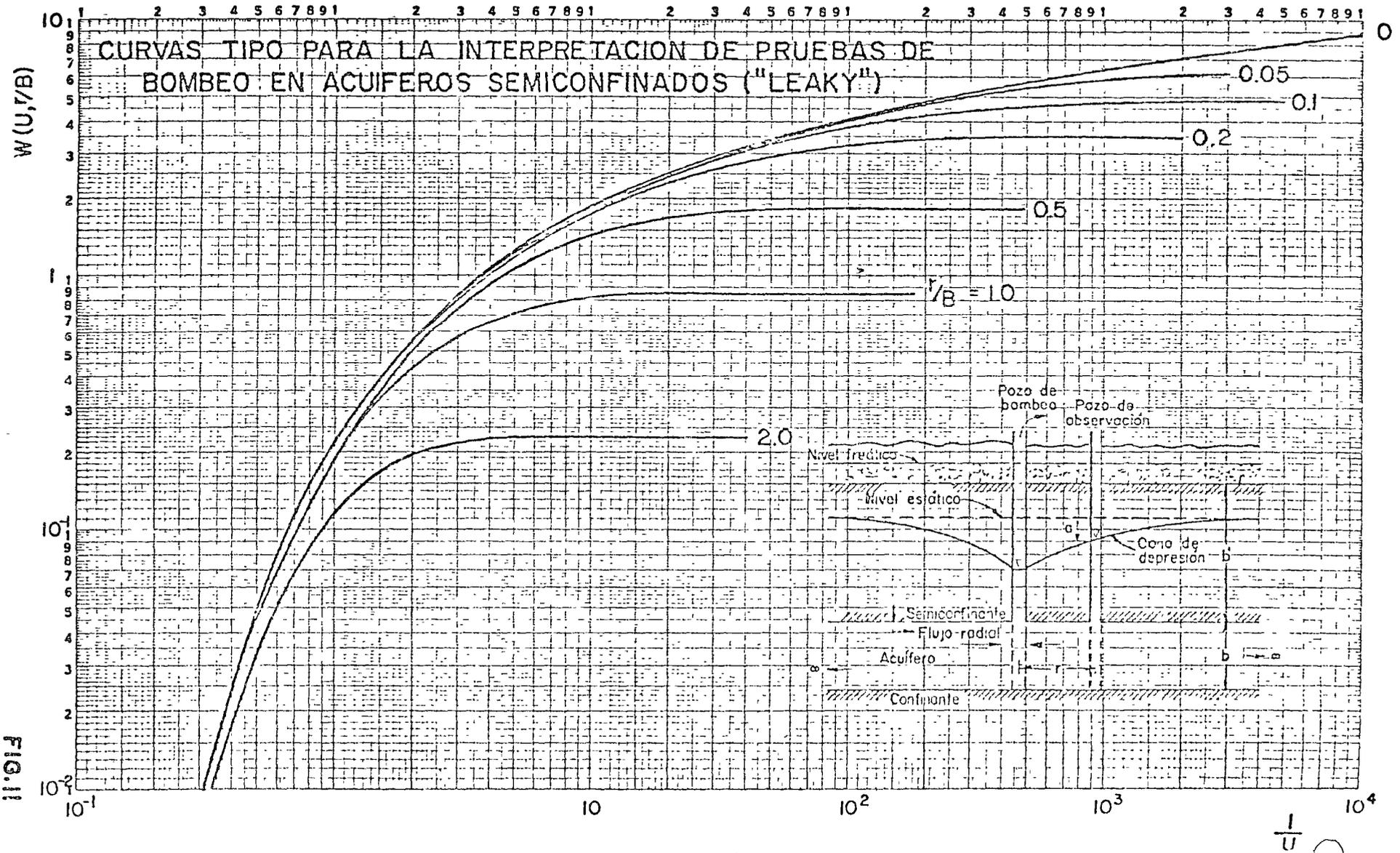


FIG. 11

es  
n  
i  
e  
s  
e  
s

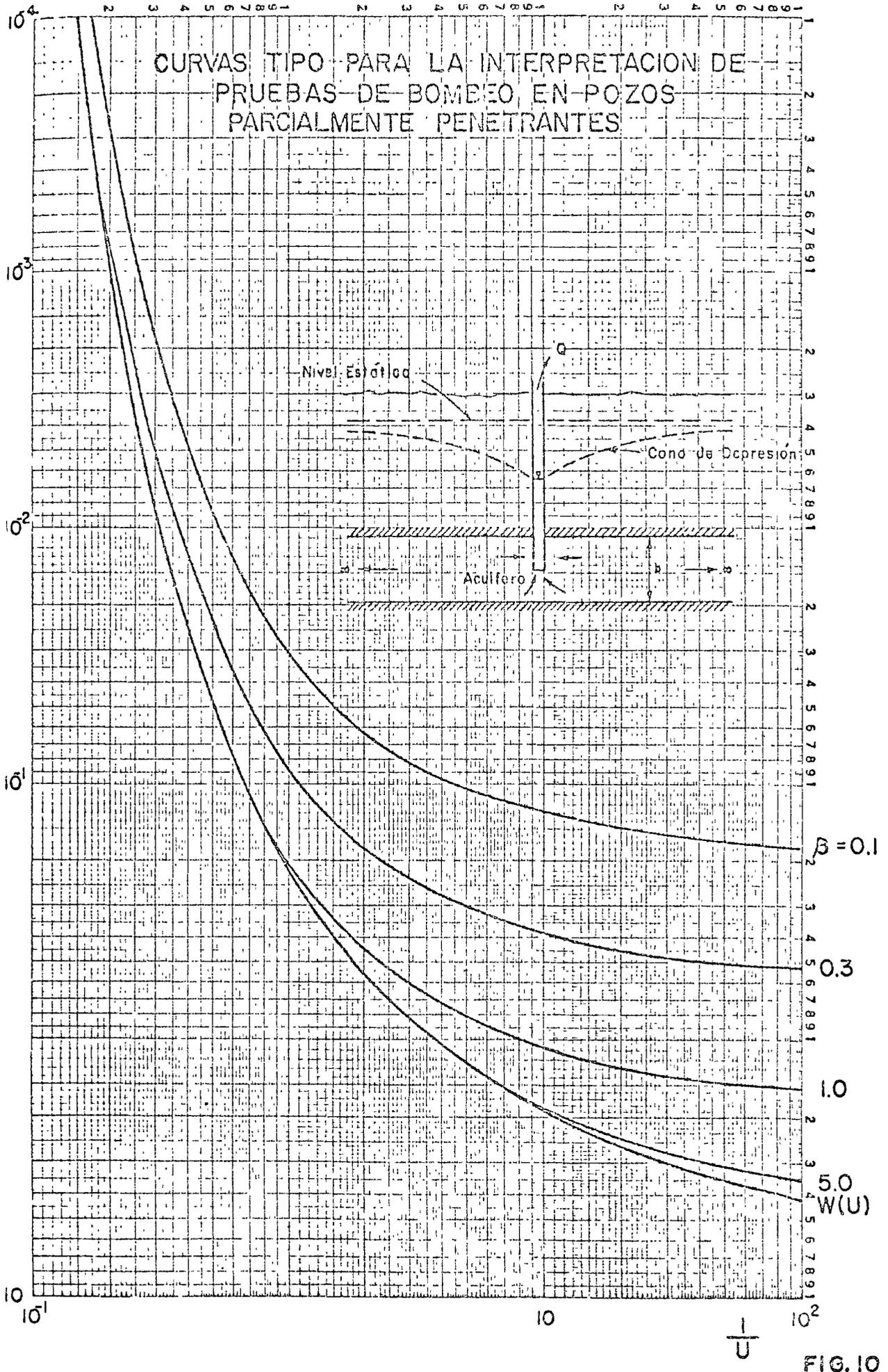
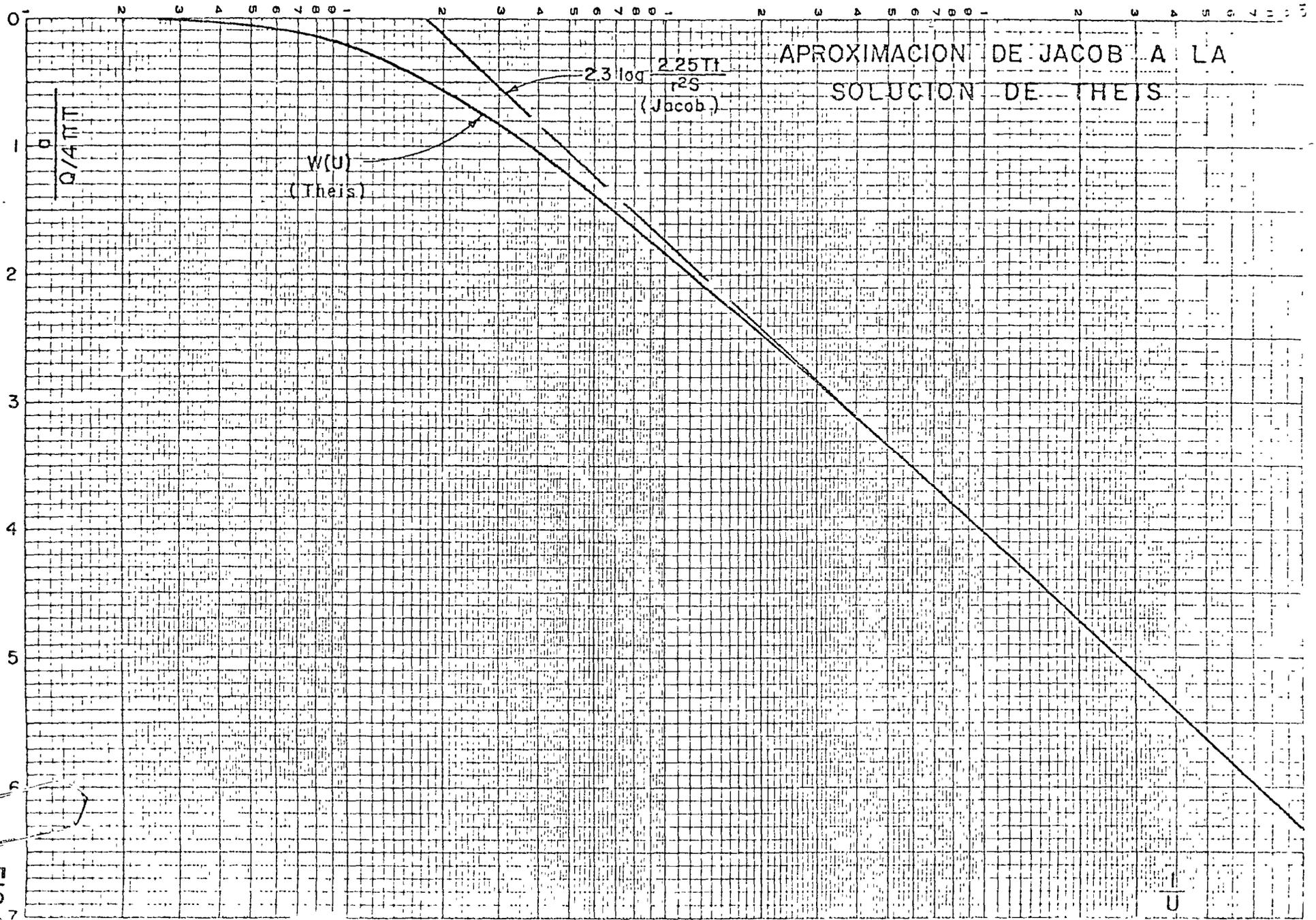


FIG. 10



APROXIMACION DE JACOB A LA  
 SOLUCION DE THEIS

$$2.3 \log \frac{2.25Tt}{r^2S}$$

(Jacob.)

$W(u)$   
 (Theis)

FIG. 9

La interpretación de las pruebas tiene el gran problema de que sistemas de flujo muy diferentes pueden provocar respuestas - muy semejantes de los niveles piezométricos del acuífero. Entonces - el que una curva formada con datos de campo se ajuste a una curva tipo, no significa necesariamente que se trate del sistema de flujo representado por ésta última, siendo necesario contar con información complementaria para definir el sistema de que se trata: cortes geológicos y registros eléctricos; características constructivas del pozo de bombeo y del (o los) de observación; ubicación de afloramientos, ríos, canales o pozos en operación, que se encuentren próximos al pozo de prueba y que pudieran influir en el comportamiento del acuífero durante la prueba.

Otro de los problemas que presenta la interpretación de las pruebas de bombeo, está relacionado con la duración de las mismas. Hay diferentes sistemas de flujo que provocan el mismo comportamiento de los niveles piezométricos en la primera parte de la prueba, y sólo se puede diferenciar uno de otro después de cierto tiempo de bombeo. Si la prueba es relativamente corta, su interpretación puede ser muy dudosa, pues es muy difícil definir de que sistema de flujo se trata. Es recomendable, entonces, que la prueba de bombeo sea de la mayor duración posible (uno o más días).

Por otra parte, la selección de pozos de observación requiere de cierto cuidado. Cuando tanto el pozo de bombeo como los pozos de observación son construidos con el fin específico de realizar las pruebas, puede tenerse cierta seguridad de que uno y otros están captando un mismo acuífero. Sin embargo, cuando se utilizan pozos ya existentes, puede ocurrir que las profundidades del pozo de bombeo y del (o los) de observación sean completamente diferentes. Si el acuífero es más o menos homogéneo e isótropo, si todos los pozos utilizados en la prueba están captándolo, y si el flujo es sensiblemente horizontal, la diferencia de profundidades entre los pozos no afecta a la prueba. En cambio, si el acuífero es anisótropo, si son varios acuíferos separados total o parcialmente por lentes de menor permeabilidad, o si el flujo no es predominantemente horizontal, la diferencia de profundidades dificulta considerablemente la interpretación de la prueba o la hace no interpretable.

Con frecuencia, la imposibilidad de contar con pozos de observación, obliga a observar los efectos de bombeo únicamente en el pozo bombeado. La interpretación de estas pruebas es aún muy dudo

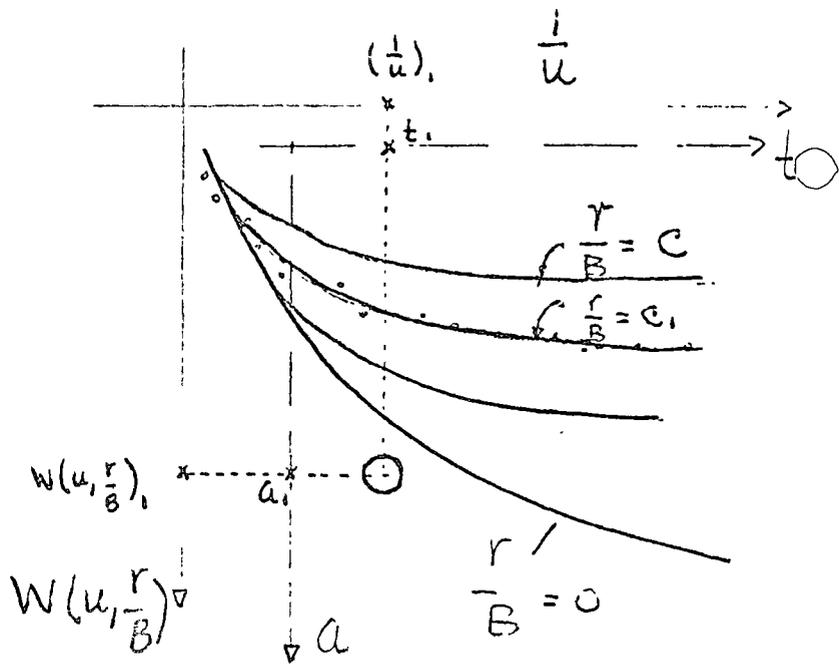
sa y sus resultados deben tomarse con muchas reservas, pues en el pozo de bombeo se presentan efectos adicionales no tomados en cuenta en la mayoría de las teorías; pérdidas por entrada, fricción y cambios de dirección; flujo turbulento en las proximidades del pozo; efecto del engravado, concentraciones de flujo, etc.

Una vez obtenidas las características T y S por el método aplicable en cada caso, es posible predecir el abatimiento que se provocaría en cualquier punto dentro del área de influencia del bombeo, para diferentes tiempos y diferentes caudales de extracción. También, puede predecirse los efectos inducidos por el bombeo simultáneo de varios pozos, mediante la superposición de los efectos inducidos por cada uno de ellos. Esto permite analizar problemas de interferencia entre pozos; definir el espaciamiento más apropiado entre pozos; diseñar un sistema de drenaje vertical, etc.

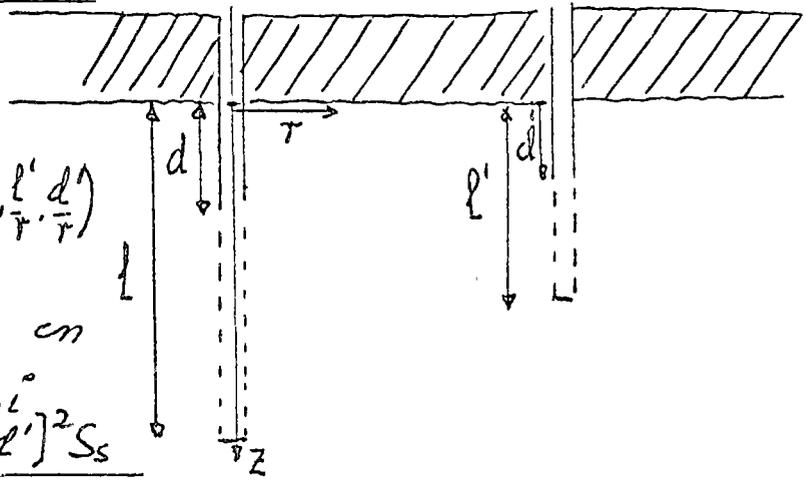
$$T = \frac{Q}{4\pi a_1} \left[ W(u, \frac{r}{B}) \right]$$

$$S = \frac{4Tt_1 u_1}{r^2}$$

$$K' = \frac{Tb'c^2}{r^2}$$



PENETRACION PARCIAL



$$\bar{a} = \frac{Q}{8\pi K(l-d)} \bar{E}(u, \frac{l}{r}, \frac{d}{r}, \frac{l'}{r}, \frac{d'}{r})$$

$\bar{a}$  abatimiento medio en un pozo de observación si  $t < \frac{[2b - (\frac{1}{2})(2l + l' + d')]^2 S_s}{20K}$

y si  $\frac{l'}{l} < 2$

$$E = M(u, \frac{l+z}{r}) - M(u, \frac{d+z}{r}) + M(u, \frac{l-z}{r}) - M(u, \frac{d-z}{r})$$

con  $z = 0.5(l' + d')$

si  $t > \frac{Sb}{2K}$  y/o  $r > 1.5b$  equivale a que el pozo de bombeo penetra totalmente.  $a = \frac{Q}{4\pi Rb} W(u)$   
 da resultados suficientemente exactos.

### ACUIFERO SEMICONFINADO.

$$T \nabla^2 h = S \frac{dh}{dt}$$

$$Q_l = K' \cdot l \frac{H-h}{b'}$$

$$T \nabla^2 h + K' \frac{H-h}{b'} = S \frac{dh}{dt}$$

•  $a = H-h$   
con el cambio de variable...

$$-T \nabla^2 a + K' \frac{a}{b'} = -S \frac{da}{dt}$$

si  $B = \sqrt{\frac{Tb}{K'}}$

$$\nabla^2 a - \frac{a}{B^2} = \frac{S}{T} \frac{da}{dt}$$

Condiciones de frontera

$$a \rightarrow 0 \text{ si } r \rightarrow \infty$$

$$\lim_{r \rightarrow 0} r \frac{da}{dr} = -\frac{Q}{2\pi T}$$

condicion inicial  $a(r) = 0, t = 0.$

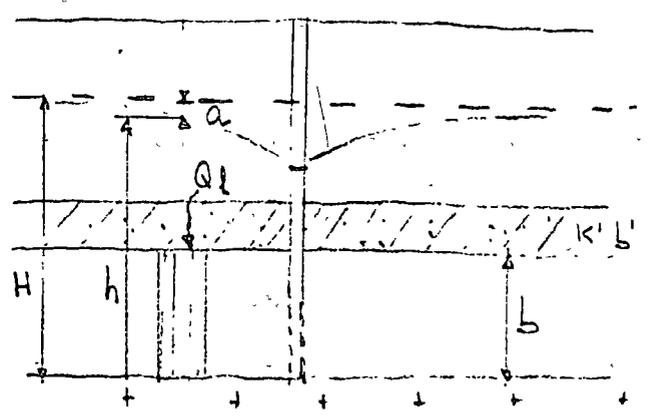
Solucion  $a = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{1}{u} e^{-y - \frac{r^2}{4B^2y}} dy$

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \frac{r}{B}), \text{ donde la funcion}$$

de bozo  $W(u, \frac{r}{B})$  para acuífero semiconfinado tiene el valor de la integral de la ecuación anterior.

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Como en el caso de acuífero confinado, se utiliza el método de curva tipo para determinar los parámetros de los acuíferos



# ACUIFEROS (LIBRES) NO CONFINADOS

Ecuación fundamental de conservación de la masa:

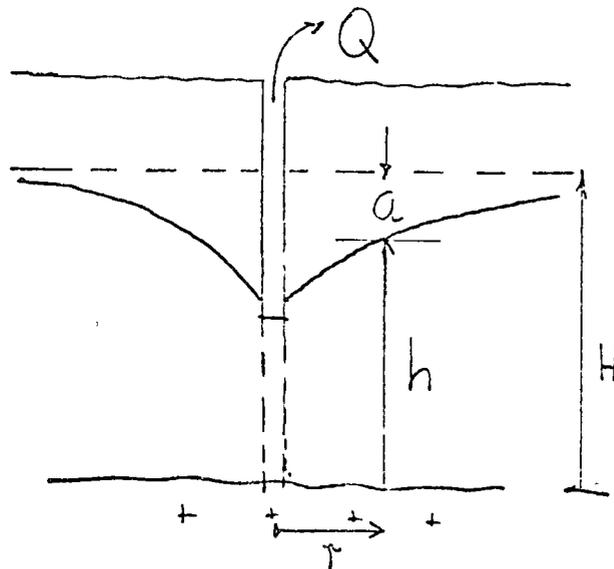
$$\frac{1}{2} \nabla^2 h^2 = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Condiciones de frontera

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0$$

$$h(r, z, 0) = H$$

$$h(\infty, z, t) = H$$



$$H^2 - h^2 = \frac{Q}{2\pi K} W(u)$$

$$h = H - a$$

$$\begin{aligned}
 H^2 - (H - a)^2 &= a(2H - a) \\
 &= \left(1 - \frac{a}{2H}\right) 2aH
 \end{aligned}$$

si  $\frac{a}{H} < 0.02$

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

habiendo utilizado las hipótesis de Dupuit, la componente vertical del flujo se desprecia si  $r > 1.5H$ , se presenta además retraso en el drenado

si  $\frac{a}{H} > 0.02$ .

$$a - \frac{a^2}{2H} = \frac{Q}{4\pi K H} W(u)$$

con la corrección de Jacob

### 3.3.5. INTRUSION SALINA

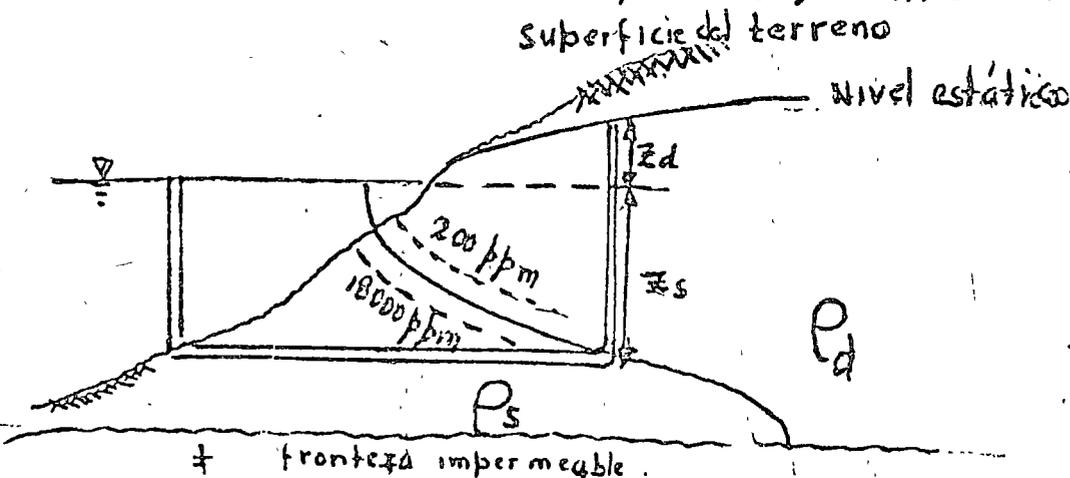
Cuando por efecto de sobre explotación en un acuífero costero, se produce la inversión del flujo subterráneo, se provoca una condición de desequilibrio que provoca el avance de la interfase salina, hacia tierra adentro, con la consecuente contaminación del agua dulce de los acuíferos. Una vez que los pozos de explotación empiezan a extraer el agua contaminada, se requiere abandonar esas obras.

se presenta el análisis para la condición estática, dado por Ghyben-Herzberg para la figura y nomenclatura indicada a continuación se tiene:

$$-Z_s \rho_s g = \rho_d (-Z_s) + \rho_d Z_d$$

$$Z_d = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} Z_s, \text{ como, } \rho_s = 1.026 \frac{\text{gr masa}}{\text{cm}^3}, \rho_d = \frac{1.000 \text{ gr masa}}{\text{cm}^3}$$

$Z_s = 38 Z_d$ , que señala la posición de la interfase, sin olvidar que esta presenta una zona de difusión.



$Z_d$ : elevación del nivel estático respecto al nivel del mar.

$Z_s$ : elevación (-) de la interfase.

$\rho_d$ : densidad del agua dulce.

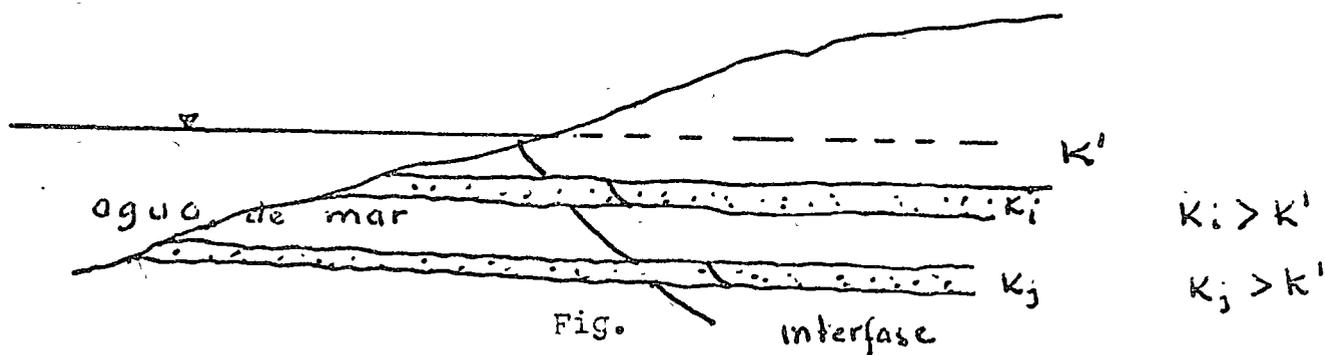
$\rho_s$ : densidad del agua salada.

## Intrusión Salina

Se presenta el análisis para la condición estática,  
de Ghyben - Herzberg.

- INTRUSION SALINA -

-2-



El descenso de presión en los estratos más permeables trae como consecuencia el avance mayor de la intrusión salina en esos estratos.

Al causar una sobreexplotación al grado de que los niveles estáticos se encuentren por debajo del nivel del mar se presenta una situación de desequilibrio mediante el cual lentamente el agua de mar desplaza al agua dulce en todo el volumen correspondiente al área con niveles bajo el nivel del mar. Debido a que un pequeño volumen de agua de mar es suficiente para elevar fuertemente la concentración salina del agua dulce y que el fenómeno tiene un avance lento, puede considerarse irreversible.

Al analizar la velocidad de avance de la intrusión aplicando la Ley de Darcy es necesario recordar que esta ley nos da una velocidad aparente, siendo la real:

$$V_r = \frac{V_a}{S_y}$$

$S_y$  = Rendimiento específico

$V_r$  = velocidad real.

$V_a$  = velocidad aparente.

11

○

○

○



centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



**EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS**

**Simulación Matemática de Acuíferos**

**Ing. Luzbel Napoleón Solórzano**

# Simulación matemática de acuíferos

## PRIMERA PARTE: MODELO MATEMATICO DE DIFERENCIAS FINITAS POR EL METODO ALTERNANTE

Luzbel Napoleón Solórzano\*

### RESUMEN

En este artículo se describe detalladamente un modelo matemático de diferencias finitas, que puede ser usado para simular el comportamiento de varios tipos de acuíferos. La técnica numérica empleada, mezcla de esquemas explícitos e implícitos, se ha aplicado con éxito en el estudio de yacimientos petrolíferos.

El modelo permite representar la forma areal de los mantos, las distribuciones de trasmisibilidad y coeficientes de almacenamiento, así como los ritmos de alimentación y producción. Estas características hacen posible determinar las evoluciones que experimenta la superficie piezométrica a través del tiempo cuando se somete el acuífero a diferentes regímenes de explotación.

Se ilustra la versatilidad del modelo con varios ejemplos sencillos. En la segunda parte de este artículo, que se referirá a la calibración automática de modelos, se darán a conocer los resultados obtenidos con acuíferos reales.

### INTRODUCCION

La predicción del comportamiento de los acuíferos de una región, bajo diferentes ritmos de explotación, constituye una información básica que, analizada conjuntamente con algunos aspectos de carácter económico, permite evaluar correctamente los proyectos de inversión y desarrollo económico relacionados con el

\* Investigador del Instituto del Petróleo,  
Secretario Auxiliar de la Facultad de Ingeniería, UNAM

aprovechamiento de los recursos hidráulicos. En este sentido, los modelos matemáticos son un poderoso auxiliar que facilita la toma de decisiones.

Para simular el comportamiento de acuíferos se han empleado con frecuencia modelos físicos y matemáticos. Entre los primeros tuvieron mayor uso los analógicos, ya fueran potenciométricos o eléctricos. Por sus mayores ventajas, los modelos matemáticos han sido ampliamente aceptados desde los experimentos que sobre el flujo de agua en medios permeables realizara Henry Philibert Gaspard Darcy, en 1856. Desafortunadamente, antes del desarrollo de las computadoras electrónicas y de técnicas numéricas adecuadas, los modelos matemáticos tenían que incluir hipótesis simplistas, a fin de poderse resolver las complejas ecuaciones que representan el fenómeno en cuestión.

La ecuación más general del escurrimiento de agua en suelos, que se obtiene combinando la ley de Darcy con una ecuación de estado y la de continuidad, resulta de segundo orden, no lineal y sin solución analítica. La representación de esta ley en diferencias finitas permite transformar el problema de integración en uno más sencillo de álgebra lineal. El sistema de ecuaciones lineales en que queda expresado finalmente el modelo matemático, por tener la característica de su triagonalidad, se resuelve mediante un algoritmo que no presenta problemas de memoria en las computadoras.

Antes de efectuar la predicción del comportamiento de un acuífero, es necesario ajustar el modelo matemático hasta que reproduzca, dentro de una tolerancia dada, el comportamiento observado en el campo durante cierto tiempo. Este ajuste, que se conoce como calibración del modelo, se lleva a cabo a través de diferentes corridas del mismo, modificando para cada una de ellas los valores de algunos parámetros que, por la manera de obtenerlos, se sabe que contienen mayor incertidumbre. Por este método de ensaye y error, el ajuste del modelo puede consumir mucho tiempo y hacer eventualmente incosteable la simulación matemática de acuíferos. Afortunadamente ya se han desarrollado métodos que permiten realizar este trabajo en forma automática y que han dado buenos resultados en casos prácticos. La mayoría de esas técnicas busca definir una función de errores entre las variables de control observadas y las calculadas, y minimizarla con técnicas de programación matemática. La segunda parte de este trabajo tratará precisamente de este aspecto importante de la simulación numérica de acuíferos.

Además, se tiene planeado redactar una tercera parte, sobre el análisis económico y de riesgo para estudiar desde ese punto de vista y en forma integral las diferentes alternativas de inversión que pueden presentarse en un proyecto dado. Es un hecho que dentro de todas las posibilidades habrá un camino que ofrezca menor riesgo, mayor tasa de ganancia, y menor periodo de cancelación, siendo el conocimiento de estos índices

fundamental para cuantificar la bondad económica de cualquier alternativa.

El modelo descrito en esta parte se aplica a varios ejemplos sencillos que ilustran la versatilidad de las aplicaciones y proporcionan una mayor claridad en la teoría expuesta. Por ejemplo, pueden observarse las variaciones a través del tiempo de los niveles piezométricos en los diferentes pozos; puede estudiarse la interferencia entre estos y la influencia de la política de explotación en la vida productiva, y simultáneamente considerar la alimentación del acuífero en áreas de recarga y pérdidas de fluido en zonas que no contienen pozos.

## 1. ECUACION DE FLUJO

La ecuación fundamental del escurrimiento en régimen variable de agua a través de un medio permeable (Apéndice A), se basa en la ecuación de Darcy

$$\vec{v} = -K \text{ grad } H \quad (1.1)$$

en la de continuidad

$$\text{div}(\rho \vec{v}) \pm q_v = - \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (1.2)$$

y en una ecuación de estado

$$F(\rho, p) = 0 \quad (1.3)$$

donde  $\vec{v}$  es la velocidad aparente, definida como el gasto entre el área de la sección transversal a la dirección de flujo;  $K$ , el coeficiente de permeabilidad, de dimensiones  $L T^{-1}$ , que incluye efectos de la formación (permeabilidad específica) y del fluido (viscosidad y peso específico);  $H$ , la altura piezométrica;  $\rho$ , la densidad;  $q_v$ , un gasto de masa por unidad de volumen de roca que se crea o destruye (áreas de recarga o pozos productores),  $t$ , el tiempo, y  $p$  la presión.

La sustitución de la ec 1.1 en la 1.2 da

$$\text{div}(\rho K \text{ grad } H) \mp q_v = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (1.4)$$

En acuíferos libres, el coeficiente de almacenamiento  $S$  es sinónimo de rendimiento específico, el cual se define como el volumen de agua drenado por gravedad con respecto al volumen de roca. Sin embargo, para acuíferos confinados, el coeficiente de almacenamiento es una medida de la compresibilidad del acuífero. o sea, se considera que la presión hidrostática soporta parcialmente el peso de la sobrecarga, mientras la estructura sólida del acuífero soporta el resto. Cuando la presión hidrostática se reduce, la carga sobre el acuífero se incrementa y esta compresión del mismo origina una fuerza sobre el agua que la expande y libera

Así, en acuíferos confinados,  $S$  se define como el volumen de agua liberado o admitido por unidad de área horizontal, por unidad de cambio en el componente vertical de la carga. Para una columna vertical de un metro cuadrado de base, el coeficiente de almacenamiento  $S$  es igual al volumen de agua, en metros cúbicos, liberado del acuífero cuando la superficie piezométrica declina un metro. Introduciendo este concepto en la ec 1.4 junto con el de transmisibilidad ( $T$ ), o sea el producto de  $K$  por el espesor  $b$ , y las compresibilidades del acuífero y del agua, resulta la ecuación buscada

$$\nabla \cdot T \nabla H + B = S \partial H / \partial t \quad (1.5)$$

Para resolver esta ecuación es necesario considerar dos tipos de condiciones, la de frontera normalmente establece la imposibilidad del flujo a través de las fronteras del acuífero:

$$\frac{\partial H}{\partial n} = 0 \quad (1.6)$$

o bien una carga conocida en las fronteras a través del tiempo

$$H(n, t) = cte \quad (1.7)$$

La condición inicial se expresa como una función conocida de  $H$  a un tiempo  $t_0$  dado

$$H = H(x, y, t_0) \quad (1.8)$$

## 2. ECUACION EN DIFERENCIAS FINITAS

Para expresar en diferencias finitas la ec 1.5, es conveniente desarrollar el primer término del miembro de la izquierda

$$\text{div}(T \text{grad } H) = T \nabla^2 H + \text{grad } T \cdot \text{grad } H$$

que, en coordenadas cartesianas y tomando solo dos variables, se expresa como

$$T \left( \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2.1)$$

Si  $i$  y  $j$  son subíndices (fig 1) que representan la posición en las direcciones  $x$  y  $y$ , respectivamente, y  $\Delta x$  y  $\Delta y$  son las dimensiones de las celdas de la malla, la expresión 2.1 en diferencias finitas se puede escribir como

$$T_{i,j} \left[ \frac{H_{i+1,j} - 2H_{i,j} + H_{i-1,j}}{\Delta x^2} + \frac{H_{i,j+1} - 2H_{i,j} + H_{i,j-1}}{\Delta y^2} \right] + \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta x} \frac{H_{i+1,j} - H_{i,j}}{\Delta x} + \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta y} \frac{H_{i,j+1} - H_{i,j}}{\Delta y}$$

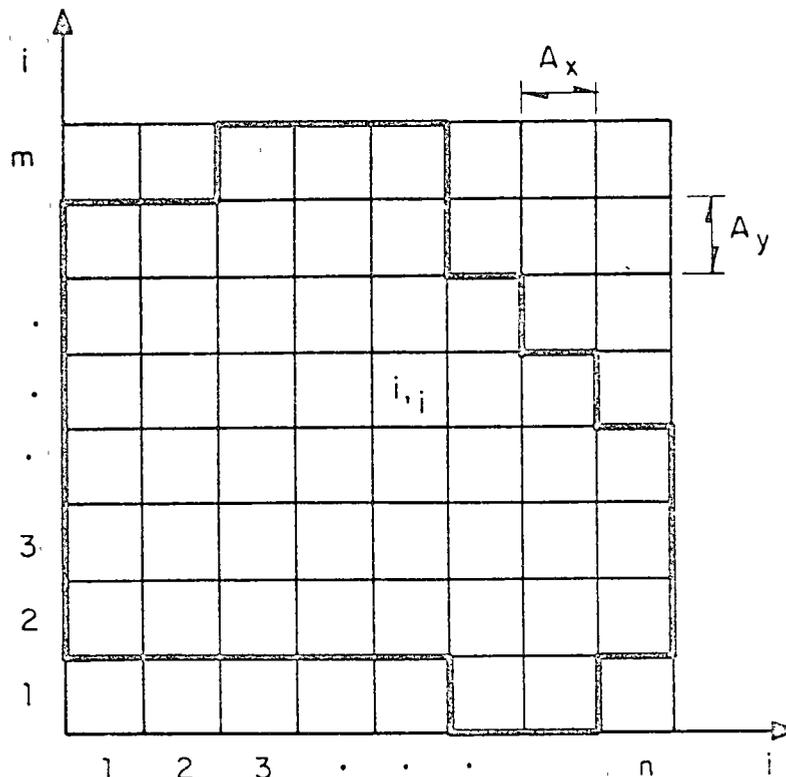


Fig 1 Malla de cálculo empleada en el método de diferencias finitas

de donde, desarrollando los productos indicados y definiendo diferencias en puntos intermedios

$$\begin{aligned}
 T_{i+1/2,j} &= \frac{T_{i+1,j} + T_{i,j}}{2} \\
 T_{i-1/2,j} &= \frac{T_{i,j} + T_{i-1,j}}{2} \\
 T_{i,j+1/2} &= \frac{T_{i,j+1} + T_{i,j}}{2} \\
 T_{i,j-1/2} &= \frac{T_{i,j} + T_{i,j-1}}{2}
 \end{aligned}
 \tag{2.1a}$$

se obtiene la expresión

$$\begin{aligned}
 (1/\Delta x^2) & \left[ T_{i+1/2,j} (H_{i+1,j} - H_{i,j}) - T_{i-1/2,j} (H_{i,j} - H_{i-1,j}) \right] \\
 + (1/\Delta y^2) & \left[ T_{i,j+1/2} (H_{i,j+1} - H_{i,j}) - T_{i,j-1/2} (H_{i,j} - H_{i,j-1}) \right]
 \end{aligned}
 \tag{2.2}$$

que se puede representar como

$$\Delta \cdot T \Delta H$$

y la ec 5 en diferencias finitas resulta, finalmente

$$\Delta \cdot T \Delta H + B_{i,j} = S_{i,j} \left[ \frac{H_{i,j}^{k+1} - H_{i,j}^k}{\Delta t} \right]
 \tag{2.3}$$

señalando el superíndice  $k$  el paso en el tiempo y  $\Delta t$  el incremento para ir de  $k$  a  $k+1$ . No se han señalado los tiempos en que están los otros términos, porque eso depende del método escogido para resolver la ecuación.

## 2.1 Método alternante

Para resolver numéricamente la ec 1.5, se presentan varias alternativas en la manera de emplear la expresión 2.3, que consisten en hacerla explícita, implícita o una combinación entre ambas. Si se emplea el método explícito, la determinación de  $H_{i,j}^{k+1}$  resulta fácil, pero existen fuertes restricciones en  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  y  $\Delta t$  para que el procedimiento sea estable. Si se utiliza un esquema implícito, no hay prácticamente restricciones para la estabilidad, pero la solución del sistema de ecuaciones que resulta es complicada cuando se tiene una malla de muchas celdas. En este último caso, el método tradicional de inversión de matrices es inapli-

cable, debido al tiempo de cálculo requerido y a la magnitud del error de redondeo cuando la matriz es muy grande y la computadora no permite gran precisión.

Por otro lado, el método alternante (ADIP, *Alternating Direction Implicit Procedure*, de Douglas, Peaceman y Rahfford) presenta la ventaja de llevar a sistemas tridiagonales que se resuelven con el método de Thomas, descrito en el Apéndice B, y de no tener restricciones para la estabilidad, como se demuestra en el Apéndice C. Este procedimiento consiste en lo siguiente:

En primer lugar, para calcular los valores de  $H_{i,j}^{k+1}$  (conocidos los del paso  $k$ ) se emplea la ec 2.3 en la forma

$$\begin{aligned}
 (1/\Delta x^2) & \left[ T_{i+1/2,j} (H_{i+1,j}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}) - T_{i-1/2,j} (H_{i,j}^{k+1} - H_{i-1,j}^{k+1}) \right] + \\
 + (1/\Delta y^2) & \left[ T_{i,j+1/2} (H_{i,j+1}^k - H_{i,j}^k) - T_{i,j-1/2} (H_{i,j}^k - H_{i,j-1}^k) \right] + \\
 + B_{i,j} & = S_{i,j} \left[ \frac{H_{i,j}^{k+1} - H_{i,j}^k}{\Delta t} \right]
 \end{aligned}
 \tag{2.4}$$

Obsérvese que en la ecuación anterior aparecen como incógnitas solamente  $H_{i-1,j}$ ,  $H_{i,j}$  y  $H_{i+1,j}$  para el paso  $k+1$ . Al aplicarla a todas las celdas o nudos de un renglón  $i$ , se obtiene un sistema de ecuaciones tridiagonal (fig 2).

En segundo lugar, para calcular los valores de  $H_{i,j}^{k+2}$  (ya conocidos los del paso  $k+1$ ) se emplea la ec 2.3 en la forma

$$\begin{aligned}
 (1/\Delta x^2) & \left[ T_{i+1/2,j} (H_{i+1,j}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}) - \right. \\
 & \left. - T_{i-1/2,j} (H_{i,j}^{k+1} - H_{i-1,j}^{k+1}) \right] + \\
 + (1/\Delta y^2) & \left[ T_{i,j+1/2} (H_{i,j+1}^{k+2} - H_{i,j}^{k+2}) - \right. \\
 & \left. - T_{i,j-1/2} (H_{i,j}^{k+2} - H_{i,j-1}^{k+2}) \right] + \\
 + B_{i,j} & = S_{i,j} \left[ (H_{i,j}^{k+2} - H_{i,j}^{k+1}) / \Delta t \right]
 \end{aligned}
 \tag{2.5}$$

En esta ecuación, las únicas incógnitas para cada columna  $i$  son  $H_{i,j-1}$ ,  $H_{i,j}$  y  $H_{i,j+1}$ , para el paso  $k+2$  y se obtiene un nuevo sistema tridiagonal (fig 3).

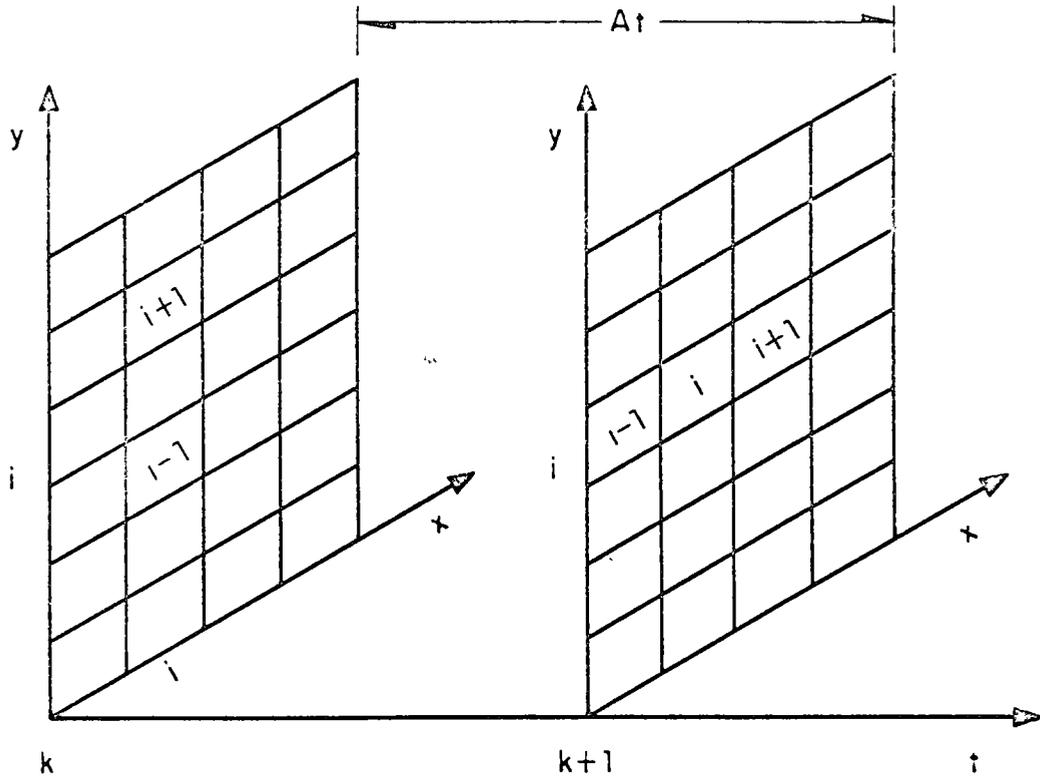


Fig 2 Esquema de cálculo para el primer paso del método alternante

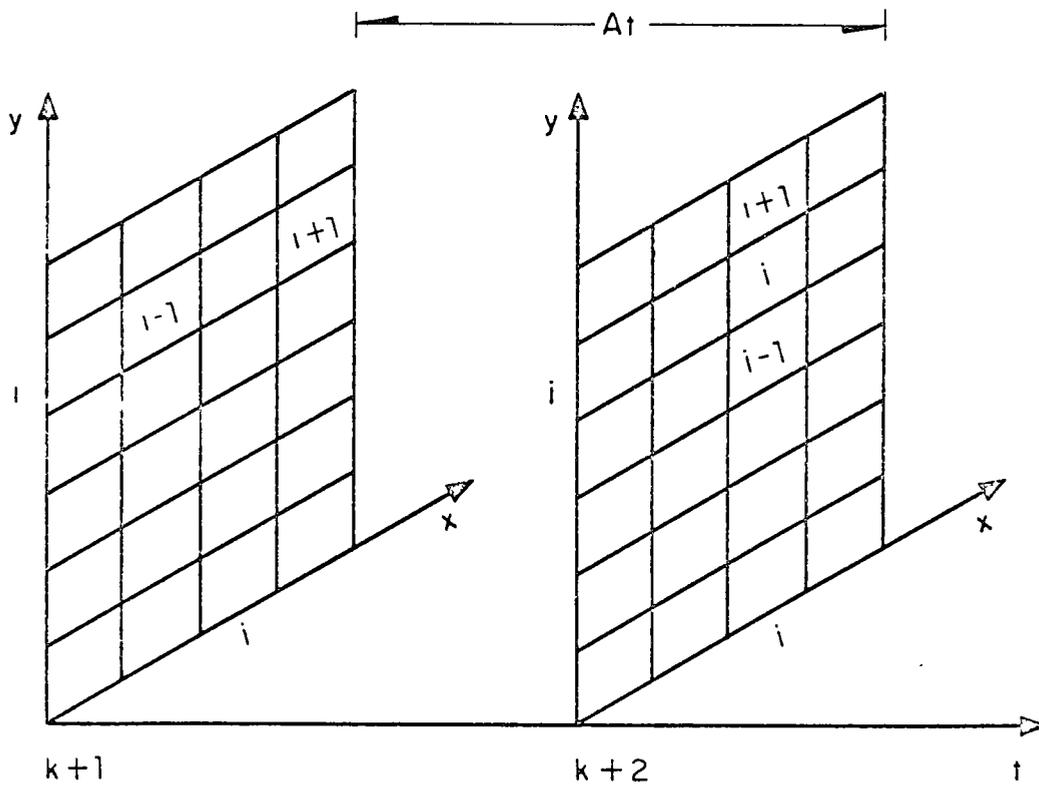


Fig 3 Esquema de cálculo para el segundo paso del método alternante

Como se demuestra en el Apéndice C, es necesario que las ecs 2.4 y 2.5 se utilicen alternadamente para asegurar la estabilidad; de igual manera, se debe emplear para cada ciclo la misma  $\Delta t$ .

En resumen, para aplicar este método al estudio del comportamiento de acuíferos, se debe superponer a su configuración una malla rectangular. En seguida, resolver para cada renglón (dentro de los límites del acuífero), utilizando el método de Thomas, el sistema de ecuaciones que resulta de aplicar la ec 2.4. Por último, resolver para cada columna la ec 2.5. Se procede así hasta completar el intervalo deseado de tiempo.

## 2.2 Condiciones de frontera

Para simular la entrada o salida de agua por alguna frontera, se asignan los flujos correspondientes a los bloques localizados en esa zona, a través del término  $B_{j,i}$ . De esta manera, siempre se impondrá la condición  $grad H = 0$  en las fronteras del modelo, lo que equivale a aplicar, para mallas de bloques, las ecuaciones

$$H_{i,j+1} - H_{i,j} = 0$$

$$H_{i+1,j} - H_{i,j} = 0 \quad (2.6)$$

y para mallas de nudos, las ecuaciones

$$H_{i,j+1} - H_{i,j-1} = 0$$

$$H_{i+1,j} - H_{i-1,j} = 0 \quad (2.7)$$

## 3. FORMULACION DEL MODELO

Con objeto de aclarar la aplicación de las ecuaciones de diferencias para simular un acuífero por el método alternante, a continuación se desarrolla la formulación de parte de un modelo. Supóngase que se conoce (fig 5) la distribución de alturas piezométricas  $H_{i,j}^0$  de un acuífero en el tiempo 0. Después de transcurrir un periodo  $\Delta t$ , durante el cual el acuífero ha producido la cantidad  $Q$  ( $m^3$ ) de agua, la nueva distribución se puede determinar a través de la ec 2.4 aplicada a todos los renglones de la malla. Como ejemplo, considérese a continuación el renglón  $j = 1$ , el cual, como se observa en la malla, contiene las celdas para  $i = 3, 4$  y 5 y un pozo marcado con asterisco. Supóngase además, para simplificar el desarrollo, que  $\Delta x$  y  $\Delta y$  son iguales.

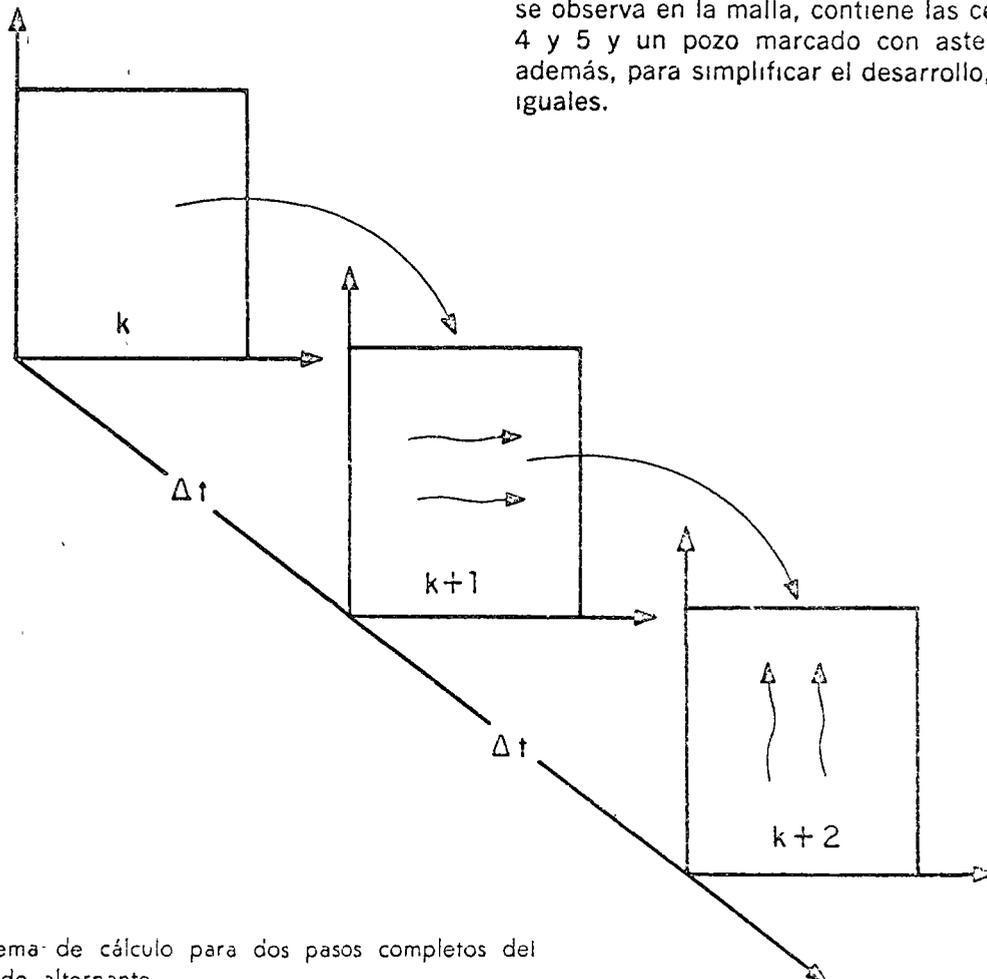


Fig 4 Esquema de cálculo para dos pasos completos del método alternante

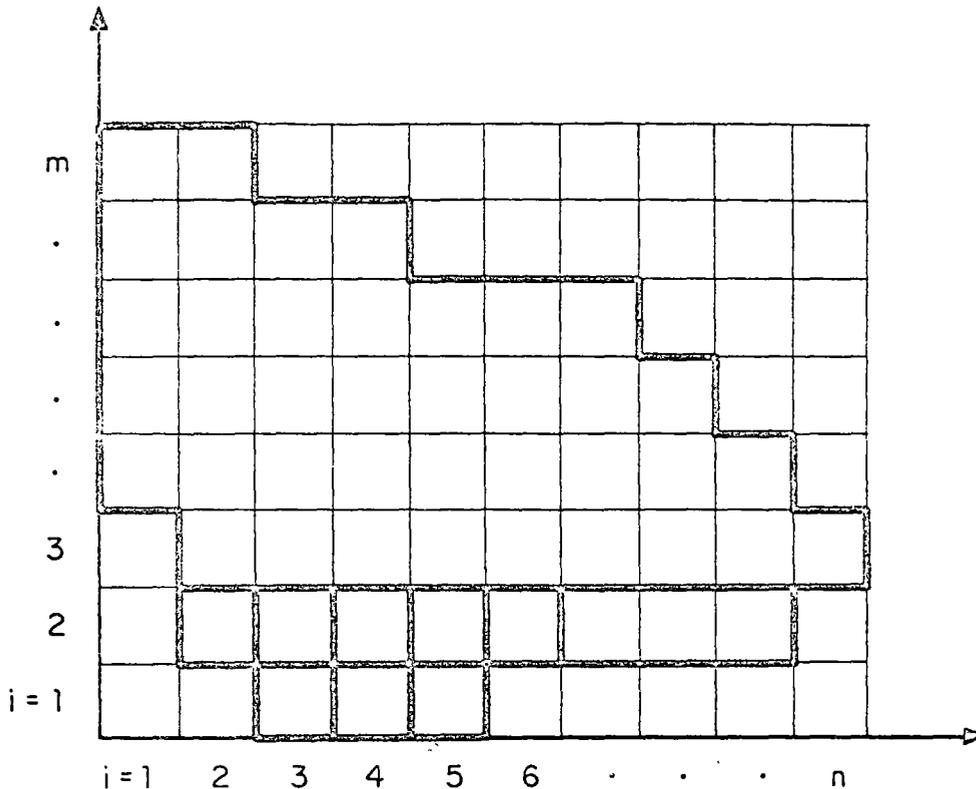


Fig 5 Malla empleada en el ejemplo de formulación de un modelo

El bloque (3,1), que solo puede tener flujo hacia los bloques (3,2) y (4,1), introduce una simplificación en la ec 2.4 de acuerdo con las condiciones de frontera (2.6). De esta manera, la ec 2.4 se reduce a

$$\frac{T_{1,1} + T_{4,1}}{2} (H_{4,1}^1 - H_{3,1}^1) = \frac{\Delta x^2 S_{3,1}}{\Delta t} (H_{3,1}^1 - H_{3,1}^0) - \frac{T_{3,1} + T_{3,2}}{2} (H_{3,2}^0 - H_{3,1}^0)$$

o bien, ordenando los términos

$$\left( \frac{T_{3,1} + T_{4,1}}{2} + \frac{\Delta x S_{3,1}}{\Delta t} \right) H_{3,1}^1 + \left( \frac{T_{3,1} + T_{4,1}}{2} \right) H_{4,1}^1 - \left( \frac{T_{3,1} + T_{3,2}}{2} \right) H_{3,2}^0 - \frac{\Delta x^2 S_{3,1}}{\Delta t} H_{3,1}^0 = \left( \frac{T_{3,1} + T_{3,2}}{2} \right) H_{3,2}^0 \quad (3.1)$$

El bloque 4.1 sólo puede presentar flujo hacia los bloques (3,1), (4,2) y (5,1), quedando entonces la ec 2.4, después de reagrupar los términos, como sigue:

$$\begin{aligned} & \left( \frac{T_{3,1} + T_{4,1}}{2} \right) H_{3,1}^1 - \left( \frac{T_{3,1} + 2T_{4,1} + T_{5,1}}{2} \right) + \\ & + \frac{\Delta x^2 S_{4,1}}{\Delta t} H_{4,1}^1 + \left( \frac{T_{4,1} + T_{5,1}}{2} \right) H_{5,1}^1 = \\ & = \left( \frac{T_{4,1} + T_{4,2}}{2} \right) - \frac{\Delta x S_{4,1}}{\Delta t} H_{4,1}^0 - \\ & - \left( \frac{T_{4,1} + T_{4,2}}{2} \right) H_{4,2}^0 \quad (3.2) \end{aligned}$$

El bloque (5,1) puede tener flujo hacia los bloques (4,1) y (5,2). La ecuación que resulta para este caso es muy semejante a la 3.1, con la diferencia del término  $B$  que ahora existe y debe ser positivo por tratarse de una producción. Haciendo  $Q = -\Delta x^2 B$ , queda, finalmente

$$\begin{aligned} & \left( \frac{T_{4,1} + T_{5,1}}{2} \right) H_{4,1}^1 - \left( \frac{T_{4,1} + T_{5,1}}{2} \right) + \\ & + \frac{S_{5,1} A x^2}{\Delta t} H_{5,1}^1 = Q_{5,1} + \left( \frac{T_{5,1} + T_{5,2}}{2} \right) - \\ & - \frac{S_{5,1} A x^2}{\Delta t} H_{5,1}^0 - \left( \frac{T_{5,1} + T_{5,2}}{2} \right) H_{5,2}^0 \quad (3.3) \end{aligned}$$

El sistema de las ecs 3.1 y 3.3 es lineal y tridiagonal. Las únicas incógnitas que aparecen son  $H_{i,1}^1$ ,  $H_{i+1,1}^1$  y  $H_{i-1,1}^1$ , y su valor se obtiene fácilmente aplicando el método de Thomas.

Una vez resuelto el problema para el renglón  $j = 1$ , se deben formular y resolver sucesivamente las ecuaciones para los renglones  $j = 2, 3, \dots, m$ . Posteriormente, para encontrar la distribución  $H_{i,2}^2$ , correspondiente al tiempo  $t = 2$ , debe aplicarse sucesivamente la ec 2.5 para cada celda de las columnas  $i = 1, 2, \dots, n$ , tal como se procedió en el ejemplo, tomando en cuenta que para este paso debe utilizarse la misma  $\Delta t$ .

#### 4. EJEMPLOS DE APLICACION

##### Ejemplo 1

En la fig 6 se muestra un acuífero formado por 109 celdas de 90 000 m<sup>2</sup> cada una. En la parte superior de cada cuadro de la malla se indica el valor del coeficiente de almacenamiento ( $S$ ), en porcentaje, y, en la parte inferior, la transmisibilidad ( $T$ ) en m<sup>2</sup> por día. La distribución de alturas piezométricas es uniforme e igual a 30 m.

En este ejemplo se considera una zona de recarga ubicada en la celda marcada con líneas gruesas, siendo el ritmo de alimentación de 493.15 m<sup>3</sup> por día. La recarga se lleva a cabo en forma continua durante 13 meses; se suspende totalmente durante 11 meses y se reanuda con el mismo ritmo durante 10 meses más.

En la fig 7 puede verse el avance del agua a través del acuífero. Para el trazado de las curvas se consideró que el agua llegaba a una celda cuando la carga aumentaba a 30.5 m. La celda marcada con un asterisco corresponde a la zona de alimentación y las que quedan a la izquierda, sobre ese mismo renglón, se marcaron con letras (A, B, ...) para utilizarse como referencia en los resultados que se presentan en la fig 8.

La fig 8 muestra la variación de la carga a través del tiempo en la celda de recarga y en las celdas vecinas. Obsérvese el fenómeno de difusión en la celda E, donde la carga siempre aumenta a pesar de no haber inyección en el periodo señalado.

##### Ejemplo 2

Con la misma distribución de las propiedades  $S$  y  $T$  del ejemplo anterior, ahora se analiza el comportamiento del acuífero con dos pozos productores. La fig 9 muestra la ubicación de los pozos productores C y K, e indica los abatimientos de la carga detectados a través del tiempo.

El pozo C produce siempre a un ritmo de 164.38 m<sup>3</sup> por día. La explotación del pozo K se inicia en el mes número 15 a un ritmo de 328.77 m<sup>3</sup> por día.

Las curvas que aparecen en la fig 9 corresponden a valores de la carga iguales a 29.5 m para cada 5 meses. En la fig 10 se puede observar el abatimiento de la carga a través del tiempo correspondiente al eje A-K. Aquí también se presenta la distribución de alturas piezométricas a cada 5 meses.

##### Ejemplo 3

Con la misma distribución de parámetros y altura inicial del ejemplo 2, se tiene ahora desde el principio una producción en la celda C de 164.38 m<sup>3</sup> diarios y una alimentación en la celda K de 328.77 m<sup>3</sup> diarios.

En las figs 11 y 12 se presenta la reacción del acuífero correspondiente.

#### APENDICE A

Considérese un volumen poroso  $V$  de roca, saturado de agua de densidad  $\rho$ , encerrado por una superficie  $S$ . La masa que sale a través de  $S$  por unidad de tiempo es

$$\int_S \rho \vec{v} \cdot \vec{n} dS \quad (1)$$

donde  $n$  es un vector unitario dirigido hacia afuera del volumen. La velocidad aparente de filtración  $v$  se puede expresar, de acuerdo con la ley de Darcy, como

$$\vec{v} = -K \text{ grad } H \quad (2)$$

siendo  $K$  la permeabilidad del medio y  $H$  la carga, definida por

$$H = z + \frac{1}{g} \int \frac{dp}{\rho} + cte \quad (3)$$

donde  $p$  es la presión intersticial.

La masa contenida en el volumen  $V$  es igual a

$$\int_V \phi \rho dV \quad (4)$$

siendo  $\phi$  la porosidad, definida como la relación entre los espacios vacíos y el volumen total.

La variación de la expresión 4 con respecto al tiempo, debe ser igual a la expresión 1 con signo cambiado

$$\int_S \rho \vec{v} \cdot \vec{n} dS = - \int_V \frac{\partial}{\partial t} \phi \rho dV \quad (5)$$

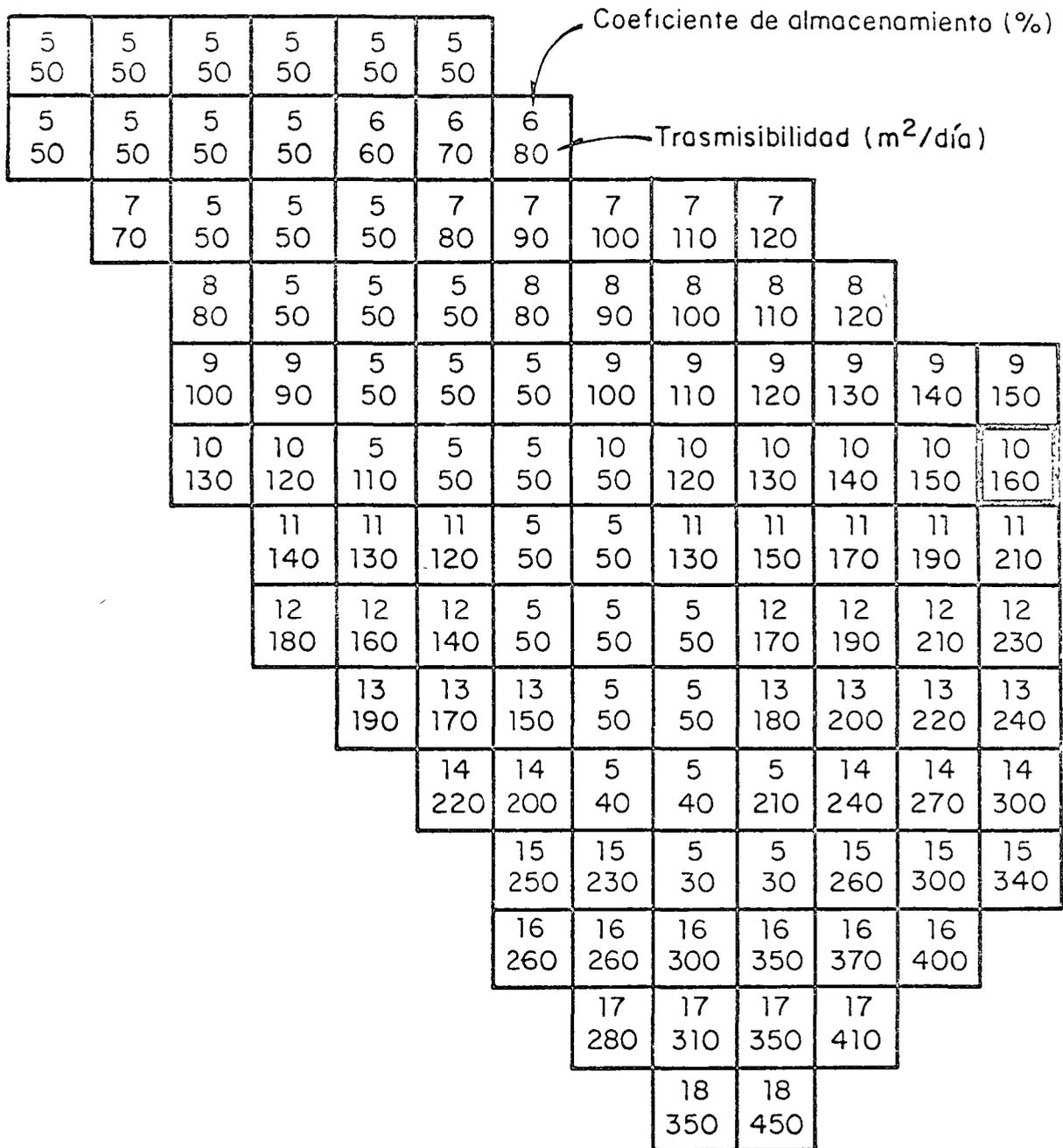


Fig 6 Distribución de coeficientes de almacenamiento y trasmisibilidades (ejemplos 1 a 3)

Considerando variación en el tiempo de la porosidad y la densidad, la derivada del segundo miembro de la ec 5 resulta

$$\frac{\partial}{\partial t} \phi \rho = \phi \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (6)$$

La compresibilidad  $e$  del agua se define por

$$e = - (1/V) dV/dp = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dp}$$

resultando luego

$$\text{grad } \rho = \rho e \text{ grad } p \quad (7)$$

$$\partial \rho / \partial t = \rho e \partial p / \partial t \quad (8)$$

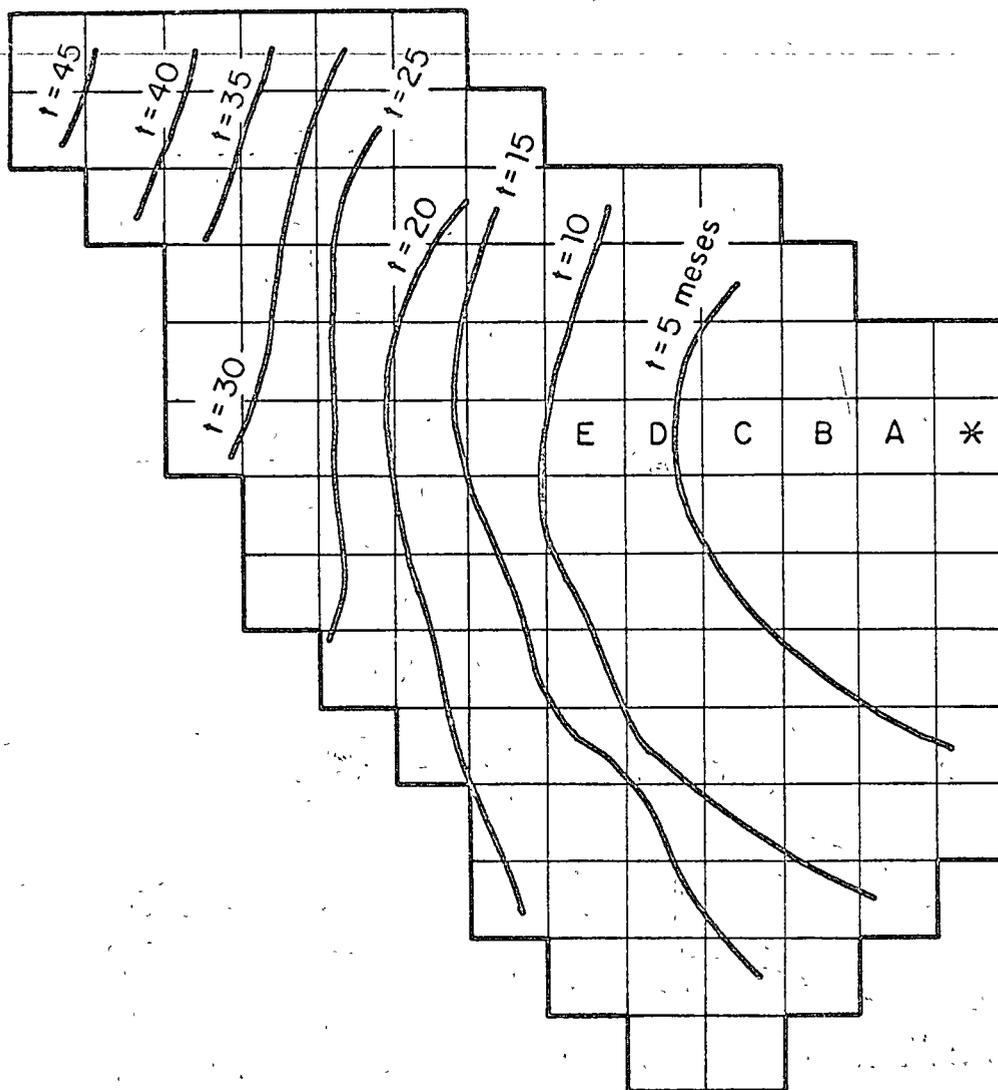


Fig 7. Avance del agua inyectada (ejemplo 1). Las curvas corresponden a cargas de 29.5 m detectadas cada 5 meses

El volumen  $(1-\phi)V$  de la matriz sólida se considera constante, por ser la compresibilidad de los granos considerablemente inferior a las compresibilidades del agua y de la estructura granular, quedando, por tanto

$$d [(1-\phi) V] = 0$$

o bien

$$(1-\phi) dV = V d\phi$$

empleando coordenadas cartesianas y considerando despreciable la variación de las dimensiones del elemento diferencial de fluido en las direcciones  $x, y$ , en comparación con la experimentada por la dimensión correspondiente en  $z$ , la expresión anterior conduce a

$$(1-\phi) dz = z d\phi$$

y, finalmente, a

$$\partial\phi/\partial t = ((1-\phi)/z) \partial z/\partial t \quad (9)$$

Introduciendo en la ec 9 el concepto de compresibilidad vertical  $c$  de la estructura granular, se tiene

$$c = - (1/z) dz/dp_0$$

donde  $p_0$  es la presión integranular y resulta

$$\partial\phi/\partial t = c(\phi - 1) \partial p_0/\partial t \quad (10)$$

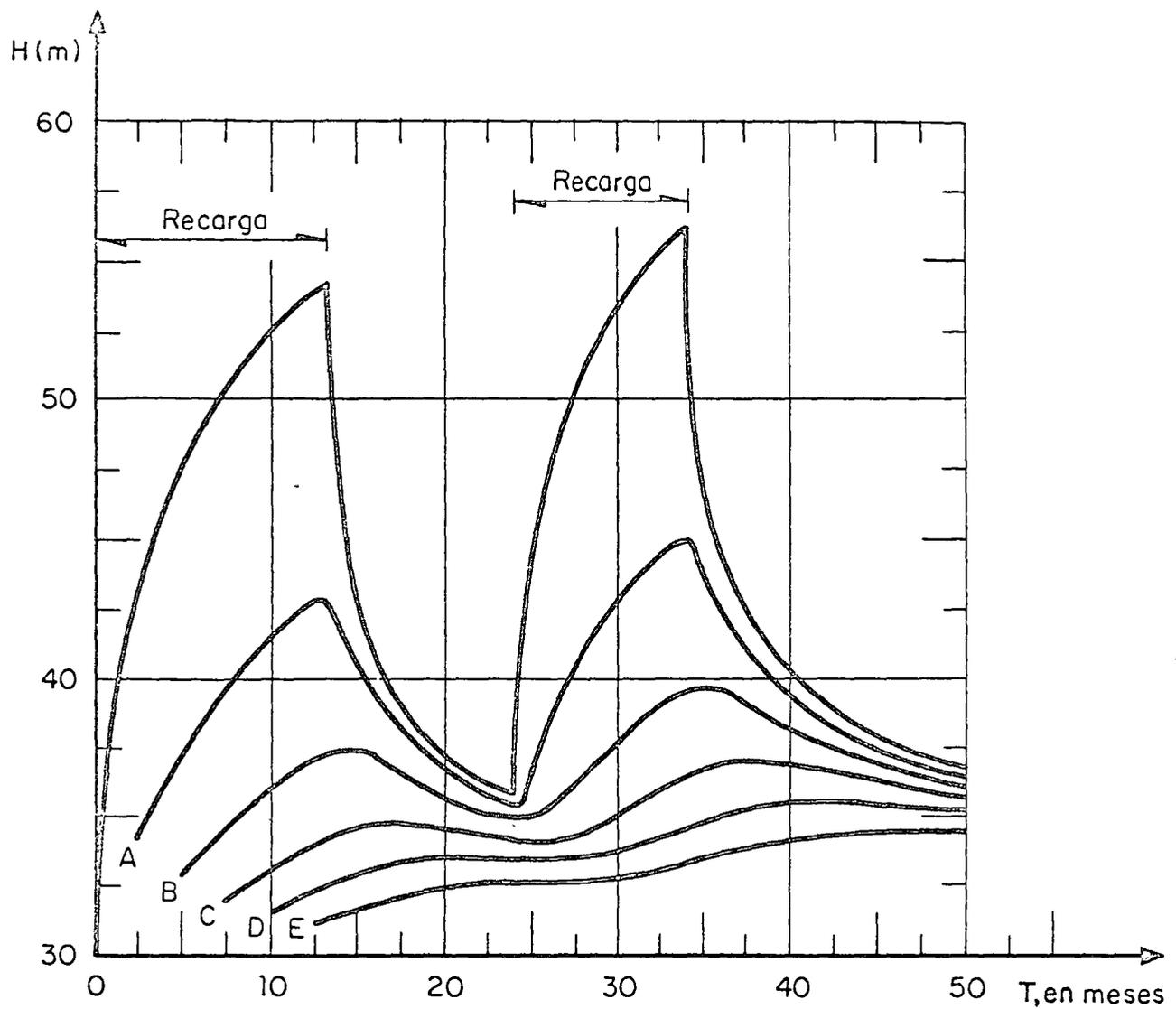


Fig 8 Comportamiento de la carga a través del tiempo en la vecindad de la zona de alimentación

La presión total, definida como la suma de las presiones integranular e intersticial, a cualquier profundidad es numéricamente igual al peso por unidad de área de todos los materiales que quedan por encima del nivel considerado. Así, como

$$P_o + p = cte$$

resulta

$$dp_o = - dp$$

y sustituyendo en la ec 10, se tiene

$$\partial\phi/\partial t = c(1-\phi) \partial p/\partial t \quad (11)$$

De la ec 3 se obtiene

$$grad H = \vec{k} + (1/\rho g) grad p \quad (12)$$

$$\partial p/\partial t = \rho g \partial H/\partial t \quad (13)$$

donde  $k$  es un vector unitario en la dirección  $z$ .

Sustituyendo las ecs 7, 11 y 13 en la 6, queda

$$\partial\phi\rho/\partial t = \rho^2 g [(1-\phi) c + \phi e] \partial H/\partial t \quad (14)$$

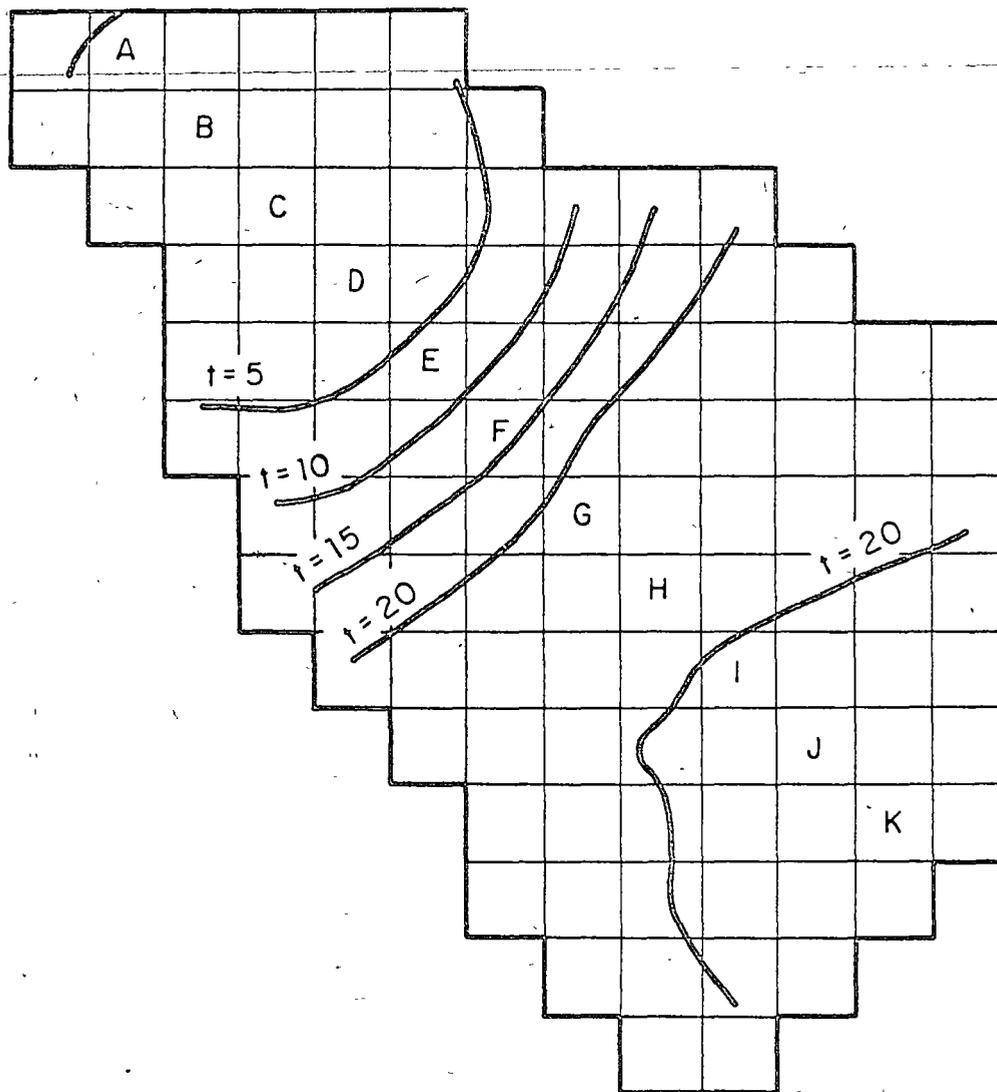


Fig 9 Abatimiento de la carga con el ritmo de explotación del ejemplo 2. Las curvas corresponden a valores de carga de 29.5 m

Transformando el primer miembro de la ec 5 en una integral de volumen mediante el teorema de la divergencia de Gauss, y sustituyendo la ec 14 en esa expresión, se tiene

$$\text{div}(\rho \vec{v}) = \rho^2 g [(1-\phi)c + \phi e] \partial H / \partial t$$

o bien, tomando en cuenta la ec 2 y considerando un medio homogéneo e isótropo, resulta

$$\rho K \text{div grad } H + K \text{grad } \rho \cdot \text{grad } H = \rho S_s \partial H / \partial t$$

donde  $S_s$ , llamado almacenamiento específico, es

$$\rho g [(1-\phi)c + \phi e]$$

De acuerdo con las ecs 7 y 12, la ecuación anterior se vuelve

$$K \nabla^2 H + K \rho g e [(\text{grad } H)^2 - \vec{k} \text{grad } H] = S_s \partial H / \partial t \quad (15)$$

Cuando la compresibilidad del agua, el gradiente de  $H$  y  $\partial H / \partial z$  son pequeños, la ec 15 se reduce a

$$\nabla^2 H = (S_s / K) \partial H / \partial t \quad (16)$$

En el caso de un acuífero confinado de espesor  $b$ , se introducen el coeficiente de almacenamiento  $S = S_s b$  y la transmisibilidad  $T = Kb$ , y la ecuación anterior se simplifica:

$$\nabla^2 H = (S / T) \partial H / \partial t \quad (17)$$

Si se desprecia el producto  $\phi c$ , el coeficiente de almacenamiento queda

$$S = \rho g (c + \phi e) b \quad (18)$$

Cuando con las simplificaciones anteriores se introduce además un término fuente o sumidero, y se considera el medio heterogéneo, resulta, finalmente

$$\nabla \cdot T \nabla H + B = S \partial H / \partial t \quad (19)$$

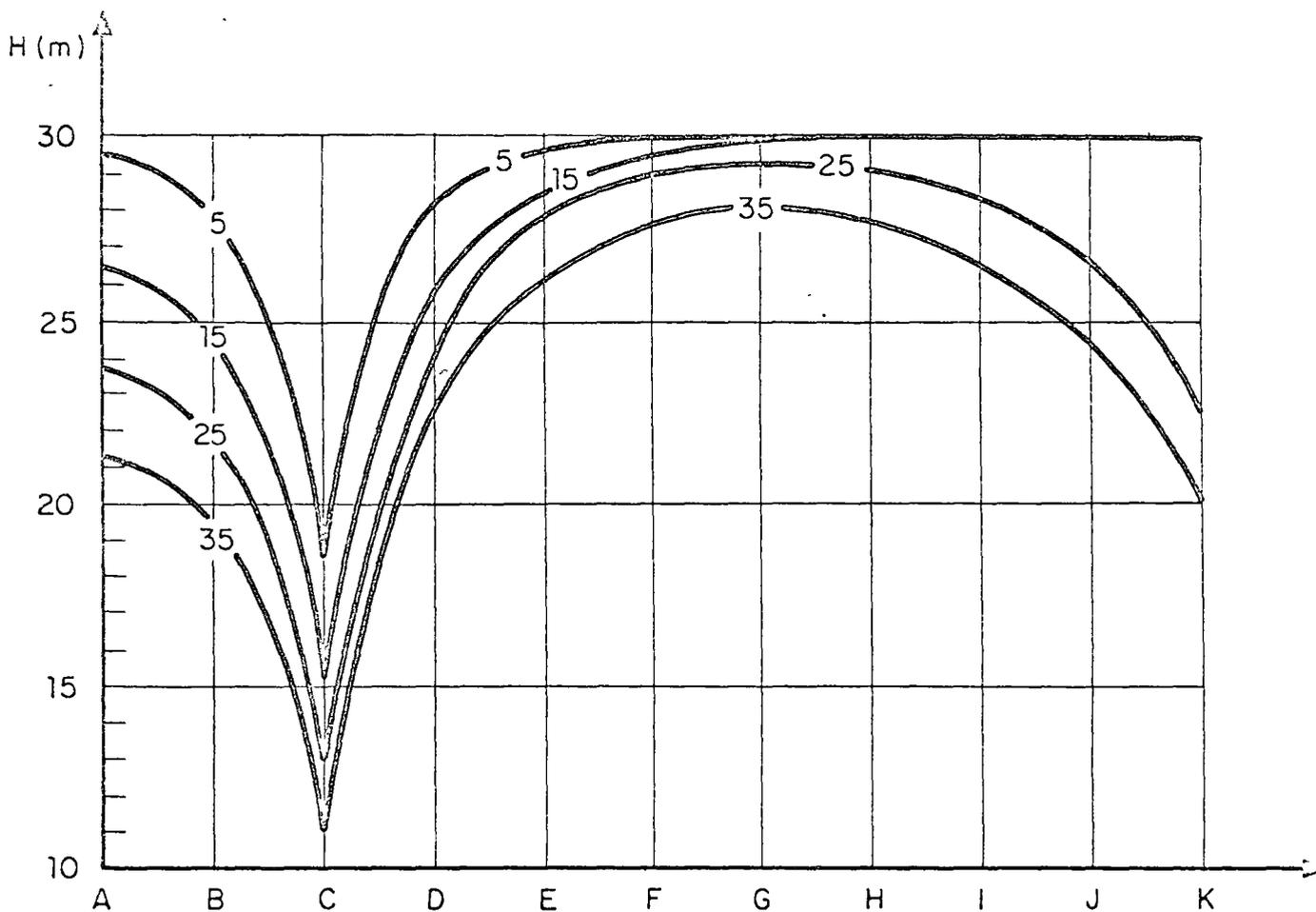


Fig 10. Distribución de la carga en el eje A-K, a los tiempos de 5, 15, 25 y 35 meses (ejemplo 2)

El término  $B$  de la ecuación anterior puede interpretarse fácilmente si en la ec 5 se suma al primer miembro el término

$$\int_v q dV$$

donde  $q$  es un gasto de masa por unidad de volumen de acuífero, que desaparece en el elemento  $dV$ . Esto puede utilizarse para simular la producción de agua en ese punto del acuífero, quedando el primer término para representar la salida o entrada de agua a través de las fronteras del sistema.

#### APENDICE B

A continuación se describe un procedimiento para resolver un sistema de ecuaciones en que la matriz de los coeficientes es tridiagonal, como ocurre con mucha frecuencia en la simulación de acuíferos o de yacimientos petrolíferos.

Considérese el siguiente sistema de ecuaciones

$$B_0 X_0 + C_0 X_1 = D_0$$

$$A_1 X_0 + B_1 X_1 + C_1 X_2 = D_1$$

$$A_2 X_1 + B_2 X_2 + C_2 X_3 = D_2$$

$$A_3 X_2 + B_3 X_3 + C_3 X_4 = D_3$$

⋮

⋮

$$A_{n-1} X_{n-2} + B_{n-1} X_{n-1} + C_{n-1} X_n = D_{n-1}$$

$$A_n X_{n-1} + B_n X_n = D_n$$

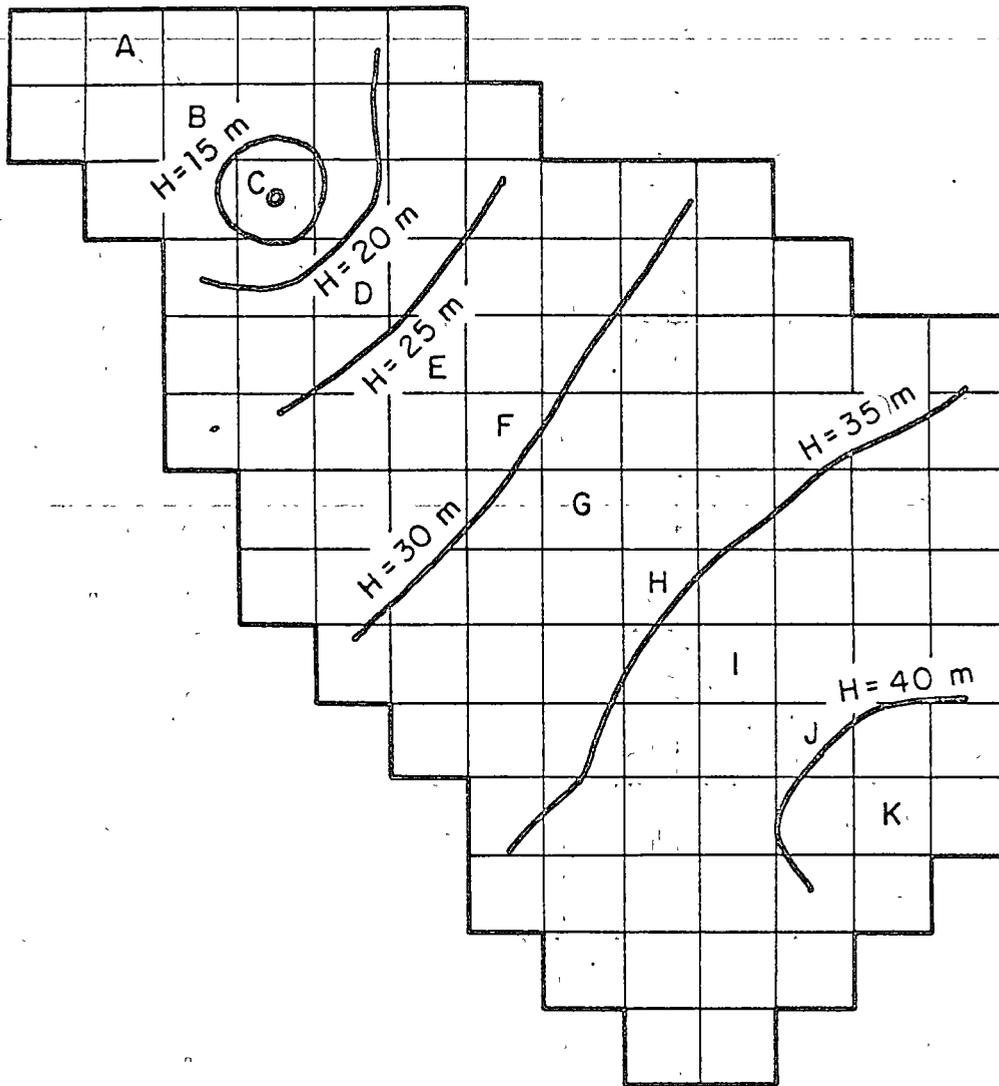


Fig 11. Distribución en el acuífero de la altura piezométrica cuando han transcurrido 50 meses de explotación (ejemplo 3)

que en forma matricial se puede escribir como

$$\begin{bmatrix} B_0 & C_0 \\ A_1 & B_1 & C_1 \\ & A_2 & B_2 & C_2 \\ & & \ddots & \ddots & \ddots \\ & & & A_{n-1} & B_{n-1} & C_{n-1} \\ & & & & A_n & B_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ X_1 \\ X_2 \\ \vdots \\ X_{n-1} \\ X_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_0 \\ D_1 \\ D_2 \\ \vdots \\ D_{n-1} \\ D_n \end{bmatrix} \quad (1)$$

Para resolver este sistema por el método de eliminación de Gauss, se puede empezar dividiendo el primer renglón entre  $B_0 (B_0 \neq 0)$ . Si se efectúa esta operación y se definen

$$b_0 = (C_0/B_0) \quad (2)$$

$$g_0 = (D_0/B_0) \quad (3)$$

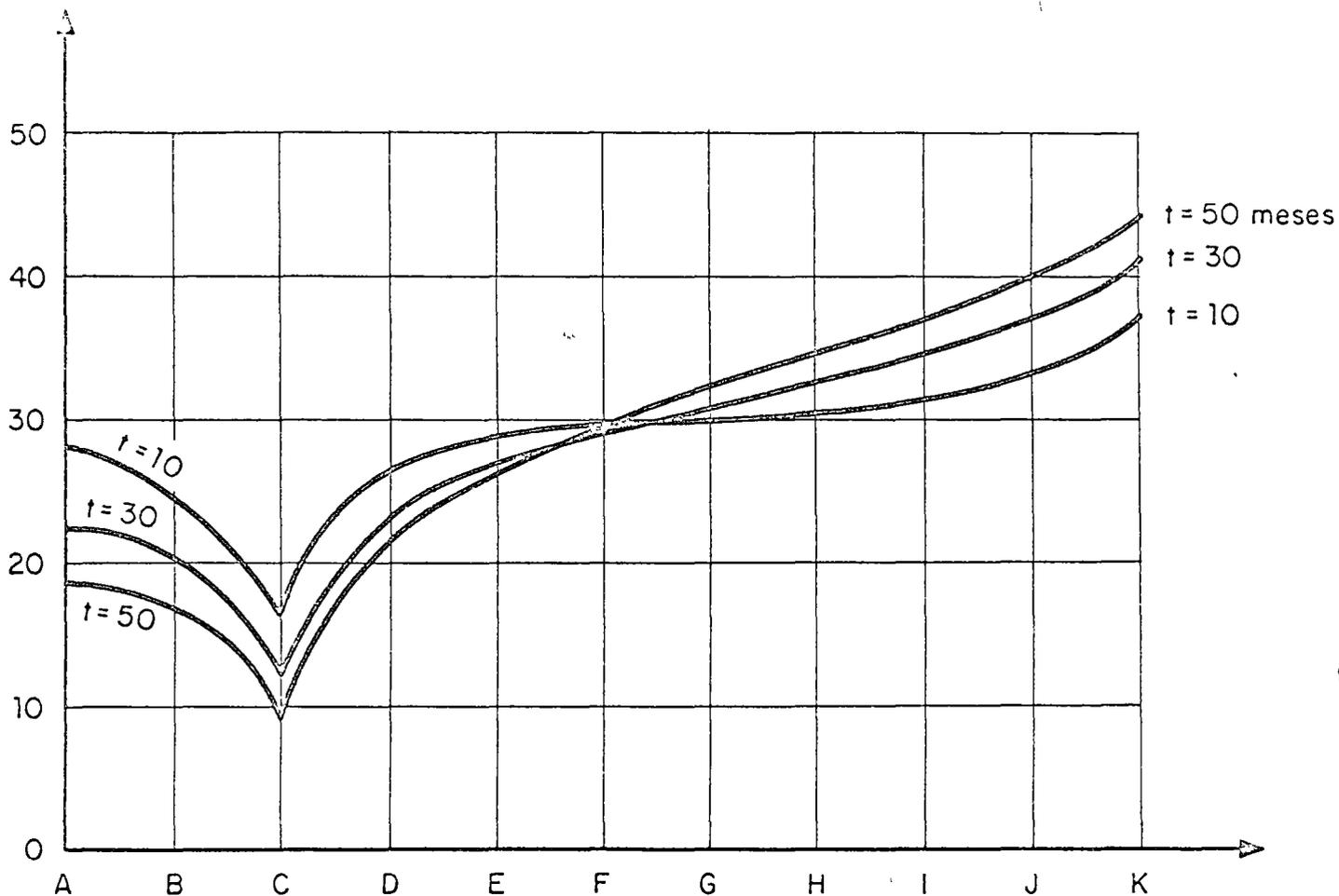


Fig 12 Evoluciones de la altura piezométrica en las celdas del eje A-K (ejemplo 3)

resulta

Multiplicando el primer renglón del sistema 4 por  $A_1$ , y restando el resultado al segundo renglón, queda

$$\begin{bmatrix} 1 & b_0 \\ A_1 & B_1 & C_1 \\ & A_2 & B_2 & C_2 \\ & & & \ddots \\ & & & & A_n & B_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ X_1 \\ X_2 \\ \vdots \\ X_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ D_1 \\ D_2 \\ \vdots \\ D_n \end{bmatrix} \quad (4)$$

$$\begin{bmatrix} 1 & b_0 \\ 0 & B_1 - A_1 b_0 & C_1 \\ & A_2 & B_2 & C_2 \\ & & & \ddots \\ & & & & A_n & B_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ X_1 \\ X_2 \\ \vdots \\ X_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ D_1 - A_1 g_0 \\ D_2 \\ \vdots \\ D_n \end{bmatrix} \quad (5)$$

Dividiendo el segundo renglón de 5 entre  $(B_1 - A_1 b_0)$ , multiplicándolo por  $A_2$ , restando el resultado al tercer renglón, y definiendo

$$b_1 = C_1 / (B_1 - A_1 b_0)$$

$$g_1 = (D_1 - A_1 g_0) / (B_1 - A_1 b_0)$$

queda

$$\begin{bmatrix} 1 & b_0 & & & & \\ 0 & 1 & b_1 & & & \\ & 0 & B_2 - A_2 b_1 & C_2 & & \\ & & & \cdot & & \\ & & & & \cdot & \\ & & & & & A_n & B_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ X_1 \\ X_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ X_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ D_2 - A_2 g_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ D_n \end{bmatrix}$$

Si se aplica este procedimiento sucesivamente, siendo

$$b_j = C_j / (B_j - A_j B_{j-1}) \text{ para } 1 \leq j \leq n \quad (6)$$

$$g_j = (D_j - A_j g_{j-1}) / (B_j - A_j b_{j-1}) \text{ para } 1 \leq j \leq n \quad (7)$$

resulta

$$\begin{bmatrix} 1 & b_0 & & & & \\ 0 & 1 & b_1 & & & \\ & 0 & 1 & b_2 & & \\ & & & \cdot & & \\ & & & & \cdot & \\ & & & & & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_0 \\ X_1 \\ X_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ X_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ g_n \end{bmatrix}$$

de donde

$$X_n = g_n \quad (8)$$

y del término general

$$X_j + b_j X_{j+1} = g_j$$

se obtiene  $X_j$  en forma regresiva

$$X_j = g_j - b_j X_{j+1}; \quad j = n-1, n-2, \dots, 1, 0 \quad (9)$$

De este modo se ha establecido un algoritmo, llamado método de Thomas, que permite resolver directamente los sistemas de ecuaciones tridiagonales del tipo 1. En resumen, el procedimiento consiste en

1. Determinar  $b_0$  y  $g_0$  con las ecs 2 y 3.
2. Obtener los coeficientes  $b_1$  y  $g_1, b_2$  y  $g_2, \dots, b_n$  y  $g_n$ , utilizando las ecs 6 y 7.
3. Con la ec 8, obtener el valor de  $X_n$ .
4. Aplicar regresivamente la ec 9 y así determinar las variables restantes.

## APENDICE C

### Análisis de estabilidad

La estabilidad de la solución a través de las ecs 2.4 y 2.5 se puede analizar con el método de Von Neumann, que consiste en postular una función del tipo

$$E_{i,j}^k = L^k e^{\hat{a}i} e^{\hat{c}j} \quad (1)$$

para el error  $E_{i,j}^k$  en el punto  $(i,j)$  del paso  $k$ , definido por

$$E_{i,j} = H_{i,j}^* - H_{i,j} \quad (2)$$

donde  $\hat{i}$  es la unidad imaginaria,  $H_{i,j}$  la solución exacta de la ecuación de diferencias y  $H_{i,j}^*$  la solución numérica de la misma.

Cuando para cada punto de la malla el error no crece a medida que se avanza en el tiempo, se dice que la solución es estable. Esto significa que para que exista estabilidad, el valor absoluto del coeficiente  $(E^{k+1}/E^k)$  debe ser menor o igual que uno, es decir

$$\left| \frac{E_{i,j}^{k+1}}{E_{i,j}^k} \right| = \left| \frac{L^{k+1} e^{\hat{a}i} e^{\hat{c}j}}{L^k e^{\hat{a}i} e^{\hat{c}j}} \right| = |L| \leq 1 \quad (3)$$

Antes de proceder al análisis de estabilidad de las ecs 2.4 y 2.5, conviene ilustrar el empleo de la función 1 con un caso más sencillo, por ejemplo con el análisis de la ec 2.3 para una dimensión  $T = S = 1$  y  $B_{j,j} = 0$ . La ecuación de diferencias implícita, que se obtiene al calcular las derivadas con respecto a  $x$  en el tiempo  $k+1$ , resulta

$$\frac{H_{i+1}^{k+1} - 2H_i^{k+1} + H_{i-1}^{k+1}}{\Delta x^2} = \frac{H_i^{k+1} - H_i^k}{\Delta t} \quad (4)$$

La expresión correspondiente a 1 es ahora

$$E_i^k = L^k e^{i a} \quad (5)$$

y la de 2

$$E_i = H_i^* - H_i \quad (6)$$

Sustituyendo la ec 6 en la 4, y considerando que tanto  $H_i$  como  $H_i^*$  deben satisfacer la ecuación, queda

$$\frac{E_{i+1}^{k+1} - 2E_i^{k+1} + E_{i-1}^{k+1}}{\Delta x^2} = \frac{E_i^{k+1} - E_i^k}{\Delta t}$$

Sustituyendo en la ecuación anterior la expresión 5, resulta

$$\frac{L^{k+1} e^{i a(i+1)} - 2L^{k+1} e^{i a(i)} + L^{k+1} e^{i a(i-1)}}{\Delta x^2} = \frac{L^{k+1} e^{i a(i)} L^k e^{i a(i)}}{\Delta t}$$

de donde, dividiendo por  $L^k e^{i a}$ , se llega a

$$L [(\Delta x^2/\Delta t) - 2(\cos a - 1)] = \Delta x^2/at$$

Despejando ahora  $L$ , queda

$$L = \frac{\Delta x^2/\Delta t}{(\Delta x^2/\Delta t) + 2(1 - \cos a)}$$

cuyo valor absoluto es siempre menor o igual que uno, sin importar los valores relativos de  $\Delta x$  y  $\Delta t$ . Por tanto, de acuerdo con la condición 3, la solución numérica por el esquema implícito (4) es incondicionalmente estable.

El esquema explícito

$$\frac{H_{i+1}^k - 2H_i^k + H_{i-1}^k}{\Delta x^2} = \frac{H_i^{k+1} - H_i^k}{\Delta t}$$

conduce, mediante el procedimiento anterior, a la siguiente expresión para  $L$ :

$$L = (\Delta t/\Delta x^2) 2 (\cos a - 1) + 1$$

La condición 3 requiere que

$$-1 \leq (\Delta t/\Delta x^2) 2 (\cos a - 1) + 1 \leq 1$$

cumpléndose siempre la desigualdad de la derecha por ser  $\cos a \leq 1$ . La desigualdad de la izquierda, en el caso más desfavorable, implica que

$$\Delta t = \Delta x^2/2$$

para asegurar la estabilidad. Esta restricción limita gravemente el empleo del esquema explícito.

Analizando en forma semejante la ec 2.4, se llega a

$$\begin{aligned} (1/\Delta x^2) & \left[ T_{i+1/2, j} (E_{i+1, j}^{k+1} - E_{i, j}^{k+1}) - T_{i-1/2, j} (E_{i, j}^{k+1} - E_{i-1, j}^{k+1}) \right] \\ & + (1/\Delta y^2) \left[ T_{i, j+1/2} (E_{i, j+1}^k - E_{i, j}^k) - T_{i, j-1/2} (E_{i, j-1}^k) \right] = \\ & = S_{i, j}^k \left[ \frac{E_{i, j}^{k+1} - E_{i, j}^k}{\Delta t} \right] \quad (7) \end{aligned}$$

donde se ha eliminado el término  $B_{i, j}$  por sencillez en el desarrollo.

Sustituyendo la ec 1 en la 7, dividiendo el resultado entre  $L^k e^{i a} e^{j c}$  y despejando  $L$ , se obtiene

$$L = - \frac{\frac{S_{i, j}}{\Delta t} + \frac{T_{i, j+1/2} (e^{j c} - 1) - T_{i, j-1/2} (1 - e^{-j c})}{\Delta y^2}}{-\frac{S_{i, j}^k}{\Delta t} + \frac{T_{i+1/2, j} (e^{i a} - 1) - T_{i-1/2, j} (1 - e^{-i a})}{\Delta x^2}} \quad (8)$$

donde se observa que para algunos valores de  $a$  y  $c$ , el valor absoluto de  $L$  es mayor que 1. Por tanto, aplicando solamente la ec 2.4, la solución es inestable. Análogamente, del análisis de estabilidad de la ec 2.5, resulta

$$\frac{E_{i, j}^{k+2}}{E_{i, j}^{k+1}} = \frac{\frac{S_{i, j}^k}{\Delta t} + \frac{T_{i+1/2, j} (e^{i a} - 1) - T_{i-1/2, j} (1 - e^{-i a})}{\Delta x^2}}{-\frac{S_{i, j}^k}{\Delta t} + \frac{T_{i, j+1/2} (e^{j c} - 1) - T_{i, j-1/2} (1 - e^{-j c})}{\Delta y^2}} \quad (9)$$

cuyo valor absoluto es también mayor que 1 para algunos valores de  $a$  y  $\alpha$ .

Finalmente, multiplicando la ec 8 por la 9, y permutando denominadores, es evidente que

$$\left| \frac{E_{(j)}^{k+2}}{E_{(j)}^k} \right| = \left| \frac{E_{(j)}^{k+2}}{E_{(j)}^{k+1}} \right| \left| \frac{E_{(j)}^{k+1}}{E_{(j)}^k} \right| \leq 1$$

con lo que se comprueba la estabilidad del método alternante, siempre que en un ciclo completo se use la misma  $\Delta t$ .

### RECONOCIMIENTO

El autor expresa su agradecimiento al Dr Enzo Levi y al Ing Rubén Chávez Guillén por las oportunas observaciones que le hicieron para mejorar el presente trabajo, así como al Ing Norberto Domínguez Aguirre, jefe del Departamento de Ingeniería Petrolera, Minera, Geológica y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, UNAM, por las facilidades sin límite que proporcionó para llevarlo a cabo.

### BIBLIOGRAFIA

1. D. K. Todd, "Ground Water Hydrology", Toppan Printing Company, Ltd.
2. R. J. M. De Wiest, "Geohydrology", John Wiley & Sons, Inc.
3. R. K. Linsley y J. B. Franzini, "Ingeniería de los Recursos Hidráulicos", Compañía Editorial Continental, S. A.
4. M. S. Hantush, "Hydraulics of Wells", *Advances in Hydroscience*, Chap. 5 Ven te Chow.
5. W. C. Walton, "Groundwater Resource Evaluation", Mc Graw-Hill Book Company.
6. E. Lévi, "Teorías y Métodos de las Matemáticas Aplicadas", Facultad de Ingeniería, UNAM.
7. E. Lévi, "Mecánica de los Fluidos", Facultad de Ingeniería, UNAM.
8. H. Rouse y S. Ince, "History of Hydraulics", Dover Publications, Inc.
9. C. Cruickshank y R. Chávez, "Modelo Matemático 'DAS' para el Estudio del Comportamiento de Acuíferos", *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol XXIII, No 1 (1969).
10. D. W. Peaceman y H. H. Rachford Jr., "The Numerical Solution of Parabolic and Elliptic Differential Equations", *Soc. for Industrial and Applied Math.* (mar 1955)
11. L. N. Solórzano y R. Limón, "Simulación Matemática de las Arenas 'D' del Campo José Colomo", *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol IV, No 1 (ene 1972)





centro de educación continua  
división de estudios superiores  
facultad de ingeniería, unam



## EXPLORACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

**TEMA: LA SIMULACION MATEMATICA APLICADA A LA DESCRIPCION DE PARAMETROS PETROFISICAS Y ASPECTOS GEOLOGICOS - DE YACIMIENTOS PETROLIFEROS**

**ING. LUZBEL NAPOLEON SOLORZANO**

## LA SIMULACION MATEMATICA APLICADA A LA DESCRIPCION DE PARAMETROS PETROFISICOS Y ASPECTOS GEOLOGICOS DE YACIMIENTOS PETROLIFEROS

L. N. SOLORZANO  
Ingeniero Petrolero

S. E. ARREDONDO  
Ingeniero Petrolero

F. GUTIERREZ M.  
Matemático

Subdirección de  
Tecnología de Explotación  
del I.M.P.

*Recientemente se han estado desarrollando en el extranjero procedimientos que permiten aprovechar los modelos de simulación numérica de yacimientos petrolíferos y ciertas técnicas de programación matemática, para evaluar las formaciones productoras y describir algunas de sus características geológicas.*

*Básicamente, estos métodos consisten en utilizar la información que el yacimiento proporciona durante su explotación, para determinar los parámetros que influyen significativamente en las predicciones de comportamiento y cálculo de reservas.*

*En el Instituto Mexicano del Petróleo se desarrolló un programa de computación que resuelve este tipo de problemas, combinando, principalmente, un modelo matemático del yacimiento con el método simplex de programación lineal. Los resultados obtenidos con su aplicación, demuestran la validez del procedimiento que se presenta.*

### INTRODUCCION

La confiabilidad de los resultados obtenidos en cualquier estudio, depende en gran medida de la fidelidad de la información disponible. Por ejemplo, la bondad de la predicción del comportamiento de un yacimiento petrolífero, se basa principalmente en el conocimiento preciso de las características petrolíferas de las formaciones, de las propiedades físicas de los flúidos y de las ecuaciones de flujo que describen el escurrimiento a través del yacimiento.

La validez de las ecuaciones empleadas actualmente, ha sido comprobada por medio de experimentos realizados en modelos físicos. La determinación de las propiedades de los flúidos se efectúa con bastante precisión en los laboratorios de análisis PVT. Sin embargo, los valores de los parámetros petrofísicos que en la práctica se obtienen del análisis de registros eléctricos, de pruebas en núcleos y de algunas mediciones indirectas, son en general poco confiables, no tanto por la falta de precisión de los métodos empleados, cuanto por la pobre representatividad de las muestras,

debido a que corresponden a porciones de escasas dimensiones en comparación con el tamaño de los campos. Además de esta consideración geométrica, existe la desventaja de que las determinaciones en los laboratorios, generalmente no se realizan reproduciendo los fenómenos a las condiciones termodinámicas de las formaciones.

En la actualidad varios investigadores en el mundo están canalizando sus esfuerzos para desarrollar procedimientos que permitan definir las características petrolíferas y geológicas de los yacimientos, mediante un análisis de su comportamiento. Por ejemplo, se pueden utilizar la producción de los diferentes flúidos y la variación de la presión a través del tiempo de explotación, para determinar las distribuciones de porosidad, permeabilidad, saturación inicial y espesores de las formaciones. A su vez, estos parámetros proporcionan información sobre ubicación de fallas, cambios de facies, intercalaciones compactas, límites del yacimiento, etc.

Algunos artículos publicados recientemente en Francia y en los Estados Unidos, dan a conocer magníficos resultados en la determinación de po-

rosidad y permeabilidad, por esos procedimientos. Uno de ellos<sup>1</sup> se tomó como base principal para el desarrollo del trabajo que aquí se presenta. El método requiere el empleo de diferentes técnicas matemáticas, como la simulación de Monte Carlo, la simulación numérica del yacimiento y el método simplex de programación lineal, entre otros.

El programa de Computación desarrollado en el Instituto Mexicano del Petróleo, es aplicable al estudio de yacimientos de diferentes tipos: monofásicos, bifásicos y trifásicos. La comprobación del método se llevó a cabo utilizando un modelo para yacimientos de gas.

### DESCRIPCION DEL METODO

Tomando como base la información disponible sobre porosidad, permeabilidad y espesores netos, se lleva a cabo una zonificación del yacimiento. A cada una de las zonas, se asigna un rango de variación a los valores de los diferentes parámetros que se desean determinar. Si éstos fueran la porosidad,  $\phi$ , y la permeabilidad,  $k$ , y el yacimiento se hubiera dividido en  $N$  zonas, entonces se deberán definir los conjuntos de valores  $\phi_{inf}$ ,  $\phi_{sup}$ ,  $k_{inf}$  y  $k_{sup}$ , de tal manera que

$$\begin{aligned} \phi_{i_{inf}} &\leq \phi_i \leq \phi_{i_{sup}} \\ k_{i_{inf}} &\leq k_i \leq k_{i_{sup}} \end{aligned}$$

para  $i = 1, 2, \dots, N$ .

En general, llamando  $X_j$  al conjunto de parámetros y  $X_{j_{inf}}$  y  $X_{j_{sup}}$  a sus valores extremos,  $X_j$  representa la porosidad para  $1 \leq j \leq N$  y la permeabilidad para  $N + 1 \leq j \leq 2N$ .

Una vez concluida esta etapa y alimentado el programa con la información correspondiente, se realizan varias corridas del modelo matemático del yacimiento, procurando que en cada una de ellas se combinen al azar diferentes juegos de valores de los parámetros, dentro de los rangos especificados. Esto se hace con el objeto de analizar posteriormente el efecto que esas variaciones producen en el comportamiento de la presión y otras variables significativas. Para cada corrida, el modelo debe contener información sobre la producción real de los pozos en el período conocido de

explotación y sobre las características del sistema roca-fluidos, aparte de las propiedades petrofísicas mencionadas

Obviamente, los mejores valores de los parámetros,  $X_j$ , son aquellos que logran hacer coincidir, dentro de una tolerancia dada, el comportamiento observado en el campo con el calculado por el modelo. Sin embargo, conviene señalar que los valores óptimos de los parámetros no son el resultado de la selección directa de los que produzcan la corrida de simulación con el mejor ajuste, pues dada la complejidad del sistema representado y el gran número de combinaciones entre parámetros, la probabilidad de obtener un ajuste satisfactorio entre las corridas con parámetros al azar es muy limitada; por este motivo, para llegar al resultado deseado, se recurre a un proceso de optimización.

La asignación aleatoria de los valores de los parámetros en las diferentes zonas, para cada corrida, se lleva a cabo utilizando un método de Monte Carlo<sup>2</sup>; esto es, se generan números aleatorios,  $A_j$ , con  $0 \leq A_j \leq 1$ , y se introducen en la ecuación.

$$X_j = X_{j_{inf}} + A_j(X_{j_{inf}} - X_{j_{sup}}), \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (1)$$

Una vez asignado a cada zona un valor para cada parámetro mediante este procedimiento, se lleva a cabo una corrida del modelo matemático que empiece en el tiempo de explotación igual a cero y que abarque el período de historia. Las diferencias entre las presiones medidas en el campo y las calculadas por el modelo, formarán el primer conjunto de errores (Fig. 1).

Se repite el procedimiento desde la generación de números aleatorios, hasta la determinación de un nuevo conjunto de errores y, después de efectuar la misma operación en un número suficiente de veces, se reúne la información tabulada en la figura 2. Esta información es necesaria para obtener una serie de funciones que relacionen cada error,  $E_i$ , con los diferentes parámetros.

Se ha demostrado que para fines prácticos, las funciones pueden ser lineales, con el consiguiente ahorro de tiempo de cálculo en la computadora. Estas se postulan de la forma siguiente:

$$E_i = \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j; \quad i = 1, 2, \dots, K \quad (2)$$

donde  $N$  es el número de parámetros y  $K$  el número de errores.

(1) Referencias al final

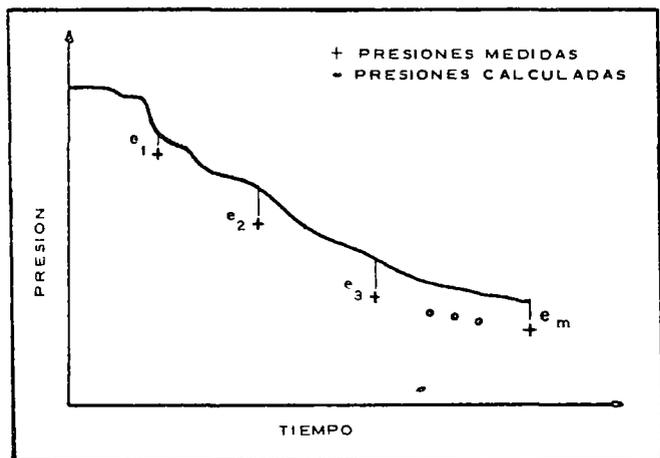


Fig. 1.- Determinación de los errores entre presiones calculadas y medidas.

CORRIDA	PARAMETROS	ERRORES
1	$X_1^{(1)} X_2^{(1)} \dots X_n^{(1)}$	$e_1^{(1)} e_2^{(1)} \dots e_m^{(1)}$
2	$X_1^{(2)} X_2^{(2)} \dots X_n^{(2)}$	$e_1^{(2)} e_2^{(2)} \dots e_m^{(2)}$
.	.	.
.	.	.
2n	$X_1^{(2n)} X_2^{(2n)} \dots X_n^{(2n)}$	$e_1^{(2n)} e_2^{(2n)} \dots e_m^{(2n)}$

Fig. 2.- Conjuntos de errores obtenidos en las diferentes corridas para distintos juegos de parámetros.

La determinación de los coeficientes  $a_{ij}$  se efectúa aplicando el método de mínimos cuadrados (apéndice A)

Tal como se ha planteado, el objetivo final es obtener el mejor ajuste en el comportamiento de la presión, sin rebasar los rangos de variación de los parámetros. Esto equivale a minimizar los errores  $E_i$  de la ecuación (2), con la condición de que las variables  $X_j$  satisfagan las restricciones impuestas para cada zona. Se trata, por lo tanto, de un problema típico de programación lineal y su postulado formal es el siguiente: obtener los valores  $X_j$  que minimicen la función objetivo  $f$ ,

$$f = \sum_{i=1}^K |E_i| \quad (3)$$

y que satisfagan las restricciones

$$X_j \geq X_{j,inf}$$

$$X_j \leq X_{j,sup} \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

$$X_j \geq 0$$

La solución del problema es inmediata con la aplicación del método simplex (apéndice B).

## APLICACIONES

En forma análoga al procedimiento seguido por todos los investigadores en este campo, la comprobación del método se puede conducir con éxito utilizando un ejemplo de un yacimiento hipotético. No es posible utilizar con este fin un yacimiento real, ya que las características petrofísicas de la formación que sirven de base para la comprobación no se conocen en forma detallada en todos los puntos del yacimiento.

Una vez definido el ejemplo, se simula un sistema de explotación y se determina su comportamiento futuro. Luego, tomando como información este comportamiento y los rangos de variación de los parámetros, se llega a determinar el valor de los parámetros de cada una de las zonas.

El ejemplo preparado corresponde a un yacimiento que tiene las siguientes características:

Volumen original = 1,292,666,371 m<sup>3</sup>@ C.A.

Presión original = 240.0 kg/cm<sup>2</sup>

Temperatura del yacimiento = 378.16°K

Temperatura superficial = 293.16°K

Viscosidad = 0.0206918 cp

Saturación de gas = 0.723

Factor de desviación:

$$z = 1.007 - 9.068 \times 10^{-5} p + 1.273 \times 10^{-9} p^2 + 1.421 \times 10^{-12} p^3$$

Las distribuciones de porosidad y permeabilidad (figuras 3 y 4) señalan valores de porosidad y permeabilidad, respectivamente, de 12.3% y 2.7 md para la zona 1, de 10.5% y 1.5 md para la zona 2, de 14.1% y 4.3 md para la zona 3 y de 15.7% y 8.3 md para la zona 4.

Los espesores (figura 5) varían gradualmente desde 20 m en el ángulo superior derecho, hasta 48 m en el extremo inferior izquierdo.

Los ritmos de producción de los 7 pozos perforados en este yacimiento, se señalan en la Tabla I

12.3 12.3 12.3 10.5 10.5  
 12.3 12.3 12.3 12.3 10.5 10.5 10.5  
 12.3 12.3 12.3 12.3 14.1 10.5 10.5 10.5  
 12.3 14.1 14.1 14.1 14.1 10.5 10.5 10.5  
 15.7 14.1 14.1 14.1 14.1 10.5 10.5  
 15.7 14.1 14.1 15.7 15.7 15.7 10.5  
 15.7 15.7 15.7 15.7 15.7 15.7  
 15.7 15.7 15.7

Fig. 3.- Distribución de porosidad (%) del yacimiento hipotético.

2.7 2.7 2.7 1.5 1.5  
 2.7 2.7 2.7 2.7 1.5 1.5 1.5  
 2.7 2.7 2.7 2.7 4.3 1.5 1.5 1.5  
 2.7 4.3 4.3 4.3 4.3 1.5 1.5 1.5  
 8.3 4.3 4.3 4.3 4.3 1.5 1.5  
 8.3 4.3 4.3 8.3 8.3 8.3 1.5  
 8.3 8.3 8.3 8.3 8.3 8.3  
 8.3 8.3 8.3

Fig. 4.- Distribución de permeabilidad (md) del yacimiento hipotético.

Con esta información se aplica el modelo matemático del yacimiento<sup>5</sup> y se determina el comportamiento futuro para 3 años de explotación. Como un resultado particular se obtiene la variación de presión para cada pozo, como la indicada en la figura 6.

De cada una de las curvas de presión contra tiempo así obtenidas, se eligen algunos puntos (marcados con cruces en la figura 6), simulando levanta-

22 22 21 21 20  
 24 23 23 23 22 21 20  
 23 24 24 24 24 23 24 24  
 24 27 29 31 30 30 26 26  
 30 35 38 38 32 30 30  
 35 40 42 40 35 32 32  
 40 48 45 43 40 38  
 45 43 40

Fig. 5.- Distribución de espesores (m) del yacimiento hipotético.

TABLA I. RITMOS DE PRODUCCION (m<sup>3</sup>/mes) EN EL YACIMIENTO HIPOTETICO

Pozo	Año 1	Año 2	Año 3
1	2 218 308	2 559 640	2 410 685
2	2 105 421	2 410 685	2 218 308
3	1 553 880	1 891 089	1 718 857
5	1 718 857	1 939 118	1 891 089
6	1 939 118	2 218 308	2 105 421
8	1 718 857	2 105 421	1 939 118
9	1 446 335	1 718 857	1 553 880

TABLA II. RANGOS DE VARIACION DE POROSIDAD Y PERMEABILIDAD EN EL YACIMIENTO HIPOTETICO

Zona	Porosidad (%)		Permeabilidad (md)	
	Inferior	Superior	Inferior	Superior
1	8.61	15.99	1.69	3.51
2	7.35	17.85	1.05	1.95
3	9.87	18.33	3.01	5.59
4	10.99	20.41	5.81	10.79

tamientos de presión. Estos valores se introducen al programa descrito, junto con los ritmos de producción y los rangos de variación de porosidad y permeabilidad. En la tabla II, se especifican los rangos empleados en este ejemplo.

En una corrida del programa, que consistió básicamente de 16 simulaciones con el modelo matemático del yacimiento, una aplicación de la subrutina del método de mínimos cuadrados y una

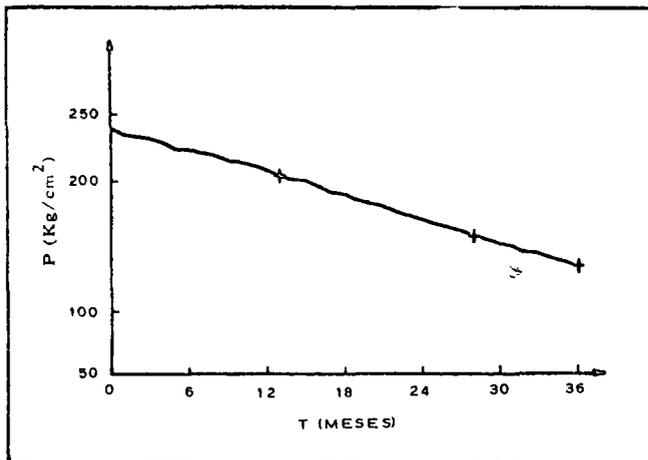


Fig. 6.- Comportamiento de la presión en el Pozo No. 8 del Yacimiento Hipotético.

del método de optimización simplex, se obtuvieron los resultados mostrados en la Tabla III. La distribución óptima de porosidad y permeabilidad, arroja el comportamiento en la presión indicado en la Tabla IV y un volumen original de 1,301,785,603 m<sup>3</sup>@ C.A., que corresponde a un error de 0.6 % con respecto al valor real

El programa desarrollado se aplica también con éxito a la calibración de modelos matemáticos. La calibración, es la fase de la simulación numérica que consiste en realizar los ajustes necesarios para lograr que el modelo reproduzca, dentro de una tolerancia dada, el comportamiento observado en el campo. Sólo después de haber reproducido la historia, se puede tener confianza en las predicciones de comportamiento efectuadas por medio del modelo.

En algunas ocasiones, cuando la etapa de calibración no se realiza dentro de límites tolerables de tiempo, el empleo de modelos en la simulación de yacimientos se vuelve incosteable. De acuerdo con la información publicada, en revistas de la especialidad y nuestra propia experiencia, con el método convencional normalmente es necesario llevar a cabo de 10 a 30 corridas de computación, dependiendo de la complejidad del modelo, para lograr un ajuste satisfactorio. Además, la índole del método hace necesario invertir una gran cantidad de horas hombres, pues, entre cada corrida, para programar las modificaciones de la siguiente, se requiere el consenso de varios especialistas en simulación, en ingeniería de yacimientos y en geología. Esta etapa, que puede constituir uno de los factores restrictivos más fuertes en la aplicación de la simulación

numérica al estudio de yacimientos petrolíferos, desaparece al automatizar mediante una computadora electrónica digital, el proceso de calibración.

TABLA III. VALORES REALES Y CALCULADOS DE POROSIDAD Y PERMEABILIDAD DEL YACIMIENTO HIPOTETICO

Zona	Porosidad (%)		Permeabilidad (md)	
	Real	Calculada	Real	Calculada
1	12.3	12.4	2.7	2.7
2	10.5	10.5	1.5	1.5
3	14.1	14.1	4.3	4.4
4	15.7	15.8	8.3	8.4

TABLA IV. VALORES REALES Y CALCULADOS DE PRESIONES DEL YACIMIENTO HIPOTETICO.

POZO	PRESIONES (kg/cm <sup>2</sup> )		TIEMPO (meses)
	MEDIDA	CALCULADA	
6	226.0	226.1	5
3	217.7	218.0	6
2	213.4	213.7	8
5	205.9	206.2	11
1	206.7	207.0	12
9	202.9	203.1	13
3	193.1	193.6	14
6	200.0	200.2	15
9	194.3	194.8	15
5	179.4	180.0	19
1	172.2	172.7	23
3	159.9	160.8	24
6	168.7	169.2	25
9	159.2	159.9	26
5	153.3	154.1	27
8	157.9	158.5	28
2	148.1	149.0	29
3	139.3	140.4	31
6	142.3	143.0	34
2	129.5	130.5	35
9	132.0	132.9	35
1	133.4	134.2	36
8	134.3	135.0	36

*Ejemplo:*

Se aplicó el programa para calibrar el modelo de la arena A-2 del campo Chilapilla. Este yacimiento ha estado en producción desde diciembre de 1962 y a la fecha tiene 6 pozos productores. Con base en la información proporcionada por Petróleos Mexicanos sobre porosidad y permeabilidad, se definieron en el yacimiento 4 zonas y el rango de

variación que se fijó para estos parámetros fue amplio: de 7 a 16% en la porosidad y de 1 a 21.5 md en la permeabilidad, para cada una de las zonas. Se introdujeron también como datos los valores de las presiones medidas en el campo. Los resultados obtenidos del programa son los siguientes:

El volumen original calculado por el modelo ( $3,798 \times 10^9 \text{ m}^3 @ \text{C.A.}$ ), difiere sólo en 3.5% del reportado por Petróleos Mexicanos ( $3,868 \times 10^9$

$\text{m}^3 @ \text{C.A.}$ ). Los errores contenidos en las presiones calculadas con respecto a las medidas en el campo son, en promedio, de 2.7%, habiéndose registrado un error máximo de 6% y un mínimo de 0.3%. Las figuras 7, 8 y 9 muestran el ajuste obtenido en la presión, para los pozos Ch-6, Ch-50 y Ch-51D. La figura 10 indica la distribución de  $\phi h$  a que se llegó.

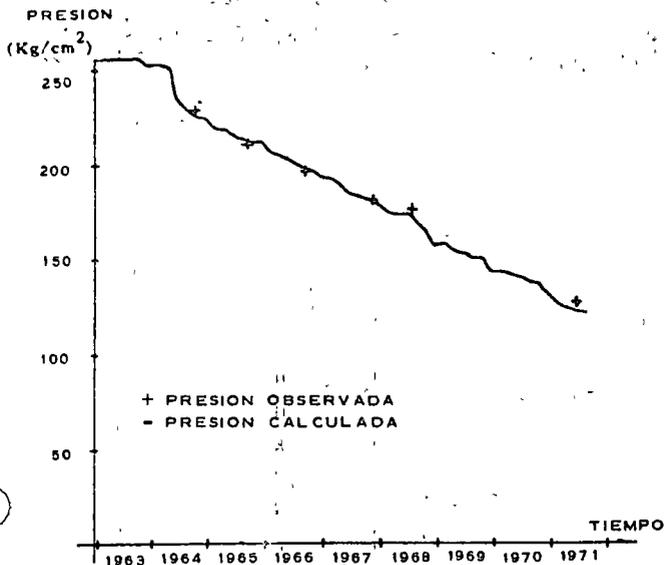


Fig. 7.- Comportamiento de la presión en el Pozo No. 6, Arena A-2, del Campo Chilapilla.

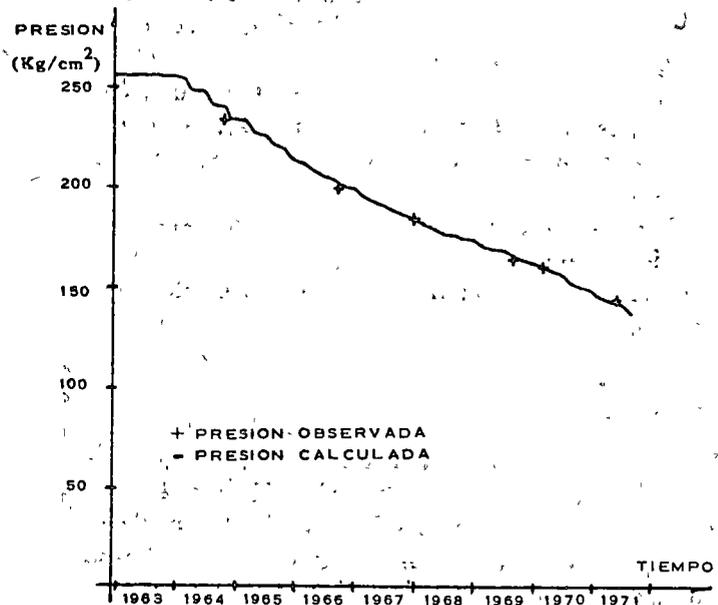


Fig. 9.- Comportamiento de la presión en el Pozo No. 51 D, Arena A-2, del Campo Chilapilla.

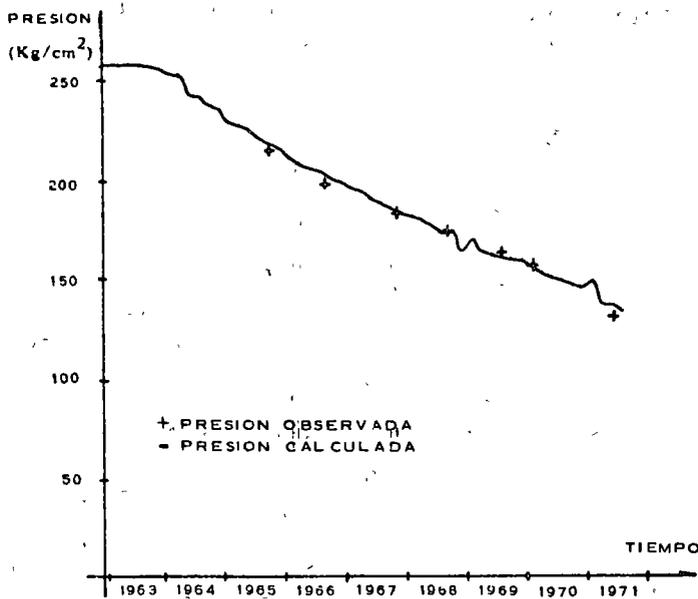


Fig. 8.- Comportamiento de la presión en el Pozo No. 50, Arena A-2, del Campo Chilapilla.

			2.6	2.6	2.6	2.4	2.2					
			3.7	4.5	4.8	4.0	4.7	5.5	3.9	2.6	2.0	
		4.5	2.6	3.3	4.3	5.6	6.7	7.2	8.9	6.3	3.3	2.0
		6.0	4.3	5.4	8.0	9.0	9.4	8.4	8.7	6.3	3.6	
	2.0	4.0	6.7	7.0	8.3	9.7	9.2	7.9	6.2	8.1	5.5	
	4.0	5.4	8.1	9.2	9.2	9.7	8.6	10.0	8.4	8.3		
		5.9	8.9	10.1	9.6	9.5	8.1	9.5	7.9			
		7.5	9.6	10.5	9.9	9.2	8.0	9.2				
		9.7	10.8	10.0	9.4	7.9	8.7					
		6.6	6.9	6.7	6.2	5.4						
		6.9	6.7	6.5	5.5							
		6.9	6.8	6.5								
		6.7	6.6									

Fig. 10.- Distribución final de  $\phi h$  (m) de la arena A-2 del Campo Chilapilla.

## CONCLUSIONES

El empleo del modelo desarrollado permitirá aprovechar la historia de producción y de presión, para el estudio de los yacimientos petrolíferos. La distribución de los parámetros petrofísicos obtenida del análisis del comportamiento observado, dará mayor confiabilidad a las predicciones, reduciendo así el riesgo económico de las inversiones que como consecuencia se realicen; permitirá efectuar cálculos realistas de reservas y facilitará la descripción geológica de las formaciones.

La calibración de los modelos matemáticos, lenta y tediosa con el método convencional, se vuelve rápida y eficaz con la aplicación del programa desarrollado.

Debidamente acoplado con los programas de análisis económico, el modelo descrito permitirá determinar la localización óptima de pozos de desarrollo.

## APENDICE A

La información señalada en la Fig. 2, permite determinar los coeficientes  $a_{ij}$  (Ec. 2) que definen los errores como funciones lineales de los parámetros. El método de mínimos cuadrados, aplicado con este fin, consiste en minimizar la suma de los cuadrados de las desviaciones,  $D_i$ , definidas como

$$D_i^r = E_i^r - \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j^r$$

para  $i = 1, 2, \dots, K$  y  $r = 1, 2, \dots, M$ , donde  $K$  es el número de errores,  $M$  el número de corridas y  $N$  el número de parámetros. Es decir, minimizar la función

$$\sum_{r=1}^M (D_i^r)^2 = \sum_{r=1}^M (E_i^r)^2 - 2 E_i^r \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j^r + \left( \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j^r \right)^2$$

Derivando con respecto a  $a_{ij}$  e igualando a cero, queda:

$$-\sum_{r=1}^M E_i^r \sum_{j=0}^N X_j^r + \sum_{r=1}^M \left( \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j^r \right) \sum_{j=0}^N X_j^r = 0$$

o bien,

$$\sum_{r=1}^M E_i^r X_n^r = \sum_{r=1}^M \left( \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j^r X_n^r \right), \quad i = 0, 1, \dots, K, \quad n = 0, 1, \dots, N.$$

Ahora, cambiando el orden de las sumatorias del segundo miembro, es claro que la ecuación anterior representa un sistema de  $N + 1$  ecuaciones, que en notación matricial resulta

$$B a_i = c_i$$

donde  $B$  es la matriz de los coeficientes  $b_{nj}$ ;  $a_i$  es el vector columna  $(a_{i0}, a_{i1}, \dots, a_{iN})^T$  y  $c_i$  es el vector columna  $(c_{i0}, c_{i1}, \dots, c_{iN})^T$ , para

$$b_{nj} = \sum_{r=1}^M X_n^r X_j^r$$

$$c_{in} = \sum_{r=1}^M E_i^r X_n^r$$

Finalmente, la solución del sistema está dada por

$$a_i = B^{-1} c_i$$

## APENDICE B

El valor absoluto de los errores señalados en la expresión (3), tomando en cuenta (2), conduce, a la siguiente desigualdad:

$$|E_i| = \left| \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j \right| \geq \sum_{j=0}^N a_{ij} X_j, \quad i = 1, 2, \dots, K.$$

De donde, expresado  $|E_i|$  como una diferencia entre las variables lógicas  $X_{N+1}$  y  $X_{N+1+i}$ , se obtiene

$$\sum_{i=1}^K (X_{N+1} + X_{N+1+i} - X_{N+K+1}) = -a_{i0} \quad (B1)$$

para  $X_0 = 1$ , quedando la función objetivo como

$$\sum_{i=1}^K (X_{N+1} + X_{N+K+1}) = \min \quad (B2)$$

Las restricciones, sumando o restando las variables lógicas correspondientes, son:

$$X_j \cdot X_{N+2K+1,j} - X_{2N+2K+1,j} = X_{j,inf}$$

$$X_j + X_{3N+2K+1,j} = X_{j,sup} \quad (B3)$$

$$X_i \geq 0$$

para toda  $i$ ;  $j = 1, 2, \dots, N$ .

Finalmente, aplicando el método simplex\* a la función objetivo (B2) con las restricciones (B1) y (B3), se obtiene el conjunto de parámetros  $X_j$  que hace mínimo el error.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores manifiestan su agradecimiento a las autoridades del Instituto Mexicano del Petróleo,

por las facilidades otorgadas para la publicación de este trabajo; al Sr. Ing Norberto Domínguez Aguirre, jefe del Departamento de Estudios Especiales de la Subdirección de Explotación, por haber sugerido el desarrollo del mismo y revisado el original

#### REFERENCIAS

1. Coats, K. H., Dempsey, J. R. y Henderson, J. H.: "A new technique for determining reservoir description from field performance data". *Transactions AIME*, (1970) Vol 249.
2. Hammersley, J. M., Handscomb D. C.: "Monte Carlo Methods" Methuen's Monographs on Applied Probability and Statistics. London: *Methuen & Co Ltd.*, (1967).
3. Neville, A. M., Kennedy, J. B.: "Basic Statistical Methods for Engineers and Scientists". *International Textbook Co.*, (1966).
4. Gass, S. I., "Linear Programming. Methods and Applications" *Mc Graw - Hill Book Co.*, (1964).
5. Solórzano, L. N., Limón R.: "Simulación Matemática de las Arenas "D" del campo José Colomo". *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, (1972). Vol. IV., No. 1

THIS IS A PREPRINT --- SUBJECT TO CORRECTION

## Method for Automatic History Matching of Reservoir Simulation Models

By

Luzbel Napoleón Solórzano and Sergio Enrique Arredondo, Instituto Mexicano del Petroleo

© Copyright 1973

American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc.

This paper was prepared for the 48th Annual Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME, to be held in Las Vegas, Nev., Sept. 30-Oct. 3, 1973. Permission to copy is restricted to an abstract of not more than 300 words. Illustrations may not be copied. The abstract should contain conspicuous acknowledgment of where and by whom the paper is presented. Publication elsewhere after publication in the JOURNAL OF PETROLEUM TECHNOLOGY or the SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS JOURNAL is usually granted upon request to the Editor of the appropriate journal provided agreement to give proper credit is made.

Discussion of this paper is invited. Three copies of any discussion should be sent to the Society of Petroleum Engineers office. Such discussion may be presented at the above meeting and, with the paper, may be considered for publication in one of the two SPE magazines.

### ABSTRACT

The best methods published in the literature for automatic adjustment of reservoir simulation models to match field performance cannot be efficiently applied to reservoirs that include a large number of wells and/or a large number of pressure measurements in each well. As the size of the reservoir is increased, the number of zones and the number of errors are increased considerably so that adjustments by linear programming techniques becomes more and more time consuming.

In this paper, a method is presented that requires several random simulation runs, as proposed by Coats et al.<sup>1</sup> and is applicable to large reservoirs. Furthermore, it offers the following advantages: (1) it does not require a previous zonation of the parameters adjusted, (2) it includes standardization of matrices of differences between calculated and observed values of the control variables as well as judicious weighting of the errors, (3) it considers a nonlinear objective function and (4) for minimizing the objective function, a direct search method is used that hardly requires memory or computer time.

The proposed method has been applied to constructed and actual gas reservoirs where pressure was used as control variable. Also,

References and illustrations at end of paper.

it was applied to a constructed two-dimensional three-phase reservoir where pressure and GOR were used as control variables. In all cases, very good agreement between actual and calculated values was obtained for porosity and permeability, the parameters considered in the matching process.

### INTRODUCTION

Prediction of the behavior of an oil reservoir by numerical simulation is reliable only if the mathematical model reproduces the field-observed behavior. To accomplish this, the necessary adjustments should be made so that the model matches the production history. This phase of the simulation process is known as the match period.

When the matching process is not carried out within a reasonable period of time, the simulation costs may become prohibitively high. Hence, the necessity of substituting the usual procedure of trial and error for a more rapid and economic one.

Several investigators have developed methods for automating the matching process.<sup>1-7</sup> Some of them make use of regression techniques in conjunction with the method of trial and error; others solve directly the flow equations, taking the petrophysical parameters as the unknowns. According to our experience, the method

that best attains the purpose of automating the matching process is the one proposed by Coats *et al.*<sup>1</sup>

Due to the type of constraints imposed on the optimization problem, Coats *et al.* always obtain logical results. However, the adjusted parameters frequently acquire the extreme values within the given range. Furthermore, the method of linear programming has the disadvantage of requiring too much computing time when the number of errors and zones is large. On the other hand, this method as well as the ones referred to above need a previous zonation of

the reservoir. The method proposed in this paper is based on the random runs of the mathematical model as well as the previous definition of the range of variation of the adjusting parameters per cell. By considering a harmonic distribution of the parameters, a corresponding value is assigned to each cell according with the values taken on by the wells. In this way, the subjective part of the zonation is eliminated.

Taking as reference the mean and standard deviation, a normalization of the errors is made for each run.

After making the simulations, the linear functions of the errors in terms of the parameters are obtained by minimum squares. Then the errors are weighted by using a normal density function. Finally, a nonlinear objective function is determined by squaring and adding the obtained error functions. The minimization of this function is carried out by a direct search method that hardly requires memory or computing time.

For the verification of the method, use is made of the procedure, already generalized, that consists of making a run of the mathematical model and using the results as "history" for obtaining the description of the reservoir. In this paper, six examples are presented that include four constructed gas reservoirs, a constructed two-dimensional three-phase reservoir, and an actual gas reservoir.

#### DESCRIPTION OF THE METHOD

According with the classification due to Dougherty,<sup>7</sup> the proposed method is a perturbation method. To find the parameter distribution, several random runs of the reservoir mathematical model are required. For each run, a set of different values are assigned to the matching parameters, according to the following procedure:

A parameter-variation range ( $X_{1j}, X_{uj}$ ) is assigned to each well location  $j$ . Before starting each run, the set,  $X_1, X_2, \dots, X_N$ , must

be defined by means of the usual equation,<sup>1</sup>

$$X_j = X_{1j} + R(X_{uj} - X_{1j});$$

$$j = 1, 2, \dots, N,$$

where  $R$  is a normalized random number and  $N$  is the number of wells.

Taking as a basis the values assigned to each well location and by considering a harmonic parameter distribution, the values corresponding to the reservoir cells are calculated through the solution of the equation  $\nabla^2 Y = 0$ . In fact, the method proposed uses this type of distribution to generate the values of the parameters. The method proposed is based on the Gauss method that is applicable to harmonic functions. In this paper, the solution of the Laplace equation is carried out by applying the Gauss elimination method to the band elements that appear in the coefficients matrix. For avoiding the computer memory problem, this band is divided into two matrices that are worked out simultaneously. One of the matrices is formed by the main diagonal and the rows located above the main diagonal; the other matrix has, as rows, the band columns located below the main diagonal.

For each run the set of errors,  $E_i$ , between the calculated and observed values of the control variable are determined by the expression  $E_i = p_{obs} - p_{cal}$ , where the  $P$ 's represent the control variables. Once all the runs of the mathematical model have been carried out, the mean values,  $\bar{E}_i$ , of the errors are determined by means of the formula,

$$\bar{E}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M |E_{ij}| ; \quad i = 1, 2, \dots, I,$$

where  $M$  is the number of runs and  $I$  is the number of errors.

The mean values are determined to calculate the weights that are assigned to the errors of the objective function. It was found convenient to calculate the weights,  $w_i$ , by the expression,

$$w_i = 2 \operatorname{erf} \left( \frac{|\bar{E}_i - \mu|}{\sigma} \right),$$

where  $\mu$  and  $\sigma$  are the parameters of a  $N(\mu, \sigma)$  distribution.

For expressing the errors,  $E_i$ , as functions of the parameters,  $X_j$ , the method of minimum squares is used; however, a previous normalization of the calculated errors,  $E_i$ , is carried out by using the mean and the standard deviation. In this way, the round-off errors are diminished.

As a result, one obtains the linear functions,

$$E_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} X_j \quad ; \quad i = 1, 2, \dots, I.$$

Finally, the objective function is defined as

$$f = \sum_{i=1}^I (w_i E_i)^2 \quad \dots \dots \dots (1)$$

subject to the constraints

$$X_{l_j} \leq X_j \leq X_{u_j} \quad \dots \dots \dots (2)$$

The minimization of Eq. 1 with the constraints Eq. 2 is carried out by a direct-search method.<sup>8</sup> From the viewpoint of computation time, it has been found that the direct search method is more efficient than the technique of gradient optimization, even though the search does not follow the best direction.

#### VERIFICATION OF THE METHOD

For verifying the proposed method use was made of two models. One of them is a constructed gas reservoir<sup>9</sup> and the other is a constructed two-dimensional three-phase reservoir.<sup>10</sup>

The gas reservoir model consisted of 51 square cells of 40,000 sq m (430,336 sq ft) each, arranged as shown in Fig. 1. The reservoir initial pressure was 240 kg/sq cm (3,400.8 psi) with a gas saturation of 72.3 percent. The behavior of the reservoir pressure was determined by a run of the mathematical model, with time steps of 30.42 days, during a period of 6 years. The production rates assigned to each well are shown in Table 1. The porosity and permeability distribution used in this run appear on the top of each cell of Figs. 1 and 2, respectively. The distribution of the parameters is harmonic, taking as a basis the values assigned to the cells containing wells. The cell thickness was distributed irregularly throughout the reservoir, ranging from 21 m (68.9 ft) in the north up to 43 m (141 ft) in the south. The values appearing in Table 2 were obtained from this first run and are considered as "observed pressures". The first four examples take as a basis the results of this run.

#### Example 1

The porosity and permeability were varied simultaneously within the ranges shown in Table 3, and corresponding to a variation of 100 percent. The results obtained by 16 random runs of the program are shown on the bottom of each cell of Figs. 1 and 2 and in the last column of Table 2. Upon comparing the results, a notable

agreement between calculated and observed values for each reservoir cell can be seen. The average error for the pressures is 0.18 percent. The error in the original volume is practically insignificant, since its actual value is  $1,115 \times 10^6$  cu m ( $39,460 \times 10^6$  cu ft) and its calculated value is  $1,113 \times 10^6$  cu m ( $39,389$  cu ft).

#### Example 2

The actual porosity was kept constant and the permeability was varied within the ranges specified in Table 3. Nine random runs of the program yielded the results shown in Fig. 3. The average error between calculated and observed pressures was 0.1 percent.

#### Example 3

The actual permeability distribution was supplied to the program and the porosity was varied within the ranges indicated in Table 3. After nine runs, the results of Fig. 4 were obtained. The average error in the pressure was 0.34 percent and that of the original volume was 0.35 percent.

#### Example 4

The porosity and permeability were varied simultaneously within wider ranges:  $1 \text{ md} \leq k \leq 10.8 \text{ md}$  (980 percent variation) and  $7.3 \text{ percent} \leq \phi \leq 20.4 \text{ percent}$  (179 percent variation) in all the wells. As expected, the results obtained are not as good as the preceding ones. However, a good qualitative agreement between actual and calculated distributions can be seen from Figs. 5 and 6, where three-dimensional plots of  $k\phi$  are shown. The average error in pressures was 1.395 kg/sq cm (19.8 psi) and that of the original volume was 0.11 percent.

#### Example 5

The constructed three-phase model consists of 222 square cells of 1,600 sq m (17,213 sq ft) each, arranged as indicated in Figs. 7 and 8. It contains seven producing wells with variable production rates.

This model is based on the IMPES method and the ADI procedure. It includes all the properties of the rock/fluids system that are considered as variables in space and time. Also, it takes into account capillary and gravitational effects.

The matching period used was 1,680 days. The control variables were the pressure and GOR. Upon varying simultaneously the porosity and permeability within variation ranges of 100 percent, the results shown in Figs. 7 and 8 and Tables 4 and 5 were obtained. These data were obtained after 16 random runs.

APPLICATION TO AN ACTUAL GAS RESERVOIR

The proposed method was used to match a 91-cell model of Sand A-2 of Chilapilla field, a gas reservoir located in Tabasco. Production of this sand was started in Dec. 1962, and the matching period goes to Dec. 1971. Taking as a basis the available information on porosity and permeability, the ranges of variation were taken as 7 percent  $\leq \phi \leq$  16 percent and 1 md  $\leq k \leq$  21.5 md. The initial pressure was 256.2 kg/sq cm (3,638 psi), and in Dec. 1971 the pressure in one of the wells was 142.5 kg/sq cm (2,024 psi).

The automatic matching was programmed for 36 random runs. The errors obtained for the pressure vary from 0.19 percent to 7.53 percent, with an average of 2.75 percent. Fig. 9 shows the match obtained for one of the six producing wells. The calculated original pressure differs from that obtained by PEMEX by 1.27 percent. Figs. 10 and 11 show the distribution of the parameters, respectively.

CONCLUSIONS

1. The proposed method is applicable to any type of model.
2. Contrary to the published methods, it does not require a previous zonation of the matching parameters.
3. Practically, it does not require computer memory for the optimization process. Therefore, actual reservoirs can be studied easily.
4. In the cases studied, the method has not shown a tendency to acquire extreme values.
5. After applying the optimization process, smooth distributions of the parameters considered are obtained. This is the case in actual reservoirs where, as a rule, there are no sharp changes or discontinuities.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to express their appreciation to the management of the Instituto Mexicano del Petroleo for permission to present this paper. We are indebted to Candelario Pérez-Rosales for translating into English the original manuscript and for his suggestions during the preparation of the paper. We also wish to thank J. Gómez Salinas for his collaboration in preparing the parameter distribution configurations. We are particularly thankful to F. Gutiérrez Moreno for his invaluable effort in assembling the three-phase model to the proposed method of automatic matching.

REFERENCES

1. Coats, K. H., Dempsey, J. R. and Henderson, J. H.: "A New Technique for Determining Reservoir Description from Field Performance Data," Soc. Pet. Eng. J. (March, 1970) 66-74.
2. Slater, G. E. and Durrer, E. J.: "Adjustment of Reservoir Simulation Models to Match Field Performance," Soc. Pet. Eng. J. (Sept., 1971) 295-305.
3. Thomas, L. K., Hellums, L. J. and Reheis, G. M.: "A Nonlinear Automatic History Matching Technique for Reservoir Simulation Models," Soc. Pet. Eng. J. (Dec., 1972) 508-514.
4. Veatch, R. W. and Thomas, G. W.: "A Direct Approach for History Matching," Paper SPE 3515 presented at 46th Annual SPE Fall Meeting, New Orleans, Oct. 3-6, 1971.
5. Dupuy, M.: "Possibilités D'Adjustement Automatique des Modèles de Réservoir Dans la Période Monophasique de Production." Travaux de Recherche sur la Production et l'Exploitation du Pétrole, Institut Français du Pétrole, June 7-9, 1971.
6. Solórzano, L. N., Arredondo, S. E. and Gutiérrez, F.: "La Simulación Matemática Aplicada a la Descripción de Parametros Petrofísicos y Aspectos Geológicos de Yacimientos Petrolíferos," Revista del Instituto Mexicano del Petróleo (Oct., 1972).
7. Dougherty, E. L.: "Application of Optimization Methods to Oilfield Problems: Proved, Probable, Possible," Paper SPE 3978 presented at 47th Annual SPE Fall Meeting, San Antonio, Oct. 8-11, 1972.
8. Beveridge, G. S. G. and Schechter, R. S.: Optimization: Theory and Practice, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York (1970) 363-406.
9. Solórzano, L. N. and Limón, R.: "Simulación Matemática del Comportamiento de las Arenas "D" del Campo José Colomo," Revista del Instituto Mexicano del Petróleo (Jan., 1972).
10. Limón, R.: "Modelo Matemático para Simular el Comportamiento de Yacimientos de Aceite, Gas y Agua," XI Convencion Nacional de la AIPM; Reynosa, Tams., Mexico (April, 1973).

TABLE 1 - PRODUCTION RATES, 10<sup>6</sup> CU M/D (EXAMPLES 1 THROUGH 4)

Well	Year 1	Year 2	Year 3	Year 4	Year 5	Year 6
1	1 554 (54 996)	1 891 (66 922)	1 719 (60 835)	1 215 (42 999)	0 998 (35 319)	0 816 (28 878)
2	2 105 (74 496)	2 411 (85 325)	2 218 (78 495)	1 446 (51 174)	1 101 (38 964)	0 901 (31 886)
3	1 446 (51 174)	1 719 (60 835)	1 554 (54 996)	---	---	---
4	1 719 (60 835)	2 105 (74 496)	1 939 (68 621)	0 998 (35 319)	0 816 (28 878)	0 700 (24 773)
5	1 719 (60 835)	1 939 (68 621)	1 891 (66 922)	1 009 (35 708)	0 901 (31 886)	0 761 (26 932)
6	2 218 (78 495)	2 560 (90 598)	2 411 (85 325)	1 554 (54 996)	1 215 (42 999)	0 998 (35 319)
7	1 939 (68 621)	2 218 (78 495)	2 105 (74 496)	1 101 (38 964)	---	---

TABLE 2 - OBSERVED AND CALCULATED PRESSURE VALUES (EXAMPLE 1)

Well	Observed Pressure kg/cm <sup>2</sup> (psi)	Time (months)	Calculated Pressure kg/cm <sup>2</sup> (psi)
2	178.3 (2531.9)	19	178.0 (2527.6)
6	183.6 (2607.1)	19	183.6 (2607.1)
1	175.9 (2497.8)	19	175.7 (2494.9)
4	185.1 (2628.4)	19	185.0 (2627.0)
3	181.0 (2570.2)	19	180.8 (2567.4)
7	186.3 (2645.5)	19	186.1 (2642.6)
5	180.9 (2568.8)	19	180.6 (2564.5)
6	176.8 (2510.6)	21	176.7 (2509.1)
3	173.7 (2466.5)	21	173.5 (2463.7)
2	161.1 (2287.6)	24	160.8 (2283.4)
7	170.1 (2415.4)	24	170.0 (2414.0)
4	150.3 (2134.3)	27	150.0 (2130.0)
5	154.4 (2192.5)	27	153.9 (2185.4)
4	150.2 (2132.8)	30	150.1 (2131.4)
5	135.3 (1921.3)	33	134.8 (1914.2)
2	123.9 (1759.4)	36	123.5 (1753.7)
1	116.8 (1658.6)	40	116.4 (1652.9)
4	120.8 (1715.4)	43	120.6 (1712.5)
7	118.0 (1675.6)	46	117.7 (1671.3)
6	109.6 (1556.3)	50	109.3 (1552.1)
3	110.3 (1566.3)	53	110.0 (1562.0)
5	101.6 (1442.7)	56	101.2 (1437.0)
6	99.4 (1411.5)	59	99.2 (1408.6)
2	90.6 (1286.5)	63	90.2 (1280.8)
3	93.7 (1373.1)	66	96.5 (1370.3)
4	91.9 (1305.0)	69	91.6 (1300.7)
1	79.7 (1131.7)	72	79.3 (1126.1)
6	87.7 (1245.3)	72	87.4 (1241.1)

TABLE 3 - POROSITY AND PERMEABILITY RANGES (EXAMPLES 1 THROUGH 3)

Well	Porosity (%)		Permeability (md)	
	Lower	Upper	Lower	Upper
1	8.2	16.4	1.8	3.6
2	8.2	16.4	1.8	3.6
3	7.0	14.0	1.0	2.0
4	9.4	18.8	2.9	5.7
5	7.0	14.0	1.0	2.0
6	10.5	20.9	5.5	11.0
7	10.5	20.9	5.5	11.0

TABLE 4 - OBSERVED AND CALCULATED PRESSURE AND GOR VALUES (EXAMPLE 5)

Well	Pressure, kg/cm <sup>2</sup> (psi)		GOR		Time (days)
	Observed	Calculated	Obs.	Calc.	
1	81.67(1159.71)	80.96(1149.63)	74	73	960
2	81.61(1158.86)	80.92(1149.06)	74	73	960
3	82.11(1165.96)	81.38(1155.59)	74	74	960
4	81.87(1162.55)	81.15(1152.33)	74	74	960
5	81.83(1161.98)	81.13(1152.04)	74	74	960
6	82.33(1169.08)	81.63(1159.14)	74	74	960
7	82.99(1178.45)	82.32(1168.94)	74	75	960
1	76.19(1081.89)	75.36(1070.11)	72	71	1320
2	76.11(1080.76)	75.31(1069.40)	72	71	1320
3	76.62(1088.00)	75.78(1076.07)	72	71	1320
4	76.36(1084.31)	75.50(1072.10)	72	71	1320
5	76.27(1083.03)	75.44(1071.04)	72	71	1320
6	76.88(1091.69)	76.07(1089.19)	72	72	1320
7	77.69(1103.19)	76.92(1092.26)	72	72	1320
1	73.43(1042.70)	72.55(1030.12)	75	79	1680
2	73.32(1041.14)	72.46(1028.93)	71	87	1680
3	74.19(1053.49)	73.38(1041.99)	0	0	1680
4	73.65(1045.83)	72.72(1031.62)	72	68	1680
5	73.48(1043.41)	72.71(1032.48)	86	70	1680
6	74.16(1053.07)	73.33(1041.28)	69	68	1680
7	75.22(1068.12)	74.41(1056.62)	0	0	1680

TABLE 5 - ACTUAL AND CALCULATED ORIGINAL VOLUME VALUES (EXAMPLE 5)

ORIGINAL VOLUME (SC)	ACTUAL	CALCULATED	ERROR(%)
Oil, 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> (10 <sup>6</sup> ft <sup>3</sup> )	0.357 (12.6)	0.343 (12.1)	3.9
Gas in Sol., 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> (10 <sup>6</sup> ft <sup>3</sup> )	30.955 (1092)	29.813 (1052)	3.7
Free Gas, m <sup>3</sup> (ft <sup>3</sup> )	4.361 (153.9)	4.290 (148.2)	3.7
Water, 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> (10 <sup>6</sup> ft <sup>3</sup> )	0.125 (4.411)	0.120 (4.235)	4.0

		12.32	12.30	11.84	11.46	11.32	
		12.39	12.42	11.92	11.51	11.34	
	12.32	12.34	12.20	11.76	11.22	11.17	11.11
	12.26	12.38	12.26	11.82	11.27	11.17	11.06
12.54	12.30	12.54	12.39	11.79	10.50	11.04	11.05
12.44	12.17	12.52	12.43	11.84	10.58	11.01	10.96
12.78	13.02	13.12	13.02	12.49	11.79	11.43	10.99
12.71	12.98	13.14	13.09	12.53	11.78	11.33	10.80
	13.87	13.90	14.10	13.37	12.74	11.91	10.50
	13.89	13.96	14.27	13.40	12.67	11.73	10.12
	14.69	14.50	14.39	14.15	13.89	12.97	11.73
	14.74	14.55	14.45	14.13	13.79	12.78	11.45
	15.70	15.01	14.83	14.94	15.70	14.33	
	15.78	15.06	14.83	14.89	15.56	14.17	
		14.97	15.10	15.40			
		14.94	15.04	15.30			

Fig. 1 - Actual (top) and calculated (bottom) porosity distributions (percent), Example 1.

		2.77	2.70	2.46	2.22	2.15	
		2.72	2.66	2.42	2.18	2.11	
	2.77	2.84	2.75	2.46	2.06	2.07	2.05
	2.68	2.78	2.71	2.42	2.02	2.03	2.01
3.03	2.70	3.08	3.00	2.57	1.50	2.02	2.03
2.53	2.58	3.02	2.97	2.54	1.46	1.98	1.99
3.36	3.69	3.78	3.60	3.32	2.82	2.49	2.01
3.28	3.63	3.75	3.61	3.30	2.77	2.44	1.97
	4.94	4.73	4.30	4.30	3.96	3.12	1.50
	4.91	4.74	4.42	4.27	3.87	3.04	1.46
	6.38	5.91	5.60	5.60	5.60	4.54	3.02
	6.36	5.88	5.56	5.48	5.41	4.38	2.93
	8.30	6.93	6.58	6.92	8.30	6.42	
	8.28	6.88	6.46	6.70	7.91	6.14	
		6.88	7.18	7.74			
		6.70	6.94	7.42			

Fig. 2 - Actual (top) and calculated (bottom) permeability distributions (md), Example 1.

		2.77	2.70	2.46	2.22	2.15	
		2.86	2.79	2.55	2.32	2.24	
	2.77	2.84	2.75	2.46	2.06	2.07	2.05
	2.87	2.94	2.84	2.56	2.16	2.16	2.12
3.03	2.70	3.08	3.00	2.57	1.50	2.02	2.03
3.14	2.80	3.18	3.10	2.67	1.60	2.10	2.09
3.36	3.69	3.78	3.60	3.32	2.82	2.49	2.01
3.47	3.81	3.88	3.69	3.42	2.92	2.57	2.05
	4.94	4.73	4.30	4.30	3.96	3.12	1.50
	5.08	4.85	4.36	4.41	4.07	3.20	1.49
	6.38	5.91	5.60	5.60	5.60	4.54	3.02
	6.57	6.08	5.74	5.76	5.77	4.67	3.08
	8.30	6.93	6.58	6.92	8.30	6.42	
	8.56	7.14	6.78	7.13	8.59	6.63	
		6.88	7.18	7.74			
		7.09	7.41	8.00			

Fig. 3 - Actual (top) and calculated (bottom) permeability distributions (md), Example 2.

		12.32	12.30	11.84	11.46	11.32	
		12.30	12.20	11.99	11.77	11.66	
	12.32	12.34	12.20	11.76	11.22	11.17	11.11
	12.44	12.41	12.27	12.00	11.65	11.56	11.47
12.54	12.30	12.54	12.39	11.79	10.50	11.04	11.05
12.66	12.48	12.61	12.48	12.09	11.26	11.47	11.38
12.78	13.02	13.12	13.02	12.49	11.79	11.43	10.99
12.84	13.03	13.07	12.96	12.62	12.11	11.70	11.19
	13.87	13.90	14.10	13.37	12.74	11.91	10.50
	13.72	13.68	13.67	13.32	12.86	12.03	10.48
	14.69	14.50	14.39	14.15	13.89	12.97	11.73
	14.45	14.28	14.20	14.12	14.00	13.08	11.78
	15.70	15.01	14.83	14.94	15.70	14.33	
	15.34	14.78	14.72	14.98	15.92	14.50	
		14.97	15.10	15.40			
		14.94	15.15	15.53			

Fig. 4 - Actual (top) and calculated (bottom) porosity distributions (percent), Example 3.



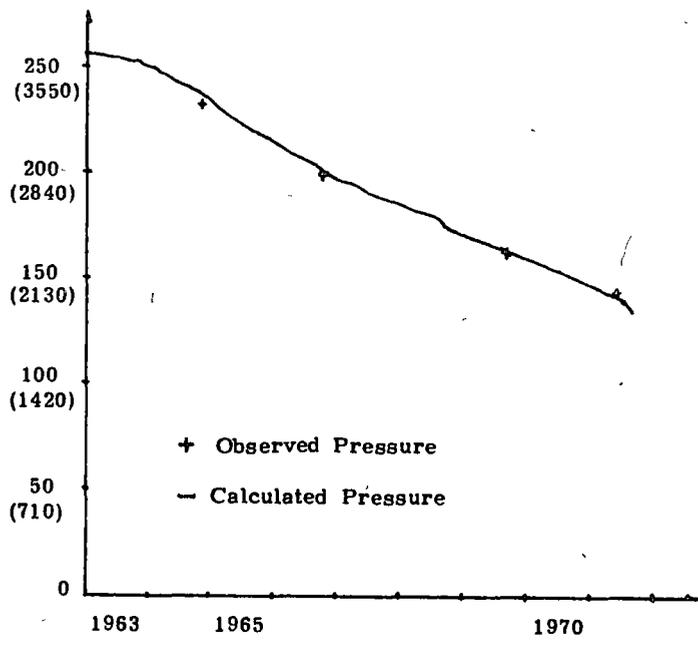


Fig. 9 - Pressure history, kg/sq cm (psi) of Well 51-D, Chilapilla field, Tabasco, Mexico.

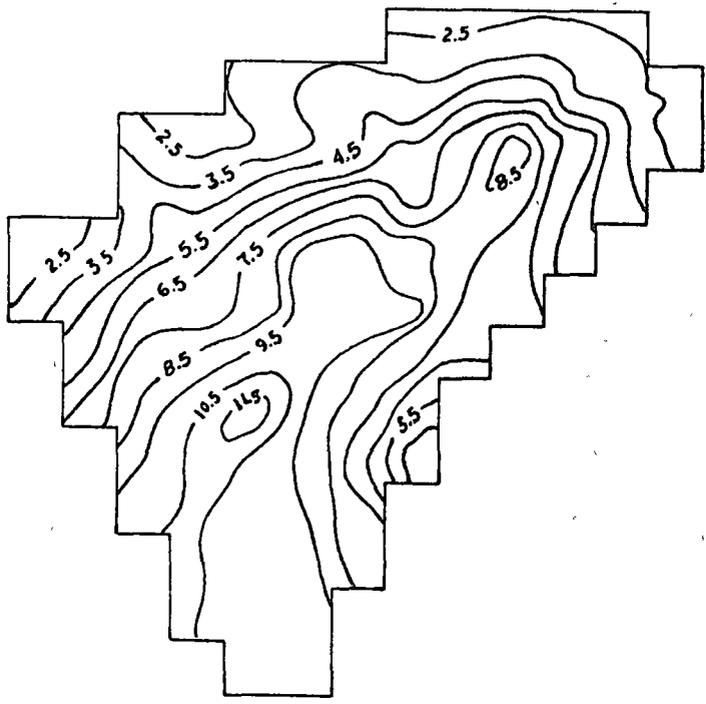


Fig. 10 -  $\phi h$  calculated distribution of Chilapilla field, Tabasco, Mexico (actual reservoir).

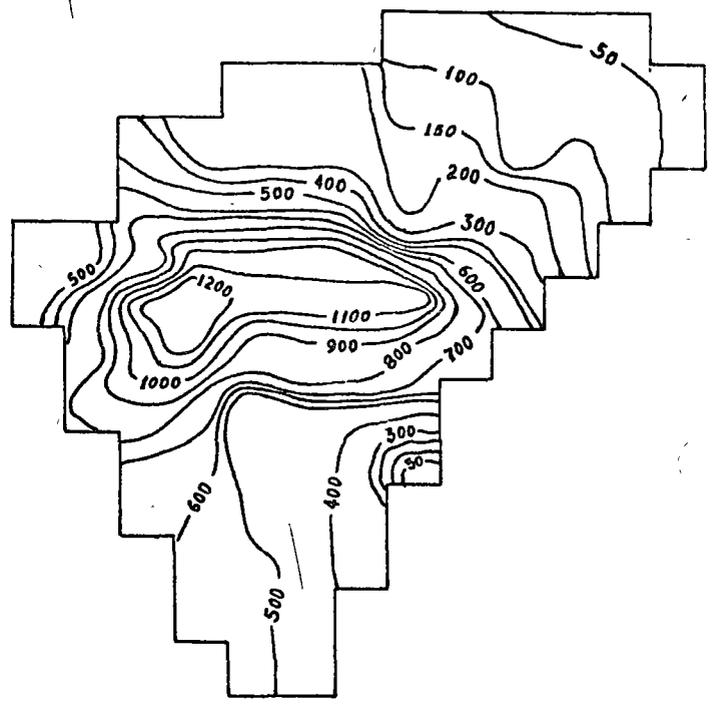
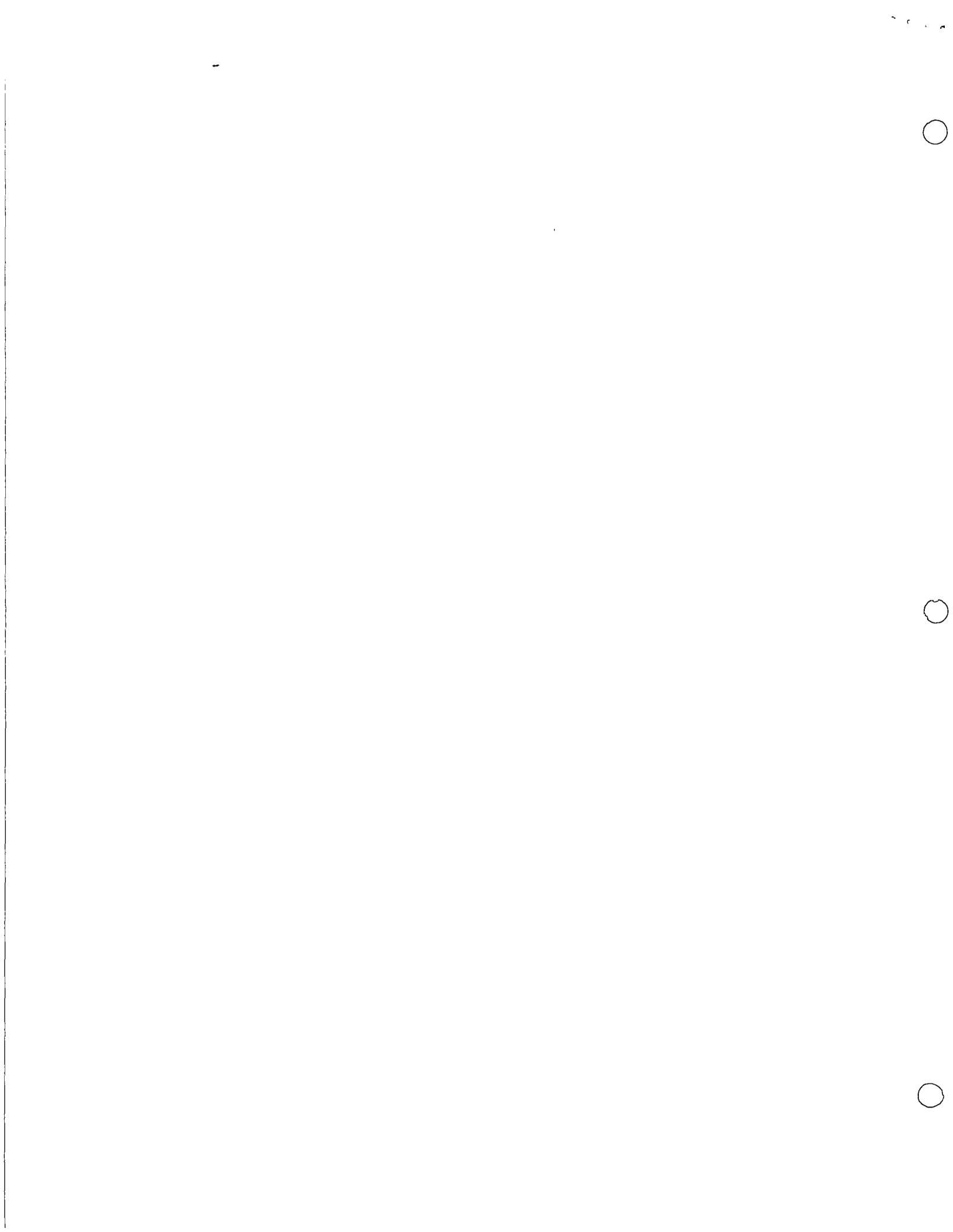


Fig. 11 -  $kh$  calculated distribution of Chilapilla field, Tabasco, Mexico (actual reservoir).





centro de educación continua  
 división de estudios superiores  
 facultad de ingeniería, unam



**EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS.**

**" HIDROLOGIA SUBTERRANEA "**

**ING. RUBEN CHAVEZ.**

HIDROLOGIA SUBTERRANEA

Por: Ing. Rubén Chávez Guillón.

- I N D I C E -

FLUJO EN MEDIOS POROSOS

EL AGUA EN EL SUBSUELO.- ACUIFEROS.

PROPIEDADES DE LAS ROCAS.

Porosidad

Rendimiento Específico

Coefficiente de Almacenamiento

Permeabilidad y Transmisibilidad

COMPORTAMIENTO DE LOS ACUIFEROS.

INTERPRETACION DE DATOS PIEZOMETRICOS

Configuraciones Piezométricas

Evolución Piezométrica.

Profundidad a los Niveles Freáticos.

HIDRAULICA DE POZOS

PRUEBAS DE BOMBEO

Pruebas de bombeo en Régimen Establecido

Pruebas de bombeo en Régimen Transitorio

Otros Sistema de Flujo.

COMENTARIOS ACERCA DE LA INTERPRETACION DE LAS PRUEBAS DE BOMBEO.

EVALUACION DE RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA

METODOS INDIRECTOS

Análisis del Ciclo Hidrológico

Coefficientes de Infiltración

BALANCE DE AGUA SUBTERRANEA.

Ecuación de Balance

Area de Balance

Cuantificación de los Términos de la Ecuación de Balance

Número de Ecuaciones de Balance

## FLUJO EN MEDIOS POROSOS

### EL AGUA EN EL SUBSUELO.- ACUIFEROS.

Con frecuencia se oye hablar del agua subterránea como de grandes lagos subterráneos o de corrientes bien localizadas que fluyen a lo largo de conductos de gran tamaño. Sin embargo, aunque esto se presenta en algunos acuíferos constituídos por rocas volcánicas o por calizas, en la gran mayoría de los casos el agua subterránea circula y se almacena en los poros que dejan entre sí las partículas de material; es decir, en un medio poroso.

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

En el subsuelo, el agua se encuentra distribuida en dos grandes zonas: la de aereación y la de saturación (ver fig. 1).

La zona de aereación, comprendida entre la superficie del terreno y el nivel freático, está parcialmente saturada con agua, llamada "vadosa". A su vez, esta zona se subdivide en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona de capilaridad. En la zona de agua del suelo, constituida por suelo y otros materiales, el contenido de agua está influenciado por lluvia, riego, drenaje y evapotranspiración. La zona de capilaridad se encuentra inmediatamente arriba del nivel freático; su altura depende del tipo de material y de las fluctuaciones del nivel freático: en materiales finos la altura capilar puede ser de varios metros, pero el agua asciende lentamente; en materiales gruesos la altura capilar es del orden de centímetros, aunque el agua asciende rápidamente. Entre la zona de agua del suelo y la de capilaridad, se encuentra la zona intermedia que contiene agua, llamada "pelicular", adherida a los granos y, temporalmente, agua "gravitacional" que fluye verticalmente hacia la zona de saturación, durante los períodos de infiltración.

La zona de saturación tiene como límite superior al nivel freático o superficie freática, la cual es definida por el agua que se encuentra a la presión atmosférica. Todos los estratos situados abajo del nivel freático se encuentran totalmente saturados. Se llaman "acuíferos" a aquéllos estratos, dentro de esta zona, que pueden proporcionar agua en una cantidad aprovechable. Desde luego, el término acuífero es muy relativo, pues depende de las condiciones existentes en cada zona: en una zona árida donde sea difícil la obtención de agua subterránea, una formación que proporcione unos cuantos litros por segundo puede considerarse un acuífero; mientras que en una zona con elevada disponibilidad de

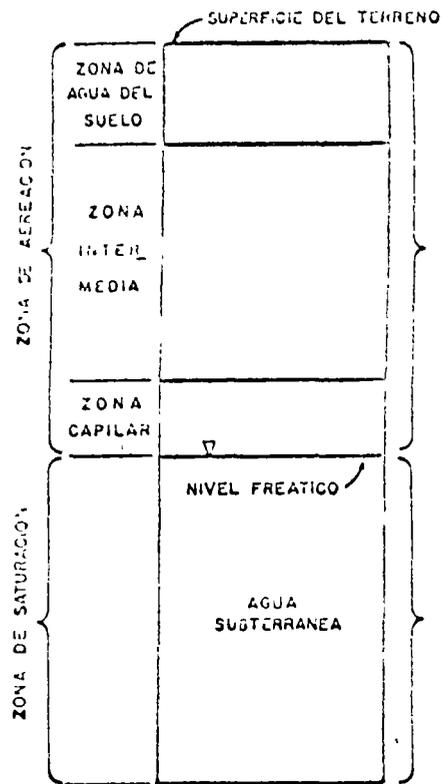


FIG. 1.— DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

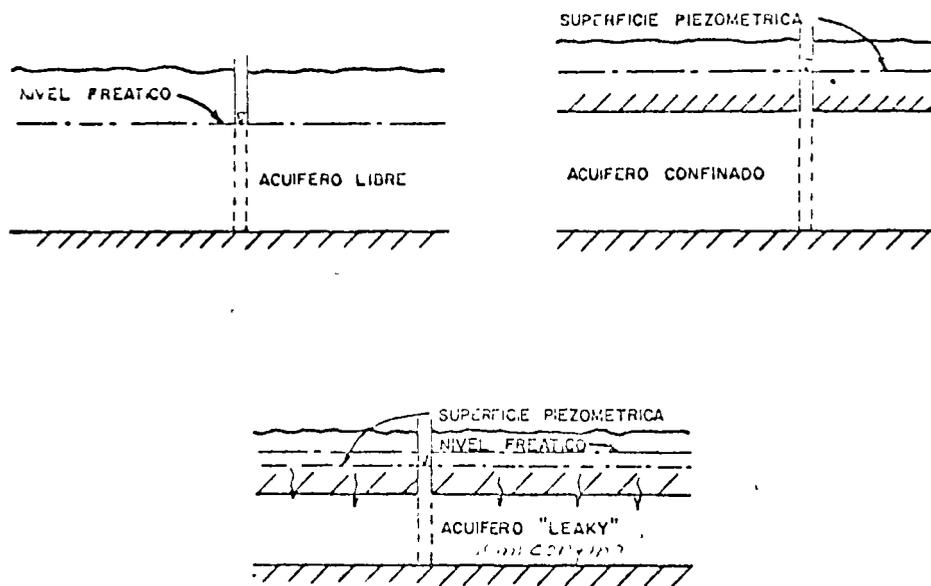


FIG 2.— REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LOS DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

agua subterránea, esa misma formación podría considerarse como semi-impermeable.

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

Si un acuífero está limitado por formaciones a través de las cuales puede recibir, o ceder, volúmenes significativos de agua (comparables con los que circulan por el acuífero), se le llama acuífero "semiconfinado" o "leaky".

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

Cuando un acuífero tiene como límite superior el nivel freático, se le da el nombre de acuífero "libre" o "freático". Las variaciones del nivel freático corresponden a variaciones en el espesor saturado del acuífero. La fig. 2 ilustra los diferentes tipos de acuíferos.

La capacidad de un acuífero para transmitir y almacenar el agua, depende de la forma, acomodo y distribución granulométrica de sus partículas constituyentes; del grado de compactación o cementación de las mismas, y de las dimensiones del acuífero: extensión y espesor.

#### PROPIEDADES DE LAS ROCAS.

Las propiedades más importantes de las rocas, desde el punto de vista del estudio del agua subterránea, son las siguientes:

##### Porosidad ( $n$ ).-

La porosidad de una roca es una medida del volumen de vacíos que contiene, y se expresa como un porcentaje del volumen total.

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

### Rendimiento Específico ( $S_y$ ).-

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

Se define como rendimiento específico de una roca al volumen de agua que puede liberar o almacenar, por unidad de -- área horizontal, cuando el nivel freático se mueve verticalmente una unidad. La retención específica ( $r$ ) mide la capacidad de la roca para retener el agua y se define como el volumen de agua re -- tenido en contra de la gravedad, por unidad de volumen de roca.

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

$$n = S_y + r$$

En la mayoría de las rocas el agua no es liberada en forma instantánea, sino que existe un cierto retraso entre el -- descenso del nivel freático y el drenado total de los poros. El volumen de agua liberado, por unidad de volumen de roca, incremen -- tará gradualmente tendiendo al rendimiento específico.

### Coefficiente de Almacenamiento ( $S$ ).-

El coeficiente de almacenamiento de un acuífero, se de -- fine como el volumen de agua que el acuífero puede liberar, o a -- gregar a su almacenamiento, por unidad de área horizontal y por -- unidad de variación del nivel piezométrico.

Cuando la superficie piezométrica de un acuífero des -- ciende, se incrementa la presión soportada por las partículas só -- lidas, lo que provoca la compactación del acuífero. Al mismo tiem -- po, al reducirse la presión soportada por el agua, ésta se expan -- de. Como consecuencia de ambos procesos, un cierto volumen de -- agua es liberado. Debido a que la compresibilidad del agua y del acuífero, son muy reducidas en la mayoría de los casos, el volu -- men de agua liberado a causa de estos procesos, es muy pequeño; -- por consiguiente, el coeficiente de almacenamiento de un acuífero confinado o semiconfinado, toma valores muy pequeños: en el rango de  $10^{-2}$  a  $10^{-5}$ .

En cambio, en un acuífero libre, al volumen de agua li -- berado por compactación del acuífero y expansión del agua, se --

agrega el volumen liberado por el drenado del material (representado por el rendimiento específico). Como el primero es muy pequeño en comparación con el segundo, se puede considerar que el coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre es igual a su rendimiento específico; es decir, varía en el rango de 0.02 a 0.3.

Permeabilidad (K) y Transmisibilidad (T).

La permeabilidad es una medida de la capacidad de la roca para permitir la circulación del agua. Se define como el caudal de agua que circula a través de un área transversal unitaria de roca, bajo un gradiente hidráulico unitario. Un concepto relacionado con el de la permeabilidad, es el de coeficiente de transmisibilidad, definido como el producto de la permeabilidad y el espesor saturado.

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

T A B L A N O 1

<u>R O C A</u>	<u>n.</u> <u>(%)</u>	<u>S<sub>y</sub></u> <u>(%)</u>	<u>K</u> <u>(m/seg)</u>
Arcilla	45 a 55	1 a 10	$10^{-10}$ a $2 \times 10^{-7}$
Arena	35 a 40	10 a 30	$10^{-5}$ a $3 \times 10^{-4}$
Grava	30 a 40	15 a 30	$10^{-4}$ a $1.5 \times 10^{-3}$
Grava y arena	20 a 35	15 a 25	$2 \times 10^{-5}$ a $5 \times 10^{-4}$
Arenisca	10 a 20	5 a 15	$10^{-8}$ a $5 \times 10^{-6}$
Caliza	1 a 10	0.5 a 5	Muy variable.

Si en un punto dado, una propiedad de la roca tiene el mismo valor en todas direcciones, se dice que hay isotropía con respecto a esa propiedad. En caso contrario, se dice que hay anisotropía con respecto a esa propiedad.

Cabe aclarar que una elevada porosidad no implica una elevada permeabilidad. Por el contrario, en algunas rocas mientras mayor es la porosidad, menor es su permeabilidad y su rendimiento específico, como puede verse en la Tabla No. 1. De aquí se desprende una conclusión interesante: para que una formación sea favorable como acuífero, no basta que contenga un gran volumen de agua almacenada; es necesario, además, que permita su fácil circulación hacia las captaciones. En otras palabras: la existencia de un gran volumen de agua subterránea no garantiza que se pueda aprovechar un gran volumen de la misma.

## COMPORTAMIENTO DE LOS ACUIFEROS.

Todo acuífero tiene un mecanismo natural de recarga y - descarga, que puede ser modificado mediante recarga y/o descarga - artificiales.

La recarga natural del acuífero ocurre por la infiltración de agua de lluvia en formaciones permeables; aunque no toda el agua que se infiltra llega al acuífero, debido a que, como se verá más adelante, una parte de ella es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. El acuífero puede ser recargado también artificialmente, mediante la infiltración de -- agua a través de obras construídas con ese fin.

La descarga natural del acuífero puede ocurrir en forma de manantiales, por flujo hacia un río o por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero. La descarga artificial tiene lu-- gar a través de captaciones de agua subterránea: pozos y galerías.

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

El conocimiento de la configuración y evolución de la - superficie piezométrica, indispensable para estudiar el comporta-- miento, cuantificar la recarga y planear el aprovechamiento del -- acuífero, requiere de la observación continua de los niveles estáticos del acuífero, en pozos distribuídos en el área estudiada. Se llama nivel estático, al nivel del agua subterránea no afectado por el bombeo en el pozo observado o en pozos próximos a él. Debido a la heterogeneidad de los materiales en el subsuelo, y a que el flujo subterráneo no es completamente horizontal, sino que pueden -- existir componentes significativas de flujo vertical, la altura -- piezométrica puede ser variable con la profundidad. El nivel estático de un pozo es un promedio pesado de las alturas piezométricas de los diferentes estratos captados por el pozo.

Dada la importancia que tienen los datos piezométricos en el estudio cuantitativo de agua subterránea, debe tenerse cierto cuidado al obtenerlos, pues la medición de un nivel estático -- puede ser afectada por numerosos factores que la invalidan.

## INTERPRETACION DE DATOS PIEZOMETRICOS.

Para su interpretación, los datos piezométricos se re-- presentan gráficamente en diferentes formas. Las representaciones

más útiles son: configuración piezométrica, evoluciones piezométricas, planos de profundidad al nivel del agua, perfiles piezométricos e hidrógrafos de pozos.

#### Configuraciones piezométricas.-

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

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

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

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

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

ríos, lagunas, manantiales, zonas empantanadas, pozos, etc.

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

Algunos errores de interpretación se ejemplifican en la fig. 3

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

Se puede demostrar matemáticamente que el agua subterránea sigue trayectorias representadas gráficamente por líneas normales a las curvas de igual elevación de nivel estático (también llamadas equipotenciales), a las cuales se les da el nombre de líneas de flujo, se le llama red de flujo. A la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de flujo, se le llama red de flujo.

En 1856, Darcy estableció las bases del estudio cuantitativo del agua subterránea al formular la ley que lleva su nombre: la velocidad de flujo a través de un medio poroso es proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud de la trayectoria de flujo. Esta ley se expresa matemáticamente.

$$V = K \frac{h}{L} = Ki,$$

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

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

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

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

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

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

Los valores de B y L son medidos directamente en la red de flujo, ver fig. 4

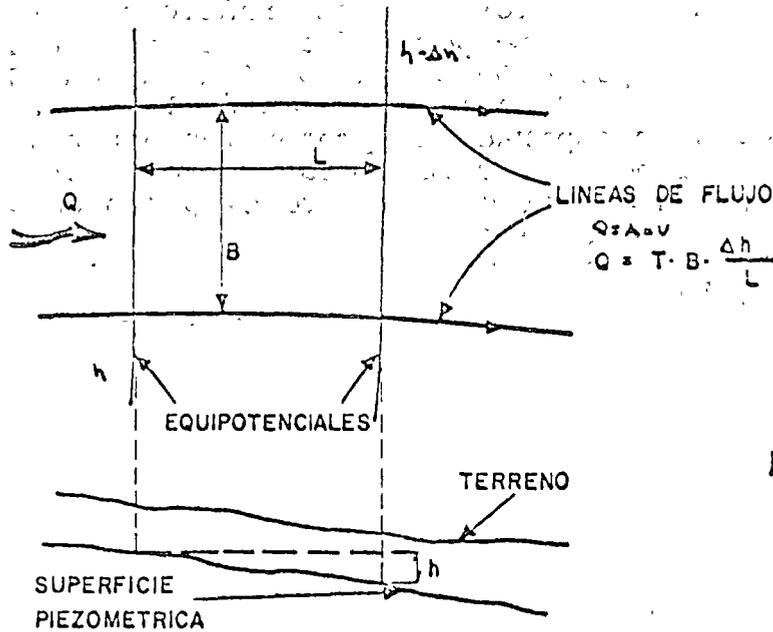


FIGURA 4

### Evolución Piezométrica.-

La evolución de los niveles freáticos (o piezométricos) de un acuífero, en un intervalo de tiempo dado, se representa gráficamente por medio de curvas de igual evolución de nivel estático, apoyadas en las evoluciones observadas en pozos. En este caso debe evitarse, también, la extrapolación mecánica de los datos básicos; de igual manera, es necesario depurar los datos antes de utilizarlos, pues un error de los mencionados anteriormente, puede dar lugar a que las curvas obtenidas no representen en absoluto la evolución piezométrica ocurrida. Al trazar las curvas deben tomarse en cuenta todos los factores que pueden influir en la evolución: zonas de bombeo, zonas de recarga y descarga, forma de la superficie freática (o piezométrica), tipo de acuífero (confinado o libre), etc.

Las curvas de igual evolución de nivel estático son de gran utilidad para definir áreas de abatimiento o ascenso de los niveles estáticos; proporcionan información para valuar los cambios de almacenamiento experimentados por el acuífero; permiten apreciar relaciones entre el bombeo y las fluctuaciones de los niveles estáticos del acuífero, y son básicas para la calibración de un modelo de simulación del comportamiento de un acuífero.

En la figura 5 se ilustran algunos errores que pueden cometerse cuando se extrapolan los datos básicos sin criterio.

Profundidad a los Niveles Freáticos.-

La profundidad a los niveles freáticos en el área estudiada, se representa gráficamente por medio de curvas de igual profundidad obtenidas por extrapolación de las profundidades al nivel del agua observadas en pozos. Estas curvas son útiles para definir zonas de descarga por evapotranspiración; proporcionan una idea de la profundidad mínima que deben tener los pozos, y permiten seleccionar zonas apropiadas para la explotación, desde el punto de vista de costos de bombeo.

---

## EVALUACION DE RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA

En cada zona, según las condiciones geológicas y climatológicas existentes, un cierto volumen de agua de lluvia, que no es medible en forma directa, se infiltra para alimentar a los acuíferos. El volumen infiltrado constituye el recurso renovable del acuífero; su conocimiento es indispensable para planear el aprovechamiento racional de las aguas subterráneas, pues la extracción de un volumen sensiblemente mayor puede inducir efectos perjudiciales que, en algunas ocasiones, llegan a inutilizar parcialmente un acuífero.

### METODOS INDIRECTOS.

Se ha intentado cuantificar los volúmenes infiltrados por métodos indirectos, tales como el análisis del ciclo hidrológico y la aplicación de coeficientes de infiltración.

#### Análisis del Ciclo Hidrológico.

El primer método consiste en estimar los volúmenes de escurrimiento, precipitación y evaporación, para calcular la infiltración por diferencia en la ecuación del ciclo hidrológico:

$$I = P - E - s$$

en la que I es la infiltración; P, la precipitación; E, la evaporación real, y s, el escurrimiento superficial.

El escurrimiento superficial puede conocerse en forma más o menos aproximada, mediante estaciones hidrométricas instaladas en las corrientes que drenan el área.

Una estimación de los volúmenes precipitados puede hacerse, si se tienen estaciones climatológicas distribuidas en el área estudiada.

La estimación de la evaporación real es el mayor problema y constituye la deficiencia principal del método. La evaporación medida mediante evaporímetros y calculada mediante fórmulas, es la potencial; es decir, la que ocurriría de una masa de agua o de un terreno permanentemente saturado. La evaporación real es una fracción de la potencial, que depende de las condiciones de humedad del suelo. Como estas últimas varían constantemente en el área y en el tiempo, en forma prácticamente imposible de conocer, cualquier valor que se le suponga a dicha fracción puede estar completamente fuera de la realidad.

Tomando en cuenta que la evaporación real no puede ser mayor que la precipitación, una estimación gruesa de la primera -- sería considerarla como un alto porcentaje de la segunda (75 a -- 90%). Sin embargo, es claro que los errores cometidos en esta es-- timación, los cuales pueden ser poco significativos en cuanto al orden de magnitud de la evaporación, pueden ser tan grandes o ma-- yores que la infiltración calculada a partir de la ecuación del -- ciclo hidrológico. Así, el volumen infiltrado puede ser el 2, el 5, el 8, el 10%... del volumen precipitado, dependiendo de la -- evaporación que se suponga o se calcule.

El método, pues, carece de validez, pues los errores -- cometidos en la estimación de los demás términos de la ecuación -- (P, E y s) llegan a ser tales, que el volumen de infiltración cal-- culado puede ser fácilmente lo mismo 3 ó 5 veces el volumen real infiltrado que la tercera o la quinta parte del volumen real in-- filtrado.

#### Coefficientes de infiltración.

Este método consiste en aplicar coeficientes de infil-- tración a las formaciones geológicas que afloran en el área estu-- diada. Estos coeficientes hipotéticos (prácticamente inventados) representan el volumen infiltrado en una cierta formación, expre-- sado como un porcentaje del volumen medio de lluvia precipitado -- sobre la misma.

Para aplicar el método se definen en un plano geológi-- co las formaciones que afloran en el área; seguidamente se cuanti-- fican los volúmenes medios de precipitación sobre cada una de -- ellas, mediante un mapa de isohietas. El volumen infiltrado en -- una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente de infiltración asignado a la formación y el volumen precipitado -- respectivo. El volumen total infiltrado en el área es la suma de los volúmenes infiltrados en cada una de las formaciones.

La principal deficiencia del método, estriba en que el fenómeno de la infiltración no guarda relación alguna con el volu-- men de lluvia, sino más bien con la intensidad de lluvia; no es lo mismo que un cierto volumen de lluvia anual se precipite distribu-- do más o menos uniformemente a lo largo de varios meses, a que el mismo volumen ocurra concentrado en unos cuantos días o semanas.

Además, los coeficientes no toman en cuenta factores ta-- les como pendiente del terreno y vegetación. Por último, en la ma-- yoría de los casos se utilizan, para la aplicación del método, pla-- nos geológicos convencionales en los que en una misma formación, -- clasificada atendiendo a su edad y origen, se engloban materiales con capacidad de infiltración tan diferentes como la arcilla y la grava.

Por todo lo anterior, este método carece también de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Por otra parte, cabe indicar que aun cuando pudiera ser estimado con cierta precisión, el volumen de infiltración no corresponde necesariamente a la recarga de un acuífero, pues una parte de él es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. En algunos casos, incluso, puede ocurrir que todo el volumen infiltrado sea retenido y que el acuífero no reciba recarga alguna.

Es evidente, entonces, que los métodos indirectos son totalmente inadecuados para determinar la potencialidad de un acuífero.

#### BALANCE DE AGUA SUBTERRANEA

La evaluación de la potencialidad de un acuífero debe realizarse mediante un método que trabaje directamente con el acuífero, con el agua ya infiltrada y relativamente al margen de los fenómenos que ocurren en la superficie. Este método recibe el nombre de "balance de agua subterránea".

Un acuífero es un recipiente subterráneo que tiene recargas, descargas y un cierto almacenamiento. Como respuesta a la acción combinada de las recargas y las descargas, el nivel del agua del recipiente varía, descendiendo si la recarga es menor que la descarga, y ascendiendo, en caso contrario. La recarga, la descarga y las variaciones en el almacenamiento, en un intervalo de tiempo dado, están relacionadas por un principio universal: el principio de la conservación de la materia. El balance de agua subterránea se basa en este principio, y tiene por objetivo principal la determinación del volumen de recarga de un acuífero.

Ecuación de Balance.

A la ecuación que expresa el principio de conservación de la materia, aplicado a un acuífero, o porción del mismo, se le llama "ecuación de balance de agua subterránea". En su forma más simple, esta ecuación es:

$$\text{Recarga} - \text{Descarga} = \text{Cambio de Almacenamiento.}$$

Ahora bien; tanto la recarga como la descarga ocurren en diferentes formas. La recarga puede ocurrir por flujo subterráneo ( $E_n$ ) y/o por recarga vertical en el área de balance (R). La descarga puede tener lugar por flujo subterráneo ( $S_n$ ); aflorando en forma de manantiales, o a una corriente superficial (D); me--

dian te pozos de bombeo (B), y por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero (Ev). Si llamamos V al cambio en almacenamiento, la ecuación puede expresarse también como:

$$E_h + R - S_h - D - B - E_v = V \quad - - - - (6)$$

La expresión (6) es la ecuación general del balance de agua subterránea. En cada caso, según el mecanismo de recarga y descarga del acuífero en estudio y del intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, cada uno de los términos de (6) podrá o no, aparecer. Por ejemplo, si se trata de un acuífero limitado totalmente por fronteras impermeables, los términos  $E_h$  y  $S_h$  no aparecerán, ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo. Si el acuífero no tiene descarga por evapotranspiración ni por afloramientos, los términos D y  $E_v$  serán suprimidos de la ecuación. Por otra parte, la ecuación de balance para un mismo acuífero podrá variar de un intervalo de tiempo a otro: la ecuación correspondiente a un período de estiaje no incluirá el término R, mientras que la correspondiente a un período lluvioso, si lo incluirá.

En todos los casos, es necesario una idea más o menos clara del comportamiento del acuífero, para plantear su ecuación de balance.

#### Area de Balance.-

El área utilizada para efectuar el balance de agua subterránea depende de varios factores. Por una parte, lo ideal sería efectuar el balance para todo el acuífero (valle, planicie) a fin de conocer su potencialidad total; sin embargo, esto no siempre es posible, debido a que la aplicación del balance requiere del conocimiento del comportamiento del acuífero, observado en pozos, los cuales no siempre se encuentran distribuidos en toda el área, sino sólo en una porción de la misma. Por consiguiente, en muchas ocasiones el área de balance tiene que limitarse al área con datos disponibles.

Otras veces, aun cuando se dispone de información acerca del comportamiento y características de todo el acuífero, puede interesar, por alguna razón, conocer especialmente el funcionamiento y potencialidad de una porción del mismo. En este caso el área de balance se limitará a esa porción.

El área de balance puede estar limitada por fronteras reales, geológicas e hidrológicas, tales como afloramientos o masas de agua (mar, lagos, etc.), y por fronteras virtuales, imaginarias.

#### Cuantificación de los Términos de la Ecuación de Balance.-

Una vez seleccionada el área de balance se procede a valuar los términos de la ecuación.

Los volúmenes de entrada y salida por flujo subterráneo,  $E_h$  y  $S_h$ , se obtienen multiplicando los caudales de flujo que pasan por el perímetro del área de balance, calculados como se indicó en el capítulo "Flujo en Medios Porosos", por el intervalo de tiempo utilizado para plantear el balance. Es decir:

$$E_h = \sum_1^{ne} Q_j t = \sum_1^{ne} T_j B_j i_{j,t}$$

en que  $T_j$ ,  $B_j$  e  $i_{j,t}$  son la transmisibilidad, el ancho de flujo y el gradiente, del canal de flujo  $j$ , respectivamente;  $t$  es el intervalo de tiempo considerado para plantear el balance, y  $ne$  es el número de canales de flujo de entrada, definidos en la periferia del área de balance. En la misma forma se calcula  $S_h$ .

El volumen descargado por el acuífero a un río y en forma de manantiales,  $D$ , se cuantifica mediante estaciones de aforo para medir la descarga de los manantiales y el caudal base de las corrientes.

El volumen de bombeo,  $B$ , podría conocerse fácilmente y con precisión, si los pozos contaran con medidores instalados en la descarga de los equipos de bombeo. Como esto no se tiene en la mayoría de los casos, es necesario recurrir a estimaciones indirectas, basadas en superficies y láminas de riego o en caudales y tiempos de bombeo.

Una estimación bastante aproximada de la descarga del acuífero por evapotranspiración,  $E_v$ , se tiene aplicando la evaporación potencial medida, el área en que se está ocurriendo este tipo de descarga.

El cambio de almacenamiento se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Mediante las curvas de igual evolución del nivel

estático correspondientes al intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, se calcula, en el caso de un acuífero libre, el volumen de acuífero drenado o saturado en dicho intervalo, y en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión en el mismo intervalo. Este volumen o esta variación de presión, multiplicado por el coeficiente de almacenamiento respectivo, proporciona el cambio de almacenamiento. En algunos casos, el coeficiente de almacenamiento es conocido mediante pruebas de bombeo, o inferido a partir del conocimiento de la geología subterránea; pero en otros, su valor regional es muy dudoso. Cuando ocurre esto último, el coeficiente de almacenamiento se considera como una incógnita a despejar en la ecuación de balance.

La recarga vertical en el área estudiada, es un término que no puede obtenerse en forma directa, y sólo puede cuantificarse despejándolo de la ecuación. Para incluirla en la ecuación, o ecuaciones de balance, es necesario tener un conocimiento aproximado de la forma en que ocurre y de su distribución en el tiempo. Es necesario saber, por ejemplo, si la recarga al acuífero se concentra en unos cuantos meses del año, o si ocurre a lo largo de todo el año como en el caso de zonas agrícolas regadas con agua superficial, en las que los retornos de agua de riego y las pérdidas por infiltración en los canales, propician la alimentación prácticamente continua del acuífero.

#### Número de Ecuaciones de Balance.-

Dado que la recarga es un fenómeno cíclico, se calcula su valor por ciclo; es decir, por año.

El número de ecuaciones de balance que deben plantearse, dependerá, en cada caso, del número de incógnitas a despejar. Si la única incógnita es la recarga, bastará con plantear una ecuación, que puede ser la correspondiente a un año o a la fracción del mismo en la que se considere que ocurre la recarga. La solución de la ecuación proporcionará la recarga anual buscada.

Si además de la recarga se tiene otra incógnita (un coeficiente de almacenamiento regional, por ejemplo), será necesario plantear dos ecuaciones, correspondientes a dos intervalos de tiempo independientes, que pueden ser dos fracciones complementarias de un año; por ejemplo: enero-junio y julio-diciembre.

En general, será necesario plantear tantas ecuaciones como incógnitas se tengan; aunque en la gran mayoría de los casos el número de las incógnitas es de 1 a 2.

En cualquier caso, naturalmente, deberá contarse con la información necesaria para obtener los valores de los términos restantes de la ecuación, correspondientes a los intervalos de tiempo seleccionados; es decir, deberá contarse con las configuraciones piezométricas correspondientes al inicio y final de cada intervalo, y deberá conocerse la evolución piezométrica y el volumen descargado por el acuífero, en cada uno de dichos intervalos.

En general, una evaluación basada en la información correspondiente a un año, proporciona una idea preliminar de la recarga al acuífero y de las condiciones de explotación en que se encuentra el mismo. Sin embargo, como la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de un año a otro, con la cuantía y distribución de la precipitación entre otros factores, es necesario obtener la recarga correspondiente a varios años con diferentes condiciones de precipitación, a fin de obtener una recarga media anual.

Explicación de la figura 16. Se muestra el comportamiento de la recarga media anual en el tiempo.

Figura 16

Figura 17

Figura 18

Figura 19

Figura 20

Figura 21

Figura 22

Figura 23

Figura 24

Figura 25

Figura 26

PROBLEMA DE PRUEBA DE BOMBEO

Un Industrial tiene interés en saber si 100 lps., pueden obtenerse de un pedazo de terreno de forma cuadrada adyacente al sitio donde existe la planta, y requiere sus servicios.

El terreno tiene 300 m, por lado. En el sitio - donde se encuentra la planta existe un pozo, el cual está equipado con una bomba para 19 lps.

Este pozo puede ser usado para realizar una prueba de bombeo que nos facilite más información acerca del acuífero - en el área cercana.

Su cliente le proporciona los siguientes datos - de perforación en el área cercana.

Su cliente le proporciona los siguientes datos - de perforación del pozo existente.

Suelo.....	0-1 m
Arcilla.....	1-31 m
Lutita.....	31-61 m
Arena fina uniforme.....	61-91 m
Profundidad total = .....	92 m
Nivel estático = .....	12.20 m

La longitud del cedazo es desconocida, pero el propietario considera que el perforista ranuró la mayor parte de la arena. Usted mide la profundidad de el pozo y encuentra que es de 90.52 m. Mide el nivel estático del agua y encuentra que está a 11.58 m. Como esos datos checan aproximadamente con los del reporte, usted considera que la información obtenida por el propietario del pozo es confiable. El diámetro del pozo es de 30.48 cm., no hay pozos cercanos y es impráctico perforar. Usted bombea el pozo existente por dos días a un caudal constante de 19 lps., mediante los abatimientos a intervalos específicos.

Los datos de abatimiento medidos en el pozo existente son los siguientes:

Tiempo de Bombeo en minutos	Abatimiento total en metros
1.....	12 m
2.....	12.8 m
3.....	13.1 m
4.....	13.3 m
5.....	13.41 m
7.....	13.70 m
10.....	14.02 m
20.....	14.03 m

30.....	14.78 m
40.....	14.9 m
60.....	15.24 m
80.....	15.5 m
100.....	15.69 m
200.....	16.15 m
300 .....	16.5 m
450.....	18.76 m
700.....	17.0 m
1000.....	17.37 m
1500.....	17.7 m
2000.....	17.83 m
2500.....	18.0 m
2880.....	18.13 m

1.- Prepare una gráfica tiempo-abatimiento usando los datos anteriores y determine la transmisibilidad del acuífero  $Q=1900$  lps. El coeficiente de almacenamiento no puede ser obtenido porque los únicos datos disponibles corresponden al pozo de bombeo. Por esto, suponga un coeficiente de almacenamiento razonable, tal como:

$2 \times 10^{-4}$  (Si usted considera el acuífero es confiado)

$1 \times 10^{-1}$  (Si usted considera que el acuífero es libre)

Con el valor del coeficiente de almacenamiento (S)

que usted considero y la transmisibilidad calculada, será -- necesario el diseño de uno (o un número de pozos) que proporcionan, 100 lps requeridos. El numero de pozos y su espaciamento deberá ser tal que el nivel más bajo de agua en el pozo más crítico (si más de uno es requerido) deberá estar -- arriba del techo del acuífero al final de 30 días de bombeo -- continuo.

El número de pozos, sus respectivos caudales de bombeo y localizaciones, deben seleccionarse de las siguientes posibilidades:

a) Pozo bombeando 100.0 lps.



b) 2 Pozos bombeando 50.0 lps c/u



c) 3 Pozos bombeando 33.3 lps.



d) 4 Pozos bombeando 25.0 lps c/u

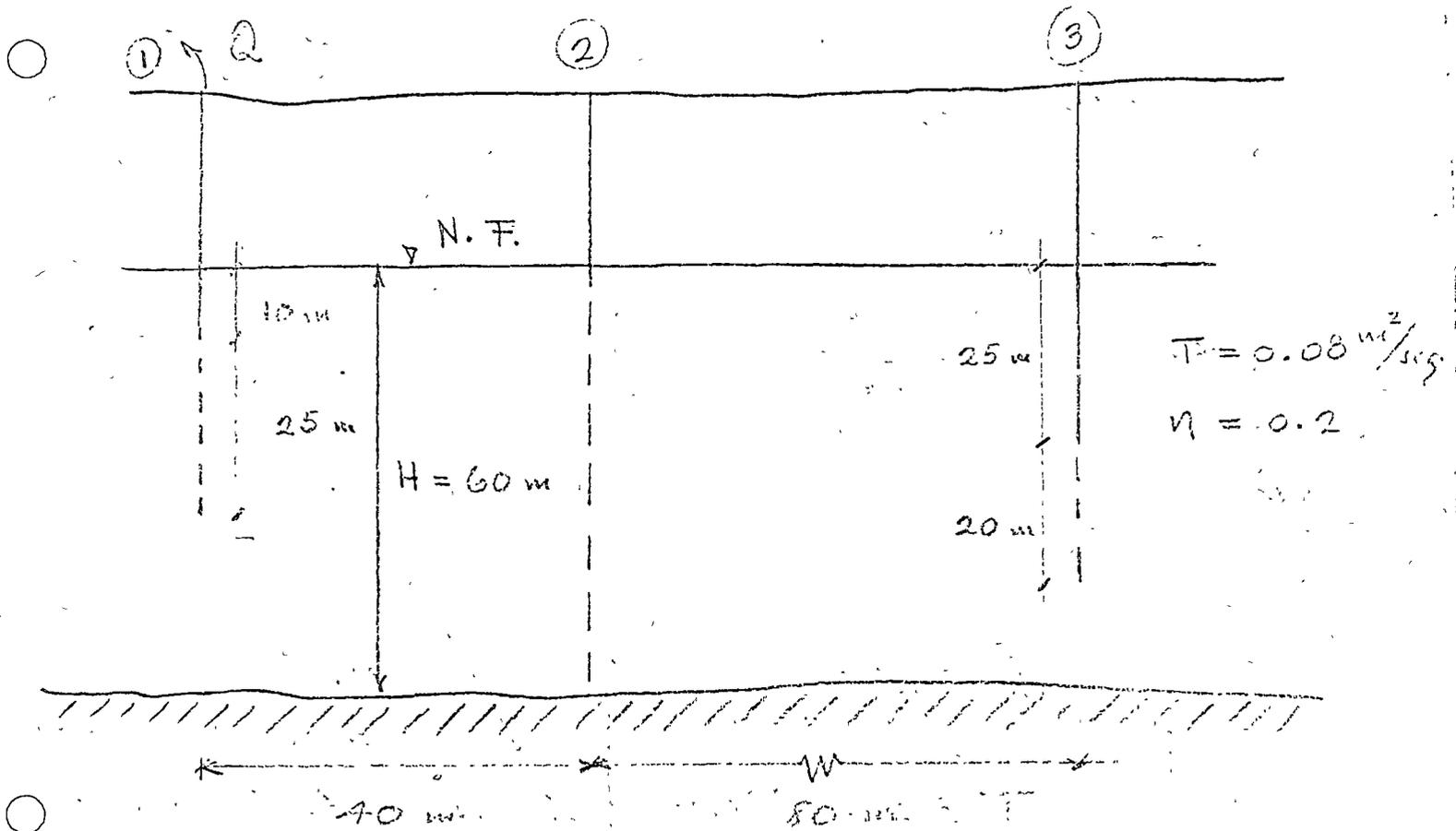


e) 5 Pozos bombeando 20.0 lps c/u



- 2.- Use el coeficiente de almacenamiento supuesto, la transmisibilidad calculada y construya las gráficas distancia-abatimiento para calcular las interferencias de cada uno de los 5 caudales de bombeo.
- 3.- Seleccione el mejor arreglo de las 5 posibilidades dadas anteriormente.
- 4.- Prepare una tabla mostrando los abatimientos esperados en los pozos (o pozo), después de un período de 30 días de bombeo continuo.

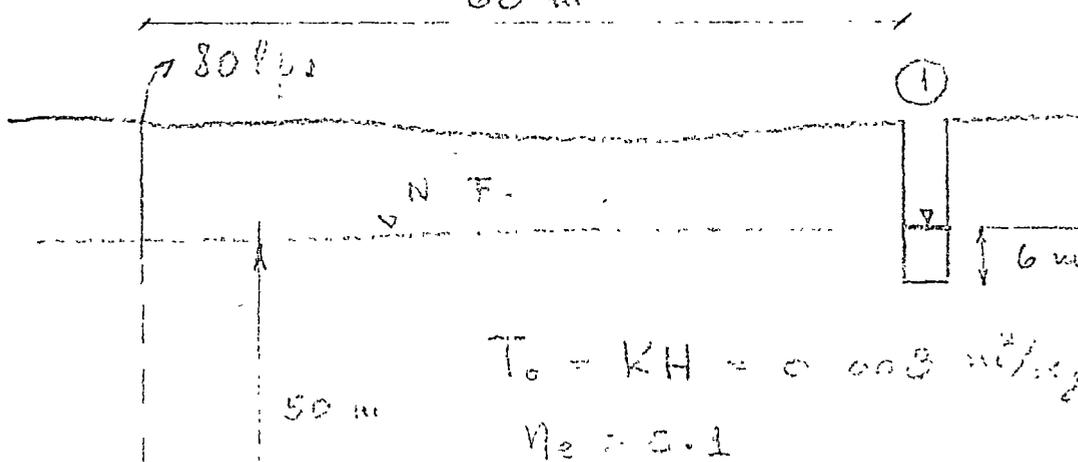
Problema 1. -



Trazar las curvas de abatimiento - tiempo de los pozos

(2) y (3) con caudales de 50 y 100 lps. Obtener la forma de la superficie freática a los 100 días de bombeo del Pozo (1) con un caudal de 100 lps.

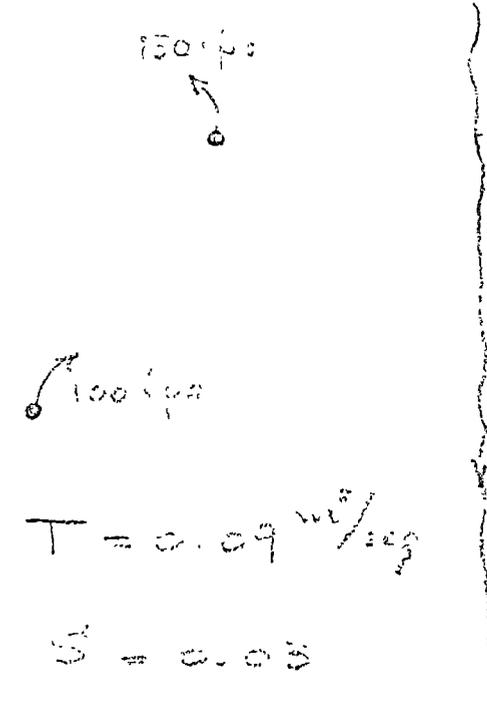
Problema 2. -



a) Es un cilindro hueco de  $100 \text{ cm}$  de diámetro.  
 b) Para que  $T$  se mueva en el punto  $B$  como  
 $Q = 100 \text{ kg}$

Problema 3 -  $100 \text{ m}$

Pera  
 inmovilizable



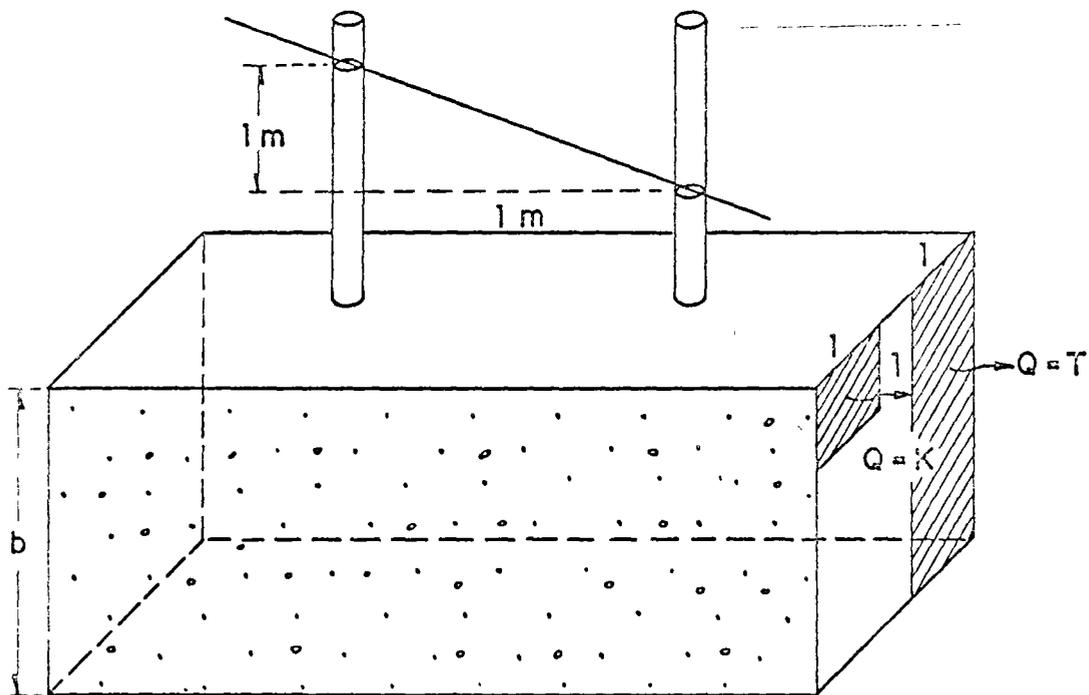
Comente  
 para a cura

Obtenha la distribución  
 de abstracción de  
 después de 3 m de  
 hembra.

## VENTAJAS DE LOS ACUIFEROS SOBRE LOS VASOS SUPERFICIALES

- a).— No hay pérdida de la capacidad de almacenamiento
- b).— Menores pérdidas por evaporación
- c).— Menos expuestos a la contaminación
- d).— Temperatura del agua prácticamente constante
- e).— Disponibilidad de agua menos afectada  
por variaciones en la precipitación
- f).— Distribución más amplia sobre la  
superficie de la tierra

# PERMEABILIDAD Y TRANSMISIBILIDAD

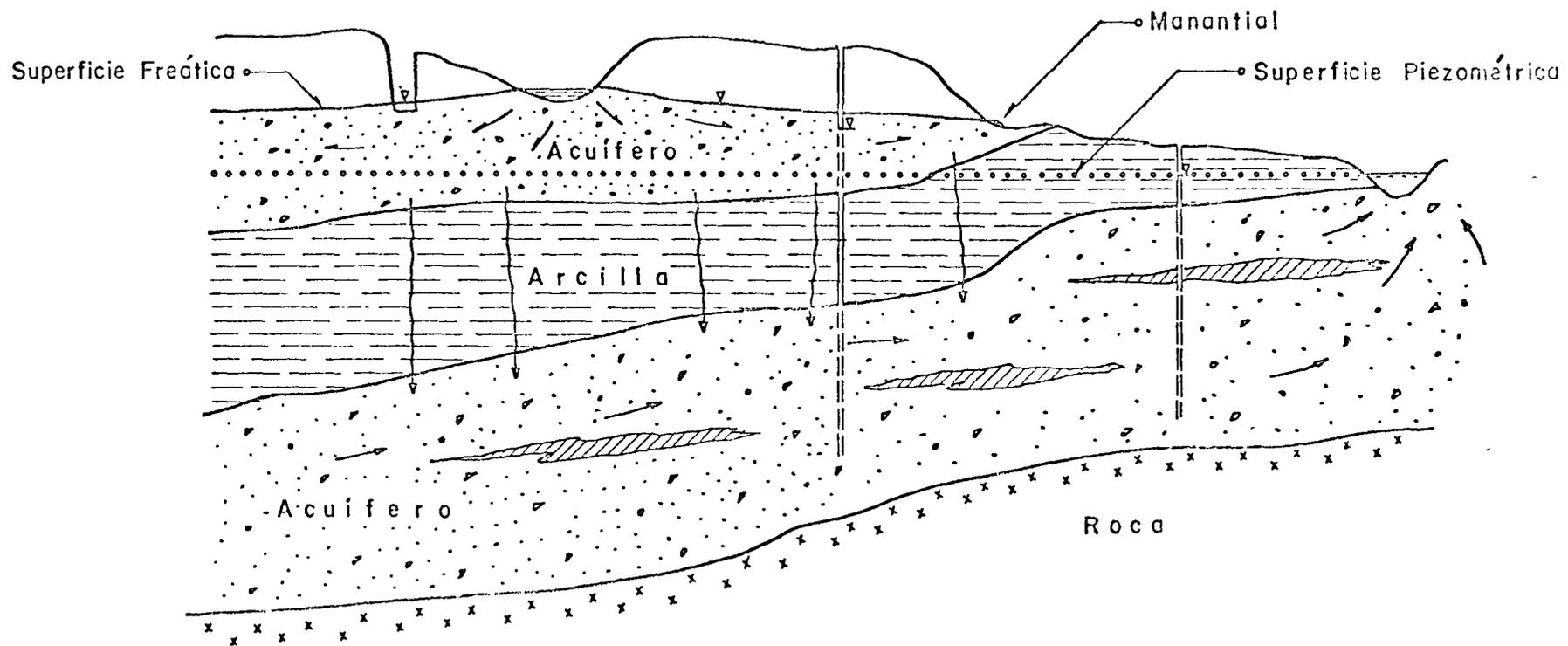


$$Q = K \cdot A \cdot i$$

$$T = K \cdot b$$

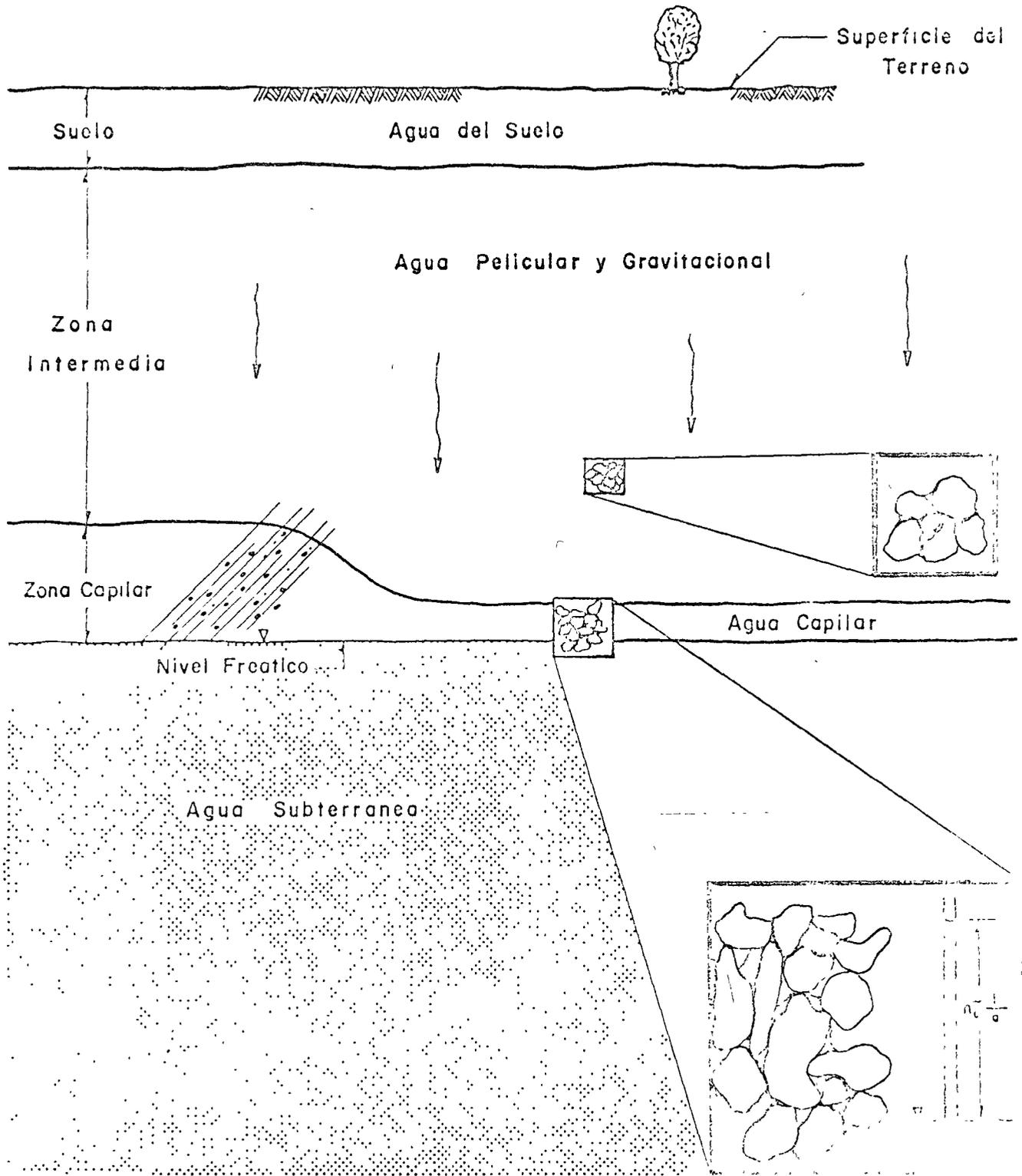
RANGOS DE VALORES DE POROSIDAD,  
 RENDIMIENTO ESPECIFICO Y PERMEABILIDAD  
 DE ALGUNAS FORMACIONES COMUNES

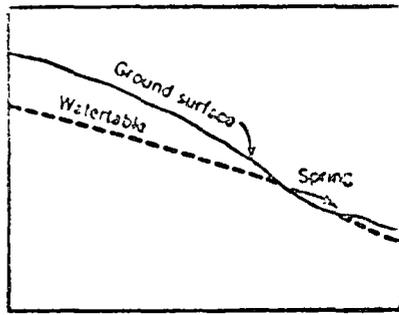
FORMACION	n (%)	Sy (%)	K ( m./seg)
Arcilla	45 a 60	1 a 10	$10^{-10}$ a $10^{-6}$
Arena	35 a 40	10 a 30	$5 \times 10^{-5}$ a $2 \times 10^{-3}$
Grava	30 a 40	15 a 30	$5 \times 10^{-4}$ a $7 \times 10^{-3}$
Grava y arena	20 a 35	15 a 25	$10^{-4}$ a $3 \times 10^{-3}$
Arenisca	10 a 20	5 a 15	$5 \times 10^{-8}$ a $3 \times 10^{-5}$
Caliza	1 a 10	0.5 a 5	muy variable



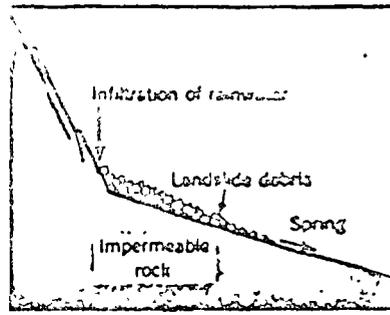
# DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

ZONA DE AERACION  
ZONA DE SATURACION

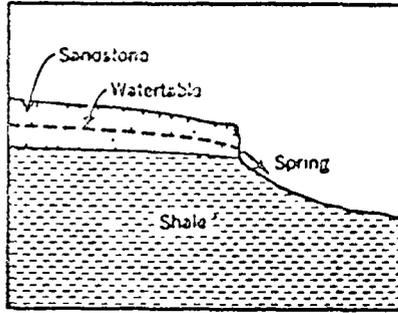




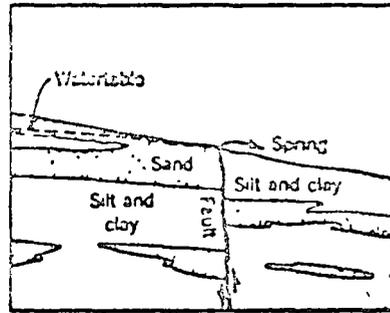
a



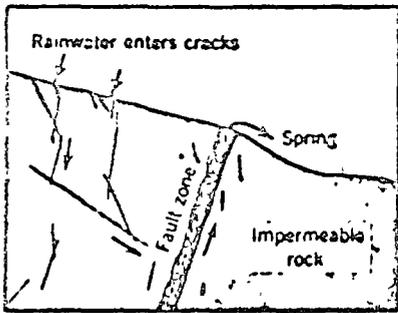
b



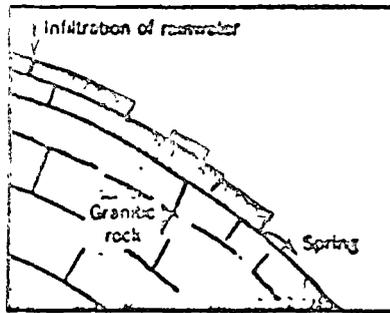
c



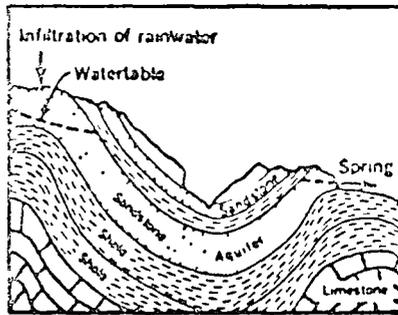
d



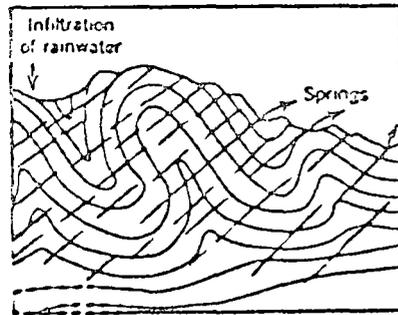
e



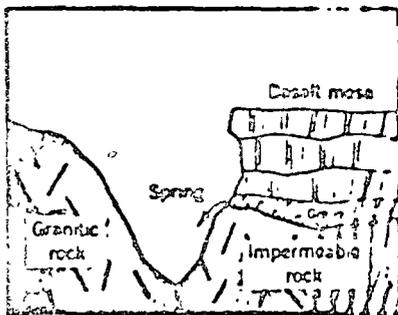
f



g



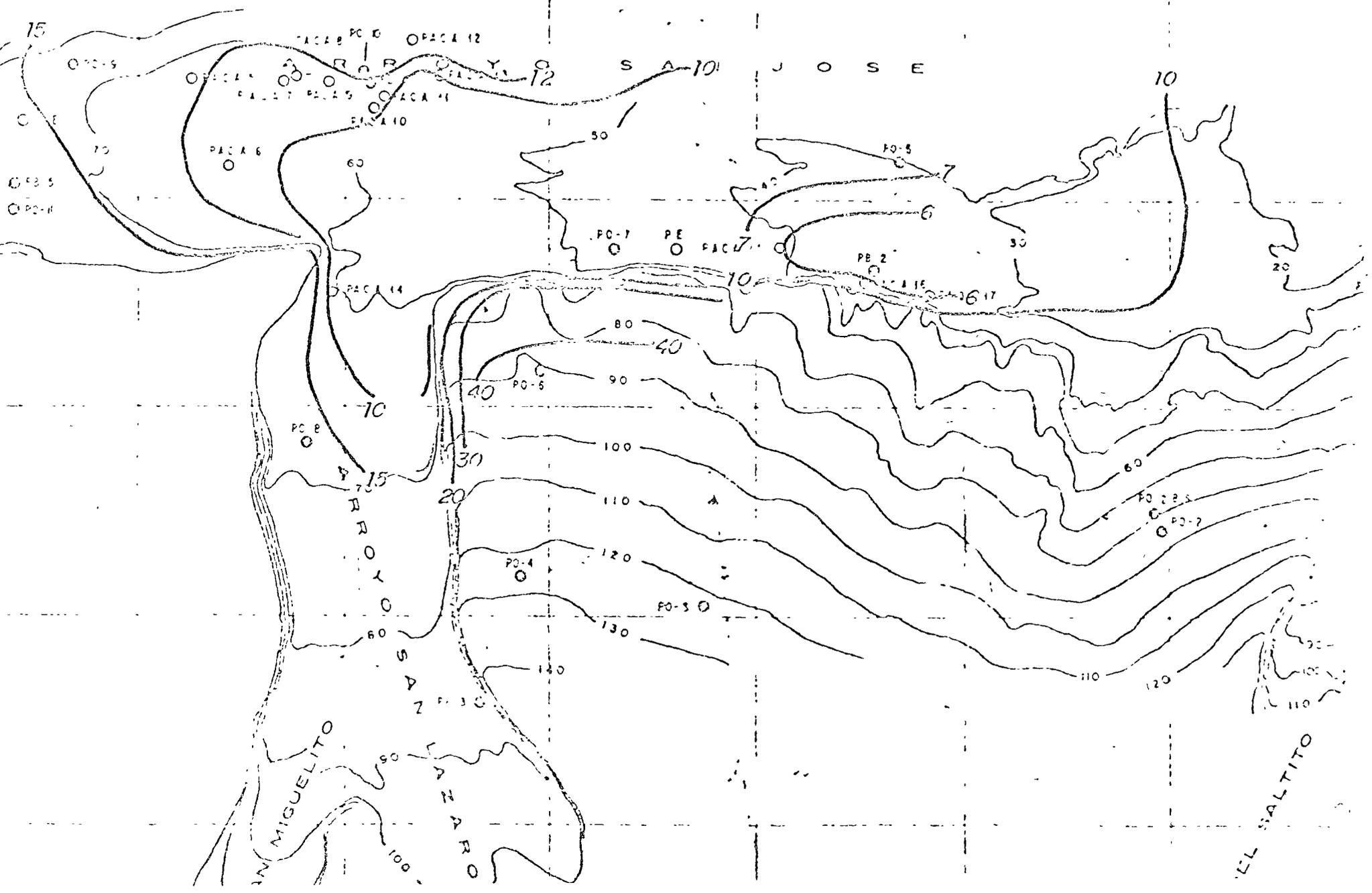
h

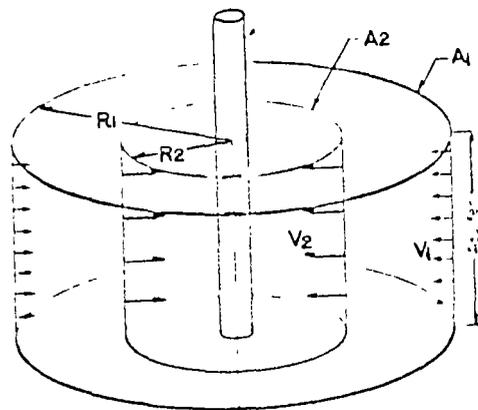
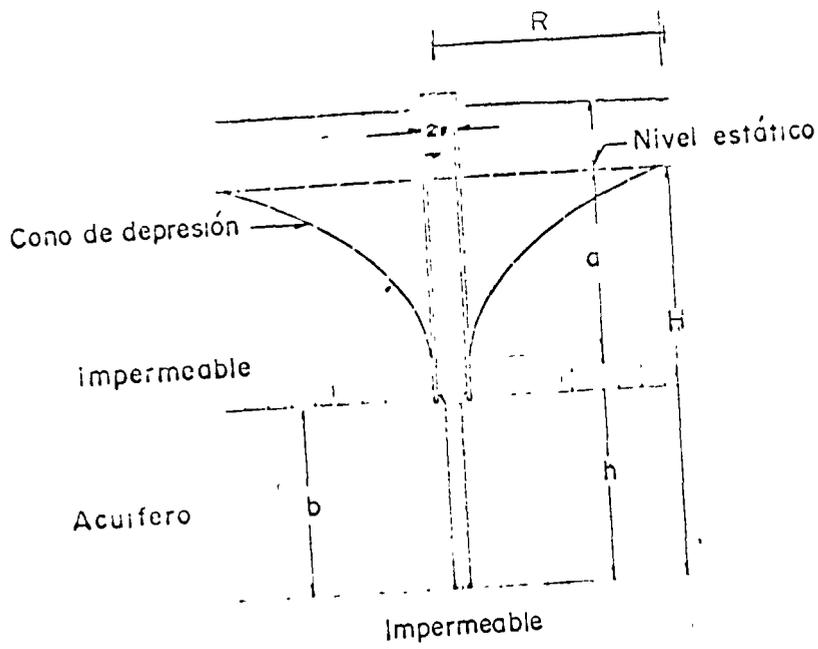


i

Figure 233 Springs localized by (a) a surface depression that intersects the water table, (b) infiltration of rain water into permeable landslide rubble, (c) coarse sandstone overlying impermeable shale, (d) a fault that offsets impermeable beds against permeable beds in alluvium, (e) a fault that forms an open fractured zone in the rock, (f) sheet structure in jointed rock, (g) outcrop of an artesian well, (h) dominant jointing in one direction, (i) outcrop of permeable gravel overlying impermeable granitic rock.

# CURVAS DE IGUAL PROFUNDIDAD AL NIVEL FREATICO - INFLUENCIA DE LA TOPOGRAFIA





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

$$V_2 = 2V_1$$

MECANISMO DEL FLUJO  
HACIA UN POZO

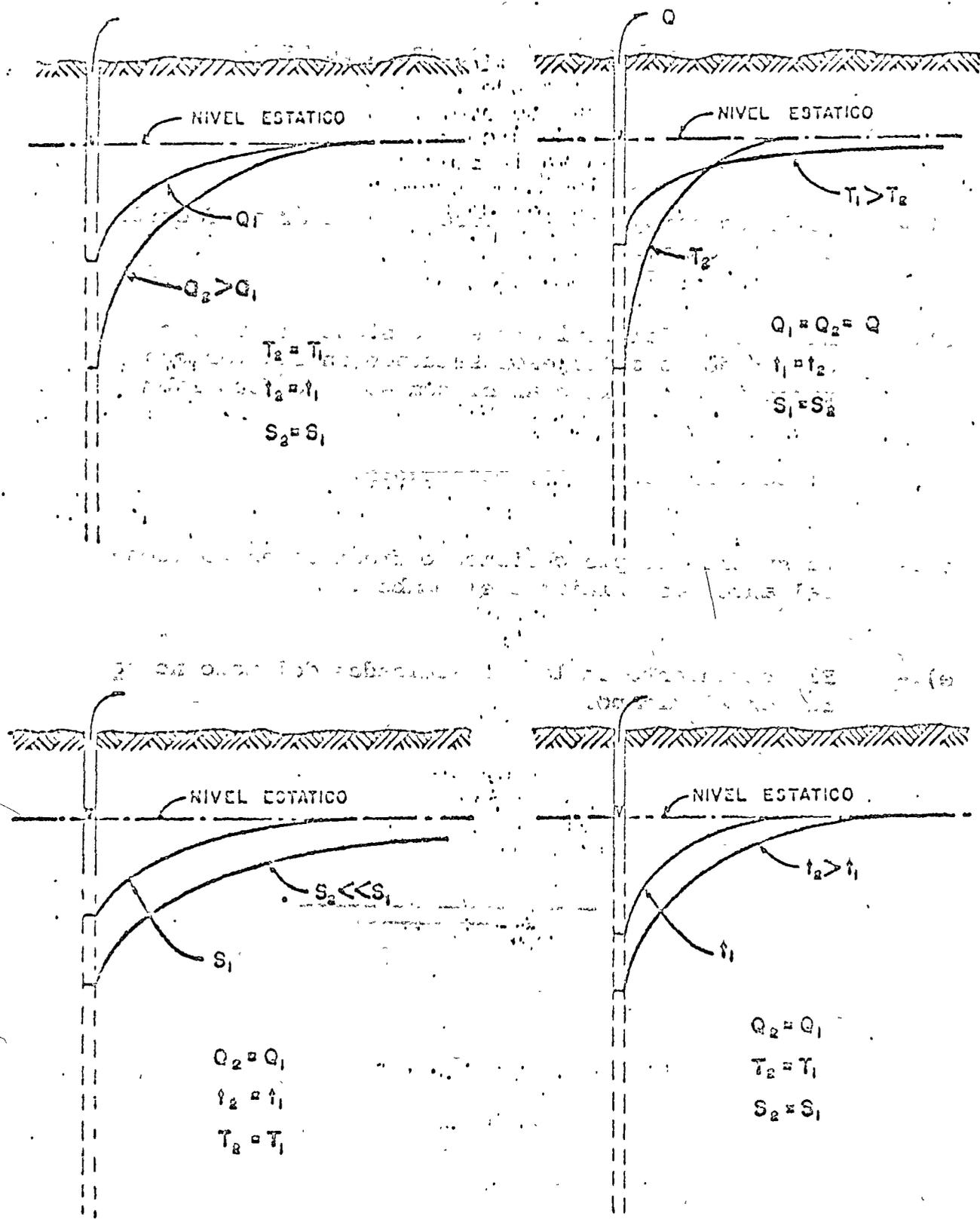
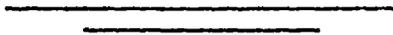


FIG. C. — INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q), TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION

- HIPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THIEM -

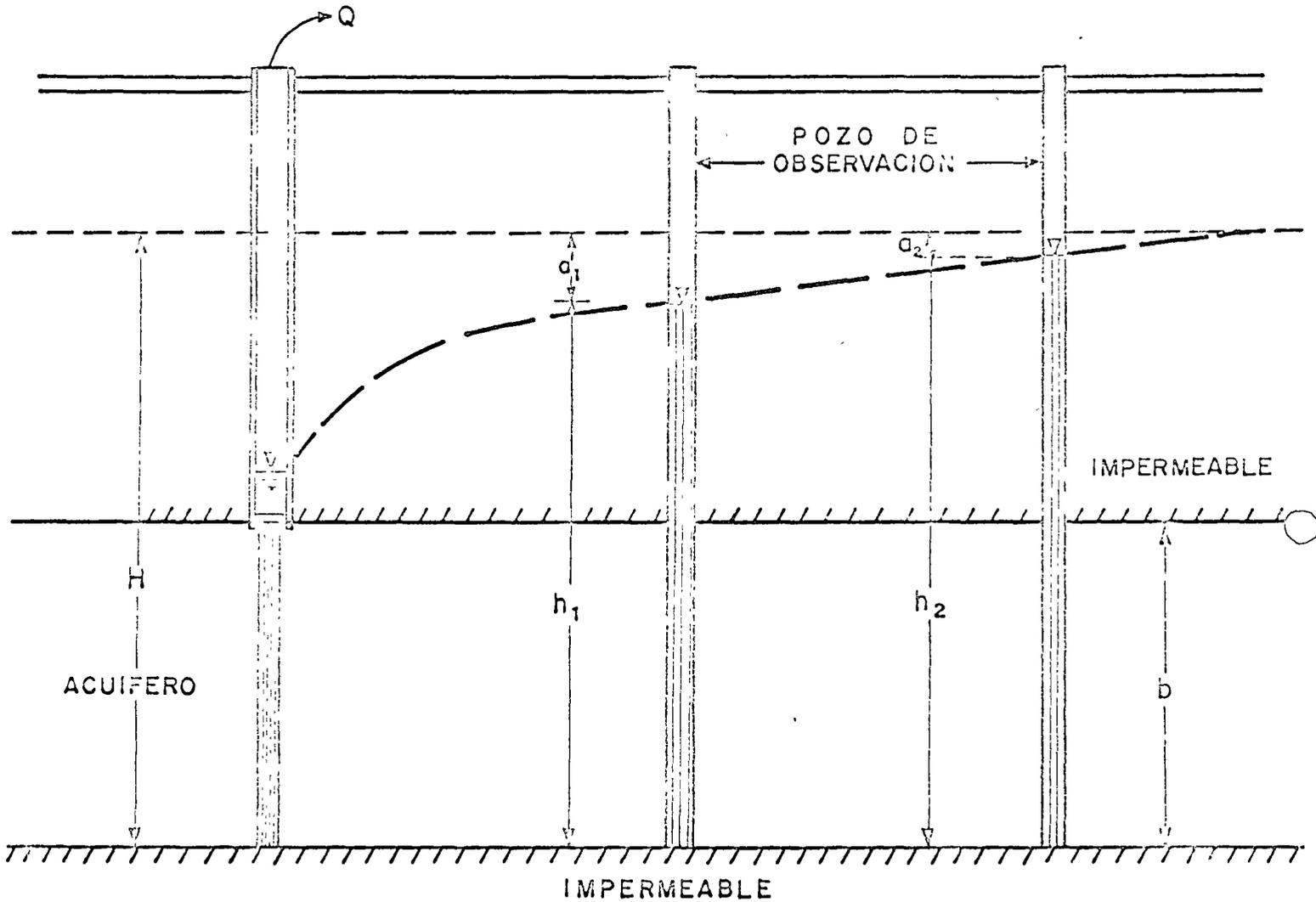
- a).- Acuífero homogéneo e isótropo en el área afectada por el bombeo.
- b).- El espesor del acuífero es constante (acuífero - confinado) o el espesor saturado inicial es constante antes de iniciar el bombeo (acuífero libre).
- c).- El pozo es totalmente penetrante.
- d).- La superficie piezométrica o freática es horizontal antes de iniciarse el bombeo.
- e).- El abatimiento en las proximidades del pozo no varía en el tiempo.



- HIPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THEIS -

- a).- El acuífero es homogéneo e isótropo.
- b).- El espesor saturado del acuífero es constante
- c).- El acuífero tiene extensión lateral infinita.
- d).- El caudal bombeado procede del almacenamiento del acuífero.
- e).- El pozo es totalmente penetrante.
- f).- El acuífero libera el agua instantáneamente al abatirse la superficie piezométrica.

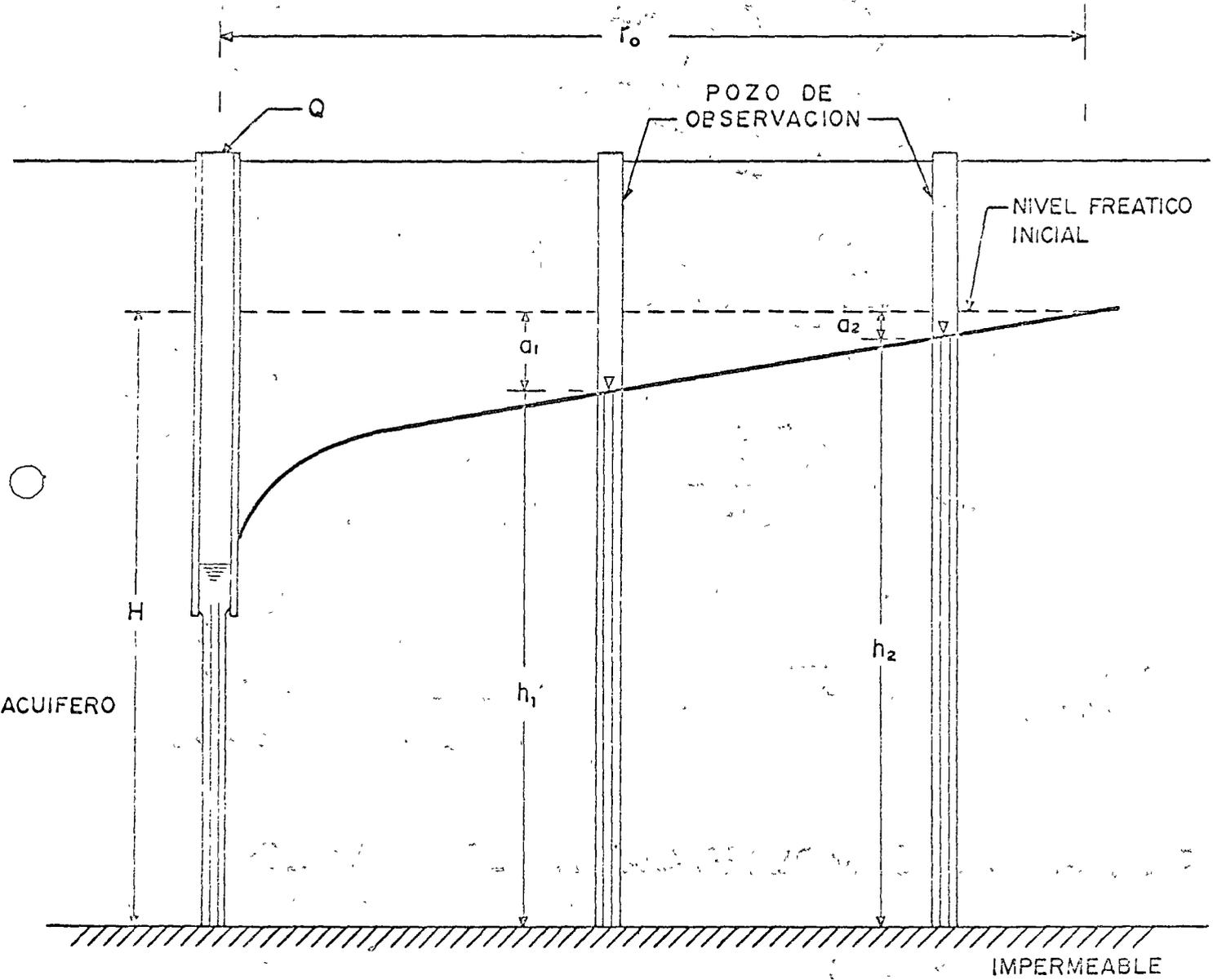
# REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN ACUIFERO CONFINADO



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

( Formula de Thiem )

# REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN UN ACUIFERO LIBRE



$$H^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} L \frac{r_0}{r}$$

FORMULA DE THEIS PARA FLUJO RADIAL  
TRANSITORIO HACIA UN POZO

$$a = \frac{Q}{4\pi T} \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$
$$= \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$W(u) = -0.577 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} - \dots$$

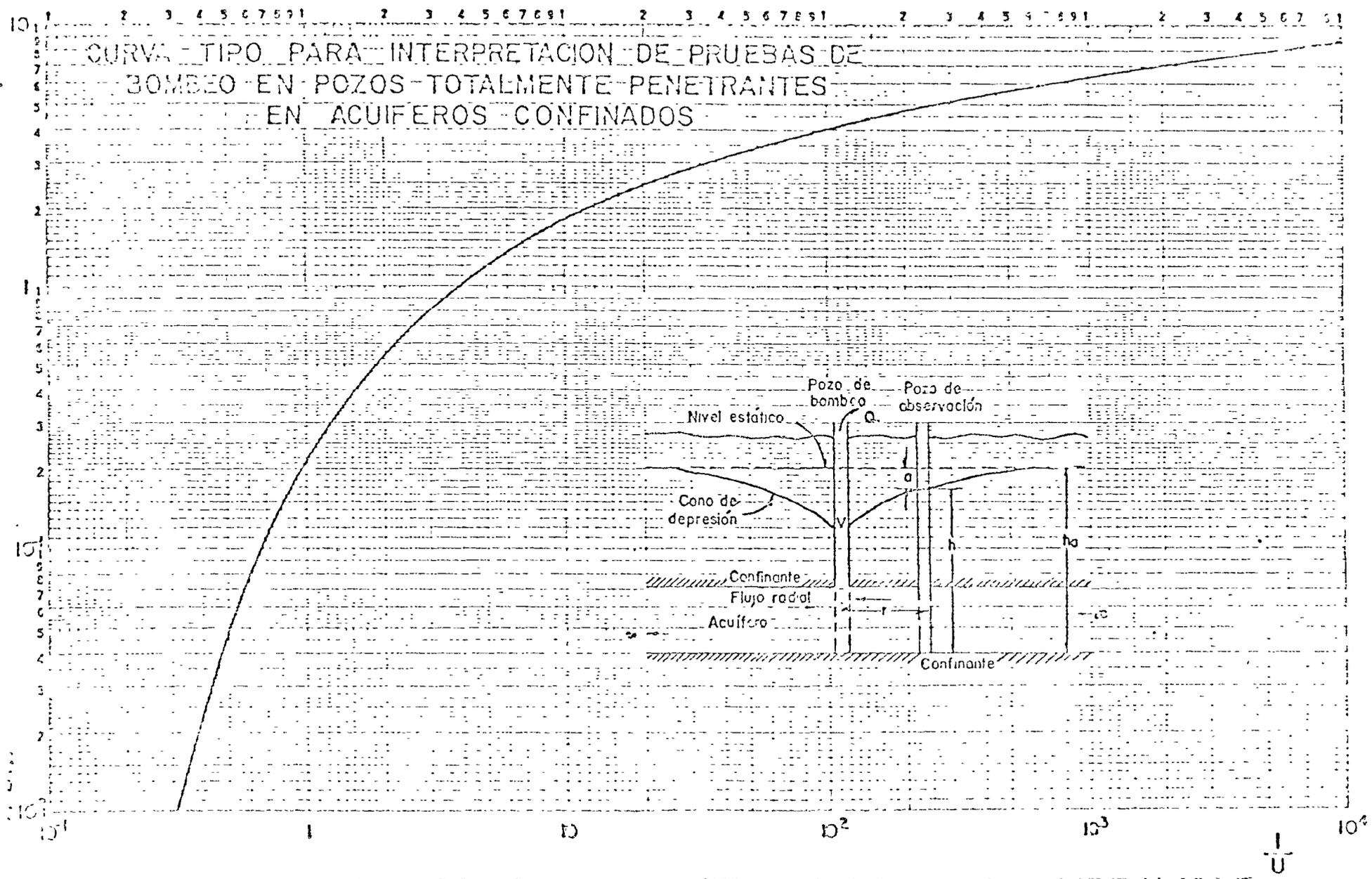
FORMULA SIMPLIFICADA DE JACOB

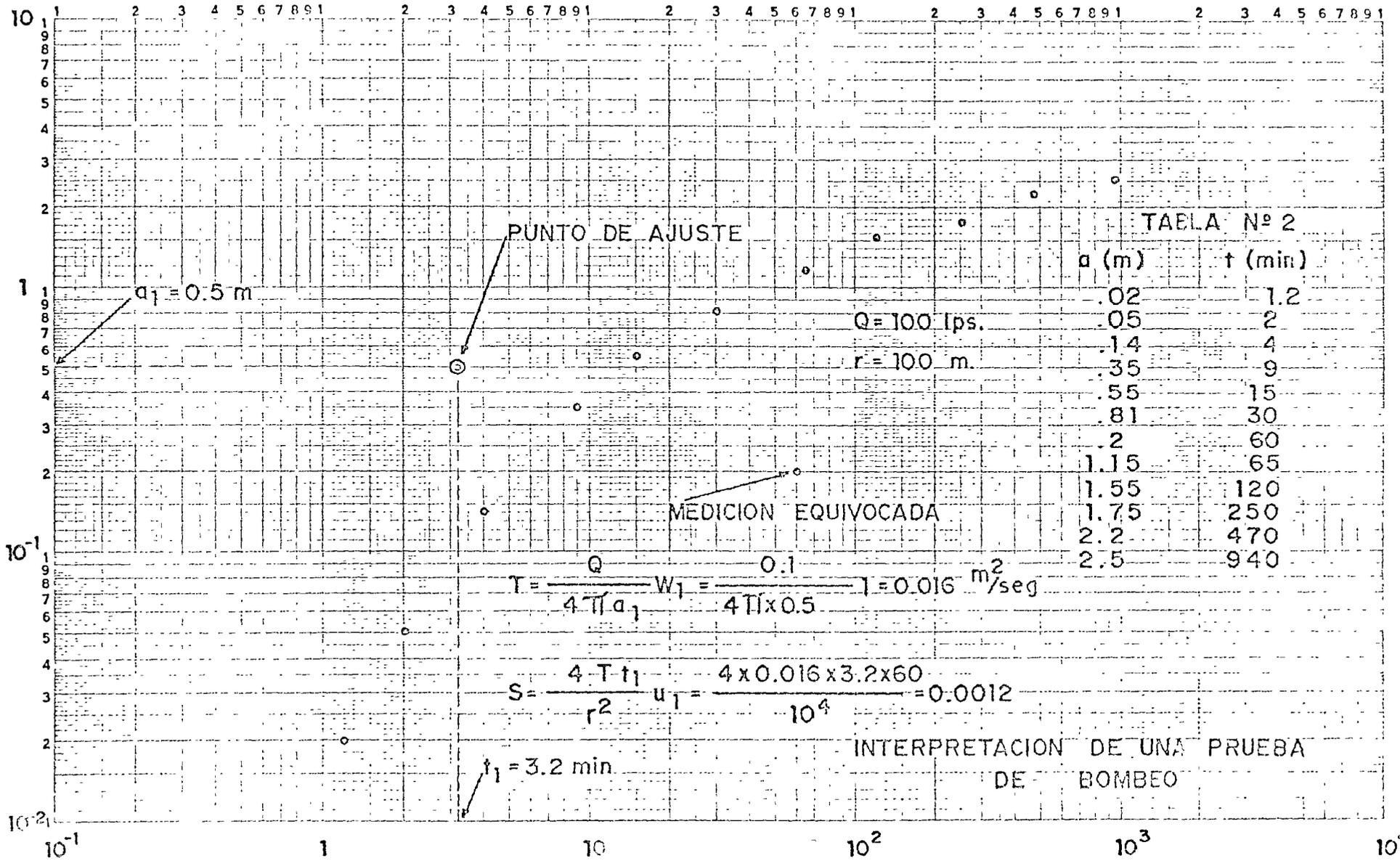
$$\frac{1}{u} > 20$$

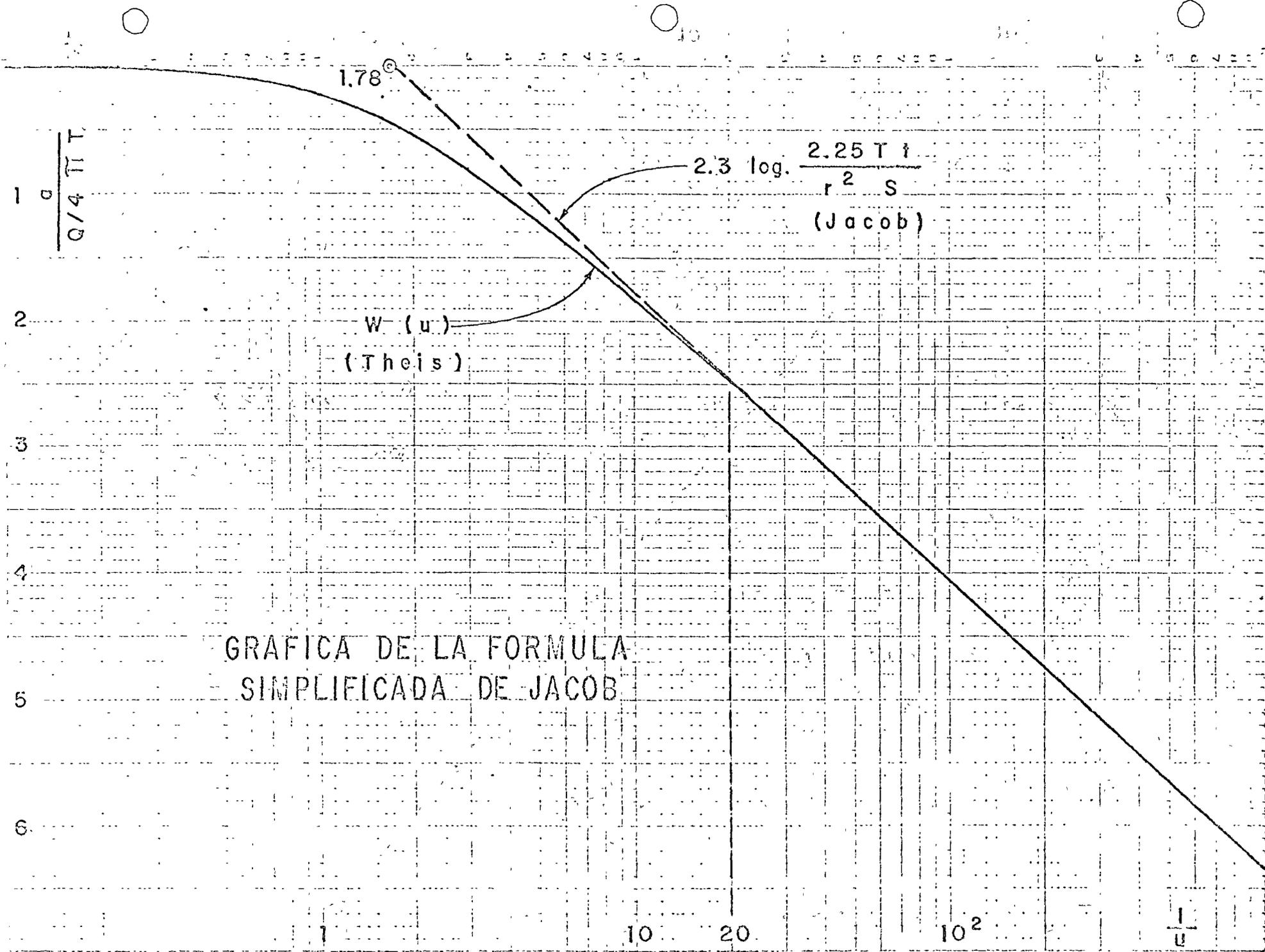
$$W(u) = \ln \frac{2.25 T t}{r^2 S}$$

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

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







GRAFICA DE LA FORMULA  
SIMPLIFICADA DE JACOB

$t_0 = 7.4 \text{ min.}$

LECTURA EQUIVOCADA

$p = 1.2 \text{ m/ciclo}$

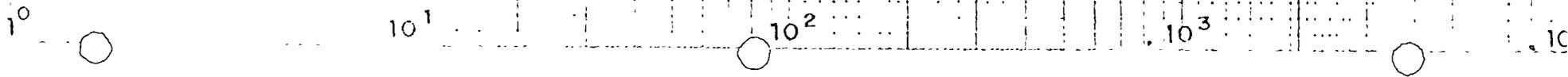
INTERPRETACION DE  
PRUEBA DE BOMBEO POR  
EL METODO DE JACOB.

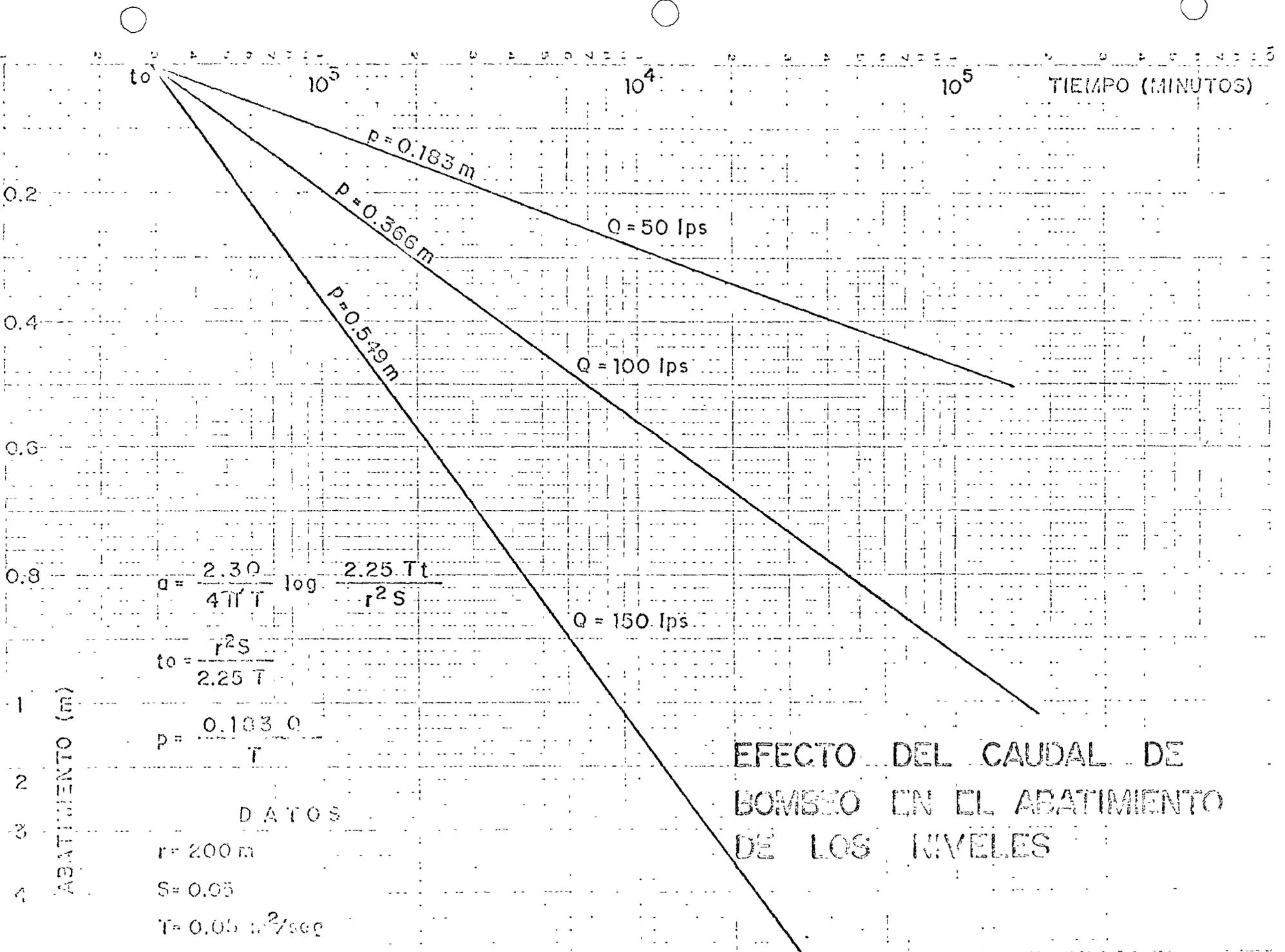
$$T = \frac{0.183 Q}{P} = 0.015 \text{ m}^2/\text{s.}$$

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} = 0.0015$$

$$Q = 100 \text{ lps}$$

$$r = 100 \text{ m}$$





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

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

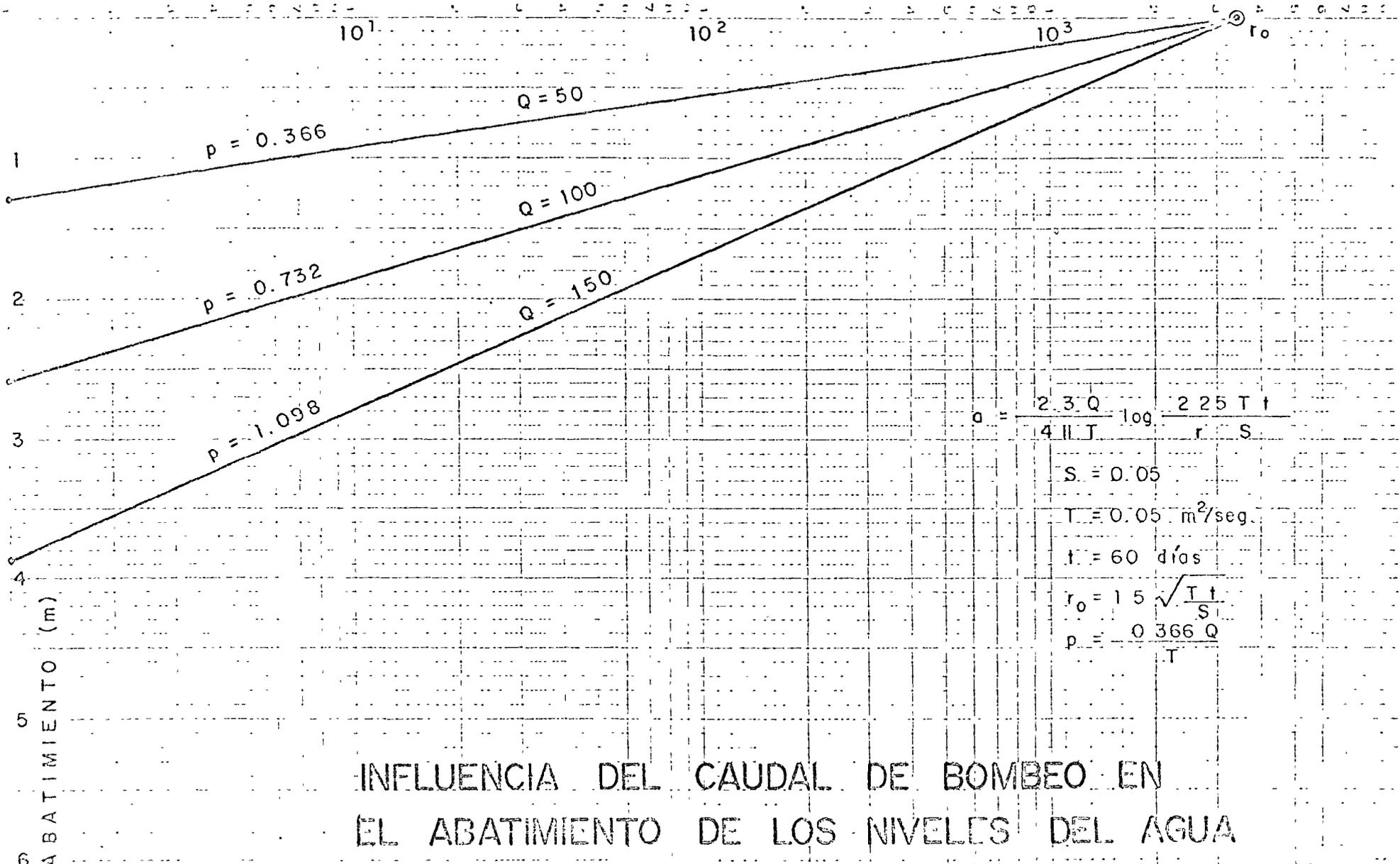
$$p = \frac{0.183 Q}{T}$$

DATOS

- r = 200 m
- S = 0.05
- T = 0.05 m<sup>2</sup>/seg

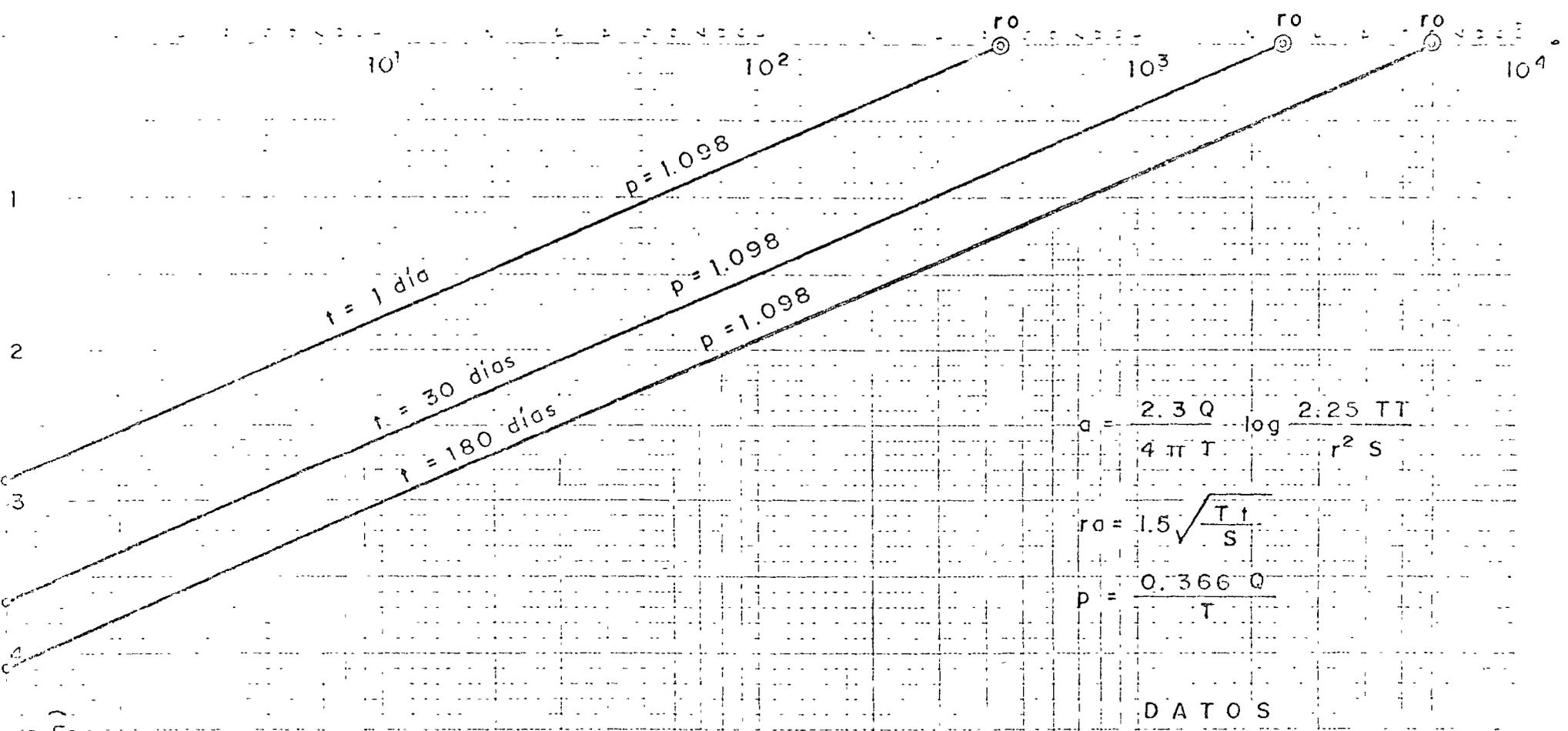
EFEECTO DEL CAUDAL DE BOMBEO EN EL ABATIMIENTO DE LOS NIVELES

Distancia al Pozo de Bombeo (m)



INFLUENCIA DEL CAUDAL DE BOMBEO EN  
 EL ABATIMIENTO DE LOS NIVELES DEL AGUA

Distancia al Pozo de Bombeo (m)



ASATAMIENTO (m)

INFLUENCIA DEL TIEMPO DE BOMBEO  
 EN LA EXTENSION DEL CONO DE  
 DEPRESION

$$s = \frac{2.3 Q}{4 \pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S}$$

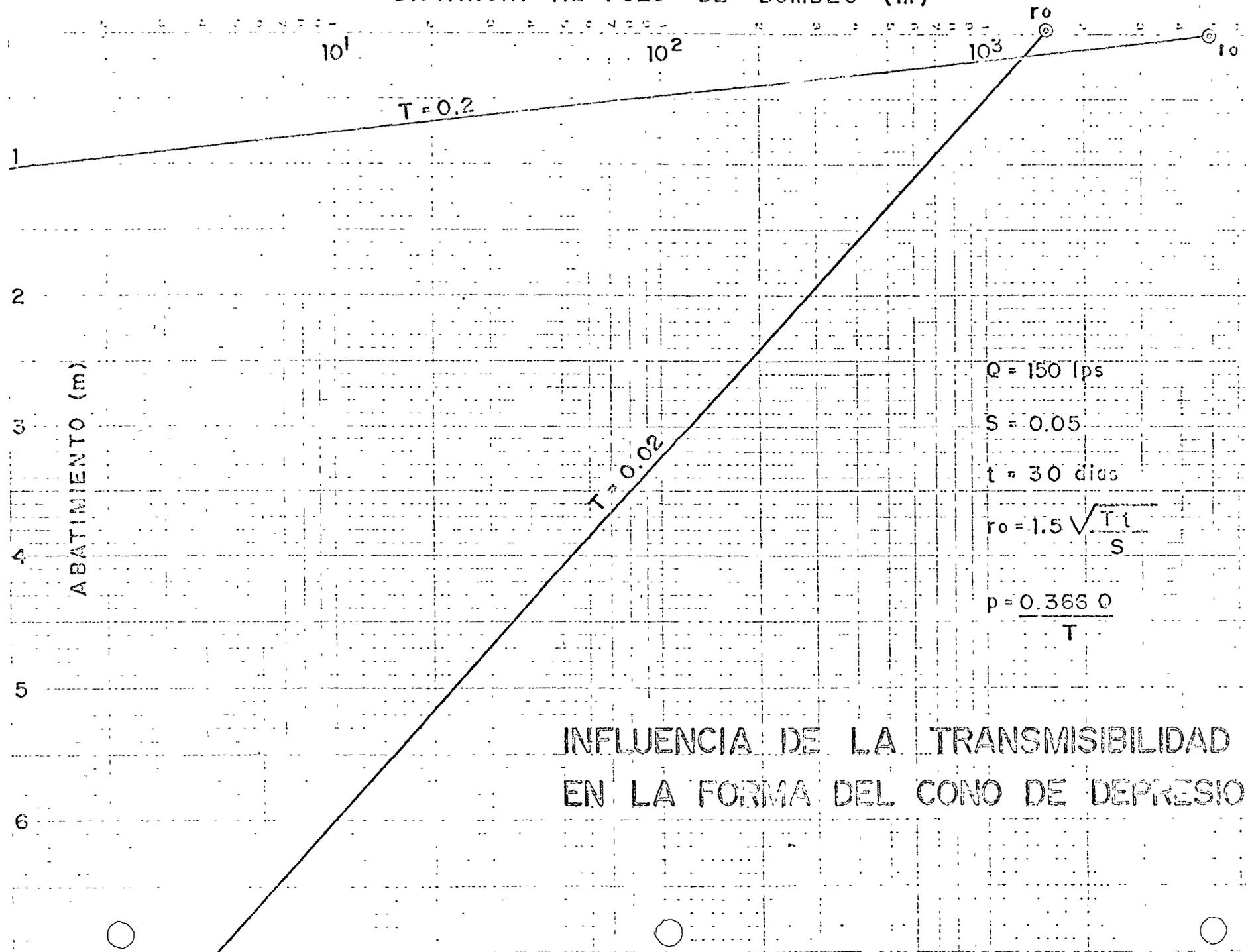
$$r_0 = 1.5 \sqrt{\frac{T t}{S}}$$

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

DATOS

- Q = 150 lps
- S = 0.05
- T = 0.05 m<sup>2</sup>/seg.

DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO (m)



$Q = 150 \text{ lps}$

$S = 0.05$

$t = 30 \text{ días}$

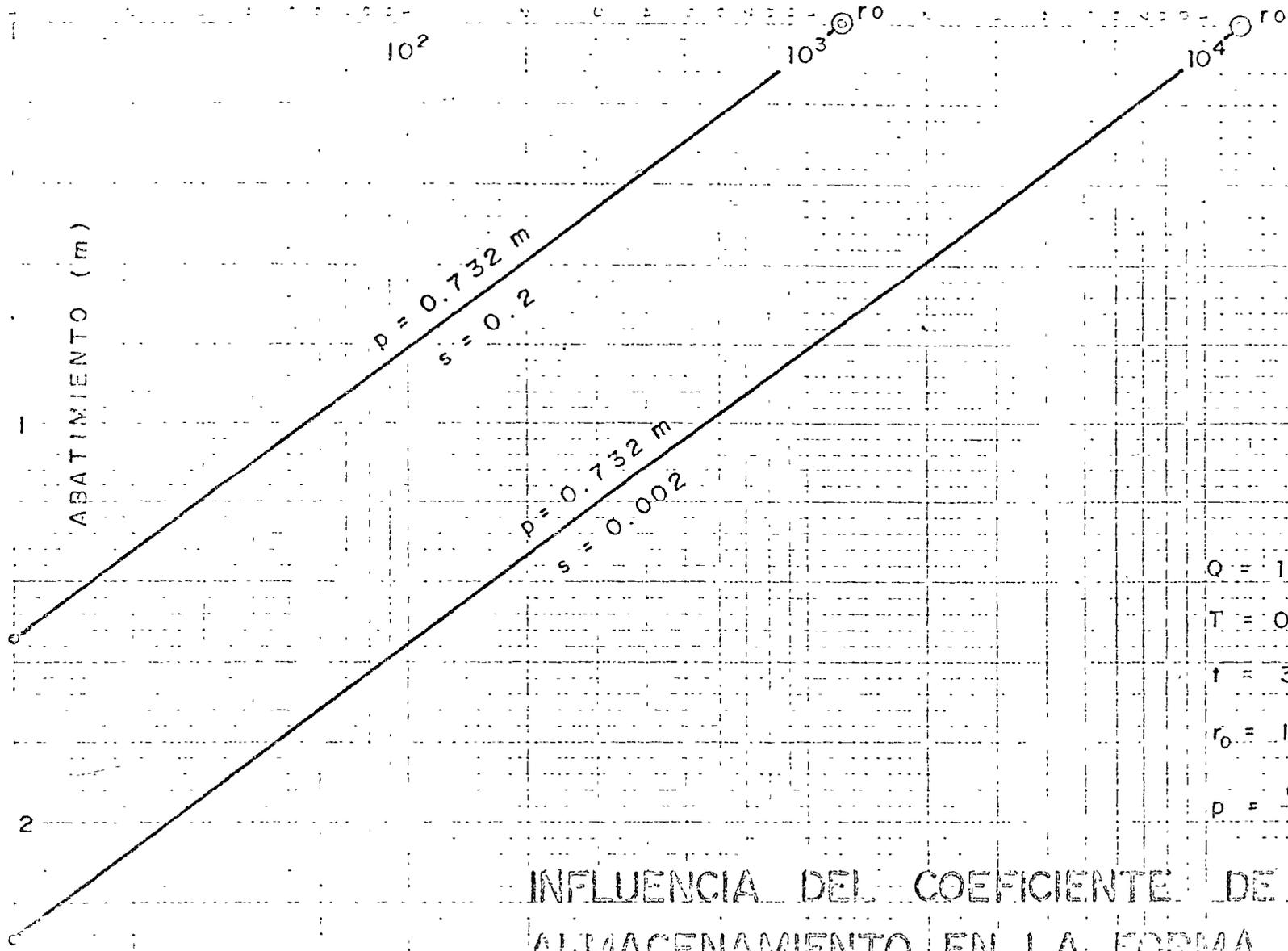
$r_0 = 1.5 \sqrt{\frac{Tt}{S}}$

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

INFLUENCIA DE LA TRANSMISIBILIDAD  
EN LA FORMA DEL CONO DE DEPRESION

Distancia al Pozo de Bombeo (m)

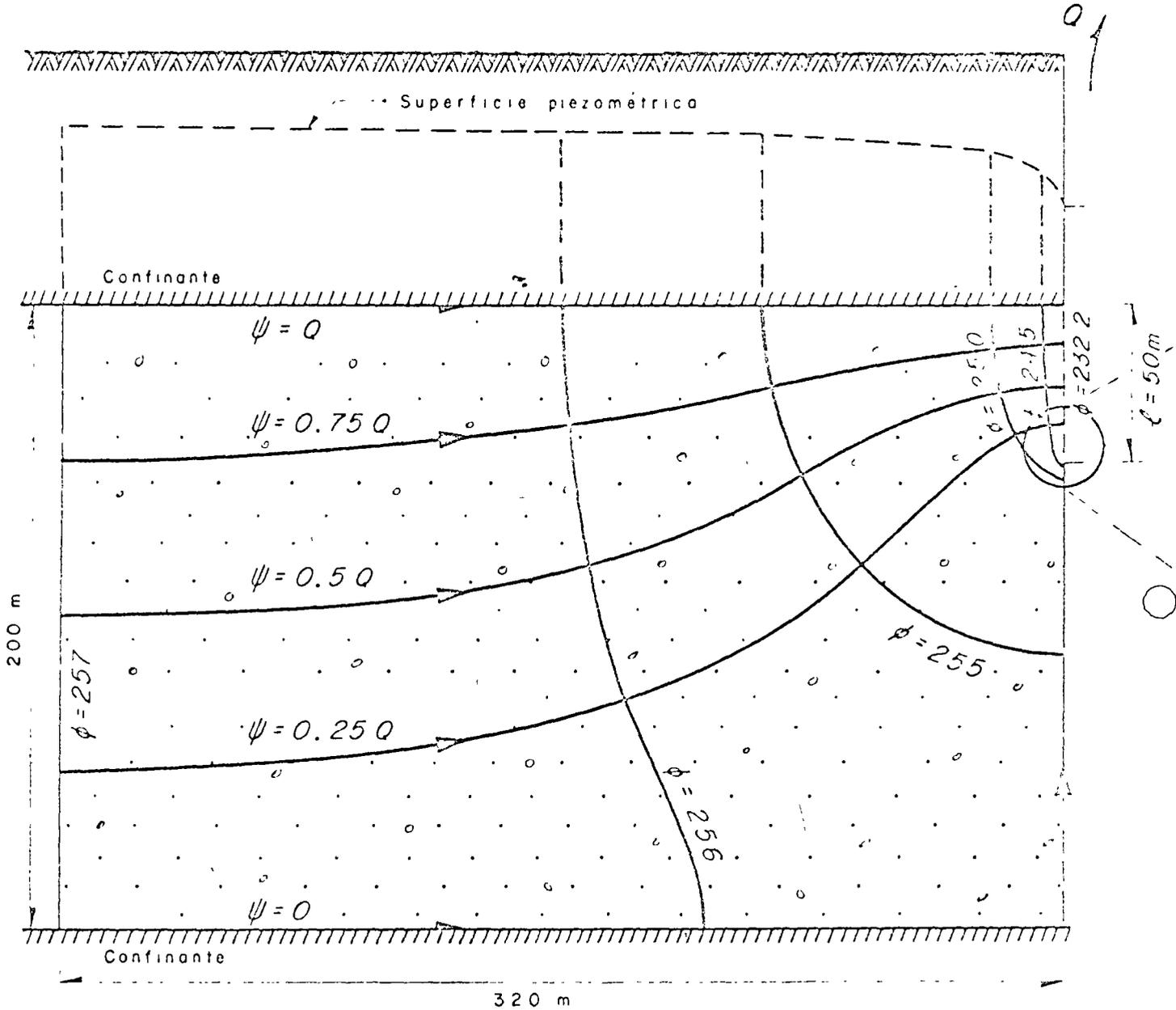
ABATIMIENTO (m)



$$Q = 100 \text{ lps}$$
$$T = 0.05 \text{ m}^2/\text{seg}$$
$$t = 30 \text{ días}$$
$$r_0 = 1.5 \sqrt{\frac{Tt}{S}}$$
$$p = \frac{0.366 Q}{T}$$

INFLUENCIA DEL COEFICIENTE DE  
ALMACENAMIENTO EN LA FORMA  
DEL CONO DE DEPRESION

# FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE



ESCALA 1: 2000

NOTA La red de flujo corresponde a un tiempo de bombeo de 2000 horas, con un caudal constante de 150 lps, en un acuífero de propiedades físicas.  $T = 0.02 \text{ m}^2/\text{seg.}$  -  $S = 0.02$

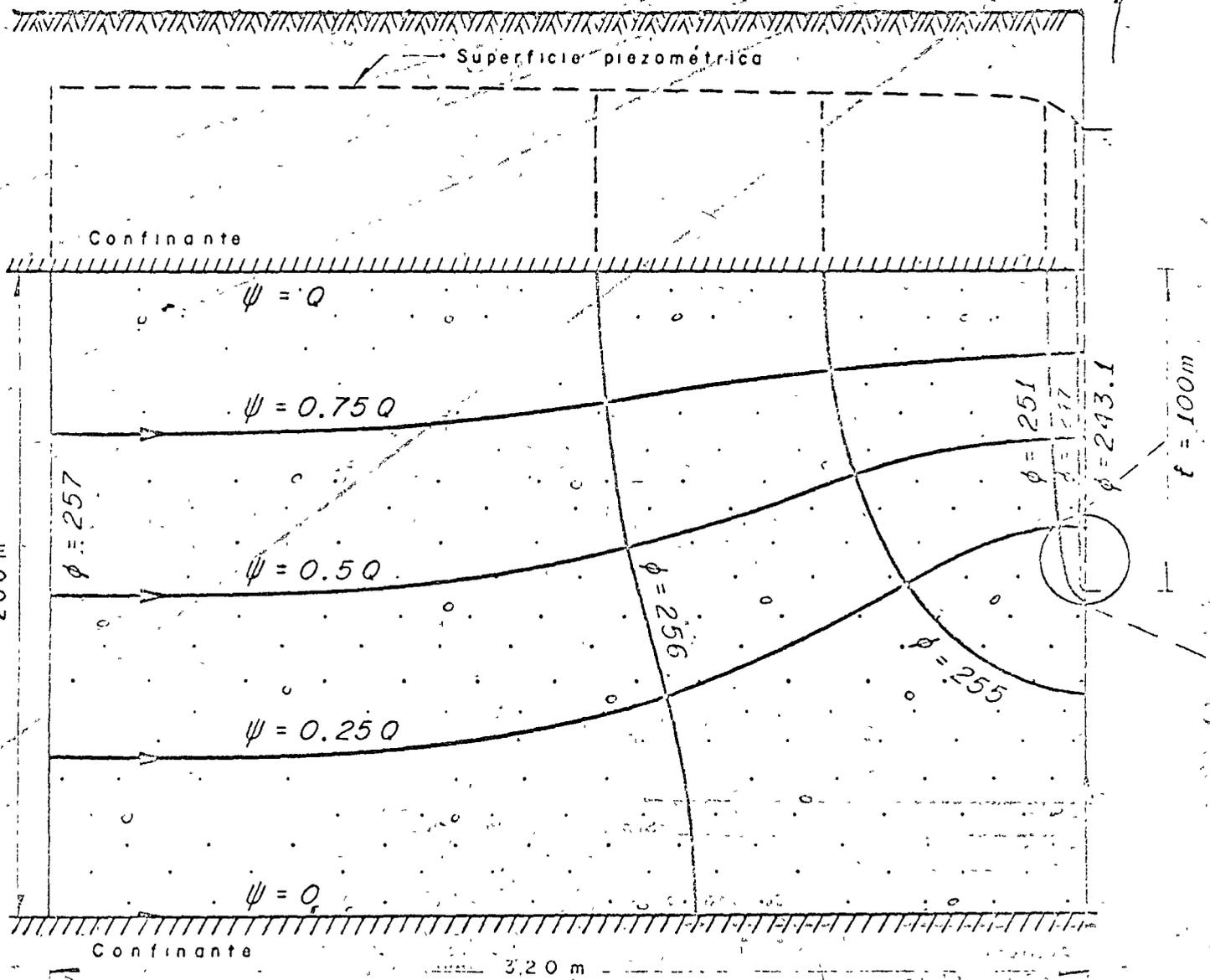
S I M B O L O

— Linea de  $\psi = 0.50 Q$

— Linea de  $\phi = 255$

Forma \_\_\_\_\_ Dibujo Carlos de la Torre A.

# FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE



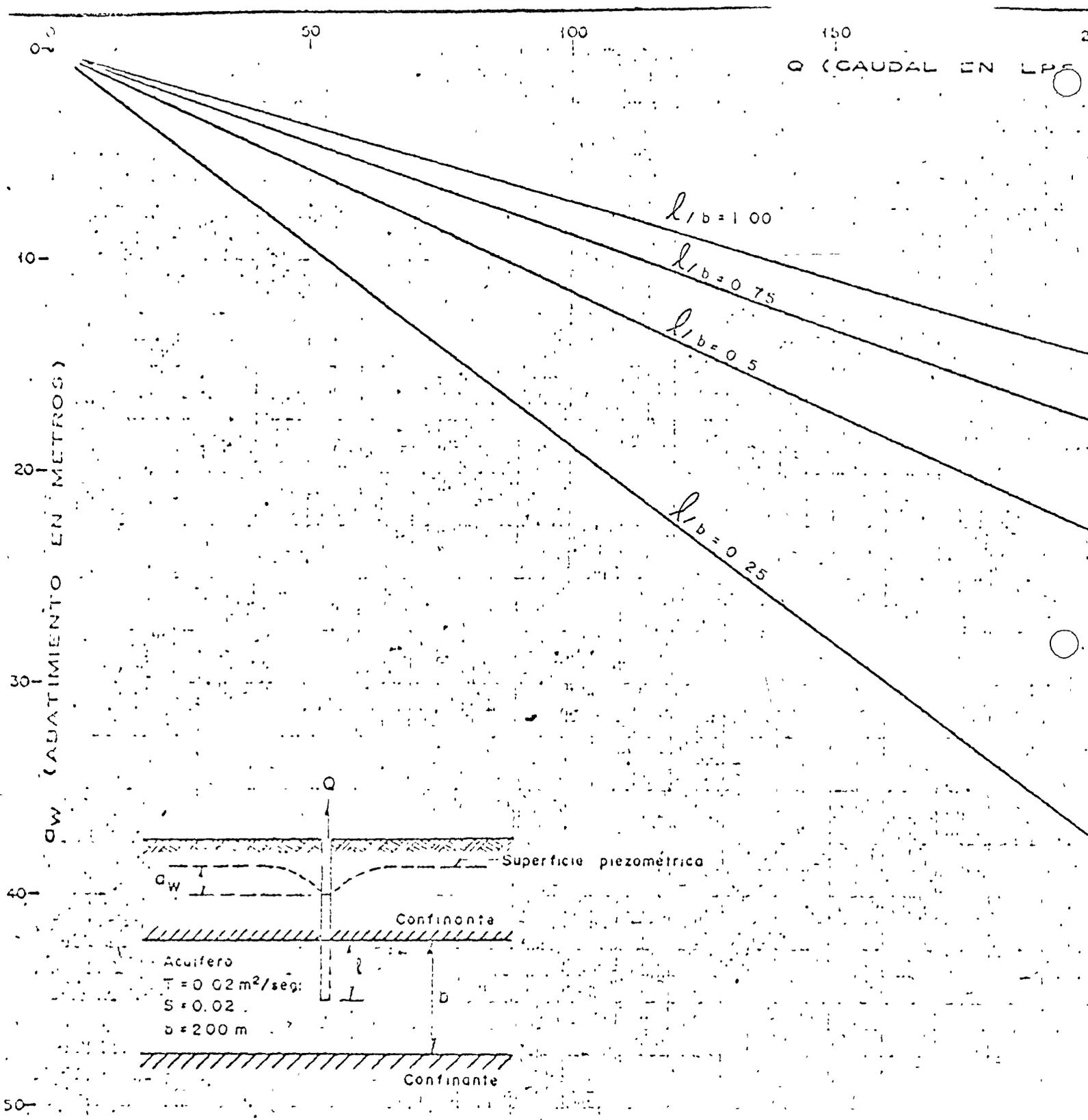
ESCALA 1 : 2000

NOTA : La red de flujo corresponde a un tiempo de bombeo de 2000 horas, con un caudal constante de 150 lps, en un acuífero de propiedades físicas :  $T = 0.02 \text{ m}^2/\text{seg}$ ,  $S = 0.02$ .

### S I M B O

- $\psi = 0.50$  Línea de
- $\phi = 251$  Línea de

Dibujo Carlos de la Torre A  
 Revisó

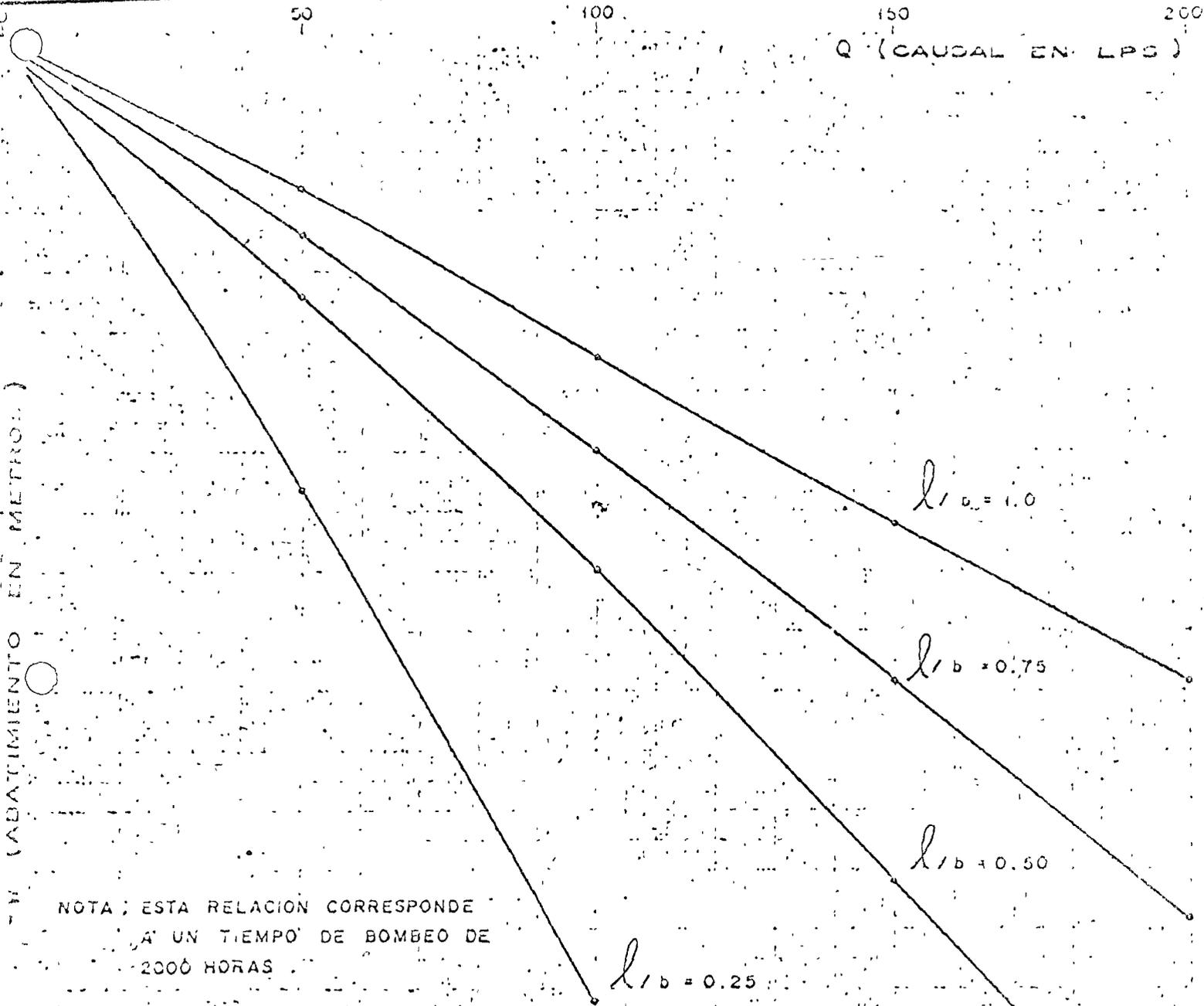


NOTA: ESTA RELACION CORRESPONDE A UN TIEMPO DE BOMBEO DE 2000 HORAS.

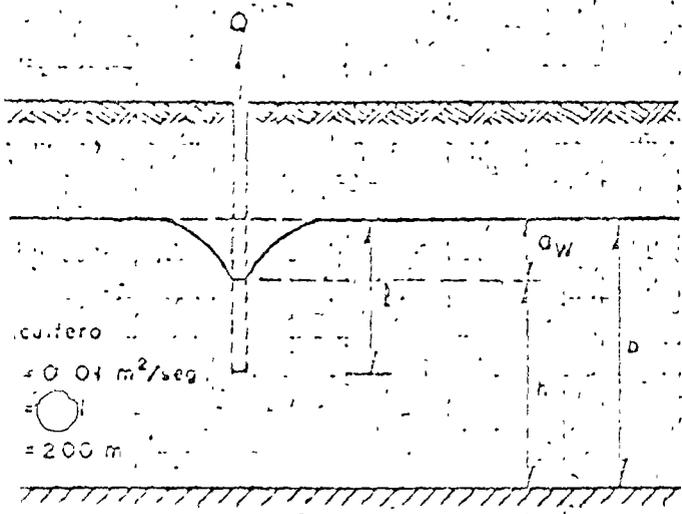
SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS  
 DEPARTAMENTO DE IRRIGACION Y CONTROL DE FUEGOS  
 DIRECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
 POZOS PARCIALMENTE PENETRANTES

RELACION  $Q - s_w - l/b$   
 ACUIFERO CONFINADO

Continúa



NOTA: ESTA RELACION CORRESPONDE A UN TIEMPO DE BOMBEO DE 2000 HORAS.

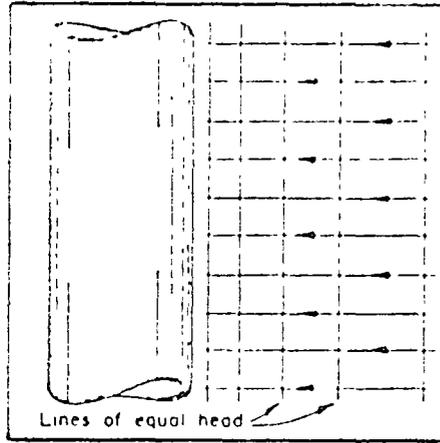
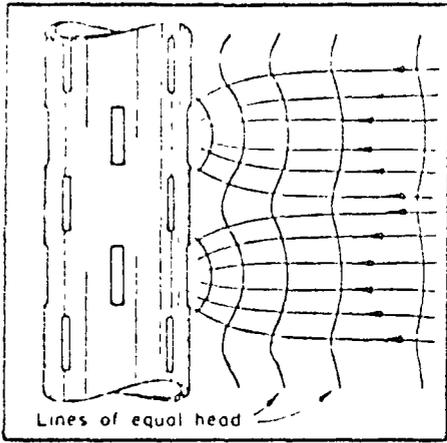


Acuifero  
 $\alpha = 0.01 \text{ m}^2/\text{seg}$   
 $\phi = 200 \text{ m}$

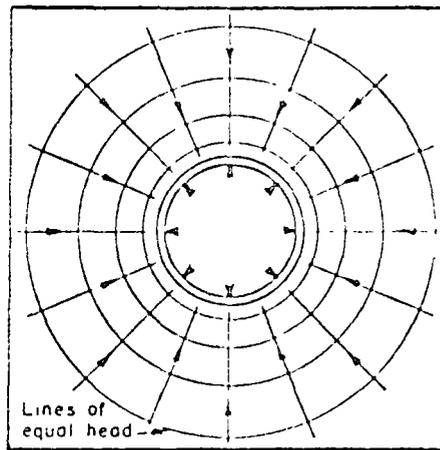
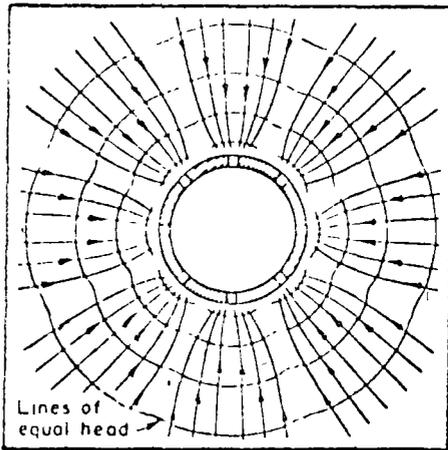
SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS  
 JEFEATURA DE IRRIGACION Y CONTROL DE RIOS  
 DIRECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS

---

POZOS PARCIALMENTE PENETRANTES  
 RELACION  $Q - Q_w$   $l/b$   
 ACUIFERO LIBRE



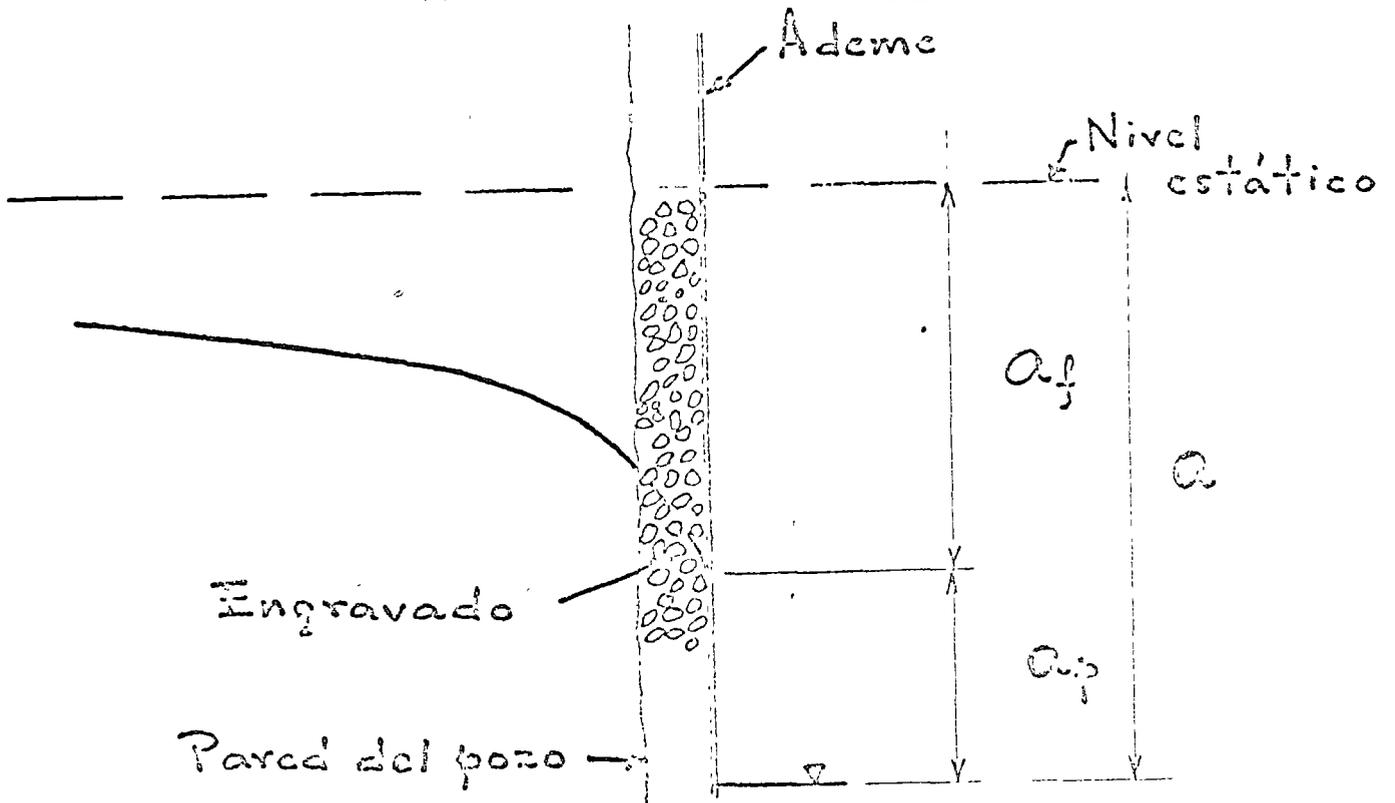
Elevation



Slotted pipe

Plan

Continuous slot screen



PERDIDAS LOCALES EN EL POZO DE BOMBEO

*Mantua*

DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

<u>NOMBRE Y DIRECCION</u>	<u>EMPRESA Y DIRECCION</u>
1. ING. ARTURO AGUIÑAGA ORTUÑO División del Norte No.1364-6 Col. Vertiz Narvarte México 13, D. F. Tel: 5-75-78-94	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Paseo de la Reforma No.69-19o.Piso México, D. F. Tel: 5-35-09-57
2. SR. DANIEL J. ARCOS HERNANDEZ Gabriel Mancera No.225-101 Col. del Valle México 12, D. F.	COMISION DE AGUAS DEL VALLE DE MEXICO Balderas No. 55 Centro México 1, D. F. Tel: 5-10-02-94
3. ING. JOAQUIN ARIAS CORTES Anaxagoras 612-2 Col. Narvarte México, D. F.	COMISION CONSTRUCTORA E INGENIERIA SANITARIA DE LA S.S.A. Durango 81-2o. Piso Col. Roma México 7, D. F. Tel: 5-14-34-13
4. ING. ALEJANDRO BELLO BARRADAS México, D. F.	COMISION DE ESTUDIOS DEL TERRITO- RIO NACIONAL " CETENAL Av. San Antonio Abad No. 124 México, D. F.
5. ING. JOSE H. BERLANGA OCHOA Paseo de la Reforma No.630 Norte 1805 México, D. F. Tel: 5-29-90-80	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Viena 20-6o. Piso Col. Juárez México, D. F. Tel: 5-35-82-24
6. SR. HORST BLASIG S. Calle de Arturo No. 1 San Angel México 20, D. F. Tel: 5-48-24-03	UNIVERSIDAD AUTONOMA METROPOLITANA Iztapalapa Edo. de México Tel: 5-84-54-04
7. ING. ALFONSO CAMARENA LARRIVA Dr. Carmona y V. Edif."B"-12-1 Departamento 601 Col. Doctores México 7, D. F. Tel: 5-78-69-55	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Paseo de la Reforma No. 69-19o.Piso México, D. F. Tel: 5-66-18-59



DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

<u>NOMBRE Y DIRECCION</u>	<u>EMPRESA Y DIRECCION</u>
8. ING. PEDRO CASTRO PEREZ Av. Coyoacán 1116 Depto. 103 Col. del Valle México 12, D. F. Tel: 5-59-10-32	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Paseo de la Reforma No.136-10o.Piso Col. Juárez México 6, D. F. Tel: 5-35-17-56
9. SR. RAFAEL CORRAL URQUIDES Miraflores No.137-A-10 Col. del Valle México 12, D. F.	DIRECCION GENERAL DE AEROPUERTOS SECRETARIA DE OBRAS PUBLICAS Xola 1755 México 12, D. F. Tel: 5-30-99-74
10. ING. RAUL CUEVAS BUITRON México, D. F.	CONSTRUCTORA LEGAR, S. A. México, D. F.
11. SR. SERGIO ALEJANDRO FLORES CASTRO Cda. de Cedro No. 10 Col. Sta. María la Ribera México 4, D. F. Tel: 5-47-30-25	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Paseo de la Reforma No.69-7o. Piso San Rafael México 1, D. F. Tel: 5-35-65-04
12. SR. JOSE D. GONZALEZ ORNELAS Villalongin 61	PERFORADORA MICHOACANA Villalongin 61
13. SR. XAVIER HARO SOLORZANO Aniceto Ortega No.955 Col. del Valle México 12, D. F. Tel: 5-75-04-28	COMISION DE AGUAS DEL VALLE DE MEXICO Balderas No. 55 México 1, D. F. Tel: 5-10-02-94
14. SR. JOSE A. HEREDIA NAVARRO Edif. 11- Entrada 2-202 U. Nonoalco Tlatelolco México 3, D. F. Tel: 5-29-19-30	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Abraham González No.3-4o. Piso Col. Juárez México 6, D. F. Tel: 5-46-66-36
15. ING. HERBERT HERNANDEZ ARANA Coconetla Edif. 23 Dep. 10 Fracc. Coyuya México 8, D. F. Tel: 5-30-49-44	COMISION DE ESTUDIOS DEL TERRITO- RIO NACIONAL San Antonio Abad No. 124 Col. Tránsito México 8, D. F. Tel: 5-78-62-00



DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

<u>NOMBRE Y DIRECCION</u>	<u>EMPRESA Y DIRECCION</u>
16. ING. MARIANO HERNANDEZ MOEDANO Managua 725 Col. Lindavista México 14, D. F. Tel: 5-86-76-27	HIDROTEC, S. A. Río Volga 103 México 5, D. F. Tel: 5-11-45-12
17. ING. ARTURO HUERTA BLANCAS Peten No.80-2 Col. Narvarte México 12, D. F.	INGENIERIA Y GEOTECNIA, S. A. Tajín No.147 Col. Narvarte México 12, D. F. Tel: 5-19-23-26
18. SR. J. JESUS LUNA GALVAN V. Carranza 142 México 1, D. F. Tel: 5-22-52-23	PLAN NACIONAL HIDRAULICO Río Mixcoac 25-3er. Piso San Lorenzo México 19, D. F. Tel: 5-24-39-95
19. ING. CARLOS A. MELGOZA PEREZ Tajín No. 124 Col. Narvarte México 12, D. F. Tel: 5-43-17-59	SOILTEC, S. A. Miguel Laurent 70-3er. Piso Col. del Valle México 12, D. F. Tel: 5-75-61-26
20. ING. ARNULFO MENDOZA GARCIA Río Consulado 2104 La Joya México 14, D. F.	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Vallarta 5-4o. Piso Col. Tabacalera México 3, D. F. Tel: 5-66-97-82
21. ING. JORGE E. MEZQUITA CARVAJAL Calzada de Guadalupe 531-7 Col. Estrella México 14, D. F.	COMISION DE ESTUDIOS DEL TERRITORIO NACIONAL " CETENAL " San Antonio Abad No. 124 Col. Tránsito México 8, D. F. Tel: 5-78-62-00 Ext. 104
22. ING. CLAUDIO MOLINA TORRES Manantial 109 Jardines del Pedregal México 20, D. F. Tel: 5-68-38-23	UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO Facultad de Ingeniería Ciudad Universitaria México 20, D. F.

PLATE 100 OF THE MUSEUM OF THE HISTORY OF THE UNITED STATES



DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

<u>NOMBRE Y DIRECCION</u>	<u>EMPRESA Y DIRECCION</u>
23. SR. ROBERTO MONJARAS RICO Xochicalco Nte. No. 30 Departamento 11-B Col. Narvarte México 12, D. F. Tel: 5-30-88-58	COMISION CONSTRUCTORA E INGENIERIA SANITARIA DE LA S. S. A. Durango No. 81-2o. Piso Col. Roma México 7, D. F. Tel.: 5-14-22-12
24. SR. JESUS R. MONTAÑO FUENTES Calle 12 No. 14 Col. Moctezuma México 9, D. F. Tel: 7-62-05-45	SECRETARIA DE LA PRESIDENCIA "CETENAL" San Antonio Abad No. 124 Col. Tránsito México 8, D. F. Tel: 5-78-62-00 Ext. 176
25. ING. ARMANDO NUÑEZ DURAN Av. La Troje 82-A-102 Villa Coapa México 22, D. F. Tel: 5-94-20-86	COMITE ADMINISTRADOR DEL PROGRAMA FEDERAL DE CONSTRUCCION DE ESCUELAS Fresnos No. 380 Col. Florida México 20, D. F. Tel: 5-54-65-23
26. SR. LUIS F. NUÑEZ OLGUIN Acoxpa 436 Ex-Hda. de Coapa México 22, D. F. Tel: 5-49-33-30	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Abraham González No. 3 México, D. F. Tel: 5-35-85-23
27. ING. JORGE H. OLIVARES M. México, D. F.	SECRETARIA DE LA PRESIDENCIA "CETENAL" Av. San Antonio Abad No. 124 México, D. F.
28. LIC. RAFAEL REYNA CASTILLO Montealban No. 482-3 Vertiz Narvarte México 13, D. F. Tel: 5-32-62-32	COMISION DE AGUAS DEL VALLE DE MEXICO Balderas No. 55-1er. Cuadro México 1, D. F. Tel: 5-85-50-66-217
29. SR. VICTOR M. RIOS NORIEGA Playa Gaviotas No. 22 Col. Reforma Iztaccihuatl México, D. F.	COMISION DE AGUAS SUBTERRANEAS Balderas No. 55 México 1, D. F. Tel: 5-10-02-94

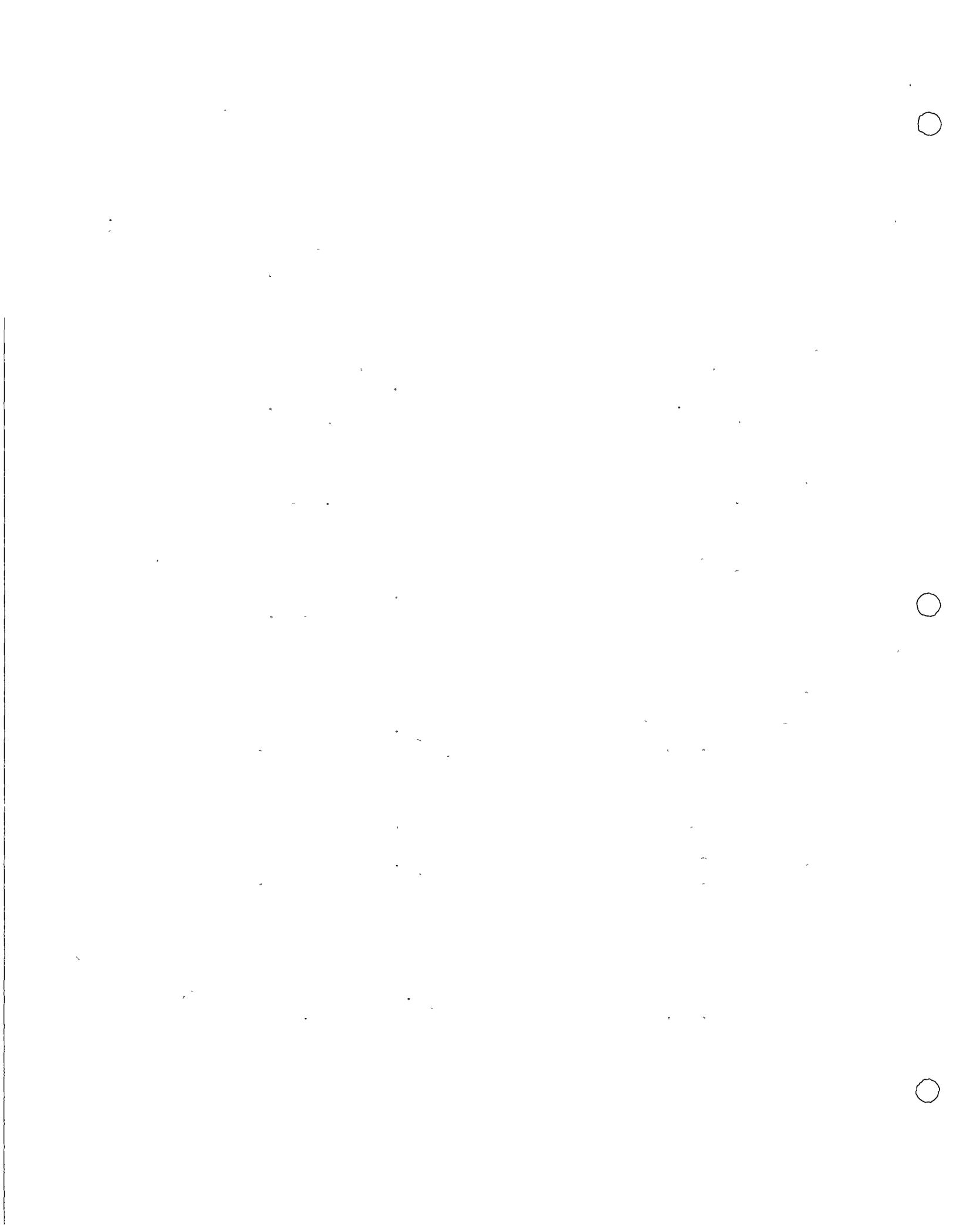


DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

NOMBRE Y DIRECCION

EMPRESA Y DIRECCION

- |  |   |
|--|---|
| 30. ING. MARIA DE LOS ANGELES RODRIGUEZ<br>Belgrado No. 15<br>Col. Juárez<br>México 6, D. F.<br>Tel: 5-33-27-99          | SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS<br>Abraham González No.3-4o. Piso<br>Col. Juárez<br>México 6, D. F.<br>Tel: 5-66-18-59     |
| 31. SR. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA<br>Mixcalco No. 21<br>Departamento 14<br>México 1, D. F.<br>Tel: 5-22-52-86            | SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS<br>Abraham González No. 4<br>Col. Juárez<br>México 6, D. F.<br>Tel: 5-35-09-57             |
| 32. ING. SERGIO RONZON TINAJERO<br>México, D. F.   | SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS<br>México, D. F.   |
| 33. SR. MIGUEL A. SALAS MORALES<br>Mier y Pesado No. 28<br>Col. del Valle<br>México 12, D. F.<br>Tel: 5-36-81-92         | SERVICIOS GEOLOGICOS, S. A.<br>Río Duero No. 24<br>Col. Cuauhtémoc<br>México 5, D. F.<br>Tel: 5-25-00-40                      |
| 34. ING. JOAQUIN SALCEDO C.<br>Sauco 130<br>El Rosario Coyoacán<br>México 21, D. F.<br>Tel: 5-44-26-36                   | SECRETARIA DE OBRAS PUBLICAS<br>Xolá No. 1755-4o. Piso<br>Col. Narvarte<br>México 12, D. F.<br>Tel: 5-30-99-74                |
| 35. ING. SILVIO M. SEDAS ACOSTA<br>Oroya 664-1<br>Col. Lindavista<br>México 14, D. F.<br>Tel: 5-86-18-92                 | SEP. IPN. ESIA<br>Zacatenco<br>Col. Lindavista<br>México 14, D. F.  |
| 36. ING. EDUARDO SOTELO TORRES<br>Cerro de Jesús 248<br>Col. Campestre Churubusco<br>México 21, D. F.<br>Tel: 5-44-13-56 | SERVICIOS TECNICOS GEOFISICOS, S.C.<br>Cerro de Jesús 248<br>Col. Campestre Churubusco<br>México 21, D. F.<br>Tel: 5-49-51-76 |



DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

<u>NOMBRE Y DIRECCION</u>	<u>EMPRESA Y DIRECCION</u>
37. ING. GABRIEL TREJO SAAVEDRA Plutarco E. Calles 1286 Departamento 202 Col. Portales México 13, D. F. Tel: 6-72-29-38	INGENIERIA Y SISTEMAS, S. A. Londres No. 40-3er. Piso México, D. F. Tel: 5-11-95-95
38. ING. SERGIO TREVIÑO URIBE Oriente 100 No.1651 Col. Tlacetel México 8, D. F.	SECRETARIA DE LA PRESIDENCIA "CETENAL" Av. San Antonio Abad No.124-4o. Piso México, D. F. Tel: 5-78-62-00 Ext. 175
39. ING. JAIME L. TORRES GUZMAN Cda. de Popocatepetl No.36-E-3 Col. General Anaya México 13, D. F. Tel: 5-34-86-44	SECRETARIA DE LA PRESIDENCIA "CETENAL" San Antonio Abad No. 124-4o. Piso Col. Tránsito México 8, D. F. Tel: 5-78-62-00 Ext. 110
40. FIS. CARLOS G. TORRES IBARRA Retorno 303 de Ote. 160 No.5-N Unidad Modelo México 13, D. F. Tel: 5-81-02-13	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Vallarta 5-4o. Piso Col. Tabacalera México 3, D. F. Tel: 5-66-97-82
41. SR. LORENZO VALLE GARCILAZO Xola 10-2 Col. del Valle México 12, D. F. Tel: 5-23-16-92	CONSULTORES, S. A. Av. Insurgentes Sur 452-507 Col. Roma Sur México 7, D. F. Tel: 5-84-77-88
42. SR. JAVIER VAZQUEZ TIRADO Norte 74-A No. 3531 La Joya México 14, D. F. Tel: 5-51-62-60	INGENIERIA Y PROCESAMIENTO ELECTRONI- CO, S. A. San Lorenzo No.153-6o. Piso Col. del Valle México 12, D. F. Tel: 5-75-40-77
43. ING. JOSE M. VILLEGAS BRACAMONTES Convento del Carmin 41 Jardines de Sta. Mónica Tlalnepantla, México	SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS Paseo de la Reforma No.136-10o.Piso Col. Juárez México 6, D. F. Tel: 5-92-01-08



DIRECTORIO DE ASISTENTES AL CURSO DE EXPLOTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS  
( DEL 11 DE MARZO AL 24 DE ABRIL DE 1975 )

NOMBRE Y DIRECCION

EMPRESA Y DIRECCION

44. ING. WILFRIDO ZARATE CHICHITZ  
E. Rebsamen 1141-2  
Col. del Valle  
México 12, D. F.  
Tel: 5-59-16-94

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS  
Paseo de la Reforma No. 69  
México 1, D. F.  
Tel: 5-66-20-18

C

O

O