

DIRECTORIO DE PROFESORES DEL CURSO EXPLORACION,

CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

MAYO - JUNIO de 1984.

1. ING. JOSE LUIS HERNANDEZ YZQUIERDO
Ingeniero de Proyectos en la Empresa
INGENIEROS GEOFISICOS ASOCIADOS, S.C.
Adelina Patti No. 222
Col. Vallejo
07870 México, D.F.
537 89 43
2. HONORIO BERNARDO SANCHEZ URIBE
INGENIEROS ASOCIADOS GEOFISICOS, S.C.
ADELINA PATTI NO. 222
COL. VALLEJO
07870 México, D.F.
537 89 43
3. ING. SALVADOR PEÑA DIAZ
Gerente Técnico
Ariel Consultores, S.A.
Cerro de las Torres 369
Col. Campestre Churubusco
México, D.F.
549 22 97 y 544 28 57
4. ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
Director General
ININSA, S.A.
Luz Saviñón No. 13-201
México, D.F.
5. ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
Subdirector de Geoidrología
Dir. de Geohidrología y de Zonas Áridas
S.L.Potosí No. 199-3° Piso
México, D.F.
523 46 40 y 687 39 89
6. ING. JOAQUIN MENDEZ
Jefe del Departamento de
Evaluación Geohidrológica
SARH
S.L.Potosí No. 199-3° Piso
México, D.F.
564 31 39
7. ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA
Jefe del Departamento de Exploración
Subdirección de Geohidrología y de Zonas Áridas
S.L.Potosí 199-2°.
Col. Roma Sur
México, D.F.
564 77 42

8. ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA
 Jefe de la Oficina de Acuíferos
 Departamento de Hidrología Subterránea
 S A R H
 San Luis Potosí No. 199-3° Piso
 México, D.F.
 5 64 31 39

9. ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
 Director General
 ININSA, S.A.
 Luz Saviñón No. 13-201
 México, D.F.
 687 01 13 y 536 19 37

10. ING. ANSELMO ORDAZ AYALA
 Subjefe del Departamento de Prospección
 Geohidrológica
 Subdirección de Geohidrología y
 Zonas Áridas
 S A R H
 San L. Potosí 199-5° Piso
 México, D.F.
 564 77 80

11. ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
 Administrador
 LESSER Y ASOCIADOS, S.A.
 V.Carranza No. 12 A y B
 Querétaro, Qro.
 91463-43522 y 43550

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

PROGRAMA DEL CURSO "EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
 DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS"
 MAYO DE 1984

FECHA	HORARIO	T E M A	PROFESOR
Lunes 21	17:00 a 17:30	PRESENTACION DEL CURSO	Ing. Rubén Chávez G.
	17:30 a 21:00	CONCEPTOS BASICOS	Ing. Alfredo Ramírez L.
Martes 22	17:00 a 21:00	HIDROGEOLOGIA	Ing. Antonio Trujillo C. e Ing. Anselmo Ordaz A.
Miércoles 23	17:00 a 21:00	EL AGUA SUBTERRANEA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO	Ing. Roberto Rodríguez H.
Jueves 24	17:00 a 21:00	EXPLORACION GEOPISICA	Ing. José Luis Hernández e Ing. Bernardo Sánchez
Viernes 25	17:00 a 21:00	DISEÑO E HIDRAULICA DE POZOS	Ing. Salvador Peña D.
Lunes 28	17:00 a 19:00	IDEM	IDEM
	19:15 a 21:00	RECOLECCION, PROCESAMIENTO E IN- TERPRETACION DE DATOS PIEZOME-- TRICOS	Ing. Alfredo Ramírez L.
Martes 29	17:00 a 19:00	IDEM	IDEM
	19:15 a 21:00	CUANTIFICACION DEL RECURSO HI-- DRAULICO SUBTERRANEO	Ing. Joaquín Méndez S.
Miércoles 30	17:00 a 19:15	IDEM	IDEM
	19:30 a 21:00	MODELOS DE ACUIFEROS	Ing. Rubén Chávez G.
Jueves 31	17:00 a 21:00	HIDROGEOQUIMICA	Ing. Juan Manuel Lesser I.
Viernes 1º	17:00 a 19:00	MODELOS DE ACUIFEROS	Ing. Rubén Chávez G.
	19:00 a 20:00	MESA REDONDA	
	20:00 -	ENTREGA DE DIPLOMAS Y CLAUSURA	

EVALUACION DEL PERSONAL DOCENTE

①

CURSO: EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

FECHA: Del 21 de mayo al 1° de Junio de 1984.

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

EVALUACION DE LA ENSEÑANZA

②

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

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

ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10

EVALUACION DEL CURSO

③

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

ESCALA DE EVALUACION DE 1 A 10

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

MUY AGRADABLE	AGRADABLE	DESAGRADABLE

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

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

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

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

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

AUTOMOVIL PARTICULAR	METRO	OTRO MEDIO

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

5. ¿Recomendaría el curso a otras personas?

SI	NO

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

7. La coordinación académica fue:

EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA

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

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

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

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

10. Otras sugerencias:

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

7. La coordinación académica fue:

EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA

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

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

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

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

10. Otras sugerencias:



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

NORMAS PARA EL DISEÑO DE POZOS

ING. SALVADOR PEÑA DIAZ

MAYO, 1984

NORMAS PARA EL DISEÑO DE POZOS

Por el Ing. Salvador Peña Díaz

1.- Introducción

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

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

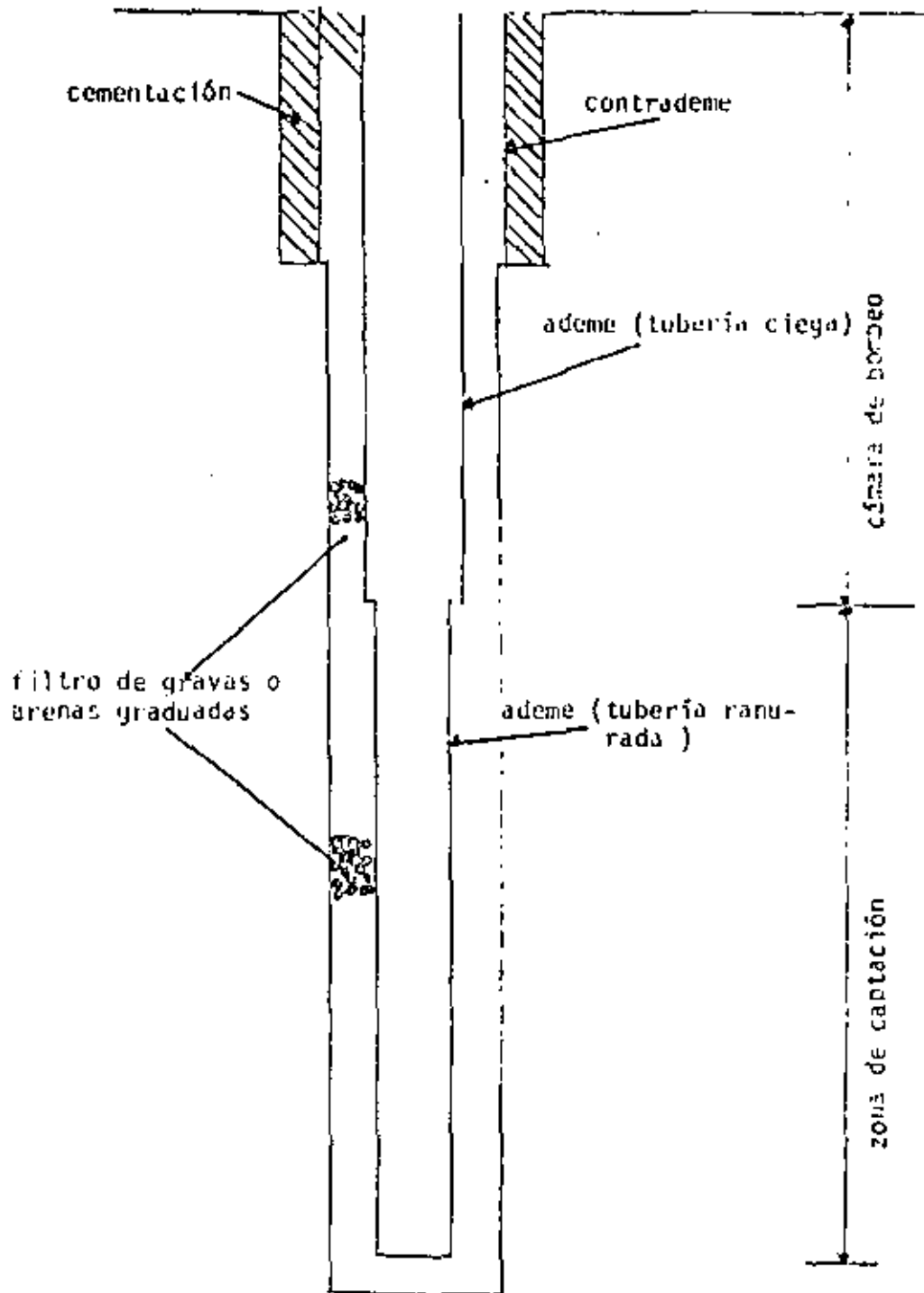
- a.- Profundidad y diámetro de la perforación
- b.- Diámetro y longitud del contrademe
- c.- Diseño de la zona de captación
- d.- Diseño de la cámara de bombeo
- e.- Criterios de limpieza y desarrollo, y
- f.- Obtención del régimen de operación

La obtención de cada una de las características depende de las demás, sin embargo para su exposición se tratará de aislar el diseño de cada parte por separado. En la figura siguiente se muestran las partes de que consta la obra.

2.- Profundidad

La profundidad deberá ser fijada con base en estudios preliminares, consistentes básicamente en levantamientos geológico de superficie, geología subterránea y las características hidrodinámicas de los acuíferos, estos estudios se deberán apoyar en sondeos mecánicos de pequeño diámetro, investigaciones geofísicas y las características de construcción y de operación de pozos cercanos al lugar que nos ocupa.

ESQUEMA GENERAL DE UN POZO Y PARTES QUE LO CONSTITUYEN



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

3.- Zona de captación

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

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

3.1.- Rejilla

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

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

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

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

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

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

Walton, por otro lado propone una "velocidad óptima" de entrada a la rejilla, y propone los valores que se muestran en la siguiente tabla:

VELOCIDAD OPTIMA DE ENTRADA A TRAVÉS DE LA REJILLA

Permeabilidad del terreno cm/seg	Velocidad óptima cm/seg
0.28	6.0
0.20	5.5
0.23	5.0
0.19	4.5
0.14	4.0
0.12	3.5
0.09	3.0
0.07	2.5
0.05	2.0
0.02	1.5
0.02	1.0

y propone la siguiente fórmula para obtener la longitud de la rejilla:

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

En donde:

A° = Área efectiva de la rejilla, que según Walton, se debe considerar el 50% del área total abierta, cm^2

Q = Caudal de diseño en lps.

L = Longitud de la rejilla en metros

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

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

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

Finalmente, la selección del metal de que estará fabricada la rejilla, dependerá de que se tengan factores potenciales tanto de incrustación como de corrosión y en tal caso la tubería de la rejilla deberá soportar tratamientos continuos, en general, de aditivos químicos.

3.2.- Filtro de grava

Por costumbre se le llama filtro de grava, pero no hay que olvidar que en ocasiones este relleno, entre la rejilla y la perforación, podría estar constituido de arenas. Tiene por objeto estabilizar los acuíferos

y evitar el arrastre de arenas al bombear el pozo. En general la permeabilidad es mayor que la de los acuíferos, esto permite que el agua fluya más fácilmente por lo que se evitan pérdidas de carga hidráulica excesivas.

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

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

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

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

Para diseñar la granulometría del filtro de gravas, existen muchos métodos, de los cuales en nuestro medio el más conocido es el propuesto por Johnson, que consiste en formar una curva granulométrica

que represente la envolvente de la granulometría de los acuíferos, considerando varias muestras de o los acuíferos perforados. Posteriormente se multiplica por un factor que va de 4 a 6 el valor del D_{70} retenido; 4 para formaciones finas y uniformes, y 6 para cuando el material del acuífero es más grueso y no uniforme, e incluso hasta 9 cuando la formación acuífera presenta granulometría muy poco uniforme y contiene limos. Por el punto así obtenido se pasa una curva suave que tenga un coeficiente de uniformidad igual o menor a 2.5.. Además la curva así construida tendrá una tolerancia de \pm 8%.

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

4.- Cámara de bombeo

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

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

NORMAS DE ENTUBADO SEGUN LA API

Díámetro de la perforación pulgadas	cm	Díámetro del ademe pulgadas	cm	caudal lps
24	610	20	508	más de 100
20	508	16	406	hasta 100
17½	445	13¾	340	60
12½	311	95/8	244	30
8½	216	7	178	15
6½	159	5	127	5
4½	108	3	76	menos de 5

ARIEL CONSTRUCCIONES S.A.

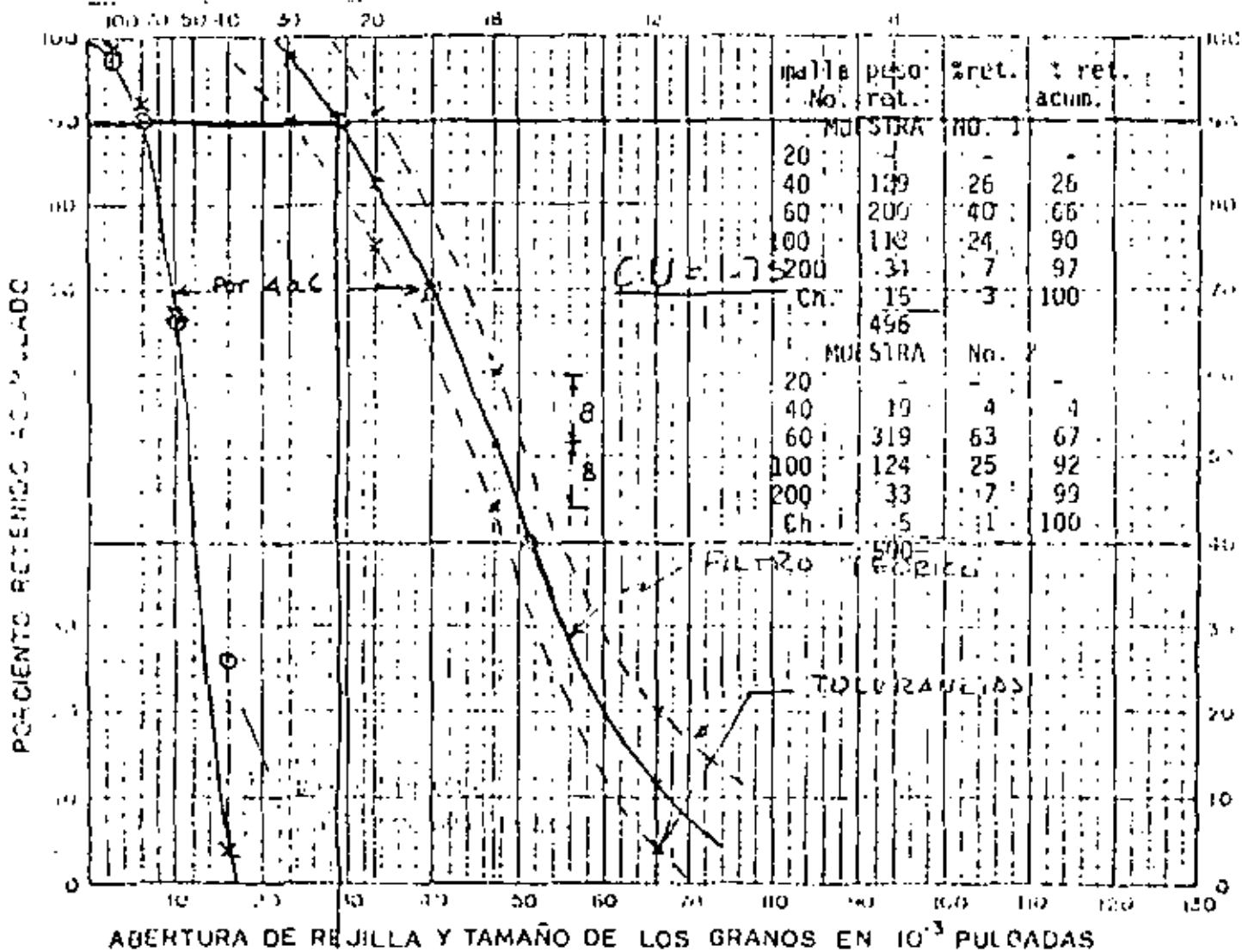
ANALISIS GRANULOMETRICO DE ARENAS FINAS.

MUESTRA Varios Pozos S.E.D.U.E.

LUGAR CD JUAREZ, CHIH.

FECHA _____

NUMEROS DE CRIBAS (U.S. STANDARD)



29

Criba No.	APERTURA CRIBA		% RETENIDO ACUMULADO		
	PULGADAS	MM	MIN.	TIPICAS	MAX.
8	1.18	30			
10	0.85	22			
15	0.60	15	4	12	15
20	0.425	11	4	12	15
30	0.25	6.3	7.5	17	20
40	0.18	4.75	12	20	25
50	0.15	3.75	15	25	30
75	0.075	1.9	25	40	50
100	0.075	1.9	35	55	65

NOTAS _____

ABERTURA DE REJILLA RECOMENDADA $N=29$
 $= 0.029 \times 10^{-3}$ inches $= 0.7$ m.m.

NORMAS DE ENTUBADOS SEGUN JHONSON

Diámetro óptimo ademe pulgadas	Diámetro mínimo ademe pulgadas	Diámetro de descarga bomba pulgadas	caudal lps
6 DI	5 DI	4	7
8 DI	6 DI	5	5 - 12
10 DI	8 DI	6	10 - 25
12 DI	10 DI	8	20 - 40
14 DE	12 DI	10	30 - 60
16 DE	14 DE	12	55 - 85
20 DE	16 DE	14	75 - 115
24 DL	20 DE	16	100 - 200

DI= diámetro interior DE= diámetro exterior

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

5- Contrademe y cementación

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

6.- Pruebas de bombeo y caudales de operación

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

Cuando el pozo esta limpio, es necesario realizar a continuación una prueba de aforo, la cual debe ser realizada con caudales crecientes, conservando este caudal a un nivel constante y los intervalos de tiempo que duran cada escalón con una duración igual. El abatimiento en el pozo es originado por dos causas principales, la primera es originada por pérdidas en el acuífero y depende en forma directa de la primera potencia del caudal, la segunda es debida a entradas a la zona de captación del pozo, formada por el filtro de gravas y la rejilla, en este caso la pérdida de carga es proporcional al caudal pero elevado a una potencia distinta de uno, esto se debe a que el régimen en esta zona es turbulento y no laminar como sucede en el acuífero. Visto de esta forma el abatimiento será :

$$s = A Q + B Q^n$$

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

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

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

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

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

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

Custodio Emilio; Hidrología subterránea, Ediciones Omega España 1976

Bouwer Herman; Groundwater Hydrology, Mc Graw Hill 1978.

Walton Williams C. Groundwater Resources Evaluation, Mc Graw Hill , 1970

Johnson Edward L. ; Ground water and wells, Published by Johnson Inc.
Saint Paul Minessota, USA, 1966.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

ING. RUBÉN CHÁVEZ GUILLÉN

ABRIL, 1984

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS
AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

I.- AGUA SUBTERRANEA: EL RECURSO DEL FUTURO.

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

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

1.1.- AGUAS SUBTERRANEAS VS AGUAS SUPERFICIALES.

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

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

- b).- Menor exposición a la contaminación. Es bien sabido que uno de los grandes problemas de la actualidad es el de la contaminación: la gran mayoría de las corrientes y masas de agua superficial se están contaminando rápidamente en mayor o menor grado. El agua subterránea, en cambio, está relativamente salvaguardada de este perjuicio, gracias a que los materiales granulares funcionan como un gran filtro que retiene los contaminantes, especialmente los biológicos; y aunque existe la contaminación química provocada por un mal manejo del recurso, la baja velocidad con que el agua circula en el subsuelo no propicia su rápida propagación a grandes áreas como en la superficie.
- c).- Disponibilidad menos afectada por las variaciones climáticas. Uno de los problemas más serios que enfrenta el aprovechamiento de las aguas superficiales, es que su disponibilidad depende especialmente de las variaciones de la precipitación pluvial, al grado de que en uno o dos años secos consecutivos tal disponibilidad puede ser prácticamente nula. Por el contrario, los recipientes subterráneos resultan, en general, mucho menos afectados por esto, gracias a que existe una reserva almacenada, acumulada durante siglos, generalmente mucho mayor que la recarga anual, permitiendo una explotación más flexible del recurso.
- d).- Distribución más amplia en el área. El agua superficial es un recurso transitorio y su presencia es relativamente localizada. Su aprovechamiento en gran escala, por tanto, requiere de obras de almacenamiento y conducción. En cambio, en el subsuelo el agua tiene una distribución muy amplia, lo que permite su captación en el sitio donde va a ser utilizada, o en sus inmediaciones. El vaso de almacenamiento ya existe en el subsuelo, conformedad por la naturaleza, y funciona al mismo tiempo como un gran conducto.
- e).- No hay pérdida de la capacidad de almacenamiento. Todo vaso superficial pierde gradualmente su capacidad de almacenamiento al ser azolvado por los sedimentos que transportan las corrientes que lo alimentan, hasta que eventualmente puede quedar inutilizado. La capacidad de almacenamiento de los vasos subterráneos no es afectada significativamente en la gran mayoría de los casos.
- f).- Temperatura del agua constante. El agua superficial, al estar expuesta a los cambios atmosféricos, varía continuamente en su temperatura. En países fríos, donde el agua llega a congelarse durante los periodos invernales, esto constituye un serio problema. La temperatura del agua subterránea, por el otro lado, es casi constante, debido a que el subsuelo funciona como un regulador térmico.

DISTRIBUCION DEL AGUA
EN EL SUBSUELO

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

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

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

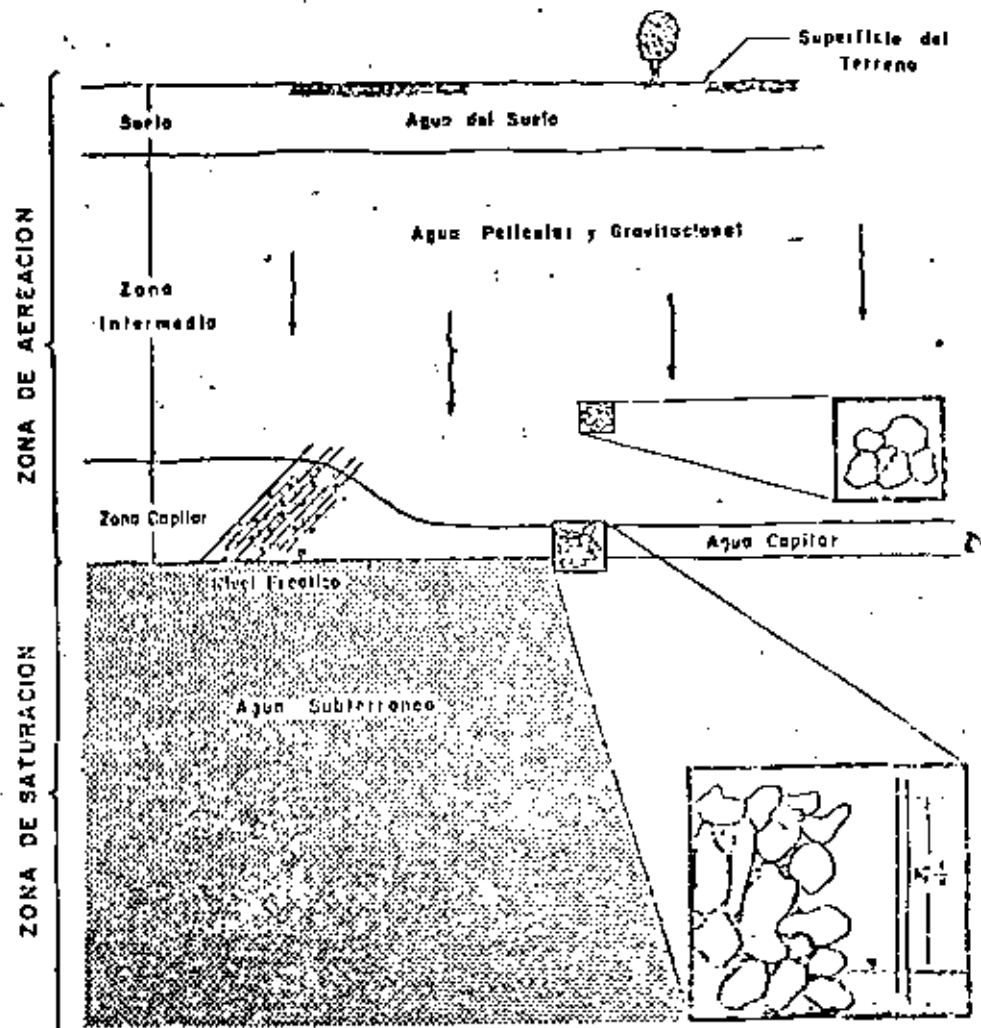
II.- DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO.

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

Las características del medio poroso —tamaño, forma e interconexión de los poros— pueden ser muy variables; y dependen de las razones geológicas que lo originaron. Por lo tanto, el conocimiento del medio porológico es esencial para la comprensión del comportamiento del agua subterránea.

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

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



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

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

III.- CONCEPTOS BÁSICOS.

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

3.1.- POROSIDAD (n).-

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

$$n = \frac{V_v}{V_t} \quad (1)$$

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

3.2.- RENDIMIENTO ESPECÍFICO (S_y) Y RETENCIÓN ESPECÍFICA (r).-

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

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

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

$$n = S_y + r$$

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

3.3.- CONTENIDO DE HUMEDAD (θ), DEFICIENCIA DE HUMEDAD (D_h) Y GRADO DE SATURACIÓN (C_s).

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

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (2)$$

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

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

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

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

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

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

$$C_s = \frac{V_w}{V_v} \quad (3)$$

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

3.4.- CARGA HIDRÁULICA Y GRADIENTE HIDRÁULICO.-

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

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

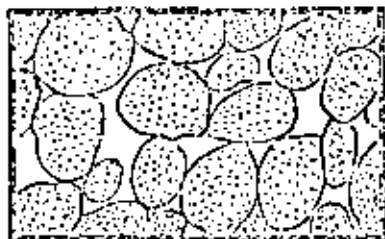
DISTINTOS TIPOS DE INTERSTICIOS Y RELACION ENTRE LA TEXTURA Y LA POROSIDAD DE LAS ROCAS



DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA Y GRAN POROSIDAD



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



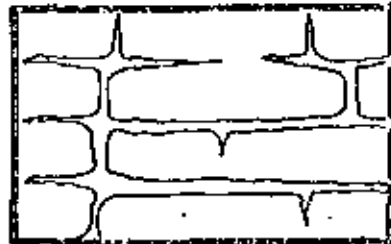
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA FORMADO POR ELEMENTOS QUE A SU VEZ SON POROSOS, POR TANTO POROSIDAD MUY ELEVADA



DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HETEROGENEA Y ESCASA POROSIDAD



ROCA POROSA POR FRAGMENTACION



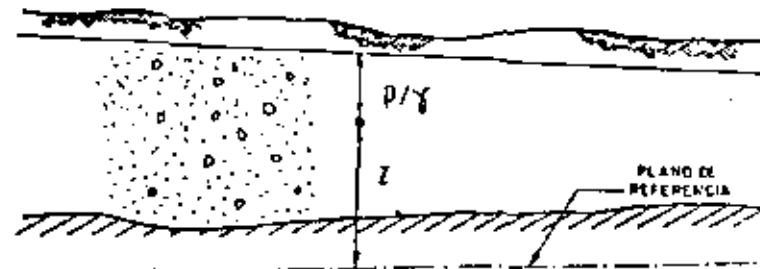
ROCA POROSA POR SOLUCION

FIG. No 4

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

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

CARGA HIDRAULICA



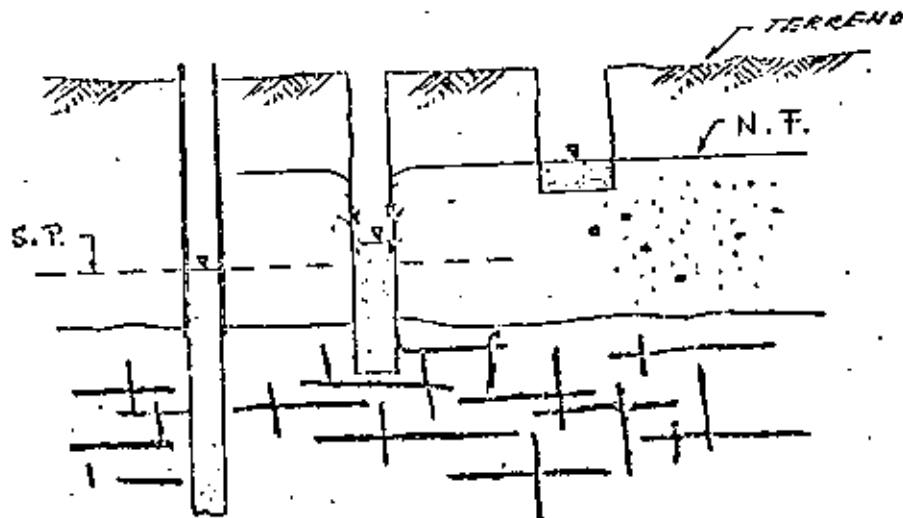
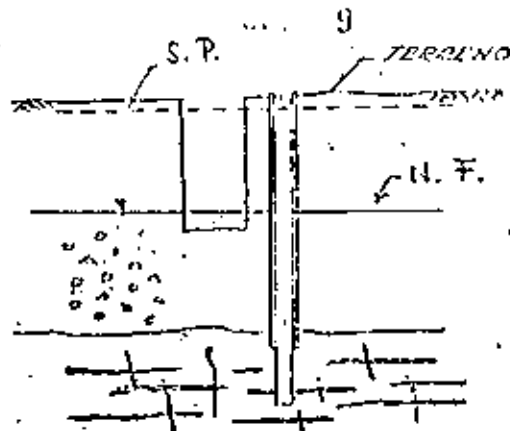
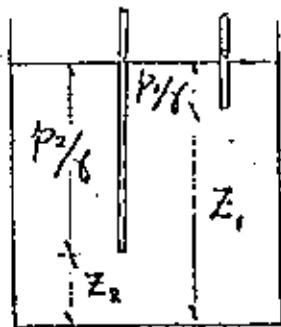
CARGA HIDRAULICA = CARGA DE POSICION + CARGA DE PRESION + CARGA DE VELOCIDAD (Despreciable)

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

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

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

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



10
7

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

3.3.- LA PERMEABILIDAD.-

Introducción.

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

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

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

TABLA No. 1

R. D. C. a	n(%)	S_v (%)	K (m/seg)
Arcilla	45 a 55	1 a 10	10^{-10} a 2×10^{-7}
Aréna	35 a 40	10 a 30	10^{-5} a 3×10^{-6}
Grava	30 a 40	15 a 30	10^{-4} a 1.5×10^{-3}
Grava y Arena	20 a 35	15 a 25	10^{-5} a 5×10^{-4}
Arenisca	10 a 20	5 a 25	10^{-8} a 5×10^{-6}
Caliza	3 a 10	0.5 a 5	muy variable

Es importante destacar que una elevada porosidad no implica -

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

Determinación de la Permeabilidad.-

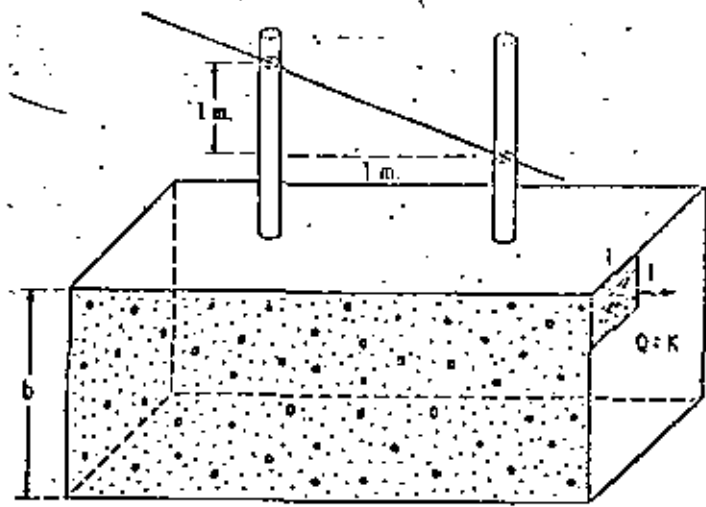
Existen varios procedimientos para determinar la permeabilidad de un material. Algunos de ellos consisten en la utilización de aparatos específicamente diseñados para tal fin, como los permeómetros; otros, en cambio, permiten determinar el valor del coeficiente en cuestión mediante pruebas que persiguen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

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

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

Ley de Darcy.-

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



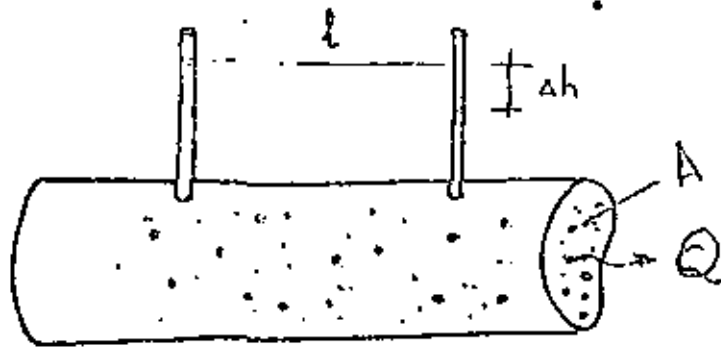
Matemáticamente, lo anterior puede expresarse:

$$v = K \cdot i$$

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

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

LEY DE DARCY ^{7a}



VELOCIDAD = PERMEABILIDAD × GRADIENTE

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

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

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

Permeabilidad intrínseca

Medio poroso

d - tamaño medio del poro

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

14

- 10 -

Material

Arcilla
 Arenas finas.
 Mezcla de arena, limo y arcilla.
 Arena gruesa.
 Mezclas de grava y arena.
 Grava.

Coefficiente de Permeabilidad (cm/sec)

10^{-6} - 10^{-9}
 10^{-3} - 10^{-7}
 10^{-3} - 1
 1 - 10^{-2}

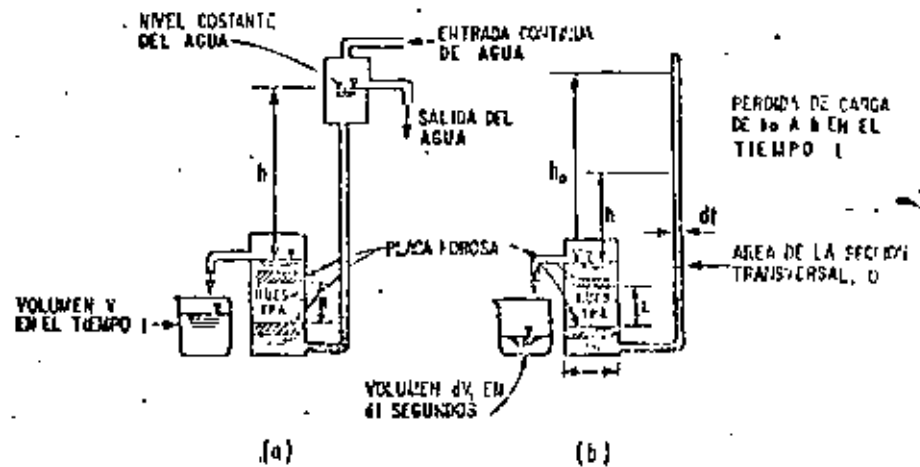


FIG. 7 PERMEAMETRO (a) CARGA CONSTANTE (b) CARGA VARIABLE

Puesto que

$$Q = A \cdot v$$

se tiene

$$Q = A \cdot K \cdot \frac{h}{L}$$

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

Factores que Influyen en el Valor de la Permeabilidad.-

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

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

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

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

$$k_i = C d^2$$

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

Velocidad Aparente y Velocidad Real.-

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

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

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

El área de flujo (A_f) está dada por:

$$A_f = A \cdot n_e$$

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

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

de donde

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

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

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

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

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

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

Rango de Validez de la Ley de Darcy.-

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

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

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

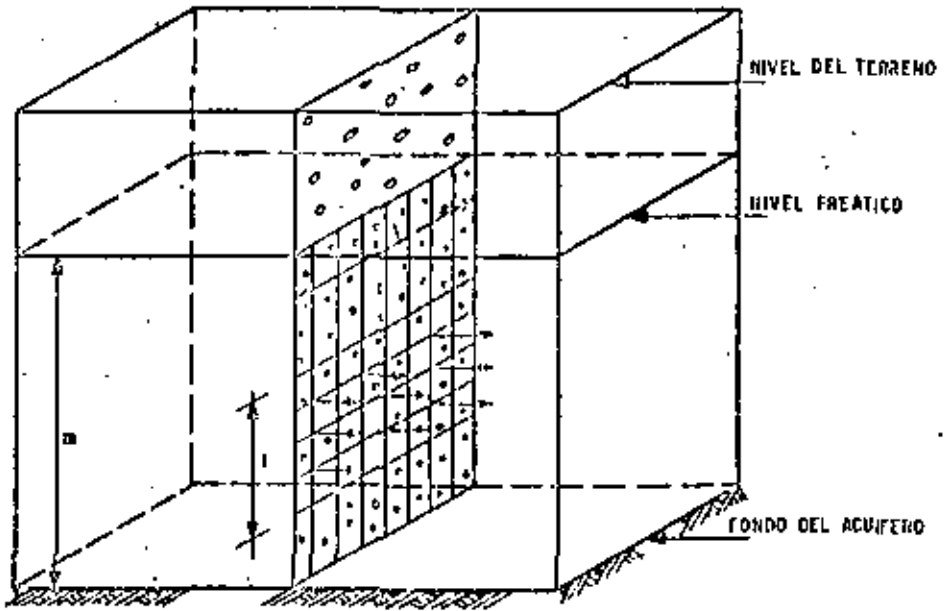
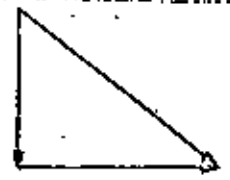
Este número es un indicador del régimen de flujo. Mediante experimentos de laboratorio diversos investigadores han demostrado que cuando N_r toma valores menores de 1, el régimen es laminar; para valo-

res mayores de 10, es turbulento, y para valores entre 3 y 10 se presenta la transición entre ambos. Afortunadamente, en la gran mayoría de los casos el flujo a través de materiales granulares es laminar y, por tanto, la Ley de Darcy es aplicable.

3.6.- TRANSMISIVIDAD (T-Kb).

Un concepto relacionado con el de permeabilidad es el de Coeficiente de Transmisividad, el cual se define como el producto del coeficiente de permeabilidad y el espesor saturado del acuífero. Se expresa en m²/seg o m²/día.

ESQUEMA ILUSTRATIVO DE LAS DEFINICIONES DE PERMEABILIDAD Y TRANSMISIBILIDAD



3.7.- COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO ESPECIFICO (Ss) Y DE ALMACENAMIENTO (S).

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

$$p = \gamma_s \cdot z$$

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

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

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

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

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

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

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

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

$$S = Ss \cdot b$$

en que b es el espesor del acuífero.

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

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

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

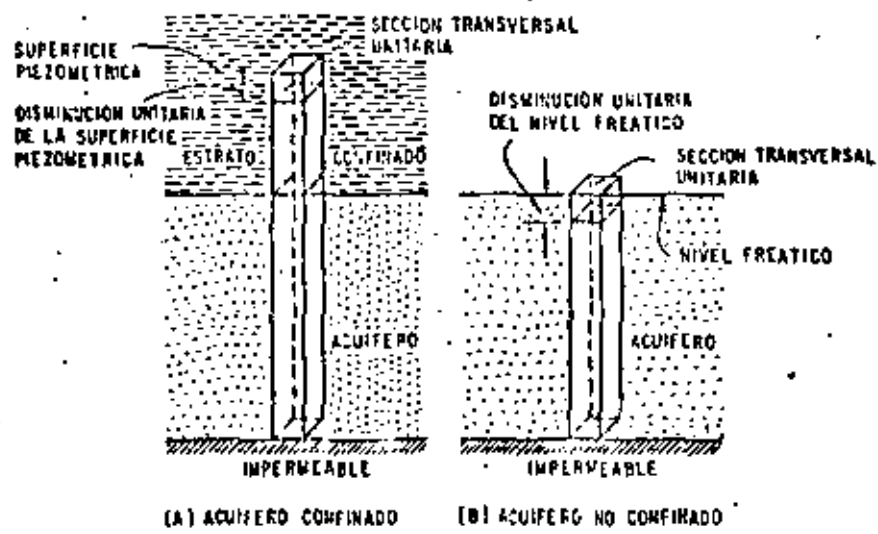


FIG. 5 DEFINICION DEL COEFICIENTE DE ALMACENAJE

IV.- ACUÍFEROS.

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

4.1.- TIPOS DE ACUÍFEROS.

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

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

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

En poros que captan acuíferos confinados o semiconfinados, el nivel del agua asciende arriba del "techo" del acuífero. La superficie imaginaria definida por los niveles del agua de los poros que penetran este tipo de acuíferos, recibe el nombre de "superficie piezométrica"; sus variaciones corresponden a cambios de la presión a que está sometida el agua en el acuífero, y puede encontrarse, en un punto dado, arriba o abajo del nivel freático. Cuando dicha superficie se encuentra arriba de la superficie del terreno, da lugar a pozos artesales. 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". Las variaciones de este nivel corresponden a variaciones en el espesor saturado del acuífero. En la figura No. 2 se ilustran esquemáticamente los diferentes tipos de acuífero. Haciendo una analogía con obras hidráulicas, puede decirse que el acuífero confinado funciona como una tubería o presa, y el acuífero libre, como un canal.

4.2.- COMPORTAMIENTO DE LOS ACUÍFEROS.

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

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

DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

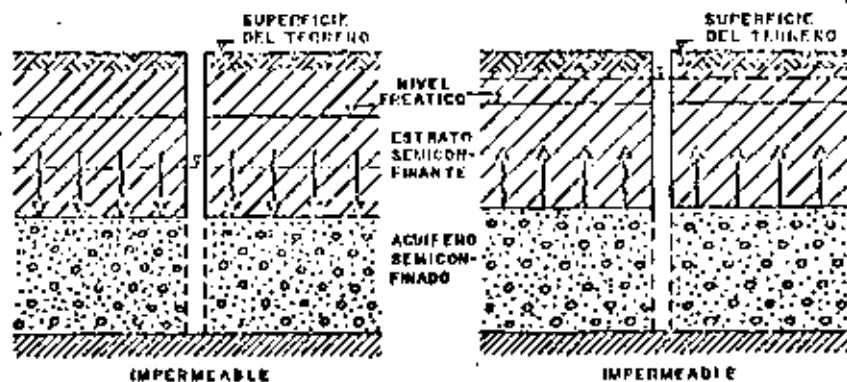
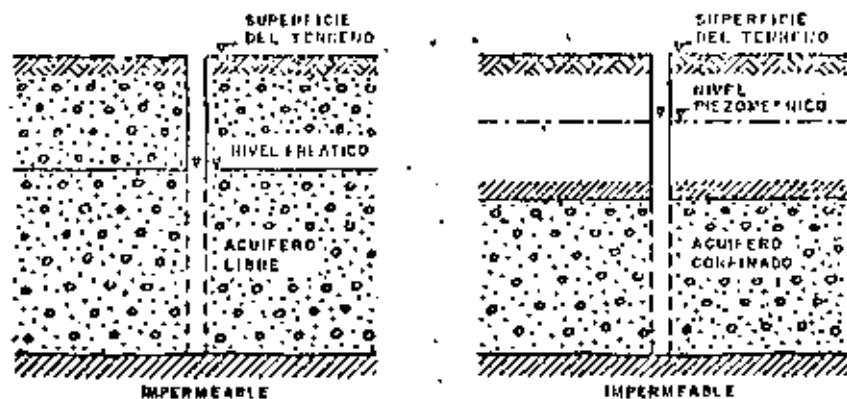


FIG. No. 2

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

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

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

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

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

RECARGA DE LOS ACUIFEROS

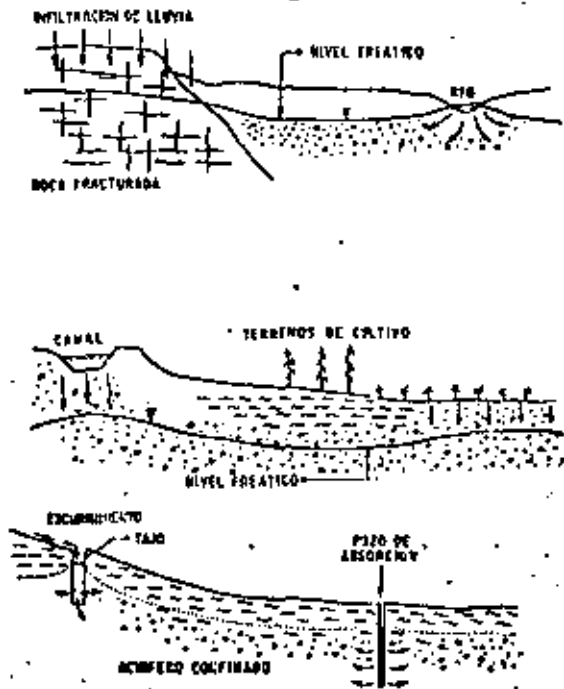
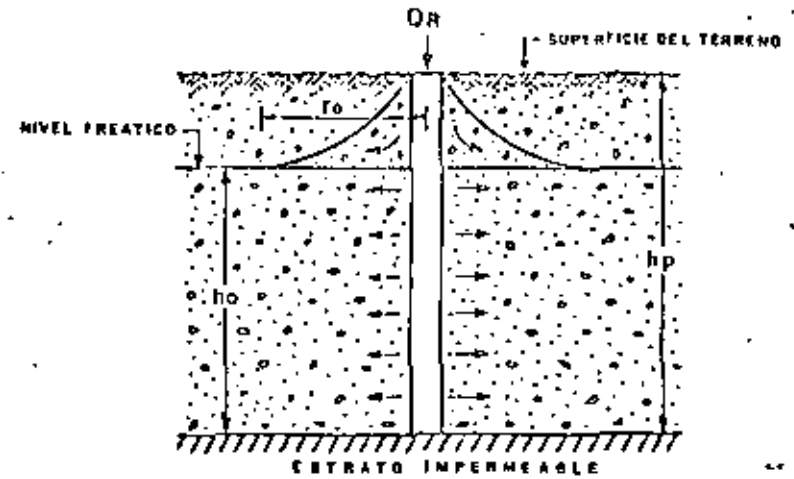


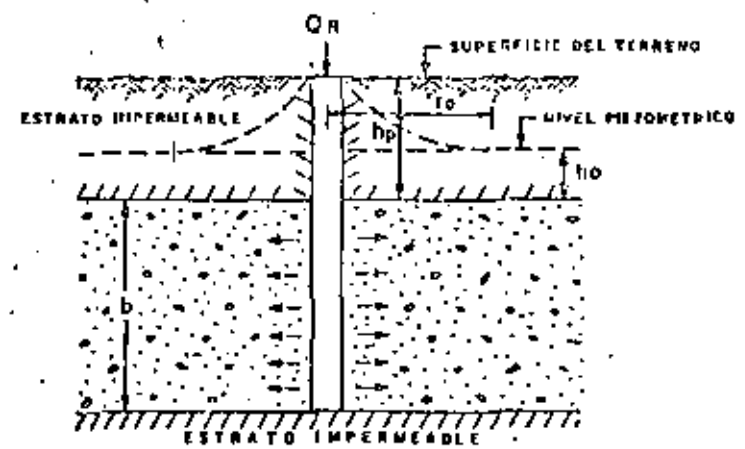
FIGURA No. 8

17a

RECARGA ARTIFICIAL A TRAVES DE POZOS.



a) CONDICIONES LIBRES



b) CONDICIONES CONFINADAS

FIG. No. 9

76

12

DESCARGA DE LOS ACUIFEROS

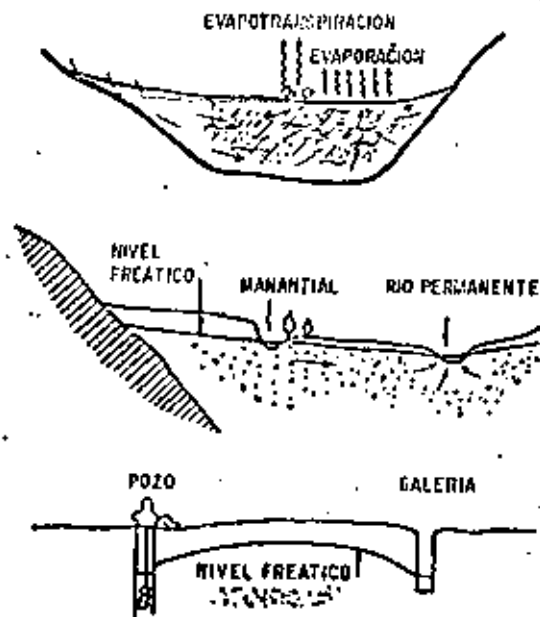


FIG. No. 10

REFERENCIASGROUNDWATER RESOURCE EVALUATIONWALTON, ED. MC. GRAM-HILLCAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEASALBERTO BUNITEZ, ED. TOSSAT, S. A.FLUJO EN MEDIOS POROSOSRUBEN CHAVEZ GUILLEN, BOLETIN No. 1DIVULGACION TECNICA, S. R. E.HIDROGEOLOGIADAVIS AND WIESEEDITORIAL ARIES



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

HIDROGEOLOGIA
POSIBILIDADES ACUÍFERAS EN SEDIMENTOS CONTINENTALES
TERCIARIOS DE LA REPÚBLICA MEXICANA

ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA

ABRIL, 1984

POSIBILIDADES ACUIFERAS EN SEDIMENTOS
CONTINENTALES TERCIARIOS DE LA
REPUBLICA MEXICANA.

R E S U M E N

Actualmente, la principal producción de agua subterránea del país, se obtiene de acuíferos en sedimentos clásticos continentales, constituidos por gravas, arenas y arcillas. Hasta hace poco tiempo, a estas unidades acuíferas se les consideraba simplemente rellenos aluviales y se les asignaba Edad Cuaternaria. Recientes investigaciones efectuadas por la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, de la S. A. R. H., han demostrado que la mayor parte de los sedimentos clásticos continentales del Altiplano y del Noreste del país, fueron depositados durante el Período Terciario, en cuencas lacustres y aluviales, en épocas de gran actividad volcánica y tectónica.

Esta situación abre a la prospección geohidrológica, zonas antes desechadas por estar ocupadas por rocas volcánicas impermeables, como las rocas riolíticas, ya que de acuerdo con este nuevo concepto, dichas rocas pueden estar cubriendo o intercaladas con materiales clásticos permeables, lo cual ha sido comprobado en numerosas perforaciones en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes, Querétaro y Guanajuato.

ING. JORGE A. TRUJILLO CANDILARIO.

POSIBILIDADES ACUIFERAS EN SEDIMENTOS CONTINENTALES TERCIARIOS
DE LA REPUBLICA MEXICANA

Ing. Jorge Antonio Trujillo Candilario.

INTRODUCCION.

En el país, las aguas subterráneas se encuentran principalmente en tres diferentes tipos de rocas:

1. - Sedimentos clásticos continentales.
2. - Rocas volcánicas basálticas.
3. - Sedimentos marinos.

Actualmente la producción acuífera más importante, tal vez el 70% del total, se obtiene de las primeras.

Los sedimentos clásticos continentales están constituidos esencialmente por gravas, arenas y arcillas, con diferentes grados de selección y consolidación.

Hasta hace poco tiempo, a las unidades litológicas formadas por estos elementos clásticos, se les denominaba simplemente rellenos aluviales y se les consideraba de Edad Cuaternaria.

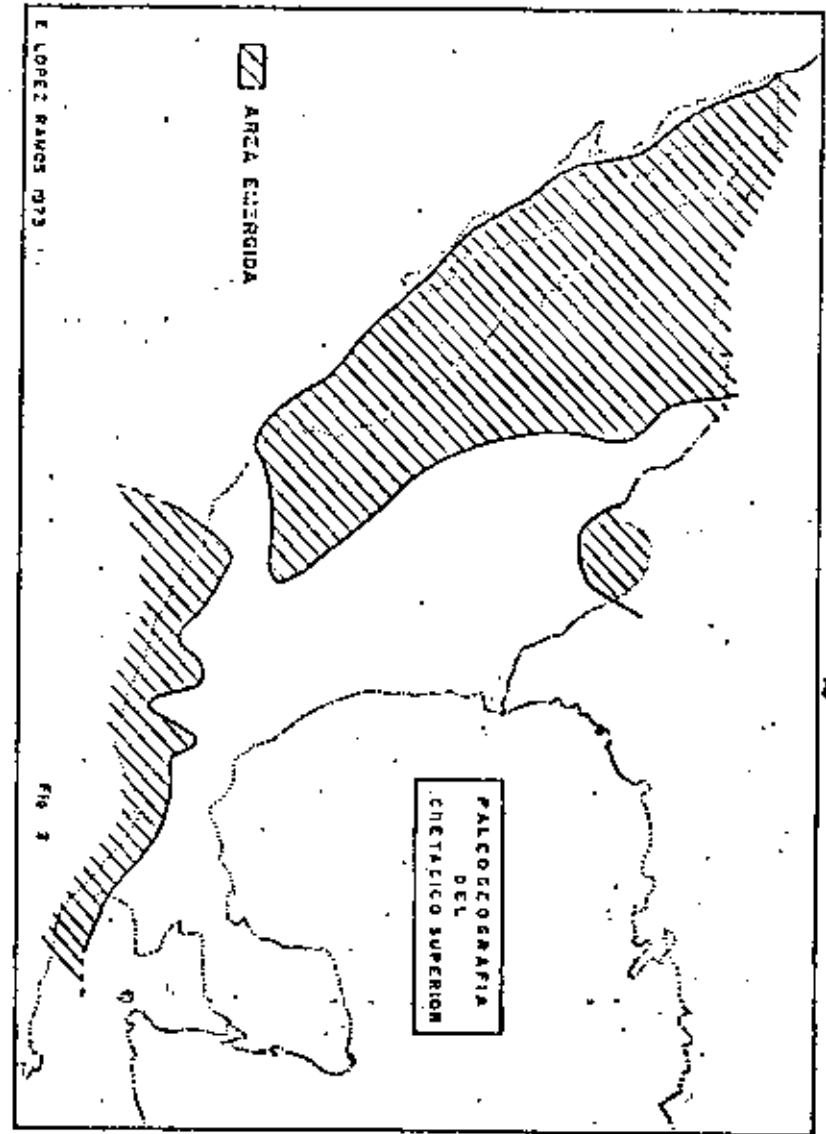
Recientes investigaciones efectuadas en la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas de la S. A. R. H., han demostrado

ESCALA DEL TIEMPO GEOLOGICO

ERA	PERIODO	EPOCA	MILLONES DE AÑOS ANTES DEL PRESENTE
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE	
		PLEISTOCENO	
	TERCIARIO	PLIOCENO	10
		MIOCENO	25
		OLIGOCENO	40
		EOCENO	60
		PALEOCENO	70
MESOZOICA	CRETACICO	SUPERIOR	
		INFERIOR	100
	JURASICO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	100
	TRIASICO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	230

TOMADA DE GEOLOGICAL TIME TABLE COMPILED POR F. W. B. VAN EYSINGA, MODIFICADO

Fig. 1.

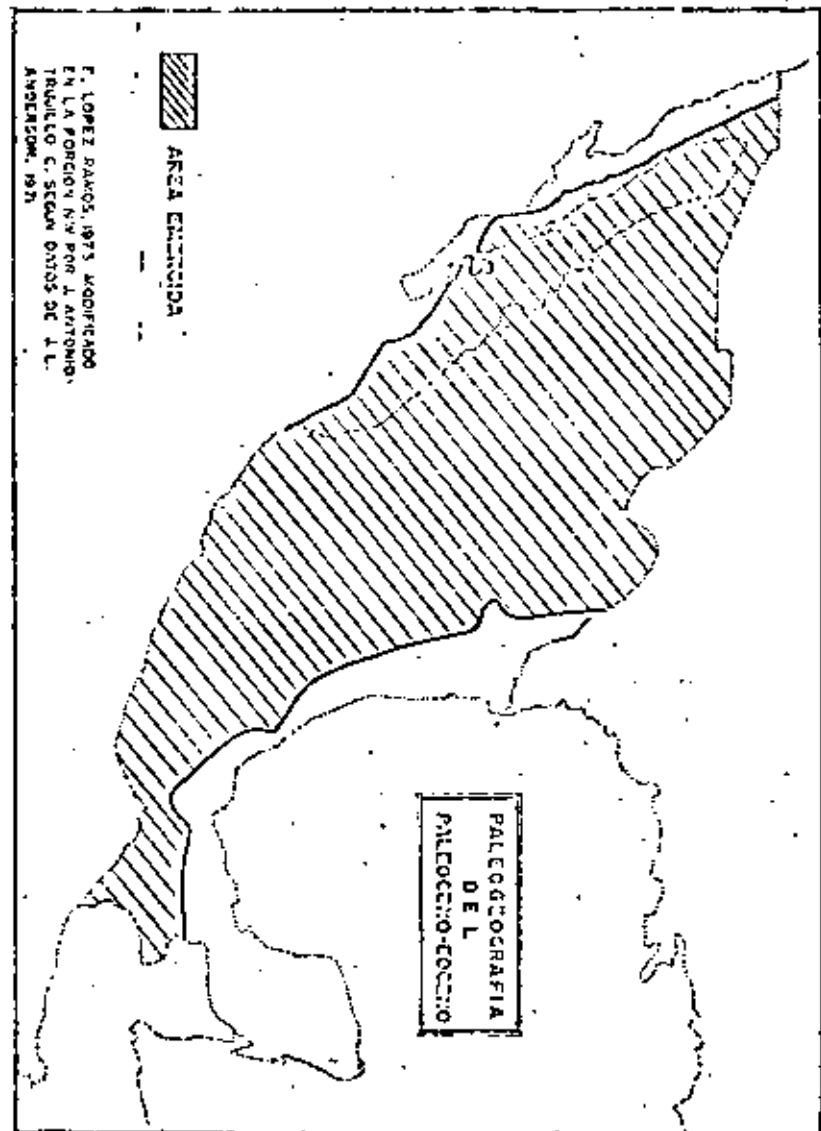


Al comenzar el Período Terciario, durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, la actividad de la Orogenia Laramide se incrementó notablemente acelerando el plegamiento y levantamiento de las sierras y transformando en áreas emergidas el Norte y Centro del País. (Fig. 3.)

En el Eoceno Medio, la Orogenia Laramide terminó y como consecuencia de ella se había formado una gran cuenca cerrada, limitada al W por la Península de Baja California (unida al continente) y la Sierra Madre Occidental, al S por la Sierra Madre del Sur y al E por la recién formada Sierra Madre Oriental. Hacia el Norte la cuenca se prolonga entre la Sierra Nevada y las Montañas Rocosas, en territorio de los Estados Unidos de Norteamérica.

En esa cuenca se depositaron en condiciones aluviales y lacustres, grandes volúmenes de sedimentos clásticos de tipo Molase, característicos de la fase final de una etapa orogénica, los cuales están representados en toda el área por unidades litológicas que se conocen con el nombre genérico de Conglomerados Rojos, esta etapa estuvo acompañada de vulcanismo. (Fig. 4).

En el Oligoceno continuó el vulcanismo, al Sureste, la Península de Yucatán emergió parcialmente y al Noroeste la Penin-

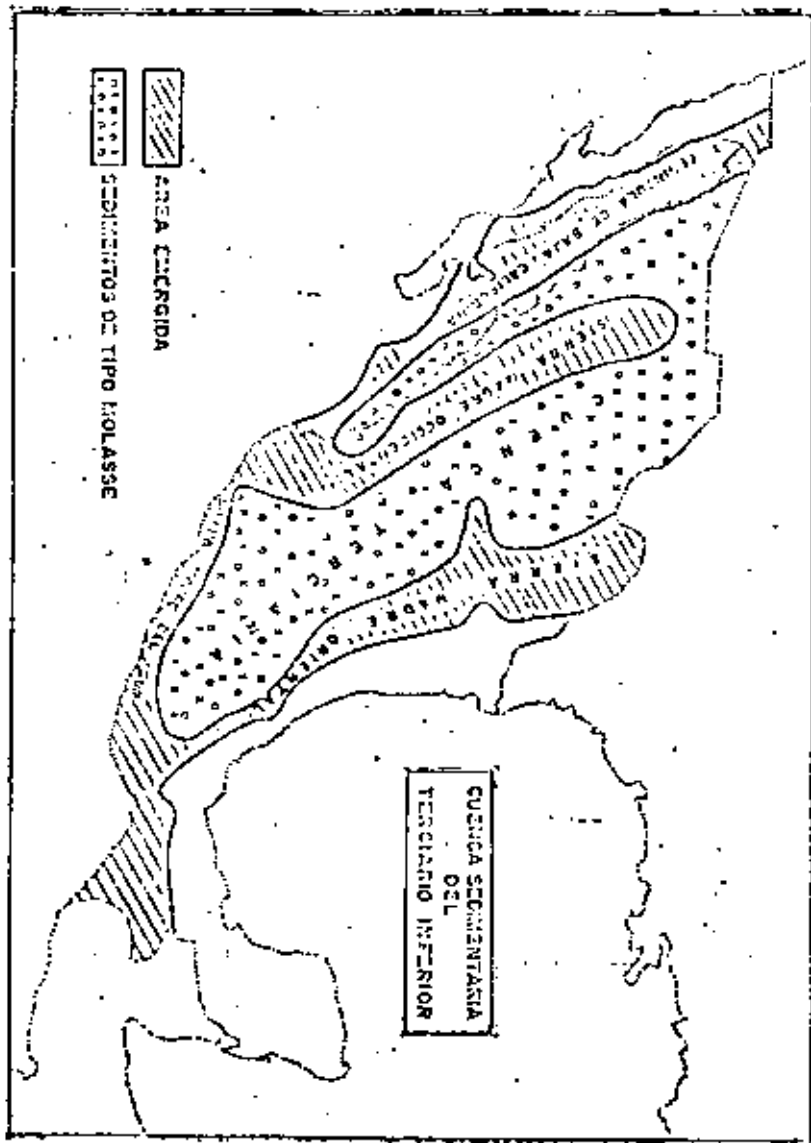


sula de Baja California inició su despegue del Continente.

Durante el Mioceno y Plioceno, existió gran actividad volcánica; en ese tiempo, a lo largo de la Sierra Madre Occidental, se formaron gigantescas acumulaciones de rocas efusivas predominantemente riolíticas cuyo afloramiento está considerado como uno de los más grandes del mundo. En la parte Central del País, una ancha franja que va de Puerto Vallarta, Jal., en el Océano Pacífico a las cercanías de el Puerto de Veracruz en el Golfo de México, se vió afectada por un movimiento de placas tectónicas el cual dió lugar a la formación de profundos grabens y a la aparición de numerosos volcanes de tipo andesítico y basáltico, iniciándose la formación del tipo Neovolcánico. (Fig. 5).

La acumulación de materiales volcánicos en la gran cuenca propició el bloqueo de drenes, dando lugar a la formación de extensas zonas lacustres en las que se depositaron enormes cantidades de sedimentos clásticos, constituidos por gravas, arenas y arcillas, derivados principalmente de rocas volcánicas, provenientes de la erosión de las montañas circundantes. En esas zonas lacustres se presentaron, ocasionalmente, condiciones que facilitaron la deposición de yesos y calizas.

Intervalos de estabilidad permitieron el desarrollo de vida acuática, predominando las diatomeas, cuyos restos fósiles microscópicos, han ayudado a determinar la edad y el medio ambiente de depósito.



El vulcanismo y la sedimentación se presentaron simultáneamente en esta época, por lo que sus productos se encuentran intercalados y en ocasiones mezclados, formando rocas volcanoclásticas de composición compleja.

La gran cuenca, que al principio del Terciario debió presentar un relieve demasiado abrupto, al final del mismo presenta las características de un altiplano, pues los productos de la erosión de las montañas y los depósitos volcánicos habían rellenado las partes bajas dándole un aspecto relativamente plano, y una altura media de unos 2000 m. s. n. m.

Período Cuaternario.

Al iniciarse el Período Cuaternario, hace aproximadamente 1 millón de años, los ríos del Pacífico y del Golfo, iniciaron el drenado del Altiplano, desapareciendo paulatinamente los lagos y sometiendo a toda el área a un proceso de intensa erosión que persiste en nuestros días, el cual es propiciado por la geomorfología del territorio, ya que las corrientes que lo drenan, debido al gran desnivel entre el Altiplano y la Costa, tienen regímenes turbulentos con gran capacidad de arrastre. Fig. 6

Dadas las condiciones en que se está desarrollando el Cuaternario en el País; caracterizado más por la erosión que por el depósito, se considera que el espesor de los sedimentos de ésta edad es muy reducido.

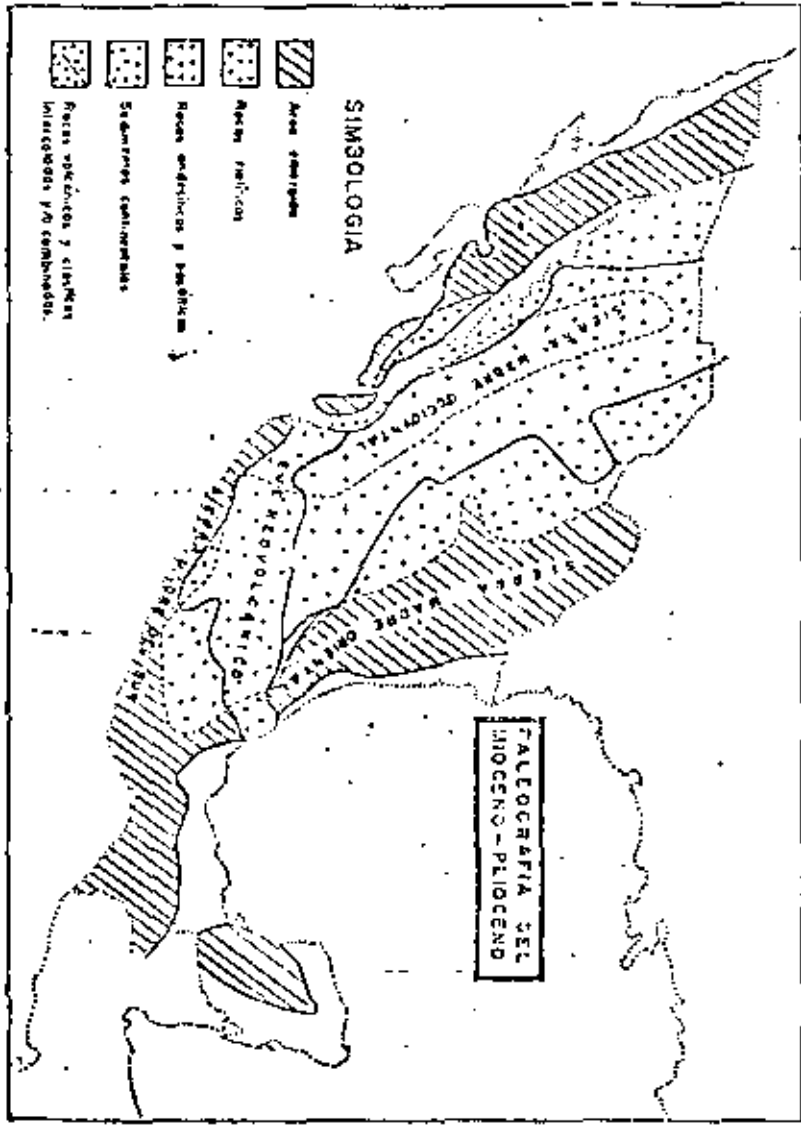


Fig. 5

En este período, el vulcanismo se ha presentado principalmente a lo largo del Eje Neovolcánico, produciendo rocas andesíticas y basálticas.

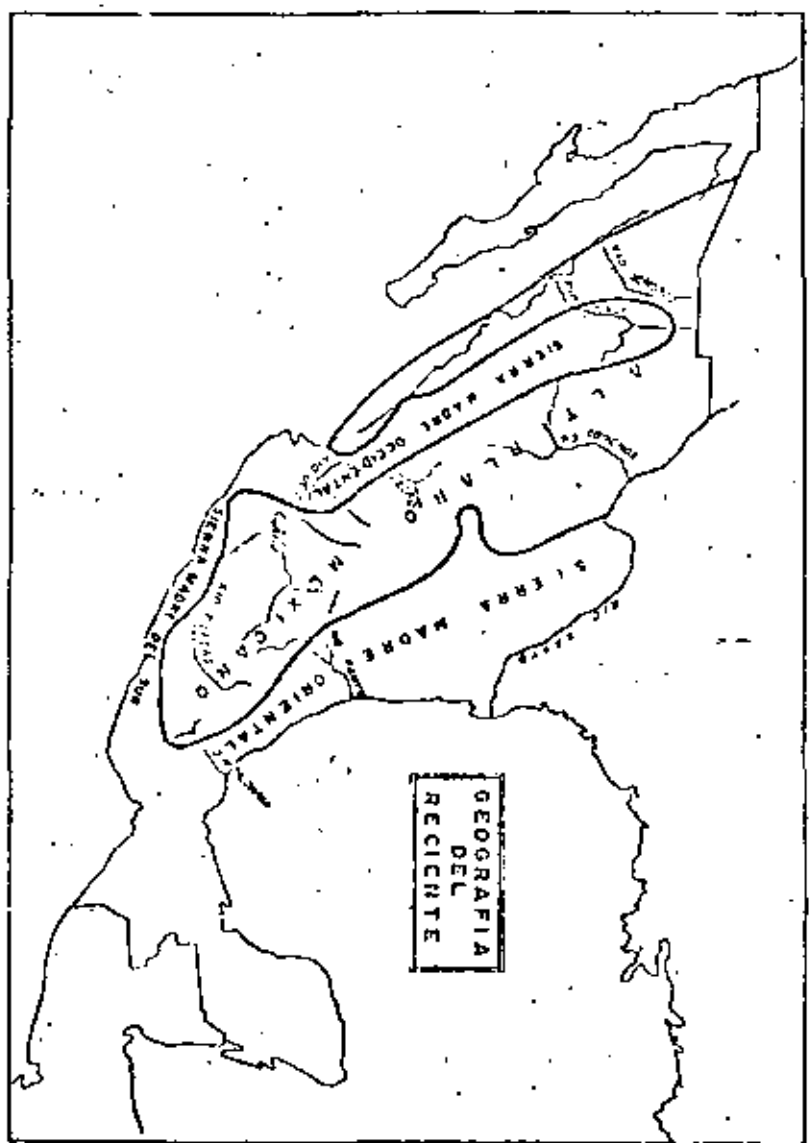


Fig. 6

ESTRATIGRAFIA

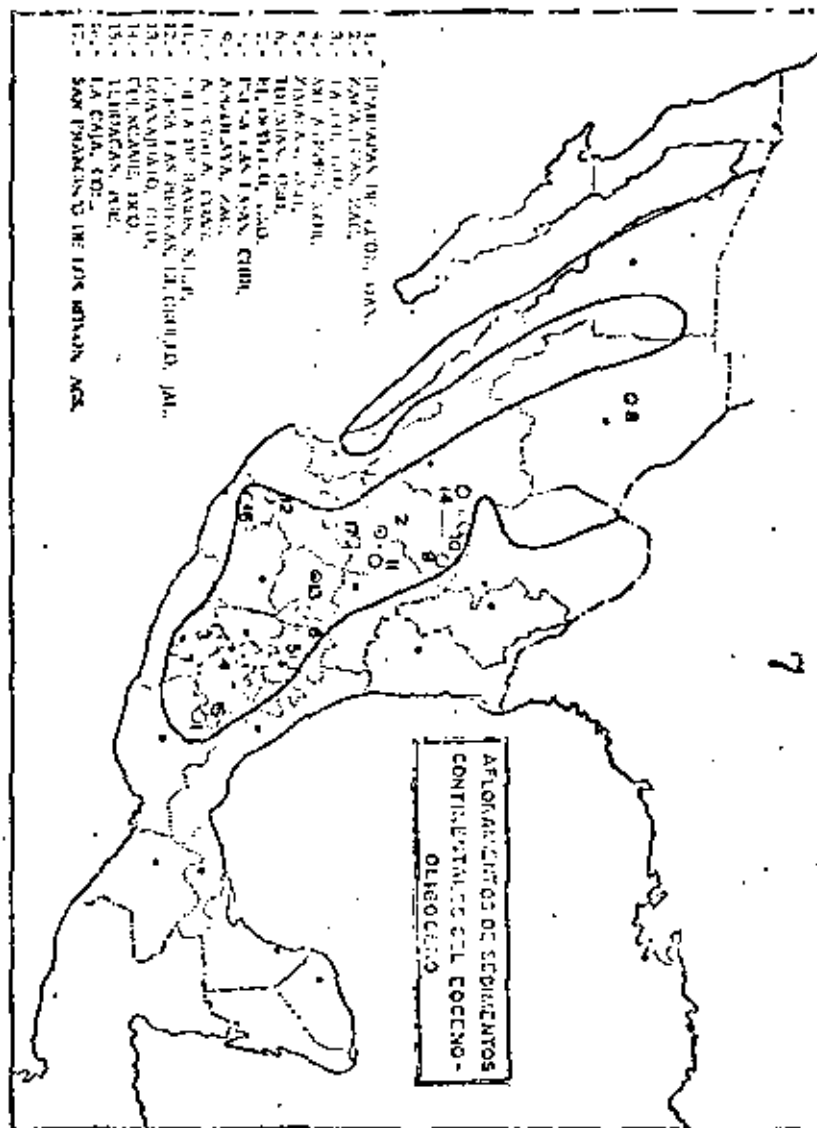
Se describe la columna estratigráfica del Terciario Continental, de la base hacia la cima.

Conglomerados Rojos. (Eoceno-Oligoceno).

Descansando discordantemente sobre rocas cretácicas o más antiguas, se observan en numerosas localidades del Altiplano, unidades litológicas, constituidas por conglomerados formados por fragmentos arredondados de caliza, riolitas, andesitas, rocas metamórficas, granitos, etc.; Predominando algunos de ellos según la región de que se trate, empaquetados en una matriz arcillosa o arcilloarenosa de color generalmente rojo, razón por la cual se les conoce como Conglomerados Rojos. (Fig. 7)

Intercalados con los conglomerados, se encuentran capas de lutitas, areniscas, calizas lacustres, yeso y tobas de composición riolítica y andesítica.

Normalmente se presentan en estratos bien definidos con echados fuertes, afectados por fallas y fracturas, siendo por lo contrario muy raros los pliegues.



que la mayor parte de las unidades litológicas clásicas del Altiplano y del Noroeste del País, son en realidad de edad terciaria, depositados en cuencas lacustres y aluviales, en épocas de gran actividad volcánica y tectónica.

Para dar una idea de la formación de las cuencas en que se depositaron los clásticos continentales durante el Período Terciario, enseguida se presenta una interpretación sintetizada de la Geología Histórica de México desde el Cretácico hasta nuestros días.

GEOLÓGIA HISTÓRICA. -

Período Cretácico. -

El Período Cretácico, tuvo una duración de 60 millones de años, (Fig. 1), durante ese tiempo, gran parte de lo que ahora es territorio mexicano, estuvo ocupado por mares, perteneciendo emergidas parcialmente algunas áreas que en la actualidad forman la Sierra Madre Occidental, la Península de Baja California, en aquel tiempo unida longitudinalmente al Continente y la Sierra Madre del Sur. (Fig. 2). El resto del País se encontraba sumergido en mares de diferentes profundidades, en los que se depositaron sedimentos predominantemente calcáreos, que alcanzaron espesores de miles de metros.

Cerca del final del Cretácico, grandes movimientos de la corteza terrestre de la Orogenia Laramide, provocaron que los fondos marinos se plegaran iniciándose la formación de la Sierra Madre Oriental.

Período Terciario. -

Terminado el Período Cretácico, hace unos 70 millones de años, se inició el Período Terciario, el cual se divide en cinco épocas que son de más antigua a más joven: Paleoceno (10), Eoceno (20), Oligoceno (15), Mioceno (15), Plioceno (9). Los números entre paréntesis indican su duración en millones de años.

Los siguientes autores han estudiado algunas formaciones de este tipo:

G. P. SALAS 1949 FORMACION HUAJAPAN en

OAX.

J. D. EDWARDS 1956 CONGLOMERADOS ROJOS

en ZACATECAS, GUANAJUATO Y TAXCO.

C. FRIES JR. 1960 GRUPO BALSAS en MORELOS

Y GUERRERO.

K. BRYAN 1948 GRUPO EL MORRO en HIDALGO

Y MEXICO.

ROGERS et al 1961 FORMACION AHUICHILA en

COAHIL., ZAC., Y DGO.

Su espesor es muy variable aún en cortas distancias.

J. D. Edwards 1956, midió secciones de 2,000 mts., 418 mts. y 475 mts., en Guanajuato, Zacatecas y Taxco respectivamente.

No ha sido fácil determinar la edad de los Conglomerados Rojos debido a su escasez de fósiles, sin embargo, en base a restos del cráneo de un pequeño roedor colectado por C. Fries Jr. 1952 en Guanajuato se le dió edad Eoceno-Oligoceno, la que se ha ido corroborando por otros medios como se verá más adelante.

ROCAS INTRUSIVAS (Eoceno-Oligoceno). -

Es frecuente encontrar cuerpos intrusivos afectan

do a los Conglomerados Rojos, como el Tronco de Riolita de La Imagen en Acahuizotla, Gro., 25 kms., al Sur de Chilpancingo, el cual intrusiona al Grupo Balsas. A éste cuerpo se le determinó por métodos radiométricos una edad de 39 ± 5 millones de años antes del presente, (Z. de Cserna 1971), lo que equivale a Eoceno Superior;

En el Estado de Morelos, el Tronco de Granodiorita de Tlalca, 10 kms., al Sureste de Cuautla intrusiona al Grupo Balsas y se le determinó, por el mismo método que al anterior, una edad de 30 ± 3 millones de años antes del presente, lo que equivale a Oligoceno Superior (Z. de Cserna 1974).

ROCAS VOLCANICAS (OLIGOCENO). -

Intercaladas hacia la cima de los Conglomerados Rojos y cubriéndolos, se observan en toda el área, unidades volcánicas de tipo ríolítico y andesítico. Algunas de estas unidades ya han sido estudiadas, como la Riolita Tilzapotla (C. Fries Jr. 1960), la cual en Morelos y Guerrero cubre al Grupo Balsas. En la localidad tipo tiene un espesor de 250 mts. Su edad se determinó por el método radiactivo plomo-alfa, aplicado sobre Circon y resultó 25 ± 10 millones de años antes del presente (H. W. Jaffe et al, 1958), lo cual equivale a Oligoceno Superior, afirmando la edad Eoceno Oligoceno de los Conglomerados Rojos subyacentes.

Otros afloramientos de este tipo son:

Grupo Pachuca (K. Segerstrom 1961) consistente de rocas volcánicas andesíticas, riolíticas y basálticas las cuales en el Estado de Hidalgo y Norte del Estado de México descansan sobre los Conglomerados Rojos del Grupo El Morro.

Su espesor puede ser algo mayor de 1,000 mts., y su edad por correlación estratigráfica se considera Oligoceno.

Formación Vizcarra (S. Enciso de la Vega 1968).

Descansa sobre la Formación Abulchilla en el Área de Cuernavaca, Dgo. y consiste de tobas riolíticas y algunos derrames andesíticos y basálticos. Por posición estratigráfica se le ha dado edad Oligoceno-Mioceno.

MIOCENO-PLIOCENO. -

Descansando discordantemente sobre los Conglomerados Rojos o sobre rocas más antiguas, se encuentran en el Altiplano Mexicano y el Noroeste del País, una gran cantidad de clásticos continentales y materiales volcánicos de edad Mioceno-Plioceno.

Muy pocas de estas unidades litológicas han sido descritas como formaciones e inclusive, frecuentemente se les ha confundido con sedimentos recientes.

En seguida se presenta una relación de formaciones

consideradas de esta edad.

FORMACION TARANGO	(K. Bryan 1948) Clástica y volcánica, basáltica y andesítica, aflora en el D. F., Méx. e Hgo. Edad por estudios de diatomeas: Plioceno Medio-Plioceno Superior (J. Jiménez R. 1977).
FORMACION TEPOZTLAN	(C. Fries Jr., 1950) Clástica y volcánica andesítica, aflora en Edo. de Morelos, Edad por posición estratigráfica Mioceno inferior.
FORMACION CUERNAVACA	(C. Fries Jr., 1950) Clástica y volcánica andesítica, aflora en el Edo. de Morelos. Edad por Diatomeas: Plioceno Superior (según J. Jiménez R. 1977).
TORA DON GUINYO	(K. Segerstrom 1961) Volcánica riolítica, aflora en el Estado de Hidalgo, Edad por restos de plantas, Plioceno inferior.
FORMACION SANTA INES	(J. Pantoja-Alor 1963) Conglomerados de caliza y de rocas volcánicas, aflora en el Edo. de Durango, Edad por posición estratigráfica Plioceno Superior-Mioceno.
FORMACION CHILPANCINGO.	(Ordóñez-Rosa 1899) Clástica lacustre aflora en el Edo. de Guerrero (Z. de Cerna 1965) le da edad Plioceno y la correlaciona con la formación Cuernavaca.
FORMACION LA ZORRA	(S. Enciso de la Vega 1968) Volcánica basáltica con intercalaciones de arenisca, aflora en Durango. Edad por posición estratigráfica Mioceno-Plioceno.
FORMACION SAN JOSE	(S. Enciso de la Vega 1968) Clástica, aflora en el Área de Cuernavaca, Dgo., Edad por posición estratigráfica Plioceno Superior.
FORMACION SANTO DOMINGO.	(J. Carrillo Bravo, 1971) Clásticos, lacustres y fluviales, aflora en S. L. P. Edad por diatomeas plioceno superior (según J. Jiménez R. 1977).

Para la datación de edades de unidades sedimentarias lacustres del Altiplano, se han practicado análisis palinológicos a base de diatomeas. Algunos resultados se muestran en la Tabla N° 1.

PERIODO CUATERNARIO.

Se considera que los sedimentos depositados durante este periodo, en el Altiplano, son en general de poco espesor, dado que el área se encuentra en una etapa de intensa erosión.

En el valle de México, aflora la Fm. Becerra constituida por sedimentos lacustres (Arellano 1953), el flanco Sur del Valle, lo construyen rocas basálticas del Grupo Chichinautzin (C. Fries Jr. 1960)

GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Las unidades litológicas del Terciario Inferior Continental, tanto clástico como volcánicas, se presentan en estructuras complejas, afectadas por fallas que se produjeron durante el Eoceno, al finalizar la Revolución Laramide. Durante el Oligoceno, continuó la deformación debido al emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos.

TABLA DE CORRELACION CRONOESTRATIGRAFICA BASADA EN DIATOMEAS

ZONA	LOCALIDAD	UNIDAD	EDAD
1	7 KM. AL SE DE CHIAPAX-TLA, YLAX.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MEDIO.
3	KM. 10 CARRETERA IXIMI-QUILPAN, TULA, HGO.	FORMACION ATOTONILCO	PLIOCENO MEDIO.
5	KM. 8.5 CARRETERA HUI-CHAPAN-TECOZAUHTLA, HGO.	FORMACION TARAHO.	PLIOCENO SUPERIOR
9	JOCOTEPEC, JAL.	FORMACION CHAPALA	PLIOCENO MED-SUP
12	POBLADO LA PLAYA MANUEL DORADO, GTO.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MED-SUP
15	JALPA, ZAC.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MEDIO.
16	ALMOLOYA DE ALQUICIRAS, EDO. DE MEX.	FORMACION CUERNAVACA	PLIOCENO SUPERIOR
20	LOMA LARGA VILLA DE REYES, S.L.P.	FORMACION STO.DOMINGO	PLIOCENO SUPERIOR.

ANÁLISIS EFECTUADOS POR J. JUJÉNEZ N. 1977.

Durante el Mioceno y Plioceno, el intenso vulcanismo y el fallamiento, dieron lugar al bloqueo de corrientes y a la formación de zonas tectónicas, dando origen a extensas y profundas zonas lacustres y valles aluviales donde se depositaron grandes volúmenes de sedimentos. En El Bolsón de El Hueco, en el área de Ciudad Juárez, los sedimentos lacustres y aluviales del Grupo Santa Fé del Mioceno-Plioceno tienen 3000 metros de espesor (Mattick 1967).

En muchos lugares, etapas volcánicas y sedimentarias sucesivas produjeron la alternancia de ambos tipos de rocas. El tectonismo, la erosión y la perforación de pozos han puesto en evidencia esta situación.

En la Cuenca del Valle de México, hace años se perforó, con fines de exploración acuífera el Pozo Texcoco N° 1 en terrenos del antiguo lago. La profundidad del pozo fue 2065 metros, habiendo atravesado una secuencia formada por rocas volcánicas y sedimentarias encontrando en el fondo, yesos y conglomerados del Grupo Balsas.

En lo que va del Período Cuaternario, la erosión es el agente que más ha actuado en la conformación de las estructuras del área en estudio, salvo a lo largo del Eje Neovolcánico donde se han presentado grandes emisiones volcánicas tan recientes como la de El Parícutín en el año de 1943 en el Estado de Michoacán.

GEOLÓGICA.

Al hacer de estudiar las posibilidades acuíferas de los sedimentos continentales Terciarios, se despertó en el autor, en el año de 1973 el análisis de los resultados de un pozo perforado por la Dirección de Geología y de Zonas Áridas junto al poblado de San Alto, en la porción Noroccidental del Estado de Zacatecas, (Fig. 8). En ese pozo, la producción acuífera importante, se encontró al atravesar una capa de toba riolítica que cubre un depósito de grava y arena, de gran permeabilidad; una revisión de campo comprobó que en un lugar relativamente cercano aflora una secuencia geológica semejante a la cortada en el pozo.

Dado que las rocas riolíticas y andesíticas del área son consideradas de edad Terciaria Media y Superior, se les tomó como "Horizontes índices", así las rocas subyacentes a ellas se consideran de edad terciaria o más antigua.

Existen grandes afloramientos de sedimentos continentales terciarios en los que la cubierta volcánica no se presenta, ya sea porque se erosionó o porque nunca se depositó, en estos lugares su identificación como sedimentos terciarios se dificulta más, dada su semejanza con sedimentos recientes, siendo necesario recurrir a análisis palinológicos.

Como siguiente paso, se revisaron gran número de cortes litológicos de pozos, seleccionando los que habían logrado atravesar rocas volcánicas y alcanzado sedimentos clásticos continentales, así mismo, se visitaron y estudiaron afloramientos que presentaban esas características, primero en el propio




12

POZO SAN ALTO, ZAC.

LITOLOGIA

0.00

SITIOLOGIA

-  CONGLOMERADO
-  TODA RIOLITICA
-  GRAVA Y ARENA

NIVEL ESTÁTICO ----- 15.13 M.

NIVEL DINÁMICO ----- 25.32 M.

CAUDAL ----- 100. L.P.S.

AGUA TERMAL.

53.00 M.

83.00 M.

123.00 M.

Fig. 6

Estado de Zacatecas y luego en los Estados vecinos; de este modo, el área de estudio fue creciendo hasta abarcar todo el Altiplano y recientemente la porción Noroeste del País.

TERMALISMO.

Conforme se ha ido desarrollando el estudio de los acuíferos en sedimentos terciarios, se ha podido observar que en un gran porcentaje de los aprovechamientos estudiados, el agua presenta termalismo, sobre todo -- cuando dichos sedimentos estan relacionados con rocas acidas como las tobas riolíticas, lo cual es muy frecuente en nuestro País.

Este termalismo tiene algunas características especiales:


- a). - Generalmente el agua no tiene temperatura arriba de los 42° C.
- b). - El termalismo es de tipo regional, o sea que en ocasiones abarca áreas de varios cientos de Km² como es el caso del Valle de San Luis Potosí, Jaral de Berrio, Co.
- c). - El agua que aportan es generalmente inodora y de buena calidad.


13

POZO CRISOSTOMOS

EJIDO DE CRISOSTOMOS
 MPIO. A SIENFOS.
 EDO. AGUASCALIENTES.
 CLAVE: P45-30

SIMBOLOGIA

 TOBA RIOLITICA

 ARENA Y GRAVA

N. E. = 3.95 M.

N. D. = 6.50 M.

CAUDAL = 33 L.P.S.

TEMPERATURA = 30°C

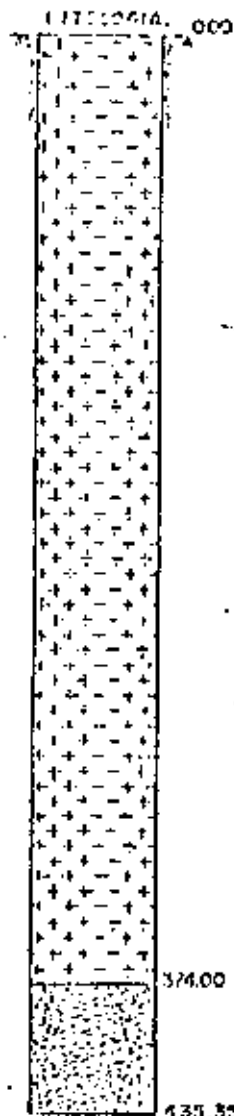


Fig. 9

EXPLOMIN 3

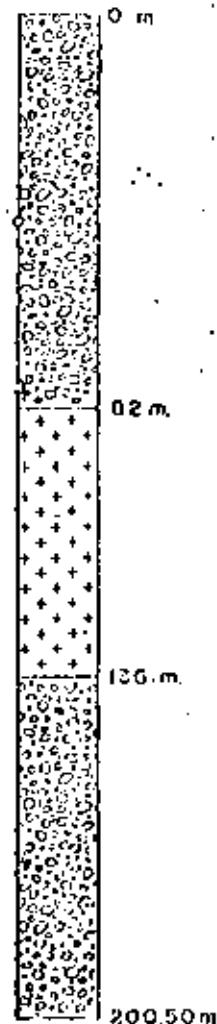
MARAVILLAS MPIO DE NORIA DE ANGELES, ZAC.

LITOLOGIA

SIMBOLOGIA

 Grava y arena

 Toba riolitica



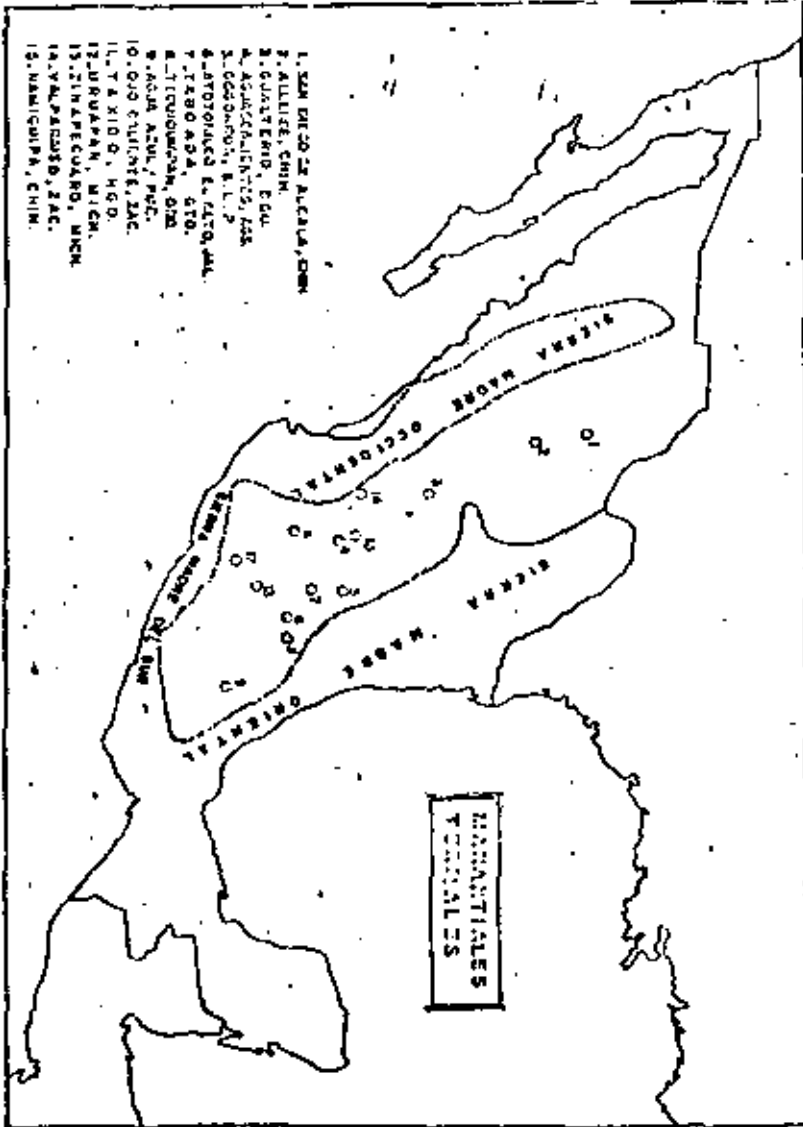
N. E. = 27.41 m

N. D. = 70.07 m

Q = 81.75 Lps

AGUA TERMAL

Fig. 10



Se considera que el agua adquiere calor al estar en contacto con rocas ácidas o sedimentos que contienen minerales en decaimiento radioactivo.

Este tipo de termalismo relacionado con sedimentos y rocas ácidas se diferencia del originado por cámaras magmáticas jóvenes de tipo basáltico o andesítico en lo siguiente.

- a). - Muy alta temperatura.
- b). - Abarca áreas pequeñas.
- c). - El agua generalmente tiene mal olor y es de mala calidad.

Un ejemplo es la zona geotérmica de balñ de los Hervores en el Estado de Michoacán.

CONCLUSIONES. -

1). - Se ha comprobado que grandes afloramientos de sedimentos clásticos continentales considerados hasta hace poco tiempo de edad cuaternaria, son en realidad de edad terciaria.

2). - La mayor proporción del agua subterránea que se explota en el País, proviene de acuíferos en sedimentos clásticos continentales de edad terciaria.

3). - Es factible obtener buena producción acuífera mediante la perforación de pozos sobre rocas riolíticas o andesíticas impermeables, ya que se ha comprobado que en algunos lugares, estas descansan o están intercaladas con unidades constituidas por clásticos continentales permeables. Esto abre a la explotación acuífera extensas áreas del País, antes desechadas por estar ocupadas superficialmente por rocas volcánicas impermeables. (Fig. 9 y 10)

4). - Los límites fisiográficos de una cuenca, si están formados por rocas volcánicas impermeables, no necesariamente serán los límites hidrológicos de la misma, pues puede existir circulación subterránea de agua a través de sedimentos clásticos subyacentes.

5). - Una gran proporción de pozos y manantiales en este tipo de acuíferos produce agua termal (Fig. 11) y esto termalismo está asociado principalmente a rocas de tipo riolítico.

6). - Algunas unidades de sedimentos terciarios continentales, son tan impermeables que pueden actuar como confinantes.

A principios de 1975 presenté este nuevo concepto geohidrológico al Ing. Heinz Lesser Jones, Director de Geoh. y Zonas Áridas, de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos habiéndolo recibido su apoyo para el desarrollo del estudio a detalle que se está llevando a cabo.

México, D. F., Enero de 1978.

Jorge Antonio Tujillo Candelaria

ING. JORGE ANTONIO TUJILLO CANDELARIA.

BIBLIOGRAFIA

- Dryan, K. 1948. - Los Suelos Complejos y Fósiles de la Altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. Bol. Soc. Geol. Mexicana, XIII: (la. Parte).
- Schulze Gustavo. - 1953. - Conglomerados Terciarios Continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus Relaciones con Fenómenos Igneos Geomorfológicos y Climatológicos. Boletín N.º 30 del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales.
- De Csérna Zoltán. - 1955-56. - Congreso Geológico Internacional XX Sesión México Excursiones A-9 y C-12, Hoja N.º 7.
- Edwards John D. - 1956. - Estudio Sobre Algunos de los Conglomerados Rojos del Terciario Inferior del Centro de México, XX Congreso Geológico Internacional.
- Carl Fries Jr. 1956. - Bosquejo Geológico de las partes Central y Occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. Cong. Geol. Intern. XX Sesión México, 1956. Libro Guía de la Excursión C-9
- W. R. Lowell, 1956. - Tertiary Geologic History of the Rocky Mountains in Montana, U. S. A. XX Congreso Geológico Internacional, México.
- Carl Fries Jr. 1957. - Bosquejo Geológico de la Región entre México, D. F. y Acapulco, Gro. -Boletín N.º 5 y 6 del Volumen IX de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- De la Vega, Enciso. 1963. - Hoja Cuernavaca 13 R-1 (7) Instituto de Geología UNAM
- Villalobos Crescencio I. 1969. - El Probable Gran Acuífero Taboada. Caguarrón. Hoja Técnica N.º 22 del Inst. de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Do Ford, Ronald K. -1969. - Some Keys to the Geology of Northern Chihuahua. - Guidebook, Twentieth Field Conference The Border Region, Chihuahua and the U. S. A. New Mexico Geological Society.
- Córdoba, Diego 1969. - Hoja Ciudad Juárez 13 R-a (3) Instituto de Geología U. N. A. M.
- Dierz Robert S. y Holden John C. 1970. -La Desintegración de la Pangea. Selección de Scientific American.

Dewey John F. 1972. - Placas Tectónicas. Deriva Continental y Tectónica de Placas. Seleccionadas de Scientific American.

Maltick R. E. 1967 A Seismic and Gravity Profile Across The Hueco Basin, - Texas U.S.G.S. Prof. Paper 575-D. Bibliografía citada por Tom Chert 1959.

Tom Chert 1969. - Groundwater Occurrence of the El Paso Area and Its Related Geology. New Mexico Geological Society-twenty Field Conference.

Kenneth Segerstrom. - 1961. - Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noroeste del Estado de México. Boletín N° 3 y 4 del Volumen XIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Guillermo P. Salas 1949. - Bosquejo Geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. Boletín N° 2 del Volumen I de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Ernesto López Ramos. 1961. - Comentarios sobre la tectónica de México. Boletín N° 9 y 10 del Volumen XIV de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Manuel Alvarez Jr. 1961. - Orogenias Pre-Terciarias en México Boletín N° 1 y 2 del volumen XIV de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

H. Alonso Espinoza. - L. F. de Anda y F. Mooser 1964. - Picos Terminales en la República Mexicana. Boletín N° 7 y 8 del Volumen XVI de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Cármen J. Schlapfer y Liberto de Pablo Galan 1971. - Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las Capas Rojas de la Formación Yanhuatlan, Oaxaca. Boletín N° 7-12 del Volumen XXIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros

Kenneth Segerstrom. 1961. - Estratigrafía del área Bernal Jalapan, Estado de Querétaro. Boletín N° 5 y 6 del Volumen XIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Francisco Vitegra. 1965. - Geología del Macizo de Teziutlan y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Boletín N° 7-12 del Volumen XVII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Ernesto López Ramos. 1974. - Geología General y de México Edición Escolar.

F. J. Pettijohn. 1963. - Rocas Sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires.

Frederic H. Lohse. 1955. - Geología Práctica. Editorial Omega.

Don. L. Anderson. 1971. - Deriva Continental y Tectónica de Placas. Seleccionadas de Scientific American.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

PROSPECCION HIDROLOGICA

ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANCELARIA

ABRIL, 1983

PROSPECCIÓN GEOHIDROLÓGICA

Por: Ing. Jorge Antonio Trujillo Cordero.

I. - EL CICLO HIDROLÓGICO.

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

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

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

II. - DEFINICIONES. -

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

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

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

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

III. - LAS ROCAS Y SU PERMEABILIDAD. -

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

de se enfoca a las zonas donde se encuentran rocas consideradas favorables.

Para dar una idea aproximada de esta selección desde el punto de vista litológico, se presenta la siguiente tabla en la que se muestran algunos de los tipos de rocas más comunes en nuestro país, (Tabla 1).

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

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

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

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

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

Las principales diferencias entre sedimentos terciarios y aluviones recientes son:

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

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

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

los contengan dinosaurios fósiles.

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

Algunas recomendaciones para dar localizaciones sobre gravas y arenas son:

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

2º Deben evitarse dar localizaciones en paracguas o en mesetas cortadas por larrancas profundas.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

IV. - MÉTODOS DE EXPLORACION. -

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

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

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

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

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

Además se puede obtener el registro eléctrico del pozo.

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

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

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

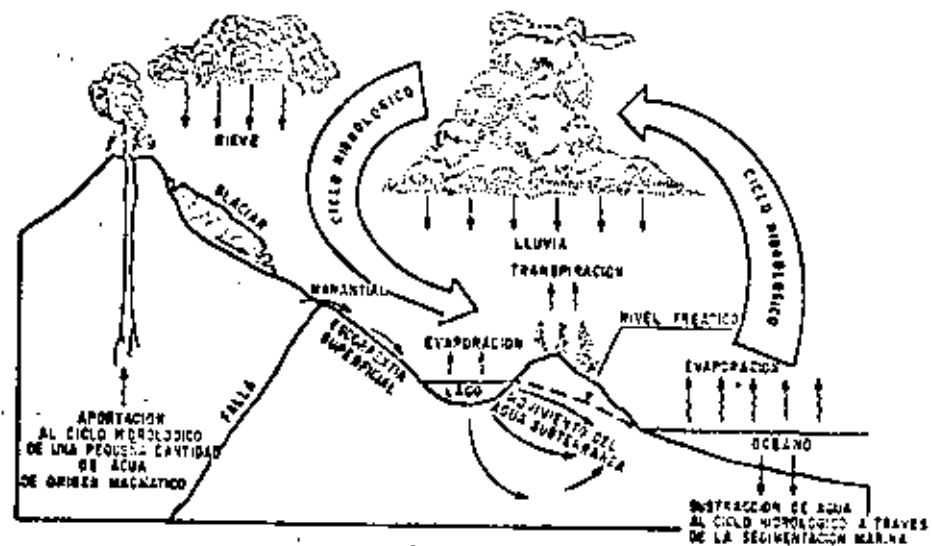
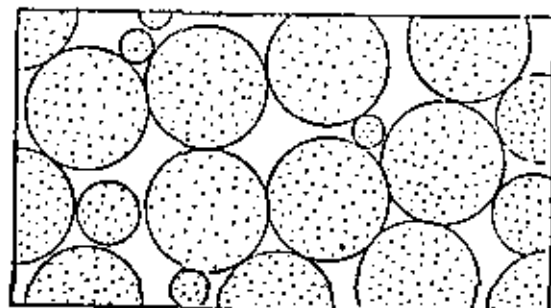


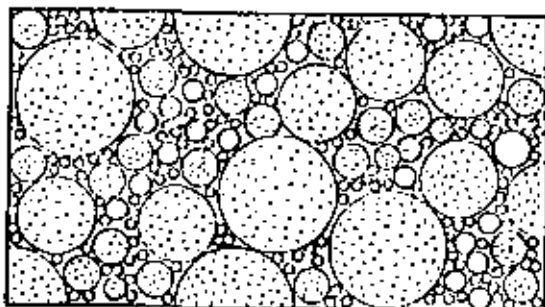
FIG. - 1

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

TABLA 1



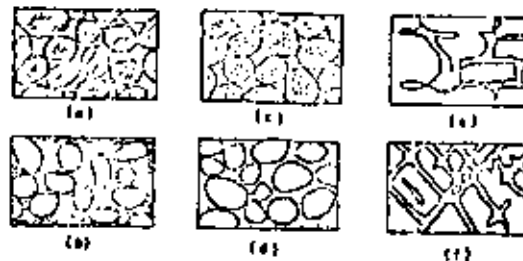
POROSIDAD 32%



POROSIDAD 17%

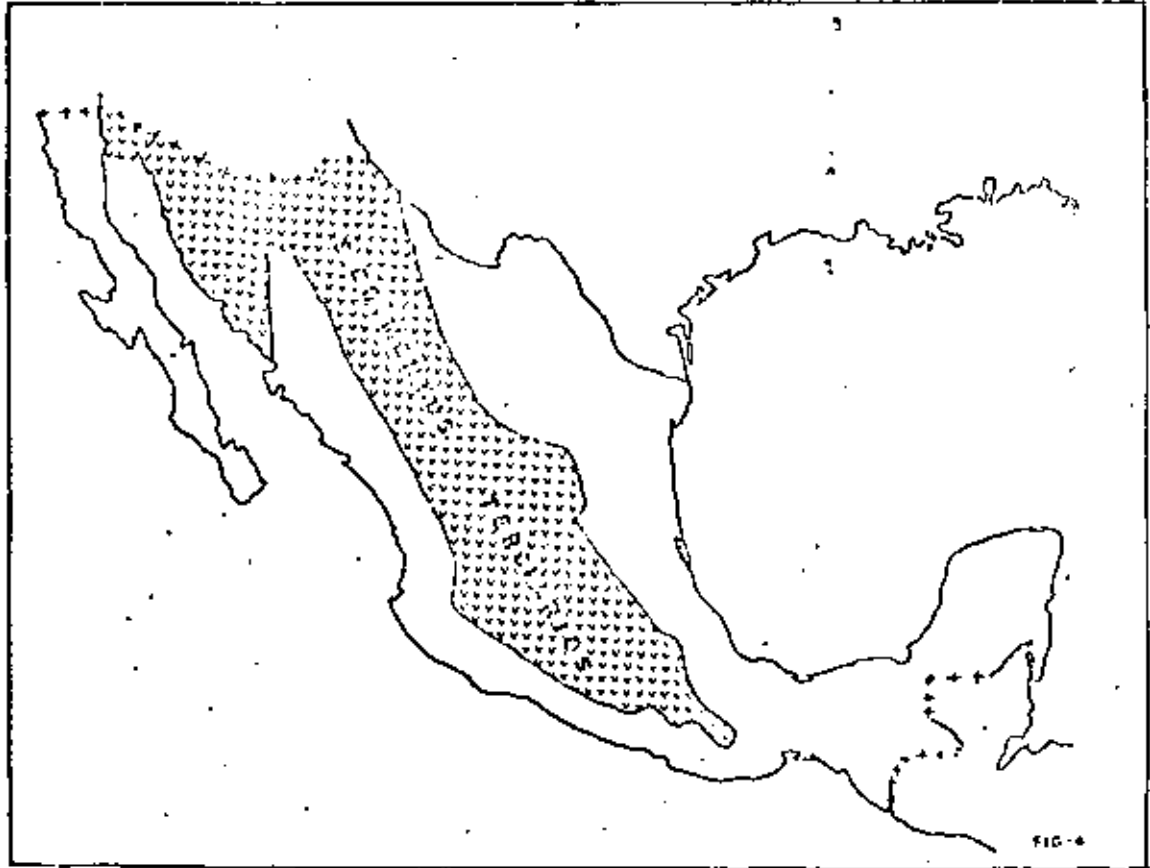
Variación de la porosidad debida al grado de homogeneidad del tamaño de los granos. Los números que figuran al pie de cada dibujo indican el porcentaje de porosidad de la muestra.

FIG. - 2



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

FIG. - 3





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**EL AGUA SUBTERRANEA EN RELACION CON LOS FENOMENOS
QUE INTEGRAN EL CICLO HIDROLOGICO**

ING. VÍCTOR DEL RAZO TAPIA

ABRIL, 1984

EL AGUA SUBTERRÁNEA EN RELACION CON LOS FENÓMENOS QUE INTEGRAN

EL CICLO HIDROLÓGICO

1.- EL CICLO HIDROLÓGICO.

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

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

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

$$P = E_v + s + I$$

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

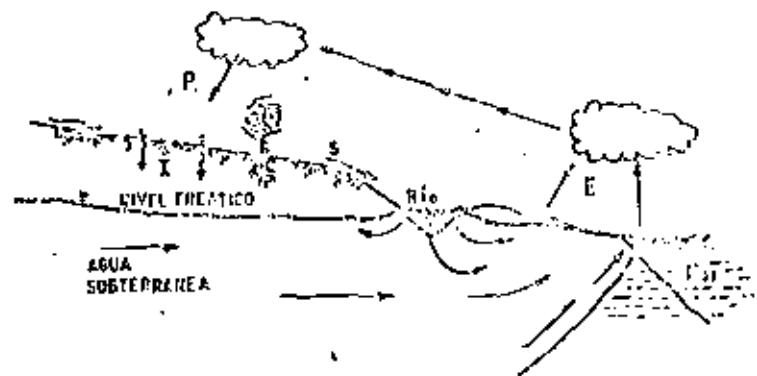


FIGURA 1.- EL AGUA SUBTERRÁNEA FORMA PARTE DEL CICLO HIDROLÓGICO, POR ELLO GUARDA UNA ESTRECHA INTER-RELACION CON EL AGUA SUPERFICIAL

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

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

II.- LA PRECIPITACION PLUVIAL; FUENTE DE RECARGA DE LOS SITIOS SUBTERRANEOS.

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

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

II.1.- La Precipitación Anual.

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

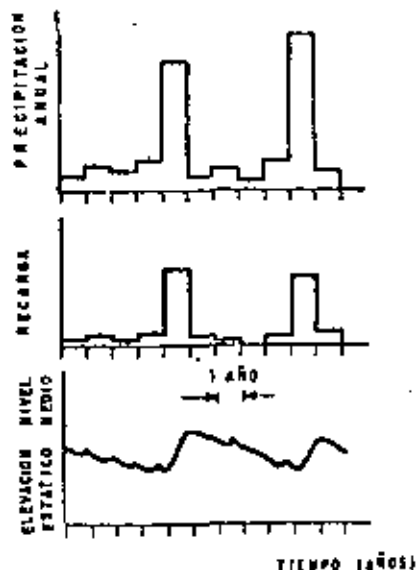


FIGURA 2.- LA VARIACION DE LA PRECIPITACION ANUAL DA UNA IDEA DE LA PROBABLE VARIABILIDAD DE LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS. EN LAS ZONAS ARIDAS LA RECARGA SUELE SER SIGNIFICATIVA UNICAMENTE EN AÑOS RELATIVAMENTE LLUVIOSOS.

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

II.2.- Cuantificación del Volumen Precipitado.

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

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

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

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

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

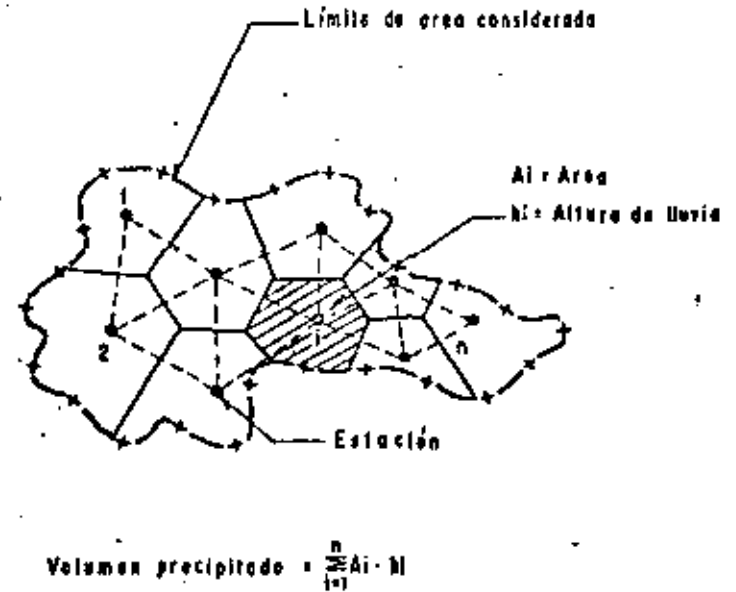


FIGURA 3.- CUANTIFICACION DEL VOLUMEN PRECIPITADO POR EL METODO DE THIESSEN.

II.3.- La Intensidad de Lluvia.

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

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

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

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

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

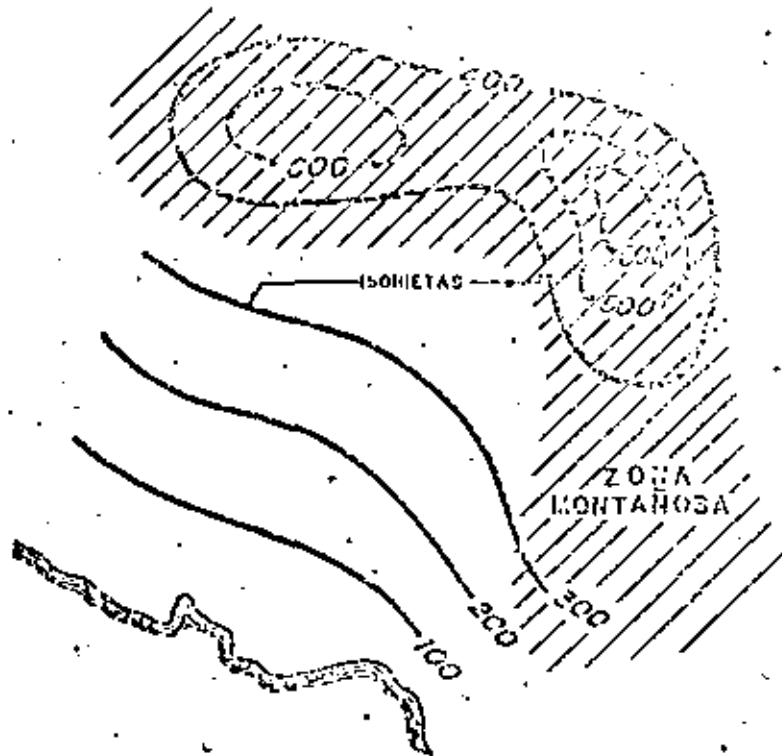


FIGURA 4.- LA MAGNITUD E INTENSIDAD DE LA LLUVIA SON ALGUNOS DE LOS FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS. LAS ISOHIETAS ILUSTRAN LA DISTRIBUCION DE LA LLUVIA EN EL ARCA.

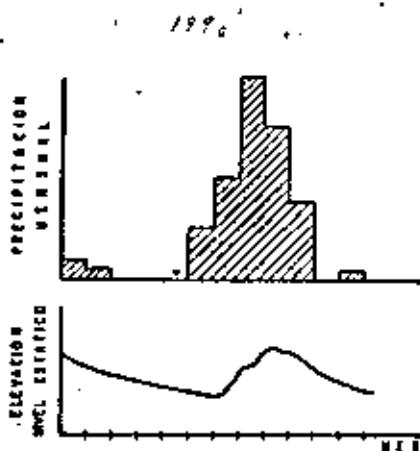


FIGURA 5.- LA GRAFICA DE PRECIPITACION MENSUAL CORRELACIONADA CON EL COMPORTAMIENTO DE LOS NIVELES ESTATICOS PERMITE INFERIR LA INFLUENCIA DE LA LLUVIA EN LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS.

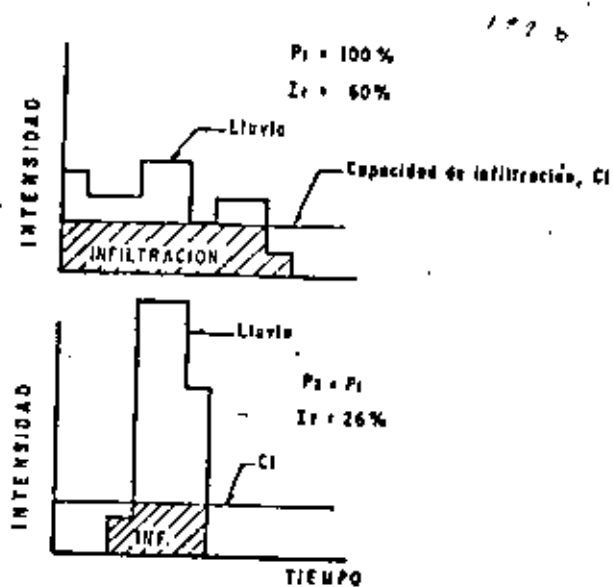


FIGURA 6.- LA INTENSIDAD DE LLUVIA TIENE UNA INFLUENCIA DEFINITIVA EN LA MAGNITUD DEL VOLUMEN INFILTRADO

53

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

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

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

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

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

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

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

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

200a

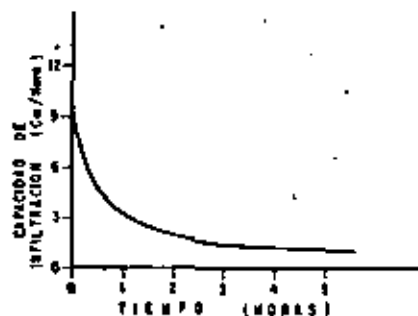


FIGURA 7.- LA CAPACIDAD DE INFILTRACION DECRECE EXPONENCIALMENTE EN EL TIEMPO.

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

III.3.- Estimación del Volumen Infiltrado.

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

Métodos Hidrológicos.

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

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

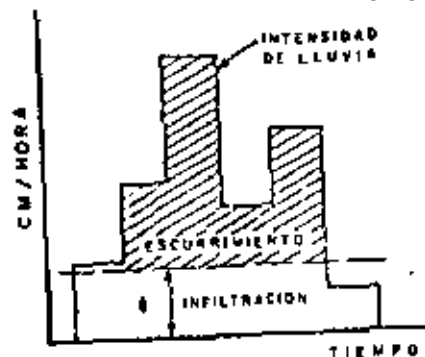


FIGURA 8.- DETERMINACION DEL INDICE DE INFILTRACION (I), POR EL METODO DEL "PEINADO DEL HIETOGRAMA". EL VALOR DE I SE VARIA HASTA QUE EL VOLUMEN REPRESENTADO POR EL AREA ASCIURADA, ES IGUAL AL ESCURRIMIENTO AFORADO. EL VOLUMEN INFILTRADO SE CALCULA MULTIPLICANDO EL INDICE I POR EL AREA CONSIDERADA.

Coefficientes de infiltración.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Potencial Hidráulico y "Tensión de Humedad del Suelo".

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

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

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

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

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

Ecuación diferencial del flujo.

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

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

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

Retención Específica y Deficiencia de Humedad.

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

Mecanismo de la infiltración.

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

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

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

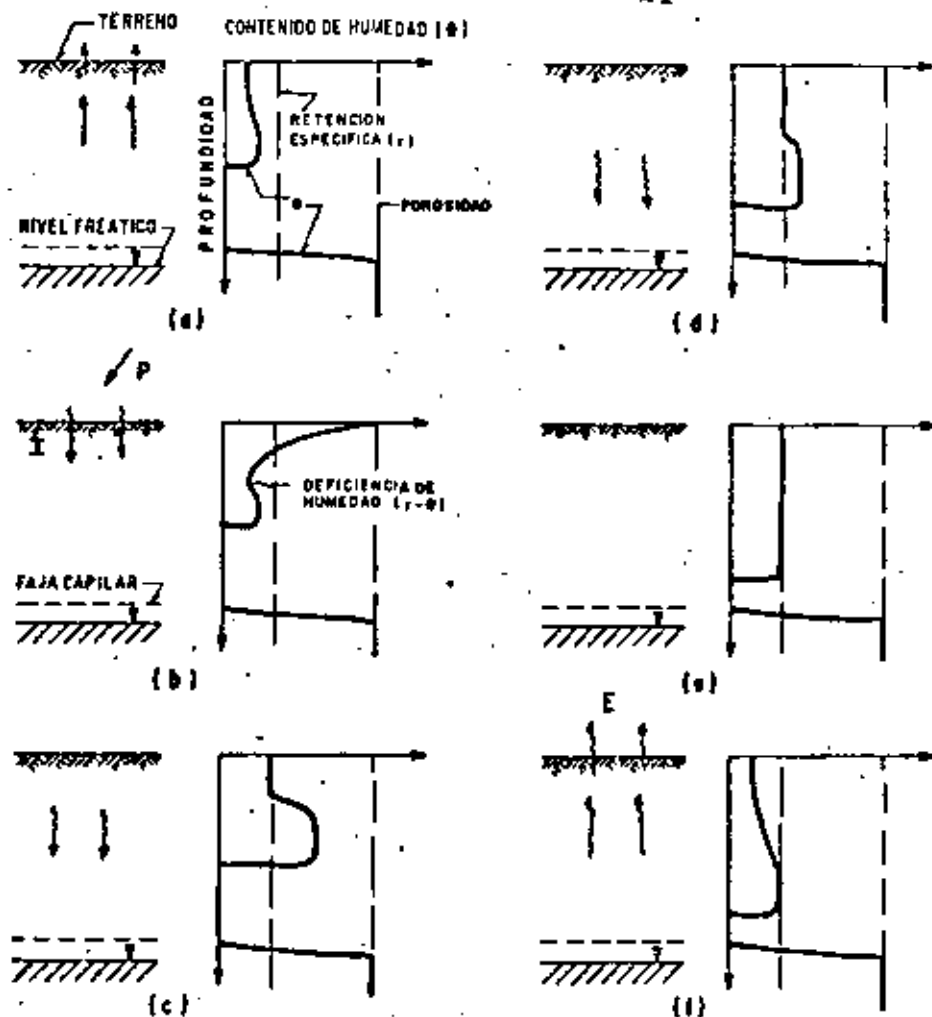


FIGURA 11-1.- DURANTE EL ESTIAJE EL AGUA RETENIDA EN LA ZONA DE AERACION ASCIENDE Y SE EVAPORA, GENERANDO UN DEFICIT DE HUMEDAD ($r-\theta$); b), c) y d).- EL AGUA INFILTRADA SATISFACE EL DEFICIT, Y EL EXCESO CONTINUA DESCENDIENDO HACIA LA ZONA DE SATURACION; e).- SI LA DEFICIENCIA ES MAYOR QUE EL VOLUMEN INFILTRADO LA ZONA SATURADA NO RECIBE ALIMENTACION; f).- SE INICIA EL FLUJO ASCENDENTE DEL AGUA RETENIDA, REPITIENDOSE EL CICLO.

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

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

III.5.- La Recarga de los Acuíferos.

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

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

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

208 a

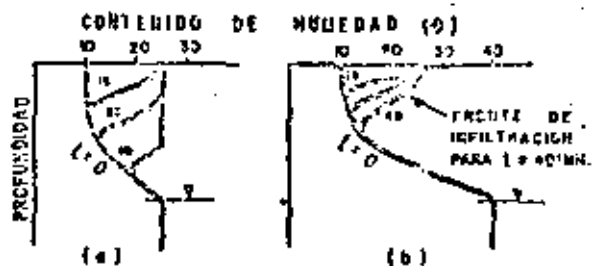


FIGURA 2: AVANCE DEL FRONTE DE INFILTRACION REDUCIDO TEÓRICAMENTE. EN EL CASO a) EL AVANCE ES MAS RAPIDO PORQUE LA POROSIDAD (25%) ES MEJOR QUE EN EL b). EL VOLUMEN INFILTRADO ES EL MISMO EN AMBOS CASOS.

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

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

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

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

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



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN MEXICO

ING. HEINZ LESSER JONES

ABRIL, 1984

LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN MEXICO

Por Ing. Heinz Lesser Jones

ANTECEDENTES GENERALES:

Las aguas subterráneas, cuya explotación actual en México, alcanza de trece mil a catorce mil millones de metros cúbicos anuales, comparables a la capacidad de almacenamiento que tiene la Presa Netzahualcoyotl o Malpasso, en el Río Grijalve, constituyen un recurso que beneficia con riego más de 400 mil hectáreas distribuidas principalmente en las regiones áridas y semi-áridas del territorio nacional. También son la fuente que abastece, en su mayor parte, con más de 7 000 millones de metros cúbicos al año, los servicios de agua potable e industrial de grandes ciudades y centros urbanos-industriales del país, entre otros Monterrey, Guadalajara, Puebla, Ciudad Juárez, Valle de Toluca, Saltillo, Cuenca Carbonífera y la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, que, por sí sola, recibe de esta fuente, volúmenes que sobrepasan los mil millones de metros cúbicos por año.

Dada pues la gran importancia que ha tenido el aprovechamiento de este recurso benéfico, en el desarrollo del país, los organismos oficiales y privados encargados de su exploración, explotación y desarrollo han venido disponiendo en grado ascendente, la ejecución de programas de exploración y explotación, captando, preferentemente, por medio de pozos, que alcanzan en la actualidad un número estimado de más de setenta mil, muchos de ellos concentrados en grandes extensiones agrícolas como Mexicali, San Quintín, Costa de Hermosillo, La Laguna, el Bajío y en varias de las Entidades de la Altiplanicie y de la Mesa Central, principalmente de Guanajuato hacia el Norte.

NECESIDAD DE SU INVENTARIO Y CUANTIFICACION.

La explotación extensiva e intensiva, que se ha venido realizando en esas áreas por medio de pozos, como en Hermosillo, el Bajío y otras, y por ejemplo por medio de galerías en el Valle de Tehuacán, donde existen más de 500 kilómetros lineales excavadas a mano, para extraer las aguas

del subsuelo, ha hecho imprescindible la realización de investigaciones, censos e inventarios que, desde 1965, están en proceso para conocer, con precisión aceptable, en aquellas zonas donde existen explotaciones y, en aquellas nuevas que se van descubriendo, cual es el estado siempre cambiante y dinámico de la disponibilidad ó sobregiro que tienen las aguas subterráneas. Este balance se hace tomando en cuenta las recargas o alimentaciones que reciben sus almacenamientos, ya sea por infiltraciones de agua de lluvia o por superficiales y por estudios avanzados de hidrología subterránea. Lo anterior permite ir dictando normas y recomendaciones de conservación de este recurso renovable, con tendencia a mantener un equilibrio conveniente entre las recargas, la capacidad de almacenamiento de los acuíferos y sus extracciones, por medio de la medición de las características hidráulicas de las rocas productoras, como son su transmisibilidad y coeficiente de almacenaje, para estar en condiciones de implantar medidas tendientes también a impedir su degradación, o cambios desfavorables en su salinidad, cuando se sujetan a sobreexplotaciones inadecuadas, efecto que se hace más sensible en zonas cercas a las costas. En la ejecución de este tipo de estudios e investigaciones se está pretendiendo avanzar hasta lograr elaborar modelos de comportamiento y simulación adoptando alternativas y esquemas factibles de explotación.

ZONAS ESTUDIADAS.

Hasta la fecha, se tienen ya terminados, en 105 cuencas geohidrológicas distribuidas en el país, estudios de cuantificación con los cuales se han establecido magnitudes de los volúmenes de extracción y de recarga y de la capacidad de almacenamiento de sus acuíferos, así como el número de aprovechamientos existentes en cada una. Estas cuencas cubren una superficie total de 280 mil kilómetros cuadrados, 14 por ciento del territorio nacional. Los levantamientos hechos, han venido incluyendo, en orden de preferencia y prioridad, las principales y más extensas zonas acuíferas bajo explotación, como los Valles de Mexicali, San Quintín, Hermosillo, Aguascalientes, el Bajío, etc., y se tiene prácticamente cubierta la Península de Baja California.

El balance general sobre la disponibilidad y deficiencias de aguas subterráneas, en la extensión territorial arriba indicada, define un saldo negativo ocasionado por sobreexplotación, de unos 1 900 millones de metros cúbicos anuales en 31 áreas, entre las cuales se incluyen Mexicali, Costa de Hermosillo

llo, Guaymas, Región Lagunera, San Quintín, Valle de Coloya, entre otras. En cambio, para las otras 74 áreas, aún existe una disponibilidad adicional, al volumen actualmente explotado, del orden de 2 500 millones de metros cúbicos al año.

Entre todas las áreas, motivo de estudio, se mantiene permanentemente, un servicio de medición directa de los cambios y variaciones que van presentando los niveles de los mantos acuíferos, como respuesta a las recargas que reciben y a las extracciones que se realizan, principalmente al inicio y al término de los ciclos agrícolas y de las extracciones continuas que prevalecen en zonas de abastecimientos urbanos e industriales.

A medida que se obtienen mayores datos, sobre la evolución de los acuíferos, se deben ir afinando, continuamente, los cálculos de cuantificación para lograr un mayor y mejor conocimiento de los volúmenes explotables, y también sobre las modificaciones que va sufriendo la calidad química de las aguas, a efecto de emitir recomendaciones, y dictar normas de control oportunas, con miras a la conservación y equilibrio deseables de la explotación. En este aspecto es indispensable el concurso y aplicación de la tecnología que sobre hidrología subterránea se imparte en el presente curso de Educación Continua.

Los programas que la Institución encargada de los estudios de agua subterránea han venido desarrollando, han permitido identificar que, dentro del país, existen acuíferos de tipo regional muy extensos que tienen características geológicas específicas determinantes de, Origen, extensión, evolución y comportamiento.

REGIONALIZACIÓN DE ACUÍFEROS.

Para la comprobación de dicha regionalización, se han tenido que planear y desarrollar nuevos enfoques en las investigaciones, principalmente en lo que se refiere a la extensión, profundidad, espesor y basamento que tienen los almacenamientos subterráneos. Con este nuevo modelo conceptual se define en general que las fuentes de recarga son más amplias de lo que antes se estimaba.

La regionalización identifica, sitúa y delimita, cuatro principales tipos de cuencas geohidrológicas acuíferas, clasificándolas como sigue:

a) Acuíferos de aluviones recientes, de relativa poca extensión, espesor y magnitud en sus posibilidades productoras, distribuidos en algunos valles y cuencas del Altiplano Central y en planicies costeras.

b) Acuíferos de Cuencas Terciarias, identificados con ese nombre en atención a su edad y origen geológico, abarcando la mayoría de las amplias zonas de explotación presentes en el Territorio Nacional, desde Oaxaca hasta Chihuahua. Las constituyen formaciones sedimentarias lacustres, aluviales y rocas ígneas volcánicas productoras, que se explotan en las zonas del Bajío, San Luis Potosí, Aguascalientes, Zacatecas, Durango, Chihuahua y otras de la Mesa Central.

c) Acuíferos contenidos en las rocas cretácicas, sedimentarias, calcáreas, marinas formadoras de la Sierra Madre Oriental y sus penetraciones hacia el Altiplano en la porción norte central desértica del país y, sus extensiones, hacia la Mixteca desde Puebla y Oaxaca y hasta Chiapas y Tabasco. Constituyen un acuífero de potencial productor muy importante en valles y cuencas intermontañas situadas entre 1 500 y más de 2 000 metros sobre el nivel del mar.

La explotación de estos acuíferos son ya la fuente principal de abastecimiento de centros industriales como Monterrey, Saltillo y la Zona Carbonífera, pero también se están aprovechando para usos de riego y domésticos en varias cuencas desde el Mezquital en Hidalgo y hacia San Luis Potosí. Asimismo, en la Zona Manzanera de Artoaga y el inicio de su explotación en la zona desértica de Ocampo en Coahuila y Salinas, Naviidad y Dr. Arroyo en Nuevo León. Hacia el sur ya hay pozos productores de alto caudal en este acuífero de la Mixteca de Oaxaca y en la planicie de Cositán en Chiapas.

d) Calizas Terciarias: Forman la loza calcárea de la Península de Yucatán, donde se tiene ejemplos de explotación, de importante potencialidad, en los valles agrícolas de Edzná en Campeche, el Plan Chak en Yucatán y los de Alvaro Obregón en Quintana Roo, siendo además la única fuente de abastecimiento de ciudades como Mérida, Campeche, Chetumal, Valladolid y otras, y de los desarrollos de importancia turística que se ubican en la Península o islas cercanas. La contaminación creciente de este acuífero es un problema al que se está dando especial atención y debe ser motivo de exploraciones, estudios y aplicaciones de técnicas de hidrología subterránea y geoquímica considerando las fuentes de contaminación principales como son: las de aguas negras y desechos industriales principalmen

te en centros urbanos y el avance de intrusión salina en las zonas costeras. Deben tomarse para estas últimas medidas de control mediante adopción de captaciones cuya instrucción y operación impida que las explotaciones provoquen o propicien descensos y abatimientos del nivel freático de las aguas dulces aprovechables a niveles inferiores al nivel del mar.

ZONAS ACUIFERAS NUEVAS.

Otra de las actividades que también se realizan es la de ir ejecutando reconocimientos y estudios geohidrológicos, en áreas donde aún no existen captaciones ni aprovechamientos de aguas subterráneas, atendiendo oficialmente un sin número de solicitudes y peticiones de grupos campesinos, principalmente ejidales, que solicitan se les informe, con dictámenes técnicos, sobre las probabilidades de que en sus terrenos puedan encontrarse, o no, características favorables para la extracción, factible y económica, de aguas subterráneas aprovechables en riego, usos domésticos o de abrevadero. Asimismo, se van delimitando, bajo peticiones específicas, o sin ellas, zonas donde es conveniente, ya sea para la regionalización y comprobación de extensión de acuíferos, o bien, por las manifestaciones favorables que se detecten, las posibilidades de existencia de mantos explotables que, en la mayoría de los casos, es necesario explorar directamente por medio de sondeos comprobatorios de avanzada, de pequeño diámetro, de los cuales por ejemplo, la S.A.R.H. ha ejecutado más de 800 desde 1973, o también cuando se determinan, con mayor seguridad, el mínimo de riesgos para pozos exploratorios perforados con equipos convencionales que en su mayoría se terminan como de explotación.

POZOS PARA EL DESARROLLO DE NUEVAS AREAS ACUIFERAS.

De este tipo de exploraciones la S.A.R.H. por ejemplo, ha hecho más de 2 000 de las cuales más de 1 500 han resultado positivas con un caudal total de 70 mil litros por segundo que permiten hacer en cada sitio ya comprobado, un mínimo de 4 pozos adicionales de explotación y desarrollo, por otras instituciones y organismos oficiales o particulares, por viéndose un aumento adicional de caudal del orden de 200 mil a 250 mil litros por segundo que, aprovechados en riego, como ejemplo, podrían servir a más de 200 mil hectáreas.

SERVICIO DE INFORMACION.

La información disponible para ejidatarios o pequeños propietarios, ubicados cerca de las zonas exploradas, con terrenos cultivables actualmente temporales, puede ser solicitada a las 30 Residencias de la Dirección de Geohidrología

y de Zonas Áridas que se tienen en los Estados, dependientes de las respectivas Representaciones de la S.A.R.H.

BANCO NACIONAL DE INFORMACION GEOHIDROLOGICA.

Como información que se considera importante se le anuncia a los integrantes de este Curso, a partir de 1977, se ha puesto un decidido empeño en estructurar y organizar, con los elementos técnicos y administrativos necesarios, la creación del denominado Banco Nacional de Información Geohidrológica, dependiente de la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas de la S.A.R.H.

Sus objetivos principales son los de realizar el inventario nacional de los aprovechamientos de aguas subterráneas existentes, en formas especiales de registro, con datos que se procesan electrónicamente en computadora. Incluyen principalmente la recopilación de las características geohidrológicas de las formaciones acuíferas, sus parámetros hidráulicos, los niveles a que se encuentran, la calidad química de sus aguas, los usos y destinos que se dan a las mismas y, el aprovechamiento y operación de las captaciones que explotan en te recurso.

De cada aprovechamiento, o grupos de ellos, que serán identificados con claves definitivas, coordenadas y elevaciones, se podrán solicitar, con programas adecuados de computadora, cualesquier característica de interés sobre productividad, rendimiento, calidad de aguas, profundidad de sus niveles. De los pozos que las explotan se conocen los diámetros y tipo mecánico de las instalaciones de extracción, etc., y, asimismo, de cualesquiera de los 70 datos básicos que se registran en las tarjetas de computación, para los aprovechamientos que, por medio de este Banco, se van inventariando en el país.

Se informa también que a la fecha, y después de 6 meses de iniciación y procesamiento en el Banco, se tienen ya datos completos, para más de diez mil pozos y aprovechamientos. El inventario nacional será tarea de varios años, máxime si se considera que tendrá que irse actualizando permanentemente.

CARTAS GEOHIDROLOGICAS.

Es también muy pertinente hacer del conocimiento de los profesionistas y maestros que asisten a este curso que con

los datos del Banco y los que se tiene en la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas de la S.A.R.H., se ha iniciado la elaboración y publicación, disponible, en dos meses más como servicio a cualquier interesado, de cartas geohidrológicas en las que aparecen todos los datos básicos y de interés sobre la profundidad y calidad de aguas, sus rendimientos, tipo de rocas productoras, y en general el comportamiento de los acuíferos en función de las recargas calculadas, la magnitud registrada de las extracciones, y la posible disponibilidad o déficit que se tiene para cada cuenca. Esos datos se presentarán en esos mapas en forma fácil de comprender.

ASESORIAS Y DIVULGACIONES ACADEMICA.

Otra de las funciones que, como organización de Servicio, imparte la S.A.R.H., a través de la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, es la atención de peticiones de asesoramiento técnico sobre fuentes de explotación de Aguas Subterráneas que se atienden continuamente para la Banca Oficial, Pider, Comisión Nacional Azucarera, Petróleos Mexicanos, Gobiernos de los Estados y otras más.

Como actividades relevantes en cooperación con la Sociedad Geohidrológica Mexicana las Universidades e Instituciones de Enseñanza Superior, de la Capital y la provincia, se están impartiendo cursos regulares y a nivel de Postgrado o, como el que hoy se inaugura, para la capacitación técnica de profesionales interesados en el estudio de las aguas subterráneas, con especial énfasis en los problemas de exploración y explotación que, se presentan en el país.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

DATACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

ABRIL, 1984

DATAACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

Por: Dr. F. López Vera.
Departamento de Geología y Geoquímica
Universidad Autónoma de Madrid
Madrid, España.

OBJETO Y PRINCIPIOS DE LA DATAACION

- **Dataación del agua:** Se entiende como edad del agua subterránea el tiempo transcurrido desde su precipitación sobre la superficie terrestre hasta la llegada al punto del cual se extrae la muestra.
- **Elección del radioisotopo.**

<u>Isotopo</u>	<u>t 1/2 año)</u>	<u>Forma de expresarse o unidades.</u>
T	12.26	U.I. Unidades Tritio)
^{14}C	5730.	s C. Moderno (años)
^{81}Kr	210.000.	Relación de átomos total
^{36}Cl	300.000.	Relación de átomos total (10 ¹⁵).

- Información que se puede obtener
- Fundamento del método de dataación mediante radioisotopos.

$$C_t = C_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{C_t}{C_0} = \frac{t \ 1/2}{\ln 2} \ln \frac{C_0}{C_t}$$

2.- DATAACION DE AGUAS JUVENILES

- Tritio en el ciclo hidrológico: producción natural y por explosiones nucleares. Variaciones de contenido, mensual y anual.
- Muestreo y medida de Tritio: Medida mediante sistemas de conteo de bajo fondo.
- Interpretación de resultados. Acotación de la edad mínima del agua, utilizable para datar aguas posteriores a 1954.
- Características de los compuestos fluorocarbonados: Compuestos orgánicos, no biodegradables ni tóxicos, producidos industrialmente y presentes en el ambiente.
- Técnicas de campo y analíticas: Separación mediante cromatografía de gases espectrometría de masa.
- Dataación de agua subterránea: utilizable para datar aguas posteriores a 1954.

3.- DATAACION DE AGUAS INTERMEDIAS

- Radioisotopos de carbono en el ciclo hidrológico: producción de radiocarbono natural y mediante explosiones nucleares. Constancia del contenido atmosférico. Modificaciones con el flujo subterráneo.
- Muestreo y medida: Obtención de carbonatos de las aguas subterráneas. Medida mediante contadores de bajo fondo y espectrometría de mas.
- Interpretación de resultados: $t = 8270 \ln \frac{A_t}{A_0}$. Efecto de dilución con carbono muerto. Modelos utilizados para la corrección de edad.

4.- DATAACION DE AGUAS VIEJAS

- Naturaleza del problema: Dataación de flujos lentos (acuitarjos) o de largo recorrido. Depósitos de residuos nucleares. Técnicas de muestreo (pequeñas muestras) y análisis.
- El cloro en el ciclo hidrológico: Producción en la atmósfera a nivel del suelo y en el acuífero. Modificaciones de su concentración.
- Interpretación de resultados. Datos provisionales.

BIBLIOGRAFIA

- BENTLEY H.W. (1978) Some comments on the use of chlorine-36 for Dating Very Old Groundwater. Proceeding, Workshop on Dating Old Ground Water Report. March, 16-18, 1978. The University of -- Arizona. pp. 101-111.
- BRYCE, Y. W. (1964) Industrial and utilitarian aspects of -- fluorine chemistry J.H. (edit) Fluorine Chemistry. Vol. V. Academic Press N.Y. pp. 297-448
- DAVIS, R. and O.A. SCHAEFFER. (1955) Chlorine-36 in Nature. Ann N.Y. Acad. of Sci. 67 pp. 106-111.
- GOMEZ MARTOS, B. HERRAEZ I, PLATA BERNER, A. Y LOPEZ VERA, F. (1980) Estudio de la dinámica de las aguas subterráneas mediante isótopos en la zona del Terciario de Madrid. Memorias del Simposio Interamericano de Hidrología Isotópica. (Bogotá) Colombia.
- HERRAEZ, I. LOPEZ VERA, F. PLATA, A. BACONZA, E. Y LLANAS M.R. (1979) Aplicación de análisis del Oxígeno-18 y Carbono-13 al estudio del acuífero del Terciario aléctrico de Madrid. Memorias del II Simposio Nacional de Hidrología. T. IV pp. 703-724. Pamplona, España.
- LERMAN, Y.C. (1977) Soil-CO₂ and Groundwater: Carbon isotope composition. 8th. International conference on radio carbon dating Wellington, New Zealand. Oc. 197 pp. D-93 a D-105.
- LERMAN, Y.C. and QUEIROZ, O. (1974) Carbon Fixation and Isotope Discrimination by a Crassulacean plant: Dependence on the photoperiod. Science. 77 March. 1979. Vol. 183. pp. 1207-1209.
- LOPEZ VERA, F. LERMAN, Y.C. and MULLER, A. (1980). A Preliminary Isotopic Reconnaissance of the Madrid Basin Aquifer. Memora. 26th Internatinal Geological Congress. Paris.
- LOPEZ VERA, F. (1980). Datación mediante Cloro-36 de aguas subterráneas en el acuífero del Terciario aléctrico de Madrid. (Nota preliminar). Boletín Geológico y Minero de España, Madrid. Jul-Agost.- 1980.
- MUNNICH, K.O., ROETHEK, W. and THILD, L. (1967) Dating of ground water with tritium and ¹⁴C. Isotopes in Hydrology International Atomic Energy Agency, Vienne. pp. 163, 320.
- Thompson, G.M.; HAYES, Y.H. and DAVIS, S.M. (1979) Fluorocarbon tracers in Hydrology. Geophysical Research Letters. Vol. 1. No. 9 pp. 177, 180.
- VOGEL, Y.C. (1970) Carbon-14 dating of ground water Isotope Hydrology. I.A.E.A. Vienna. pp. 225-237.
- VOGEL, Y.C., LERMAN, Y.C. MOOK, W.G. and ROBERTS F.D. (1972). Natural Isotopes in the Groundwater of the Tulum valley, San Juan Argentina. Bulletin of International y Hydrological Sciences XVII. y 177.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

METODOS GEOFISICOS

ABRIL, 1984

LA PROSPECCION GEOFISICA EN EL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

una perturbación elástica o un campo eléctrico generado en la superficie.

I. - ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION GEOFISICA.

Es interesante señalar que a pesar de haberse empleado por primera vez la prospección geofísica en el siglo XVII, ésta no tuvo grandes progresos sino hasta principios del siglo XX, cuando aumentaron las dificultades para localizar nuevos depósitos, tanto de hidrocarburos como de minerales útiles por los métodos hasta entonces tradicionales. Sin embargo la aplicación de la prospección geofísica a la geohidrología es mucho más reciente, a principios de la década de los cuarentas, cuando las necesidades de agua aumentaron en forma considerable y no pudieron ser satisfechas completamente con captaciones directas de lluvias o escorrentías superficiales. Fué esta necesidad la que motivó transformar las técnicas geofísicas del petróleo y minería para adaptarlas a las necesidades de la geohidrología. Es conveniente mencionar que en nuestro país existen zonas áridas y semi-áridas, las cuales cubren más del 50% de la superficie, y dado que el único recurso disponible en ellas es el agua subterránea, ésta adquiere singular importancia.

La prospección geofísica básicamente consiste en la realización de mediciones desde la superficie del suelo, encaminadas a suministrar información acerca de las propiedades físicas de los materiales del subsuelo. Esta información interpretada de forma adecuada puede utilizarse para localizar estructuras geológicas favorables donde se encuentren: agua, hidrocarburos ó minerales útiles. Esta definición establece una característica general de gran atractivo que constituye, por otra parte, la razón de su desarrollo, y es que, al realizarse la investigación del subsuelo desde la superficie, la geofísica se convierte en un sustituto parcial con ventajas económicas de la observación directa.

II. - CLASIFICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS.

Existe una clasificación de los métodos geofísicos según que las propiedades físicas se manifiestan mediante la existencia de un campo de fuerzas natural como el campo gravitatorio terrestre o el campo magnético, o bien, mediante la creación de un campo artificial como

- 1.- Los que utilizan campos de fuerzas naturales.
 - magnetoestático
 - radiactivo
 - termostático
 - gravitatorio
- 2.- Los que utilizan excitación artificial.
 - eléctrico
 - sísmico.

III. - METODOS GEOFISICOS UTILIZADOS EN LA PROSPECCION PARA AGUA SUBTERRANEA.

Para el aprovechamiento racional del agua subterránea es necesario efectuar estudios que nos permitan conocer las características y comportamiento de las formaciones que se encuentran en el subsuelo.

Estos estudios, a medida que ha avanzado el tiempo, se han ido perfeccionando y enriqueciendo con el auxilio de otras ciencias, entre estas se encuentra la GEOFISICA. Los objetivos de esta ciencia encaminada al estudio y explotación del agua subterránea son:

- a).- Construir un mapa estructural del subsuelo.
- b).- Determinar los sitios y profundidades más favorables para la perforación de pozos.
- c).- En zonas costeras, delimitar la interfase salina.
- d).- Ayuda a determinar en forma cualitativa la calidad del agua.

Antes de efectuar un determinado estudio se hace una selección de los métodos geofísicos, esto es, se analizan las características y propiedades de cada uno, con el objetivo a alcanzar y se deduce cuál o cuáles son los más convenientes para aplicar.

Aparte de las consideraciones prácticas y teóricas, las cuales son factores importantes para la elección del método, existe otro también decisivo, este es el económico.

Tomando en cuenta lo anterior y con base en experiencias, se puede decir que los métodos considerados en primer término para la prospección del agua subterránea son:

- Método Eléctrico Resistivo.
- Método Sísmico de Refracción.

Por supuesto, esto no excluye la posibilidad de utilizar otros métodos.

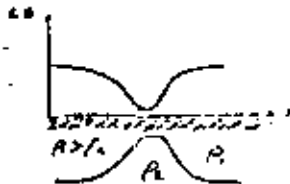
A continuación se hará una breve descripción de los métodos que suelen tener poca aplicación al estudio del agua subterránea, en cambio, los más aplicados serán estudiados con mayor detalle.

IV.- MÉTODO GRAVIMÉTRICO.

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. Los diferentes tipos de rocas tienen densidades diferentes y las rocas más densas ejercen mayor atracción gravitacional, si las rocas más densas están arqueadas hacia arriba, formando una elevación estructural, tal como un anticlinal (Fig. IV.1).



el campo gravitatorio terrestre será mayor sobre el eje de la estructura que a lo largo de sus flancos. Por otra parte, un domo salino que es menos denso que las rocas en que está intrusionado, puede ser descubierto gracias a los bajos valores de la gravedad que normalmente son registrados sobre el mismo (Fig. IV.2)



Las anomalías de la gravedad buscadas en la exploración petrolífera pueden representar tan sólo una millonésima, y hasta una diezmillonésima, del campo total terrestre. Por esta razón, los instrumentos empleados han de ser extremadamente sensibles, y los gravímetros modernos permiten descubrir variaciones de la gravedad hasta de una - diezmillonésima del campo terrestre.

V.- MÉTODO MAGNETOMÉTRICO.

La prospección magnética determina las variaciones del campo magnético terrestre atribuibles a cambios de estructura, o de la susceptibilidad magnética de algunas rocas próximas a la superficie.

Las rocas sedimentarias presentan, en general, una susceptibilidad muy pequeña en comparación con las ígneas o metamórficas, y la mayoría de las exploraciones magnéticas están encaminadas a levantar el mapa de la estructura sobre o dentro del basamento, o a descubrir directamente - minerales magnéticos.

Sucede con frecuencia que resulta difícil distinguir las anomalías magnéticas debidas a la topografía del basamento con las que son consecuencia de cambios laterales en la composición de la roca del basamento, y esta ambigüedad limita la eficacia del método.

VI.- MÉTODO RADIOACTIVO.

Se entiende por radioactividad la desintegración de un núcleo atómico con emisión de energía y de partículas materiales, proceso que tiene lugar espontáneamente en algunas sustancias radioactivas naturales. Se observan tres tipos de radiación: rayos alfa, beta y gamma y la prospección geofísica de minerales radioactivos está basada en la detección de estas radiaciones por medios físicos.

La búsqueda geofísica de elementos radioactivos en la corteza es primordialmente una búsqueda de lugares con radiación γ anormal. Sin embargo, no todos los elementos radioactivos emiten rayos γ y sus yacimientos no pueden ser localizados a menos que un elemento "hijo" presente en el yacimiento emita dichos rayos. Así el uranio se detecta indirectamente por la radiación γ emitida por una o más de sus productos, en especial el radio.

2

La localización de elementos radioactivos no es la única aplicación de los métodos radioactivos. Puesto que todas las rocas, tanto ígneas como sedimentarias, contienen trazas de elementos radioactivos, estos métodos pueden utilizarse también para Cartografía Geológica, con tal que las diferentes rocas, estratos o facies tengan radiactividades diferentes.

En la exploración se utilizan aparatos tales como el contador Geiger Muller, Medidores de Centelleo, espectrógrafo de masas, etc.

VII.- METODO TERMOMETRICO.

La termometría consiste en descubrir, por medio de medidas de temperatura a poca profundidad, formaciones geológicas de características especiales a zonas de anomalías de flujo interno.

Se utiliza la noción de gradiente vertical y de grado geotérmico.

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

$$\text{grad} = \frac{\theta_1 - \theta_2}{h_1 - h_2}$$

El grado geotérmico es la cantidad de metros (o cms.) que se debe aumentar la profundidad para que la temperatura aumente 1 grado.

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, cada sustancia se caracteriza por dos parámetros: calor específico y conductividad térmica, los cuales permiten definir acuíferos de poca profundidad.

El calor específico es la cantidad de calor que hay que suministrar a un gramo de la sustancia para que su tem-

peratura aumente 1°C. El valor específico de la mayoría de las formaciones geológicas secas es de 0.2-0.3, mientras que el del agua es 1. Por este motivo, los acuíferos situados a poca profundidad se calientan y enfrían más lentamente con el paso de las estaciones que las formaciones impermeables.

La conductividad térmica expresa la aptitud para propagar el calor recibido. La conductividad de las rocas muy porosas aumenta considerablemente cuando están saturadas de agua, dado que la conductividad térmica del agua es de 0.0014 cal/cm. seg °C, mientras que la del aire es solo 0.00006. La conductividad térmica varía LJ, poco entre otras, sólo las arcillas se diferencian de las restantes rocas por su menor conductividad.

Antes de interpretar las medidas termométricas obtenidas en el campo, es necesario realizar las correcciones correspondientes, según la profundidad donde se hizo la lectura. En la práctica, se utilizan por lo menos 2 series de medidas en épocas diferentes del año con el fin de superponer los diagramas obtenidos y observar las diferencias de temperatura.

VIII.- METODOS SISMICOS.

La propiedad física fundamental en que se basa la explotación por los métodos sísmicos, es la velocidad de transmisión de las ondas elásticas en diferentes formaciones geológicas.

La velocidad de transmisión de las ondas elásticas depende de las propiedades físicas del medio transmisor.

Las fórmulas matemáticas que expresan la velocidad de transmisión en términos de las constantes elásticas del medio son:

$$V_L = \sqrt{\frac{\lambda + \frac{2}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}}$$

$$V_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}}$$

Donde λ, μ son los coeficientes de Lamé, siendo μ el coeficiente de rigidez.

E = Módulo de Young.

ν = Constante de Poisson.

V_L = velocidad de las ondas longitudinales.

V_T = velocidad de las ondas transversales.

ρ = densidad del material.

La velocidad de las ondas transversales es aproximadamente el 57% de la correspondiente velocidad longitudinal.

En sismología se conocen varios tipos de ondas, pero en exploración hasta ahora solamente se aprovecha la onda longitudinal, la cual es la onda de compresión en la dirección de propagación.

La velocidad de transmisión de las ondas elásticas en términos geológicos depende en mayor grado de la compactidad y del estado de consolidación de la formación. Así las arenas, lutitas y margas transmiten las ondas con velocidades intermedias, mientras que las calizas, sal gema, esquistos, gneiss, rocas ígneas; con velocidades mucho más altas. En rellenos no consolidados la velocidad de propagación crece con el grado de saturación y por tanto es mayor bajo el nivel freático que arriba de él.

La tabla VIII.1, muestra los diferentes rangos de velocidad para diferentes formaciones.

Formación	Velocidad Km/s	
Aire	0.33	
Agua dulce	1.45	
Limos	0.2	0.6
Capa superficial no consolidada y seca	0.2	0.6
Aluviones secos	0.6	1.2
Aluviones saturados	1.6	2.4
Arcillas	0.9	1.8
Tobas	1.8	2.5
Margas, creta	2	3
Lavas	2.5	4
Calizas y Dolomías	3	5

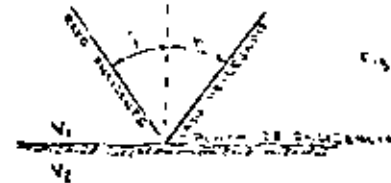
Formación	Velocidad Km/s	
Esquistos, micaesquistos	3	4.5
Gneiss, Cuarzitas	3	5.5
Granitos	4	6

VIII.1).- LEYES DE LA OPTICA GEOMETRICA EN SISMOLOGIA.

Para fines prácticos, las leyes de propagación de las ondas elásticas son idénticas a las leyes de la optica geométrica, siendo raras las ocasiones en que es necesario recurrir a la teoría de propagación de las ondas elásticas.

Las leyes de la optica geométrica que rigen la propagación de las ondas elásticas son:

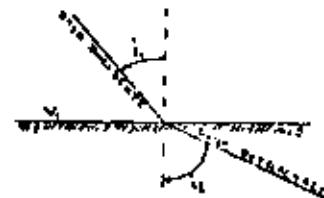
Ley de reflexión. - El ángulo de reflexión está en el plano de incidencia (el cual queda definido por el rayo incidente y la normal N a la superficie en el punto de incidencia), y es igual al ángulo de incidencia Fig. VIII.1.



Ley de Refracción. - El ángulo de refracción está en el plano de incidencia y es:

$$\sin i_1 / \sin i_2 = V_1 / V_2$$

Donde V_1 es la velocidad de propagación de la onda elástica en el primer medio, y V_2 es la velocidad en el segundo medio Fig. VIII.2.



Principio de Huyghens.- Las leyes mencionadas se pueden deducir del principio de Huyghens que 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.

Principio de Fermat.- Las leyes de reflexión y refracción pueden deducirse también del principio de Fermat que dice: "Todo rayo luminoso se propaga de manera que el tiempo empleado en recorrer el camino sea mínimo".

VIII.2).- PRODUCCION, DETECCION Y REGISTRO DE LAS ONDAS SISMICAS.

La forma más comúnmente empleada para la producción de ondas sísmicas es la explosión de cargas de dinamita. Tiene la ventaja de que siempre puede alcanzarse la energía requerida si se emplea la cantidad necesaria de explosivo. Sin embargo, para profundidades de estudio pequeñas, como las requeridas en algunas aplicaciones de Ingeniería Civil, la producción de las ondas sísmicas por medio de martillo resulta muy adecuada.

Las ondas sísmicas son detectadas por medio de geófonos entre los cuales los tipos más usados son los electroreogánicos. Una bobina unida a un cuadro está colocada entre los polos de un imán, que a su vez, está suspendido por muelles de lámina. El cuadro está unido firmemente con una caja hermética provista de un clavo o lámina para introducir el geófono en el suelo. La bobina se mueve con el terreno, mientras que el imán permanece virtualmente estacionario a causa de su gran inercia, y el movimiento relativo de los dos produce una tensión eléctrica oscilante. La tensión producida por el geófono es amplificada y filtrada de manera que sólo pasan las frecuencias deseadas, las cuales son transmitidas a un registrador, donde hace oscilar un diminuto galvanómetro. Este tiene un espejo que envía un rayo luminoso sobre una banda fotográfica enrollada sobre un tambor giratorio, con lo que se completa el registro de las ondas sísmicas.

Los registros sísmicos llevan también líneas de tiempo, de modo que las "llegadas" debidas a reflexiones y refracciones puedan fijarse con precisión (dentro de unos pocos milisegundos).

IX.- METODO DE REFLEXION SISMICA.

El método de reflexión sísmica es el que aporta un cuadro más directo y detallado de la estructura geológica del subsuelo. Con los datos que proporcionan es posible hallar las profundidades a que se encuentran las superficies de contacto enterradas, con una exactitud que sólo es mejorada por las mediciones efectuadas en pozos.

Las profundidades se determinan observando los tiempos de recorrido de ondas elásticas originadas cerca de la superficie y reflejadas hasta ésta por las formaciones subterráneas.

IX.1).- GEOMETRIA DE LAS TRAYECTORIAS DE REFLEXION EN SUPERFICIE DE SEPARACION HORIZONTAL.

Cuando una onda es producida por una explosión de dinamita, justo por debajo de la superficie del suelo, cada superficie de separación que represente un cambio en las propiedades elásticas refleja hacia la superficie parte de la energía y un detector situado en ésta responderá a la llegada de cada onda reflejada, utilizándose el tiempo empleado en el recorrido completo, desde el punto de explosión al detector, para calcular la profundidad a que se encuentra el horizonte reflectante. Para hacer este cálculo es necesario conocer la velocidad de las ondas sísmicas en todos los puntos del perfil. De haber un cambio continuo de la velocidad con la profundidad, las trayectorias de las diversas ondas captadas por una sola estación detectora serán curvas, como se ve en la Fig. IX.1.1.

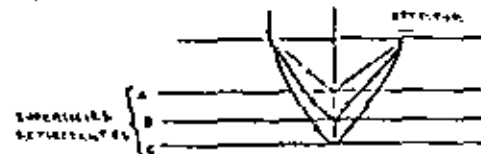


Fig. IX.1.1

Si la velocidad tiene en todo el perfil el valor constante -- V, la onda reflejada por una capa horizontal situada a la profundidad Z con respecto al detector, y a una distancia X del punto de explosión, se desplazara siguiendo las dos líneas rectas representadas en la Fig. VIII.1.2

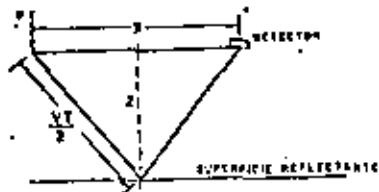


Fig. VIII.1.2

La longitud L de la trayectoria de onda, desde el punto de explosión hasta el detector, pasando por la superficie del reflectante es:

$$L = 2 \sqrt{Z^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} = V T \quad (1)$$

en donde T es el tiempo total recorrido. Despejando T , se obtiene:

$$T = \frac{2}{V} \sqrt{Z^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} \quad (2)$$

La profundidad a que se encuentra el horizonte reflectante - se obtiene, a base del tiempo, distancia horizontal y velocidad media, por la ecuación.

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{(VT)^2 - X^2} \quad (3)$$

La velocidad media se puede calcular por:

- A) Determinación de pozos de Sondeo
- B) por medio del método sísmico de refracción.

IX.2).- REFLEXION EN SUPERFICIES DE SEPARACION INCLINADA.

La formula (2) no es válida para capas inclinadas. Para obtener la expresión del tiempo de reflejo cuando la capa no es horizontal, nos referimos a la fig. VIII.2.1.

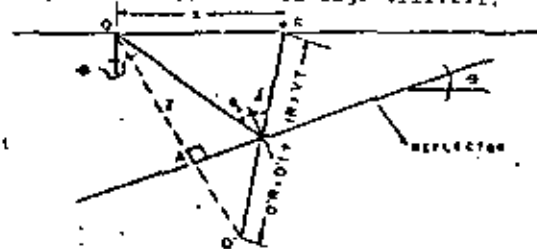


Fig. VIII.2.1

Variables
 t, x

Constantes
 E, θ, V

$$\overline{OR}^2 = \overline{OO'}^2 + \overline{O'R}^2 = 2 \overline{OO'} \overline{OR} \cos \theta' \overline{OR}$$

$$V^2 T^2 = 4Z^2 + X^2 = 4ZX \cos \left(\frac{\alpha}{2} - \theta\right)$$

$$V^2 T^2 = 4Z^2 + X^2 = 4ZX \sin \theta$$

$$T = \frac{1}{V} \sqrt{4Z^2 + X^2} = 4ZX \sin \theta \quad \text{Tiro Sobrio}$$

De forma análoga se calcula para tiro de bajada y de obtiene.

$$T = \frac{1}{V} \sqrt{4Z^2 + X^2} + 4ZX \sin \theta$$

X.- METODO SISMICO DE REFRACCION

En este método los instrumentos detectores se disponen a cierta distancia del punto de explosión, que es larga en comparación con la profundidad a que se encuentra el horizonte que - haya de ser marcado en el mapa. Las ondas explosivas recorren grandes distancias horizontales a través del suelo, y el tiempo requerido para su desplazamiento informa acerca de la velocidad y profundidad de ciertas formaciones del subsuelo.

El método de refracción conserva ciertas ventajas que el de reflexión no puede reivindicar; en una zona donde se disponga de datos relativos a la geología del subsuelo, la exploración por reflexión, que solo da a conocer la geometría de las formaciones subterráneas, no facilita datos acerca de la composición de las rocas subyacentes. La investigación por refracción, por otra parte, al suministrar datos acerca de las velocidades sísmicas en las diversas formaciones, así como de su geometría, hace posible intentar la identificación de los materiales rocosos que hayan de ser cartografiados.

X.I. LEY DE REFRACCION

El ángulo de refracción está en el plano de incidencia y es:

$$\text{Sen } i_1 / \text{Sen } i_2 = V_1 / V_2$$

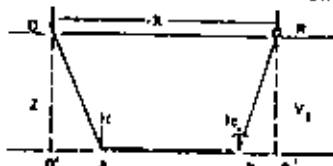
donde V_1 es la velocidad de propagación de la onda elástica en el primer medio, y V_2 es la velocidad en el segundo medio.

Esta ley se conoce con el nombre de ley de Snellius. En el caso general, el rayo iniciado en un punto de origen, al llegar a la superficie de contacto que separa los dos medios, producirá tanto un rayo reflejado como un rayo refractado en el punto de incidencia. El rayo reflejado vuelve al primer medio, formando el ángulo $r = i$ con la normal. El rayo refractado penetra al segundo medio formando un ángulo i_2 con la normal. Este ángulo depende del ángulo de incidencia i_1 , y de la relación de velocidades de ambos medios según la ley de Snellius. Si el ángulo i_1 es mayor que un cierto ángulo crítico es decir, tal que el ángulo i_2 resulta mayor de 90° , entonces no se produce la refracción y toda la energía es reflejada. Si el ángulo de incidencia es tal que el ángulo refractado es igual a 90° , el rayo refractado viaja por la superficie del segundo medio. El ángulo de incidencia que produce el ángulo de refracción, igual a 90° , se llama ángulo crítico de incidencia y tiene mucha importancia en las interpretaciones del método de refracción.

X.2. RELACIONES TIEMPO DISTANCIA PARA CAPAS HORIZONTALES

Consideramos un perfil sísmico el cual se realiza una explosión y a unas distancias crecientes se ubican los detectores.

El tiempo de la onda refractada sería:



Condición $V_2 > V_1$
 $\text{Sen } i_c = \frac{V_1}{V_2}$

$$t_{OABR} = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1}$$

$$OA = OR = 2 \text{ Sen } i_c$$

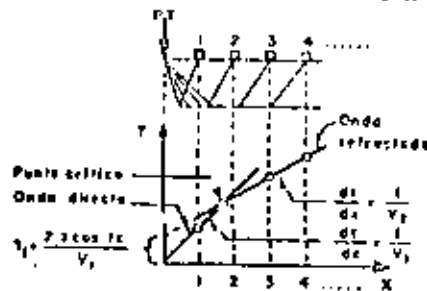
$$AB = OR' = OA - OR'' = 2 \text{ Sen } i_c - 2 \text{ Sen } i_c = 2Z \text{ Sen } i_c$$

$$t = \frac{2Z \text{ Sen } i_c}{V_1} + \frac{2Z \text{ Sen } i_c}{V_2} + \frac{2Z \text{ Sen } i_c}{V_1}$$

$$t = \frac{4Z}{V_1} + 2Z \left(\frac{1}{V_2} \text{ Sen } i_c - \frac{1}{V_1} \text{ Sen } i_c \right)$$

$$t = \frac{4Z}{V_1} + \frac{2Z}{V_1 \cos i_c} (1 - \text{Sen}^2 i_c) \text{ Sen } i_c = \frac{4Z}{V_1} + \frac{2Z \cos i_c}{V_1}$$

En coordenadas rectangulares, se grafican en las abscisas, los espaciamientos de los detectores y en las ordenadas los tiempos. Esta gráfica se denomina de tiempo-distancia ó solo T-X (fig. IX.2.1)



$$T \text{ onda directa} = \frac{X}{V_1}$$

$$T \text{ onda refractada} = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z \cos i_c}{V_1}$$

A partir de la gráfica podemos determinar las velocidades y la profundidad del horizonte refractor.

Las velocidades las determinamos con el recíproco de la pendiente.

La profundidad Z , se puede deducir a partir del tiempo de interceptación

$$\text{Tenemos: } T_i = \frac{2Z \cos i_c}{V_1} \text{ y } Z = \frac{V_1 T_i}{2 \cos i_c}$$

$$\text{Como } \text{Sen } i_c = \frac{V_1}{V_2} \text{ } \rightarrow \text{ } \cos i_c = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

$$Z = \frac{V_1 T_i}{2 \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}$$

15

otra forma de determinar la profundidad, es en función de la distancia crítica.

Distancia Crítica. - A una distancia X_c (ver Fig. 102.) los dos segmentos se cortan; a distancias menores que ésta, la onda directa que se propaga siguiendo la parte superior de la capa de velocidad V_1 es la primera en llegar al detector. A distancias mayores, la onda refractada en la superficie de separación llega antes que la onda directa. Por esta razón, X_c es denominada distancia crítica.

El tiempo empleado por la onda directa, es el mismo que el de la onda refractada en el punto crítico i.e., a la distancia crítica.

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2Z \cos i_2}{V_1} ; \quad X_c \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) = \frac{2Z}{V_1} \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

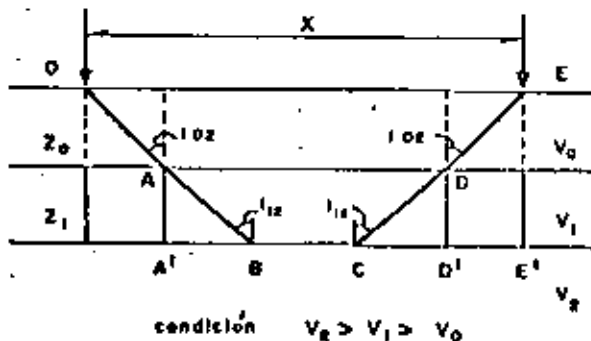
Despejando Z :

$$Z = \frac{X_c}{2} \frac{1 - \frac{V_1}{V_2}}{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}} \quad \text{Multiplicando por } V_2$$

$$Z = \frac{X_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad \therefore \quad Z = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

CASO DE 3 CAPAS

Para calcular el tiempo de la onda refractada en el caso de 3 capas, se procede de manera similar, al problema de 2.



$$\frac{\text{Sen } i_{02}}{V_0} = \frac{\text{Sen } i_{12}}{V_1} = \frac{1}{V_2} \begin{cases} \text{Sen } i_{02} = \frac{V_0}{V_2} \\ \text{Sen } i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \end{cases}$$

$$+ = \frac{OA}{V_0} + \frac{AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1} + \frac{DE}{V_0} ; \quad \text{y sabiendo que:}$$

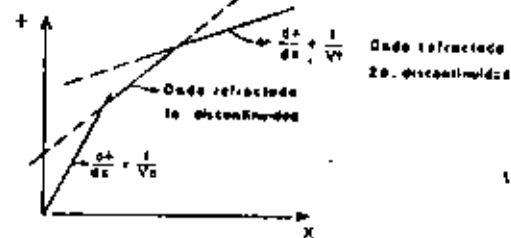
$$OA = OE = Z_0 \text{ Sec } i_{02}$$

$$AB = CD = Z_1 \text{ Sec } i_{12}$$

$$BC = X - 2Z_0 \text{ tan } i_{02} - 2Z_1 \text{ tan } i_{12} ; \quad \text{Se puede llegar a:}$$

$$+ = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0} + \frac{2Z_1 \text{ Cos } i_{12}}{V_1}$$

La gráfica tiempo-distancia sería:



- (1) onda directa = $\frac{X}{V_0}$
- (2) 1a. discontinuidad = $\frac{X}{V_1} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0}$
- (3) 2a discontinuidad = $\frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0} + \frac{2Z_1 \text{ Cos } i_{12}}{V_1}$

X.3.-) CASO DE CAPAS INCLINADAS.

Cuando las capas no son horizontales ni paralelas a la superficie, sino que buzan de una manera cualquiera, las fórmulas anteriores ya no son aplicables. La gráfica T-X, ya no permanece igual de un lugar a otro, porque el tiempo de propagación no depende tan sólo de la distancia de tiro — sino también de la localización del punto de tiro y del detector respecto de un sistema de coordenadas fija sobre la superficie.

Si el perfil se tira pendiente-abajo (es decir, en el sentido del echado) por ejemplo, la línea de velocidad de la segunda capa ya no representa la velocidad verdadera en esta capa, sino una velocidad aparente más baja que la verdadera, porque a medida en el receptor se aleja del punto de tiro el espesor de la capa superyacente crece y el tiempo del rayo emergente aumenta. De la misma manera, si se tira pendiente arriba (en el sentido contrario del echado), la velocidad aparente aparece más alta que la velocidad verdadera.

Para la determinación de la profundidad de la segunda capa y del ángulo de su pendiente, se requiere el conocimiento de las dos velocidades aparentes. Por consiguiente es necesario tirar el perfil en ambos sentidos.

X.3.1.- FORMULA PARA LA DETERMINACION DEL ECHADO Y DE LA VELOCIDAD DE UNA CAPA INCLINADA.

En el caso de un solo cantido de pendiente uniforme que separa dos capas de velocidades constantes, V_0 y V_1 siendo $V_1 > V_0$, el tiempo del rayo refractado es:

$$t = \frac{OA}{V_0} + \frac{AB}{V_1} + \frac{BR}{V_0}$$

Sabiendo que:

$$OA = Z_0 \sec \theta$$

$$OR = X \cos \theta$$

$$AR = OR - OA - BR = X \cos \theta - Z_0 \tan \theta - Z \tan \theta$$

$$BR = Z \sec \theta$$

$$OA = Z_0 \tan \theta$$

$$BR = Z \tan \theta$$

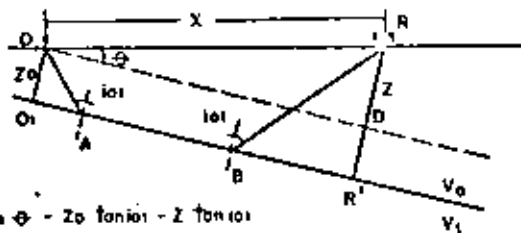
Se puede llegar a la ec. del tiempo que es:

$$t_D = \frac{2Z_0 \cos \theta}{V_0} + \frac{X}{V_1} \frac{\sec(\theta + \phi)}{\cos \theta} \quad (1)$$

Si la dirección del tiro es en el sentido contrario del echado se tiene:

$$t_D = \frac{2Z \cos \theta}{V_0} + \frac{X}{V_1} \frac{\sec(\theta - \phi)}{\cos \theta} \quad (2)$$

Diferenciando las ecuaciones (1 & 2) y sacando el recíproco obtenemos dos velocidades aparentes:



U_s representando la velocidad aparente al tirar pendiente arriba (contra el echado) y U_b la velocidad aparente al tirar pendiente abajo (en el sentido del echado).

$$U_s = \frac{V_1 \sin \theta}{\sin(\theta + \phi)} = \frac{V_0}{\sin(\theta + \phi)} \quad (3)$$

$$U_b = \frac{V_1 \sin \theta}{\sin(\theta - \phi)} = \frac{V_0}{\sin(\theta - \phi)} \quad (4)$$

De las ec. 3 & 4 se puede calcular la pendiente y la velocidad.

$$\phi = \frac{1}{2} (\sin^{-1} \frac{V_2}{U_s} - \sin^{-1} \frac{V_2}{U_b}) \quad (5) \quad \text{lo:} \quad \frac{1}{2} (\sin^{-1} \frac{V_2}{U_b} + \sin^{-1} \frac{V_2}{U_s}) \quad (6)$$

La velocidad verdadera de la segunda capa no es promedio aritmético de las dos velocidades aparentes, sino:

$$V_1 = 2 \cos \phi \frac{U_s U_b}{U_s + U_b} = \frac{V_0}{\sin \phi} \quad (7)$$

X.4.- COMENTARIOS :

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

$$V_1/V_2 < 1 \quad \text{ó} \quad V_2 > V_1$$

Considérese el caso de tres capas donde:

$$V_2 < V_1 < V_3$$

Como el caso de una intercalación de arcilla entre gravas y calizas. El análisis de la gráfica D-X (Fig. X.4.1.), muestra que la velocidad (V_2) de la segunda capa no varía y que el comportamiento de la gráfica es como si únicamente existieran dos capas.

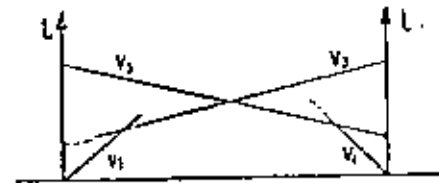
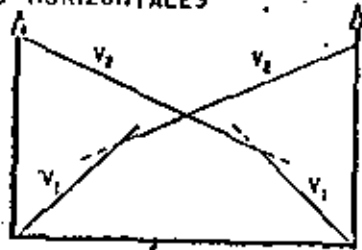


FIG. X.4.1

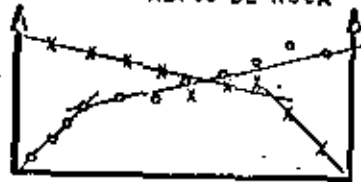
Este caso nos señala la limitante del método. Sin embargo, en condiciones donde la velocidad de propagación de los diferentes estratos aumenta con la profundidad, el método sísmico de refracción nos definirá los contactos con mayor exactitud que el método eléctrico resistivo.

A continuación se ilustra el comportamiento de algunas gráficas tiempo-distancia, para diferentes condiciones del subsuelo, en perfiles tirados en ambos sentidos.

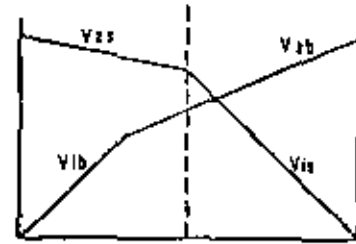
CAPAS HORIZONTALES



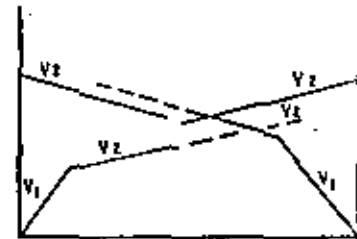
PUNTOS BAJOS O ALTOS DE ROCA



CAPAS INCLINADAS



CAPA ESCALONADA



GENERALIDADES DE LOS METODOS GEOFISICOS

CARACTERISTICAS	GRAVIMETRICO	MAGNETICO	SISMICO REFLEXION	SISMICO REFRACCION	ELECTRICO RESISTIVIDAD
INSTRUMENTO	GRAVIMETRO. PENDULO. BALANZA DE TORSION	MAGNETOMETRO (HORIZONTAL, VERTICAL, TOTAL)	DETECTOR AMPLIFICADOR CAMARA	DETECTOR AMPLIFICADOR CAMARA	ELECTRODOS. MILIAMPERIMETRO. POTENCIOMETRO
APLICACION: RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE
CANTIDAD MEDIDA	VARIACION DE GRAVEDAD	VARIACION DE ALGUN CAMPO MAGNETICO	TIEMPO DE REFLEJO	TIEMPO DE ONDA REFRACTADA	CORRIENTE, DIF. DE POTENCIAL
PROPIEDAD FISICA	DENSIDAD DE LAS ROCAS	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	ELASTICIDAD	ELASTICIDAD	PROP. ELECTRICAS (RESISTIVIDAD Y POT. NATURAL)
TIPOS DE ESTRUCTURA	ANTICLINALES, DOMOS- FALLAS RELIEVE DEL BASAMENTO	RELIEVE DEL BASAMENTO YACIMIENTOS MINERALES CUERPOS INTRUSIVOS.	ANTICLINALES, DOMOS, SALINOS, FALLAS, TRAMPAS ESTRATIGRAFICAS	ANTICLINALES, DOMOS, FALLAS, RELIEVE DEL BASAMENTO	GEOMETRIA Y CONFIGURACION
TIPOS DE CORRECCION	ELEVACION LATITUD RELIEVE TOPOGRAFICO	LATITUD VARIACION DIURNA	CAPA METEORIZADA ELEVACION	CAPA METEORIZADA ELEVACION	

TABLA N° 1

XI). - METODO ELECTRICO RESISTIVO

El método de resistividad se basa en medir desde la superficie - del terreno los cambios de resistividad de los diferentes estratos ó - unidades geológicas del subsuelo.

La resistividad de un cierto material se define como la resisten - cia eléctrica de un cubo de la de lado de dicho material, cuando ha- ce - mos pasar a través de él una corriente perpendicular a una de sus ca- ras.

Podría pensarse que la resistividad de una roca depende de un so- lo factor y como consecuencia es posible identificarla con un valor -- de resistividad dado; pero nada mas erróneo; la resistividad de las ro- cas depende de varios factores para que pueda atribuirse un solo valor, ni siquiera un margen moderadamente estrecho de variabilidad, a la de - cada tipo de roca. Por esto es necesario en los estudios geoséctricos contar con información tal como cortes litológicos de pozos, registros de pozos, mapas geológicos, etc., con el fin de reducir el margen de - variación y poder indentificar las rocas por su resistividad, aunque - en algunos casos puedan existir ambigüedades. Los principales factores que afectan la resistividad de las rocas son:

- Porosidad
- Constitución mineralógica
- Grado de Saturación
- La resistividad del agua contenida

En la tabla II se muestran los diferentes rangos de resistividad para diferentes materiales.

XI.1).- ELECTRODOS

Uno de los elementos esenciales de las instalaciones

Aunque en algunos casos, las barras metálicas, por ejemplo, de cobre, resultan satisfactorias para medir el potencial en otros no es recomendable su empleo directo, puesto que la acción electrofítica produce una diferencia de potencial variable entre dos electrodos metálicos clavados en el suelo. Este fenómeno llamado polarización tiende a enmascarar la diferencia de potencial natural entre electrodos. Por esto es preferible utilizar (sobre todo para el método de potencial espontáneo) los electrodos impolarizables, en la línea de medición (de potencial).

Uno de los electrodos más sencillos de esta clase se obtiene colocando una varilla de cobre en una vasija de porcelana porosa que contiene una solución saturada de CuSO₄ cuya solución es la misma para M y N. Solamente la parte exterior del recipiente está en contacto con el terreno fig. XI.1.3.

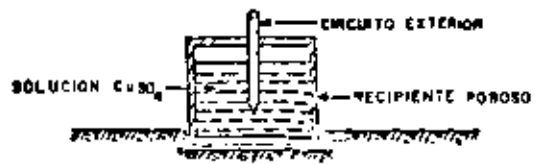


FIG. XI.1.3.

XI.2) ... - POTENCIAL ELÉCTRICO.

Para la comprensión adecuada del método de resistividad es necesario tener una idea acerca del potencial

eléctrico producido por un electrodo puntual en la superficie de un terreno homogéneo. En la práctica, mediante una barra metálica de diámetro pequeño se logra aproximar al electrodo puntual.

A continuación se demuestra que si i es la corriente que pasa a través de un electrodo puntual colocado sobre la superficie de un terreno "semi-infinito" de resistividad f , el potencial eléctrico en un punto P que dista r del electrodo es:

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

Se supone un medio isotrópico, homogéneo y un electrodo A conduciendo la corriente en este medio fig. -- XI.2.1. En un punto P, se tiene un elemento del medio, ds , a una distancia r y dr del punto "A".



FIG. XI.2.1.

con r a $r+dr$ se trazan dos esferas y suponemos la resistividad del elemento del medio ds .

Si la resistencia eléctrica de la capa es dr , según la ley de ohm, la diferencia de potencial a través de la capa será:

$$Idr = dv \quad \dots \dots \dots (XI.1.)$$

sabemos que: $R = \frac{l}{S} \therefore dr = \frac{r dr}{ds}$

14

S, L = superficie y Longitud del conductor.

Para la esfera de radio r , la superficie es:

$4\pi r^2 \quad dR = \int \frac{dr}{4\pi r^2}$, de la ec. 1 (XI.1.) tenemos:

nos:

$dr = - \frac{I \rho}{4\pi} \frac{dr}{r^2}; \int dr = - \int \frac{I \rho}{4\pi} \frac{dr}{r^2} = - \frac{I \rho}{4\pi} \left[\frac{1}{r} \right]_r^{\infty}; \frac{1}{4\pi} \frac{1}{r}$

si se supone que el potencial en el infinito es cero y como es solamente la semiesfera la que nos interesa, el potencial en el punto A es:

$V = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{r} \quad \text{--- (XI.2.)}$

cuando unos puntos conservan un mismo valor de potencial definen una curva equipotencial. El campo eléctrico presenta la forma de la fig. XI.2.2., donde -- las líneas equipotenciales son ortogonales a las líneas de corriente.

XI.3).- EXPRESION GENERAL PARA LA OBTENCION DE LA RESISTIVIDAD

Estudiando el campo eléctrico de un electrodo puntual se ha visto la posibilidad de determinar la resistividad de un semiespacio homogéneo e infinito. La esencia del método consiste en la medición de la intensidad de corriente I que se hace pasar por el terreno -- a través de dos electrodos de alimentación A y B y de la diferencia de potenciales ΔV entre otros dos electrodos M y N colocados en la superficie del terreno.

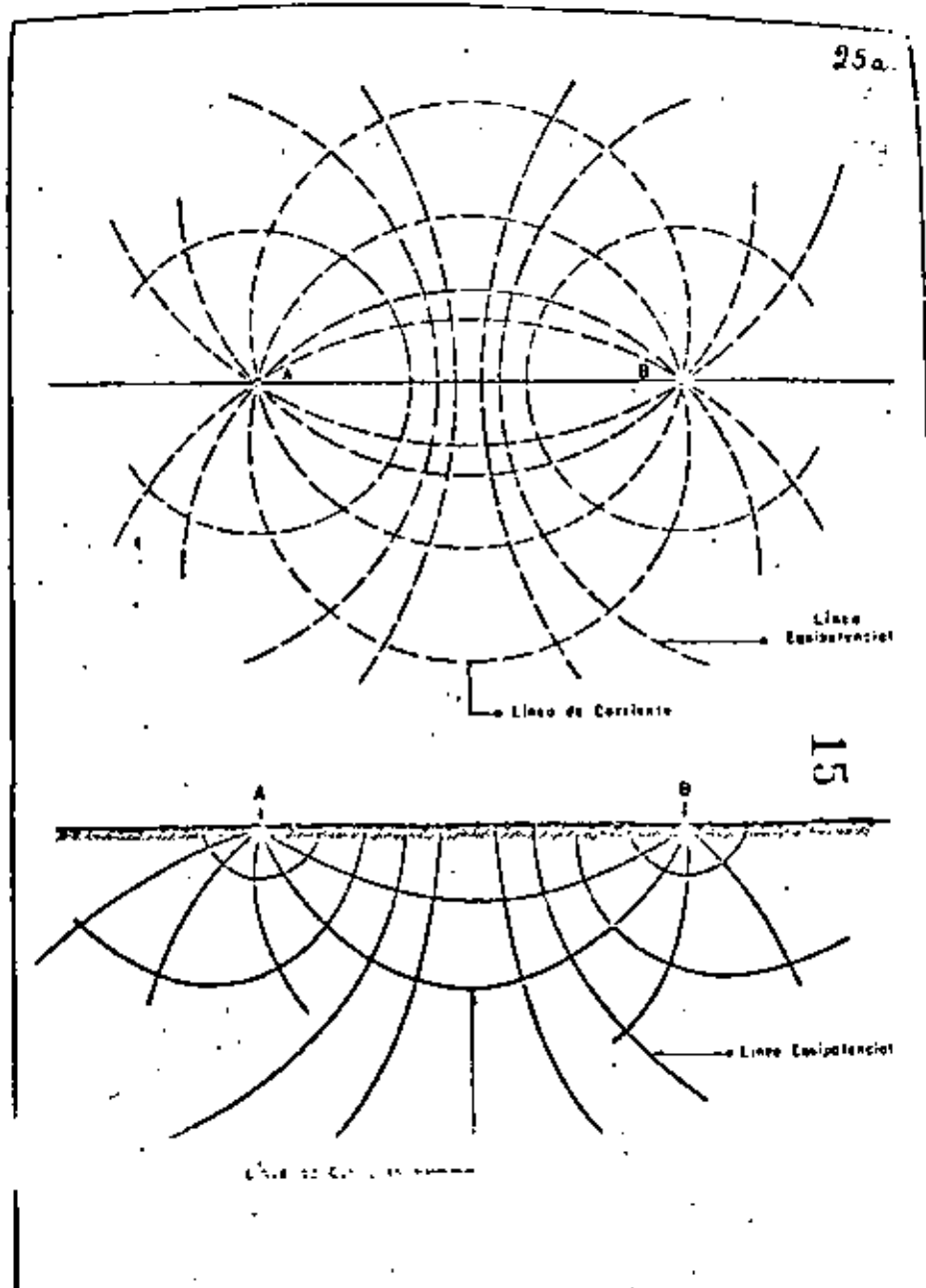


FIGURA XI.2.2.

El conjunto de los cuatro electrodos se denomina cuadrípolo o tetrapolo. En principio, los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Analicemos el arreglo tetrapolar de la fig. XI.3.1. (posición arbitraria de electrodos).



FIG. XI.3.1.

V_M^{AB} es el potencial en el electrodo M debido a la corriente I de los dos electrodos.

V_N^{AB} es el potencial en el electrodo N debido a la corriente I, de los dos electrodos.

si $V_M^A = V_M^A - V_M^B$ & $V_N^A = V_N^A - V_N^B$

La diferencia de potencial será:

$$\Delta V = V_M^{AB} - V_N^{AB} = V_M^A - V_M^B - V_N^A + V_N^B \quad \text{---(XI.3.)}$$

utilizando la ecuación $V = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{r}$, que se dedujo anteriormente, en la cual r es la distancia que hay desde el electrodo de corriente al lugar donde se está midiendo tenemos que:

$$V_M^A = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AM} \quad ; \quad V_M^B = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BM}$$

$$V_N^A = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AN} \quad ; \quad V_N^B = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BN}$$

substituyendo lo anterior en la ecuación XI.3. tenemos:

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AM} - \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BM} - \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AN} + \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BN}$$

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad \text{--- XI.4}$$

Despejando la resistividad (ρ) tenemos:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \quad \text{--- XI.5.}$$

si: $K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)}$ se tiene:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{--- XI.6.}$$

que es la expresión general para la obtención de la resistividad.

Como K es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electrodico, se le denomina factor geométrico.

La fórmula XI.6. puede ser utilizada también en el caso de un semiespacio no homogéneo, solo que obtendremos un valor "a" denominado resistividad aparente, el cual está ligado por complejas relaciones a las resistividades verdaderas y espesores de todas las capas influenciadas por el dispositivo A:NB.

16

XI.4.).- CONFIGURACIONES ELECTRODICAS.

Para determinar la resistividad de un terreno homogéneo se han sugerido varios arreglos de electrodos, para A, B, M y N. Los más comunmente usados son:

1) Arreglos Simétricos, y 2) Arreglos Dipolares.

En el arreglo simétrico, los puntos A, M, N y B se toman en una línea recta de manera que los puntos M y N sean simétricos con respecto al centro "O" de tendido AB.

Dentro de este tipo de arreglo se encuentra el dispositivo Wenner, en el cual los cuatro electrodos se colocan equidistantes, de manera que se obtenga $a_1 = a_2 = a_3$ (fig. XI.4.1.). La resistividad se obtiene por: $\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$

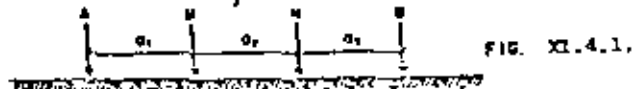


FIG. XI.4.1.

En ocasiones se utiliza un arreglo denominado Lee, el cual es una modificación del Wenner.

El arreglo Lee consiste en colocar en el punto "O" un tercer electrodo de medición (fig. XI.4.2.) obteniéndose para cada punto dos medidas de diferencia de potencial, MO y ON. En este caso la resistividad en el espacio MO ó ON viene dado por la expresión:

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

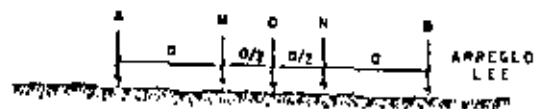


FIG. XI.4.2.

El arreglo Schlumberger es otro de los dispositivos simétricos. En este, las distancias a_1 y a_3 son iguales y muy grandes en comparación de a_2 (fig. XI.4.3)

En la práctica se mantendrá la relación: $5 \leq \frac{AB}{MN} \leq 20$. La resistividad viene dada por:

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{ó sea} \quad \rho = \pi \left(\frac{r^2 - a^2}{2a} \right) \frac{\Delta V}{I}$$

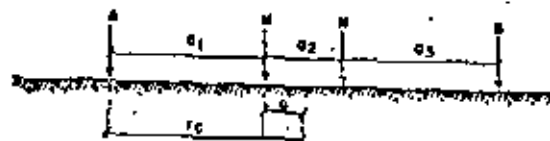


FIG. XI.4.3.

Dispositivos Dipolares.

En estos dispositivos las distancias entre los electrodos de medición (dipolo de medición) y de corriente (dipolo de corriente) son pequeñas en comparación con la distancia R entre los centros O y O' de los dos dipolos (fig. XI.3.4.) En dependencia de la posición de los dipolos de corriente y de medición distinguimos varios tipos de dispositivos dipolares.

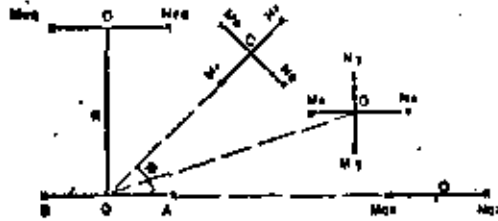


Fig. XI.3.4.

Alpin, L. M., propuso clasificar los dispositivos dipolares según los ángulos β y ϕ . El ángulo β se define por el eje del dipolo de medición y el radio vector del centro del dipolo de corriente al de medición, y el ángulo ϕ por el eje del dipolo de corriente y el radio vector mencionado.

El cálculo de la resistividad aparente se efectúa a partir de la ecuación XI.7, donde a los diversos dispositivos los valores correspondientes de β y ϕ .

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} (2 \cos \beta \cos \phi + \sin \beta \sin \phi)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{XI.7.}$$

A continuación se exponen los dispositivos (fig. XI.3.4.)

a).- Dispositivo Paralelo ($M_x N_x$).

Este arreglo se caracteriza por tener sus dos dipolos paralelos y $\beta = 2\pi - \phi$. La resistividad aparente (ρ_a) se calcula por:

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} (2 \cos^2 \phi - \sin^2 \phi)^{-1} \frac{\Delta V}{I}$$

b).- Dispositivo Perpendicular ($M_y N_y$).

Los dos dipolos forman ángulo recto. $\beta = \frac{\pi}{2} - \phi$;

por lo que su resistividad aparente se determina por:

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{4}{3 \sin 2\phi} \frac{\Delta V}{I}$$

c).- Dispositivo Radial ($M_r N_r$).

El dipolo MN se encuentra situado sobre la recta que une los centros de ambos dipolos $\beta = 0$

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{1}{\cos \phi} \frac{\Delta V}{I}$$

d).- Dispositivo Azimutal ($M_\theta N_\theta$).

El dipolo MN es perpendicular a la recta que une los centros de ambos dipolos. $\beta = \frac{\pi}{2}$

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{1}{\sin \phi}$$

e).- Dispositivo Ecuatorial ($M_{eq} N_{eq}$).

Es a un tiempo paralelo y azimutal, de modo que ambos dipolos son paralelos entre sí, y perpendiculares al eje que pasa por sus centros. $\beta = \phi = \frac{\pi}{2}$

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{\Delta V}{I}$$

f).- Dispositivo Axial ($M_{ax} N_{ax}$)

Los cuatro electrodos están en la misma recta. Este dispositivo es pues, simultáneamente paralelo y radial. $\beta = \phi = 0$

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{\Delta V}{I}$$

XI.5 .).- CORRIENTE DE ALIMENTACION.

El método eléctrico resistivo emplea corrientes artificiales que pueden ser continuas o alternas.

El empleo de la corriente alterna elimina la acción de diferentes corrientes parásitas que circulan en el suelo como: polarizaciones espontáneas y corrientes telúricas, también se pueden medir diferencias de potencial pequeñas y amplificarlas, por lo que la fuente de corriente no necesita ser tan potente como la de corriente continua. Sin embargo, la corriente alterna 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 estos. Cuando 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.

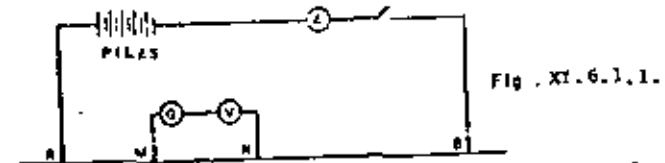
XI.6 .).- APARATOS EMPLEADOS.

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

XI.6.1).- APARATOS PARA CORRIENTE CONTINUA.

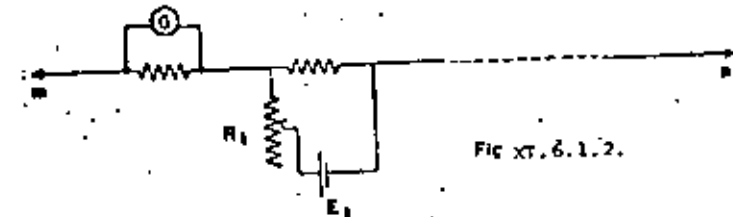
Son generalmente del tipo potenciométrico o puente.

El esquema de principio está representado en la fig. XI.6.1.1.



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 corriente.

El circuito de tensión es en realidad doble. El primero, colocado en serie únicamente con el galvanómetro, fig. XI.6.1.2.



está destinado a eliminar la influencia de la polarización del terreno a fin de dejar la zona de medida eléctricamente neutra. El segundo (fig. XI.6.1.3) sirve para equilibrar la diferencia de potencial existente entre M y N por medio del circuito (R2 - E2), una vez establecida la corriente en el suelo entre los electrodos A y B. Como la polariza-

ción es variable es indispensable repetir varias veces la corrección de polarización, a fin de tener la seguridad de medir realmente la diferencia de potencial entre M y N.

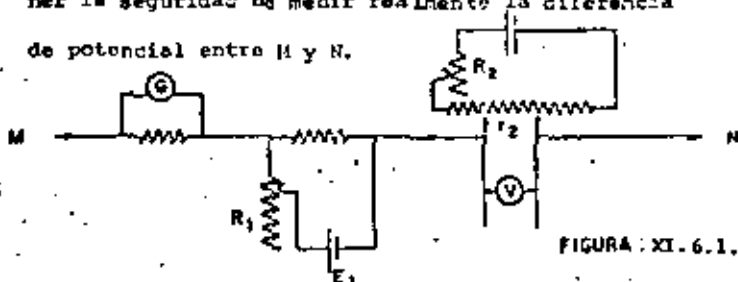


FIGURA XI.6.1.3.

XI.6.2. - APARATOS PARA CORRIENTE ALTERNA.

Como en el caso anterior, existen dos circuitos.

En el circuito de envío de corriente (AB) 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 referencia de potencial se encuentran un milivólmeter V, una resistencia calibrada S y un galvanómetro como corrector de cero. Se puede notar que como la polarización tiene una corrección automática, el segundo circuito de los aparatos de corriente continua, no existe en este tipo de aparato. fig. XI.6.2.1.

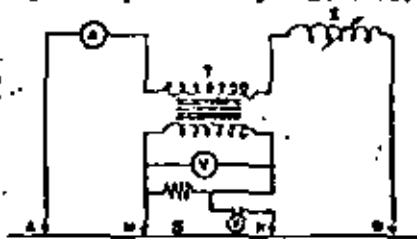


Fig. XI.6.2.1.

XI.7.1.- SONDEO ELECTRICO VERTICAL.

En la sección XI.3., se vió que la fórmula mediante la cual medimos, sobre la superficie del terreno, la resistividad aparente del subsuelo es:

$$\rho = \frac{AV}{I} K$$

donde K, es el llamado factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Las mediciones de resistividad del subsuelo se pueden efectuar en dos formas principales. La primera, mediante los llamados "Perfiles Resistivos a Profundidades Constantes", en los cuales K permanece constante para una serie de medidas en diferentes puntos, dando como resultado información geoelectrica del subsuelo en dirección horizontal a una determinada profundidad. En la segunda, llamada "Sondeo Eléctrico Vertical" (SEV), las medidas son ejecutadas en un punto específico, tal que el valor de K cambia progresivamente. De esta forma, los valores de la resistividad aparente medidas en la superficie, reflejan la distribución vertical de los valores resistivos en una sección geológica. En otras palabras, las mediciones de campo aplicando el método del SEV, consisten en determinar las resistividades aparentes que corresponden a una serie creciente de

paraciones entre electrodos. Teniendo por base el hecho de que a mayor distancia entre los electrodos de potencial y de corriente, corresponde mayor profundidad de investigación.

Los resultados obtenidos por el SEV, utilizando cualquiera de los dispositivos electrodicos (ver XI.4), antes descritos se llevan a una gráfica que recibe el nombre de curva de resistividad aparente. Se dibujan en un sistema de coordenadas rectangulares, ya sea utilizando escalas matemáticas o logarítmicas, una serie de puntos llevando en las ordenadas los valores de resistividad aparente y en las abscisas la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente $AE/2$, cuando se utiliza el dispositivo Schlumberger o R (que es la distancia que une los centros de los dos dipolos) en los arreglos dipolares, y en el método Wenner se toma como abscisa la distancia equielectrónica "a".

La resistividad verdadera y los espesores de cada uno de los estratos de una determinada zona se pueden calcular a partir de las curvas de resistividad aparente. Con este propósito se han propuesto y desarrollado diversos métodos de interpretación que se basan en el análisis de la distribución del potencial en la superficie, producido por una corriente al atravesar estratos de diferentes

resistividades. Estos métodos, unos analíticos y otros gráficos permiten establecer las condiciones y profundidades de los estratos desde el punto de vista eléctrico, pero debe señalarse que no obligatoriamente hay una correspondencia unívoca entre las unidades eléctricas y las geológicas y que para obtener una adecuada interpretación cuantitativa es necesario contar con información geológica, tanto de la superficie como del subsuelo.

XI.8).- INTERPRETACION DE LAS CURVAS DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES. (SEV).

El objetivo principal de la interpretación de las curvas de los SEV, es la construcción del corte geoelectrico del área estudiada. Para ello en base de dichas curvas, se determinan los espesores y las resistividades reales de las diferentes capas que componen el corte estudiado. La interpretación geológica del corte geoelectrico se efectúa relacionando las propiedades eléctricas con la geología de la zona.

Se puede considerar que la interpretación se divide en dos partes: 1) Interpretación Cualitativa y, 2) Interpretación Cuantitativa.

XI.8.1).- INTERPRETACION CUALITATIVA.

La interpretación cualitativa tiene como fin:

- a) Dar una idea general sobre la composición geológica del área estudiada.

b) Determinar cualitativamente las estructuras de interés práctico.

c) Determinar cualitativamente los cambios de facies de diferentes horizontes.

El análisis cualitativo se puede llevar a cabo por medio de las resistividades aparentes e isoclinas de ρ_a . Para analizar por medio de las resistividades aparentes es necesario construir una gráfica por cada sondeo, con los valores de ρ_a y la separación creciente de electrodos. Representando conjuntamente los resultados a lo largo de la traza del perfil, se obtiene una cierta imagen de su estructura eléctrica sin perder de vista cada gráfica particular.

Las isoclinas se construyen de la siguiente manera:

Los puntos del SEV se dibujan en el perfil topográfico. En cada punto a lo largo del eje vertical se ponen los valores de $AB/2$ (para el arreglo Schlumberger) y al lado de ellos se anotan los valores de ρ_a medidos con $AB/2$. Después en base de estos valores de ρ_a , se construyen las isoclinas. La configuración de estas líneas caracteriza cualitativamente el corte geoelectrico.

En la fig.

se muestra el corte de isoclinas obtenidas sobre un anticlinal de baja resistividad.

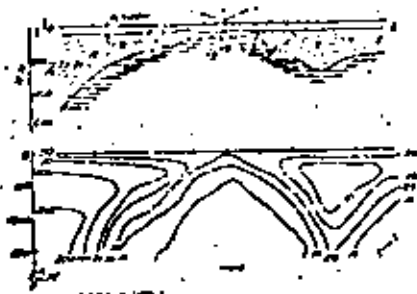
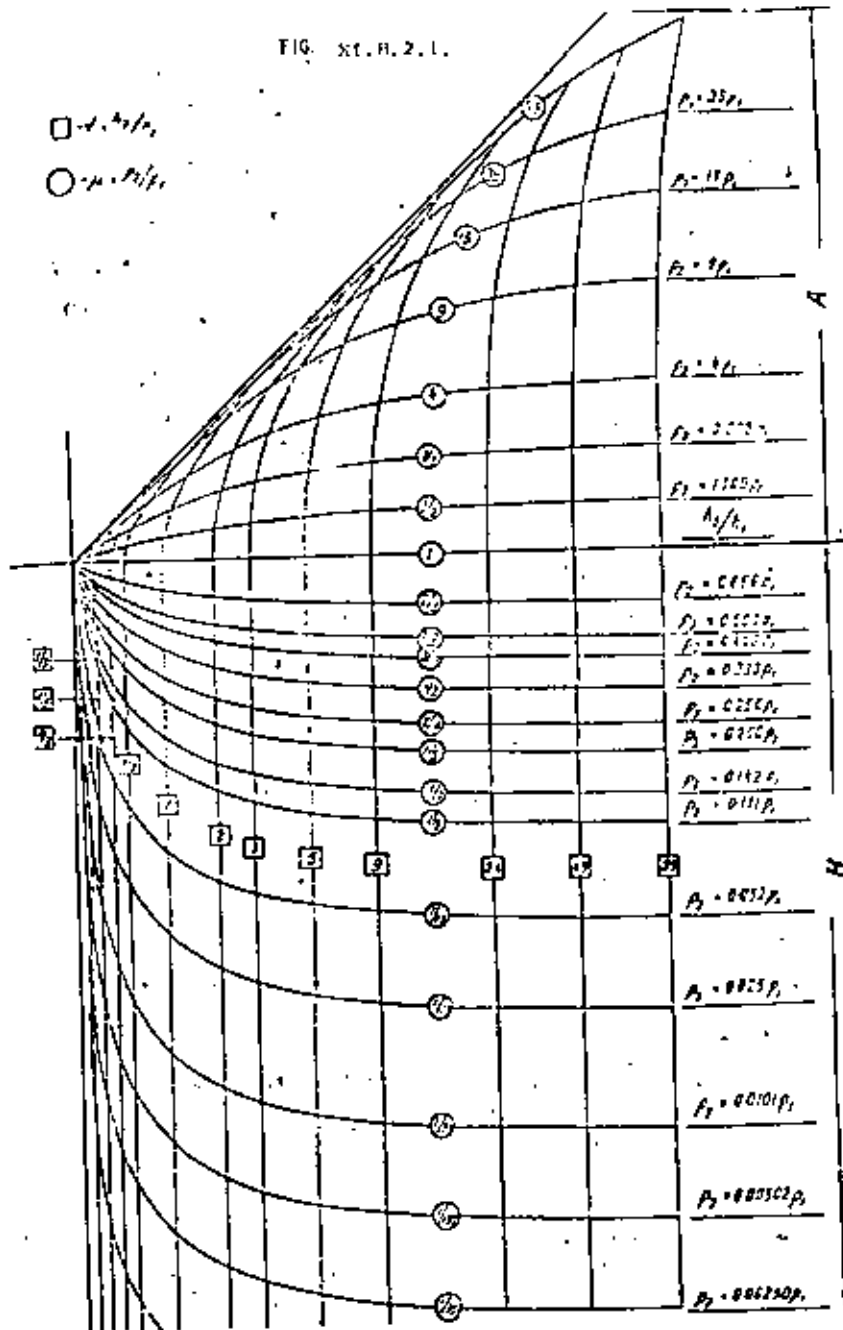


FIG. XI.H.2.1.



38a.

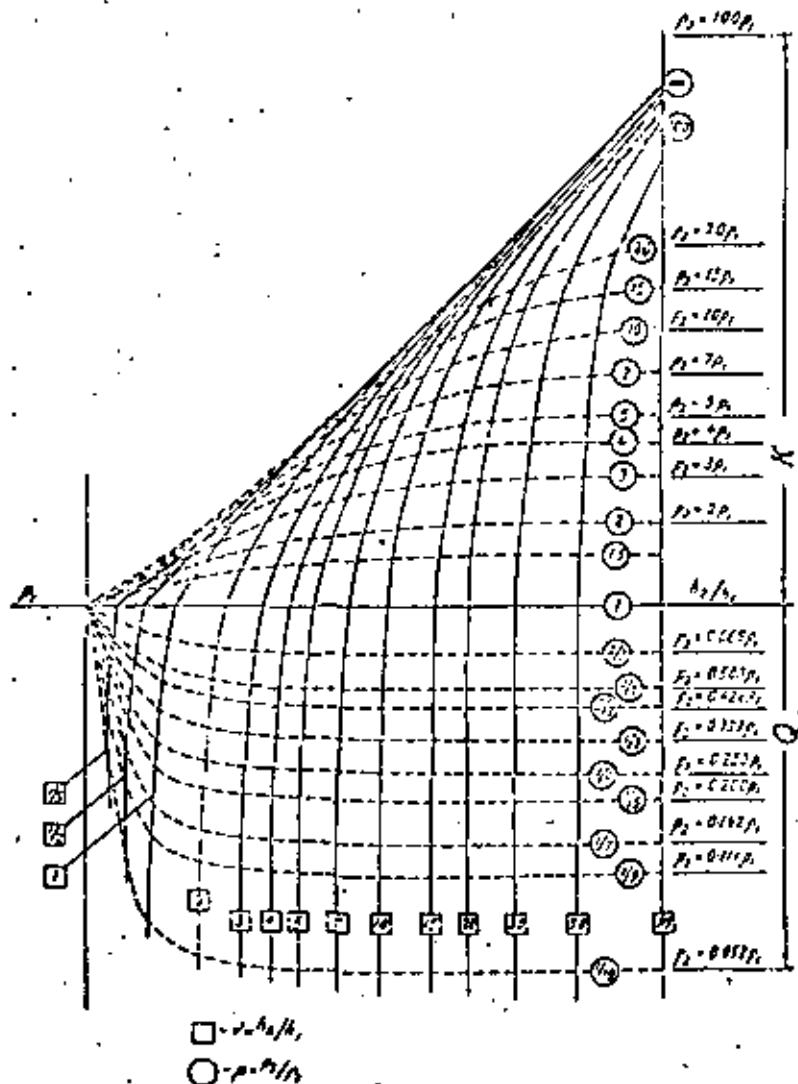
22.

Auxiliary field charts, H and A. (From Anagnostou, 1963a.)

FIG. XI.8.2.2.

Diagram 4
 P. O. GEOPHYSICAL SERVICE, P. 1234
 Direct Current Geoelectric Section
 Electric Field Service Company
 Amsterdam, 1966

38 b



Auxiliary plots charts, K and Q (From A-5070000, 1963)

XI.8.2) INTERPRETACION CUANTITATIVA.

El objetivo de la interpretación cuantitativa de las curvas de SED es la determinación de los parámetros de los horizontes que componen el corte geoelectrico, i.e., $h_1, \rho_1; h_2, \rho_2;$ etc. Para determinar estos parámetros existen diversos métodos, pero sin duda los más aplicados son:

- La comparación de las curvas de campo con las curvas maestras (existen diversos catálogos de curvas maestras para 2, 3 y 4 capas, como las de: Mooney and Nettel, 1956; Compagnie Generale de Geophysique, 1963; Mooney y Orellana, 1966).
- Mediante las gráficas auxiliares A, B, K, Q (los cuales se encuentran en las figuras XI.8.2.1. y XI.8.2.2. y las curvas maestras. Este método tiene la ventaja de aplicarse a curvas de 5 y más capas, aunque la exactitud disminuye conforme aumenta el número de capas.

XI.9) COMENTARIOS.

Para buenas respuestas a la aplicación de un determinado método geofísico es necesario que existan buenos "contrastes" de la propiedad física que se está investigando.

En el caso del método eléctrico resistivo, para determinar una estructura o estrato, necesitamos que existan contrastes de resistividad (propiedad física medida entre estos y el medio que lo rodea).

23

Pongamos por ejemplo el caso de lechón de cuarcas y gravas suprayacando un substrato de arcillas y lutitas. El contraste de resistividades es tan notorio que fácilmente se podrá establecer la profundidad del contacto. Si, por el contrario, existen gravas gruesas sobre calizas, estas dos formaciones serán difíciles de diferenciar por el método eléctrico resistivo. Sin embargo, afortunadamente este uso no es muy común.

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

Las razones que conducen a este resultado son:

- El bajo costo de los reconocimientos.
- La influencia del agua sobre la conductividad del suelo.
- Una facilidad de interpretación aunque en ocasiones solamente aparente.

BIBLIOGRAFIA

- ASTIER J.L. GEOFISICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGIA-PARANINFO-MADRID 1975.
- BHATTACHARYA P.K. EF. DIRECT CURRENT GEOELECTRIC SOUNDING-ELSEVIER-1968
- DAIJKO J. Y AZZE PAVON A. GEOELECTRICIDAD I-SCRIBO INGENIERIA GEOTISICA UNIVERSIDAD DE LA HABANA,1972
- DOBRIK, M.B. INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA-OMEGA, S.A. MEXICO -- 1960
- OLHOVICH, V.A. CURSO DE SIEMOLOGIA APLICADA-REVERTE-MEXICO 1959.
- ORELLANA, E. PROSPECCION GEOELECTRICA EN CORRIENTE CONTINUA-PARANINFO-MADRID 1972.
- PARASNIS D.S. GEOFISICA MINERA-PARANINFO - MADRID 1971.
- KELLER G.V, EF. FRISCHKNECHT F.C. ELECTRICAL METHODS IN GEOPHYSICAL PROSPECTING-PERGANON -- PRESS, 1966.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

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

ABRIL, 1984

①

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

ING. ANTONIO LIST MENDOZA.

INTRODUCCION.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

TOMA DE DATOS PIEZOMETRICOS:

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

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

29

registra con un milimetro.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ORGANIZACION Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.

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

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

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

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

auxilio de cintas o discos de computadora.

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

PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LA INFORMACION.

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

CONFIGURACIONES DE IGUAL ELEVACION PIEZOMETRICA.

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

La preparación de estas configuraciones tiene un problema principal: por su aparente sencillez se le considera a menudo como una simple interpolación mecánica que no requiere de ningún criterio. Esto lleva a cometer errores que pueden invalidar la configuración resultante: se apoyan 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, pueda llevar a un nivel -

estático totalmente falso.

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

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

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

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

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

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

4.

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

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

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

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

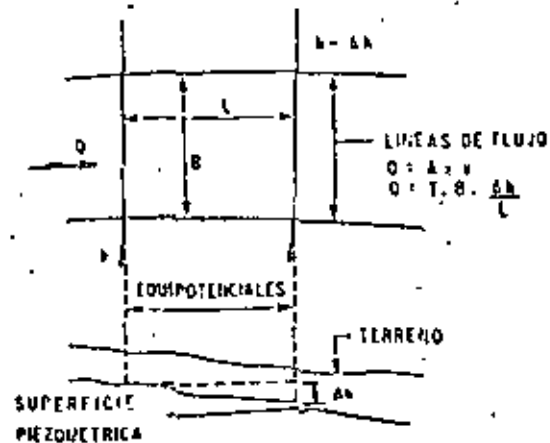
$$Q = Av = KA \frac{h}{L}$$

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

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

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

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



Evolución Piezométrica.-

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

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

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

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

Profundidad a los Niveles Estáticos.-

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

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

5

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

Perfiles Piezométricos.-

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

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

Hidrógrafos de Pozos.-

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

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

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

6

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

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

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

Niveles Dinámicos.-

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

No obstante, es común manejar estos datos acompañados del reporte del tiempo que llevaba en operación el pozo o pozos próximos y de los caudales de operación, siendo factible con esos elementos, calcular el caudal específico, parámetro relacionado con la transmisibilidad de las formaciones, tema de pláticas posteriores.

EFFECTOS QUE PROPICIAN CAMBIOS EN LA POSICIÓN DE LOS NIVELES ESTÁTICOS DE LOS ACUIFEROS.

Como último punto y a manera de resumen se des-

cribirán en forma breve algunas causas y efectos que propician cambios en la posición de los niveles de agua.

Las variaciones que manifiestan los niveles de agua en los acuíferos pueden ocurrir en periodos prolongados o bien en periodos cortos, debiéndose tener en ambos casos, observaciones que permitan definir su forma y duración, las que se consiguen midiendo sistemáticamente la posición del nivel correspondiente, en pozos que se elijen de observación, tomando siempre en cada uno el mismo punto de referencia.

Entre las causas que propician variaciones connotables debe destacarse la lluvia, la que en esencia sigue de considerarse como única fuente de recarga y por tanto, es una fuente intermitente que varía día con día y año con año. La descarga, por otra parte, que se manifiesta con disminución en las elevaciones del nivel, puede ser natural o artificial, cuya magnitud depende en el primer caso, de la elevación original de los niveles, los que determinan el gradiente hidráulico de escurrimiento, mientras que en el segundo caso, la causa más común es el bombeo por medio de pozos, de cuya magnitud depende la velocidad de abatimiento de los niveles estáticos.

En el caso de una descarga natural los factores que intervienen en el abatimiento de los niveles son:

- a).- la capacidad de transmisión del agua, que a su vez depende de la permeabilidad de los materiales que constituyen el acuífero y del espesor de éste (K y b).
- b).- Del gradiente hidráulico bajo el cual ocurre el flujo de descarga.
- c).- Del coeficiente de almacenamiento del acuífero (S), término directamente relacionado con la porosidad y rendimiento específico de los materiales.

Con los elementos anteriores Jacob (1) encontró que el logaritmo de (h) la elevación del nivel, disminuye en forma directamente proporcional con el tiempo.

(1) Jacob.- Correlation of ground water levels and precipitation on Long Island, N. Y., (1944, pp 566-567).

7

Por otra parte, al hablar de que la lluvia es fuente de recarga al acuífero, no debe pensarse que su efecto en todos los casos es inmediato, pues además de que la distribución e intensidad de la precipitación tienen un efecto notable, debe considerarse también que parte llega a escorrir y otra se evapora, restando la que puede alcanzar a alimentar a los mantos subterráneos, a los que puede llegar después de períodos cortos o muy prolongados, dependiendo de que al nivel de agua se encuentre somero o profundo y de la permeabilidad vertical de los materiales que sobreyacen a las formaciones acuíferas.

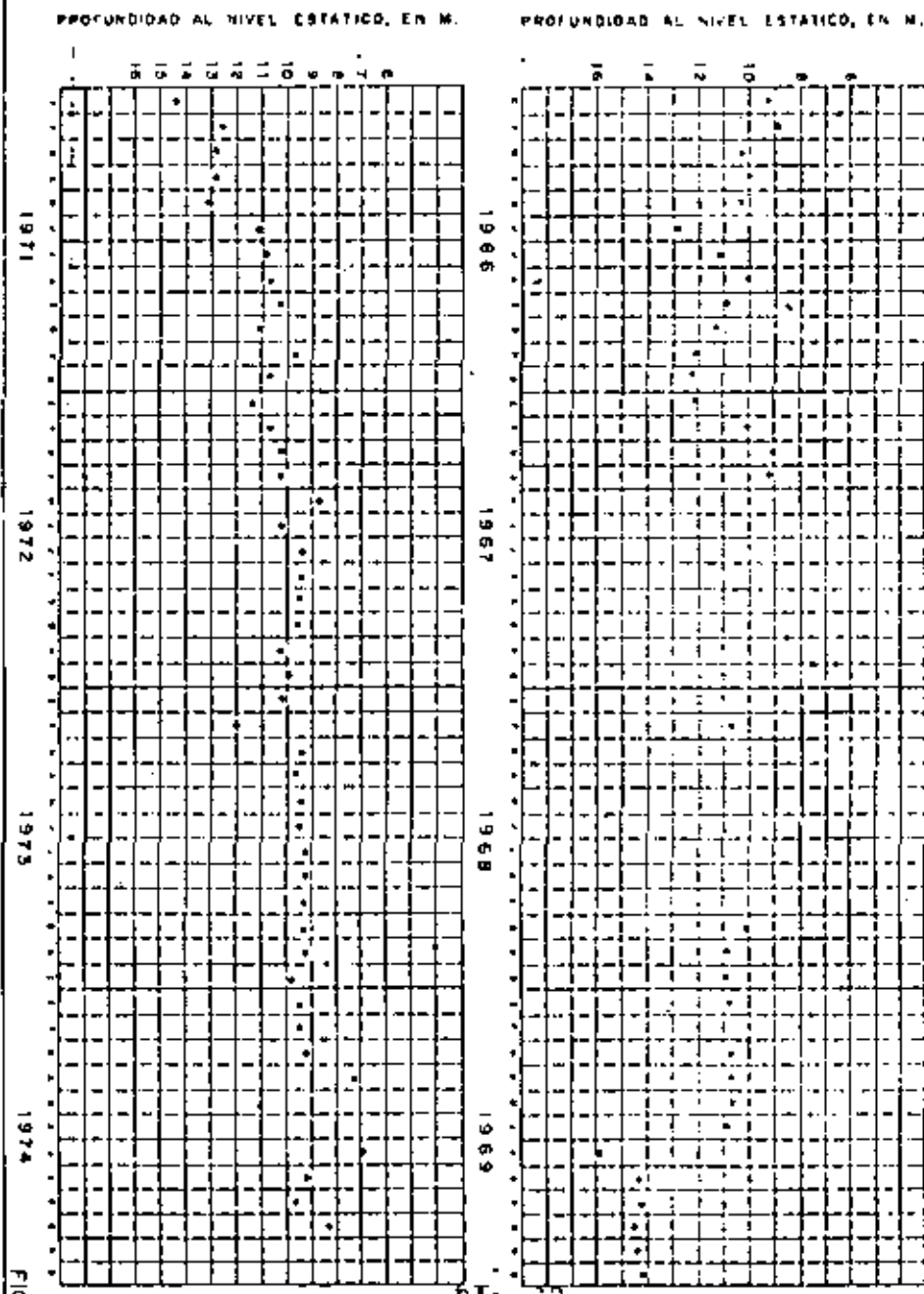
Una causa común que propicia abatimientos por períodos prolongados de los niveles, e inclusive abatimientos residuales no recuperables por recarga natural a los acuíferos, es el bombeo con pozos, cuyos efectos se detectan con información sistemática que en todos los casos se recomienda obtener, por ser de gran valor para el estudio de los acuíferos.

Fluctuaciones por períodos cortos de los niveles de agua pueden ocurrir por diferentes causas, requiriéndose para lograr su detección una frecuencia apropiada de observaciones, e inclusive un registro continuo en algunos casos.

La causa más común que propicia cambios instantáneos en la posición del nivel de agua, es el bombeo o suspensión de operación de pozos, cuyo registro de efectos es un elemento importante que se utiliza para la complementación de estudios geohidrológicos, tal como se verá en capítulos subsiguientes.

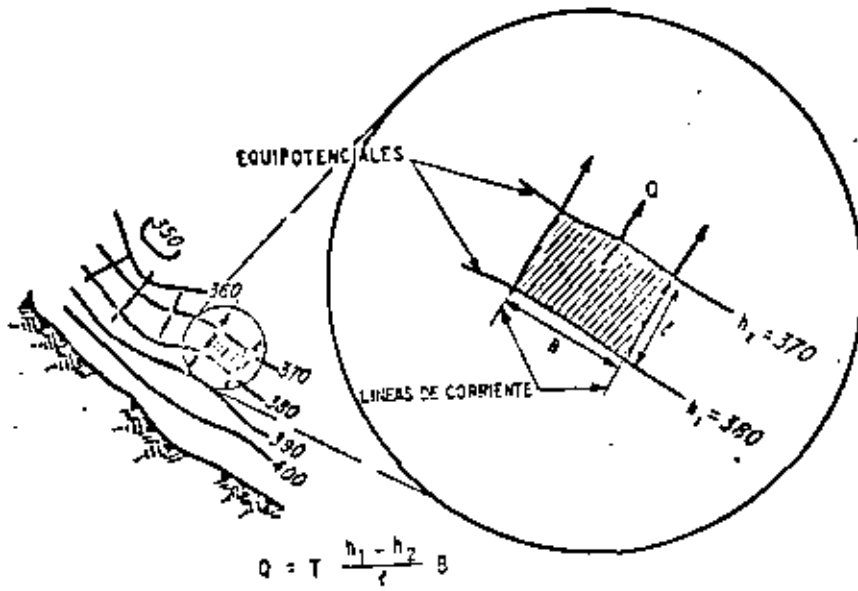
Otras causas que en México no es común registrar, pero que investigaciones en otros países han permitido conocer efectos, son los temblores de tierra, cuya onda de movimiento que provoca en acuíferos confinados expansiones y compresiones puede ser observada, habiéndose observado en registros continuos que las variaciones por este motivo, se caracterizan porque los abatimientos y recuperaciones provocados con respecto a un nivel original son de la misma magnitud.

En otras ocasiones se han llegado a detectar cambios propiciados por variaciones en la presión barométrica y por el movimiento de mareas en acuíferos costeros.



HIDROGRAFO DE UN POZO

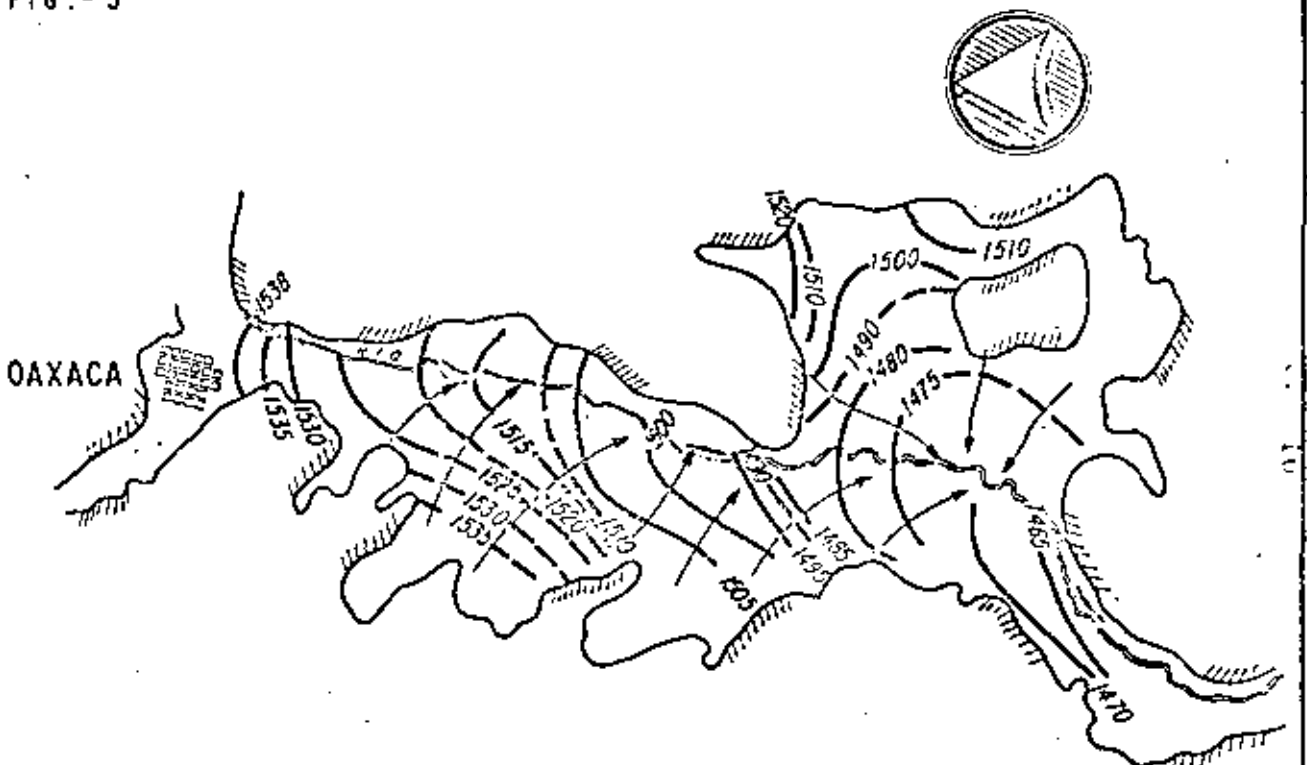
FIG. 1



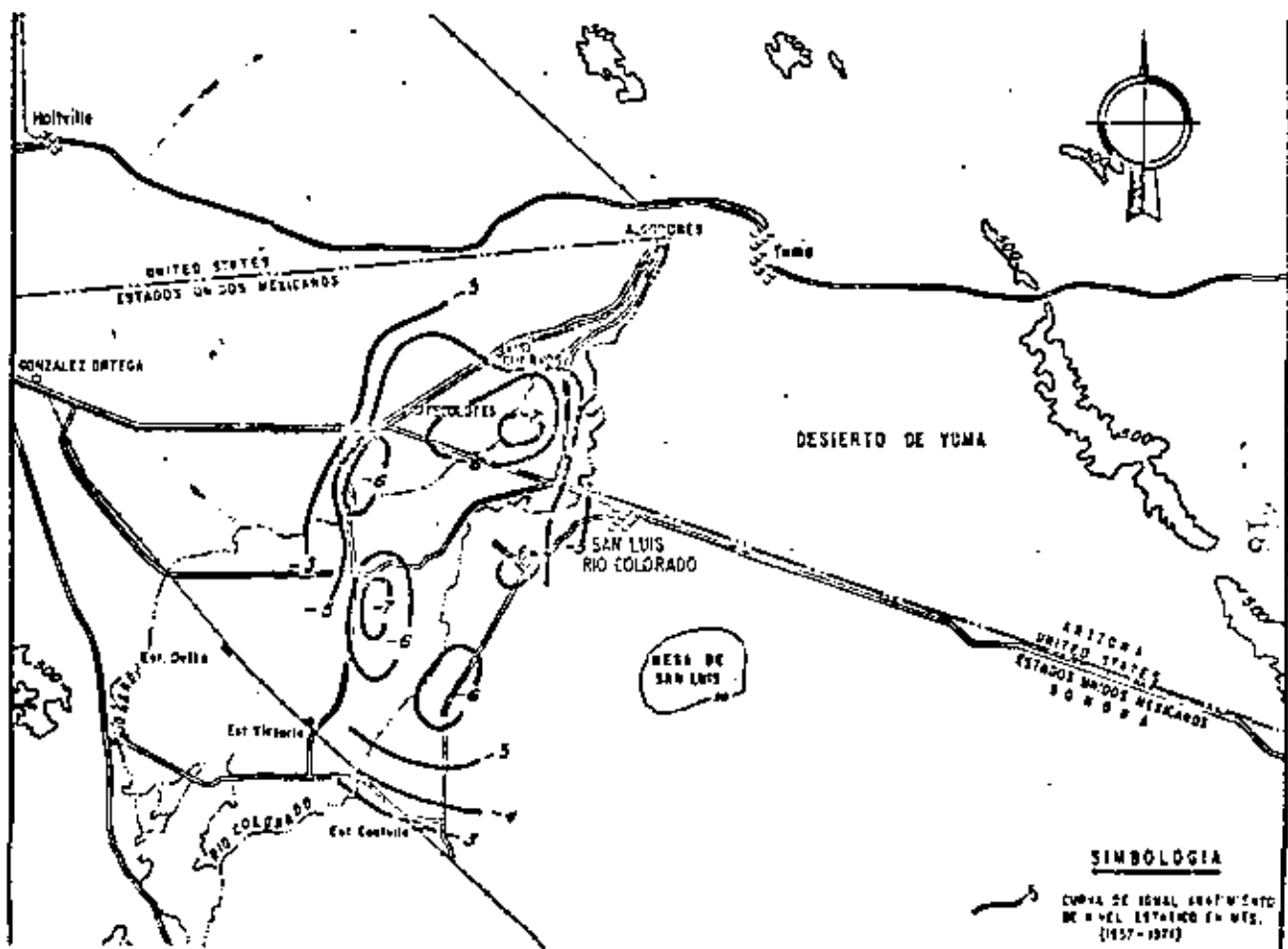
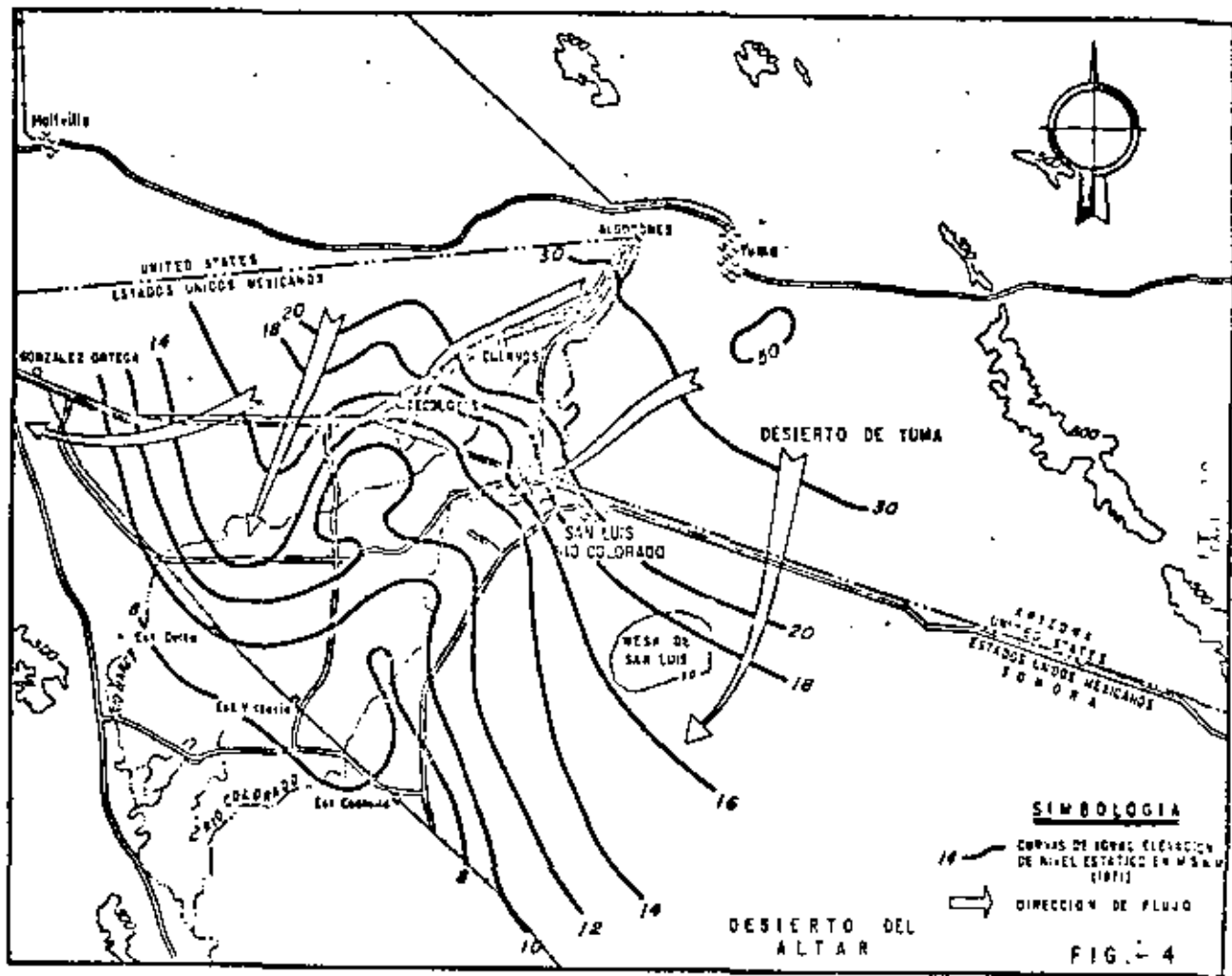
CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

FIG. - No. 2

FIG. - 3

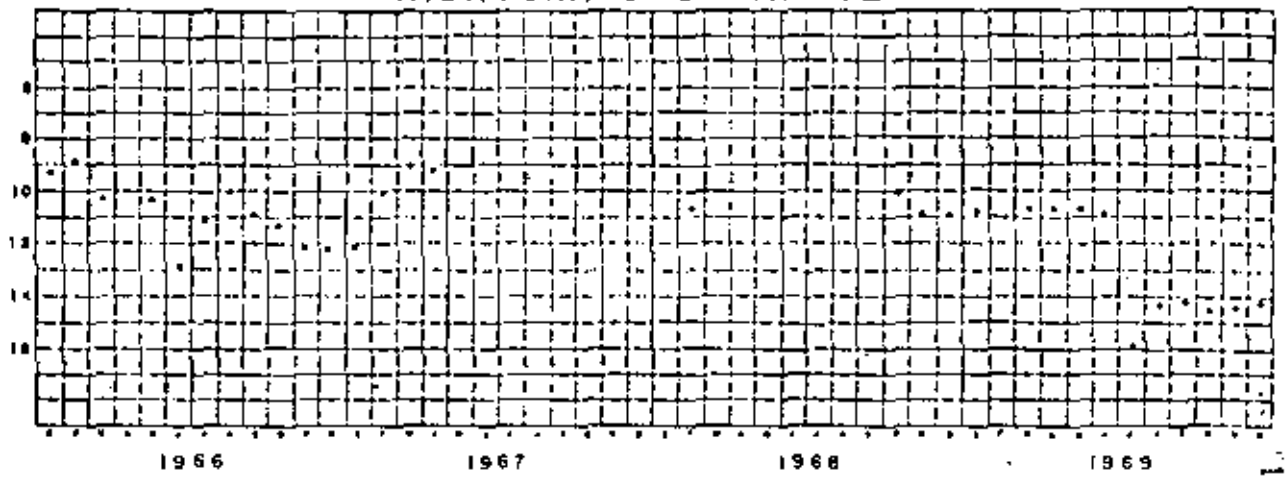


CONFIGURACION DE ELEVACION NIVEL ESTATICO MOSTRANDO LA INFLUENCIA QUE TIENEN LOS LIMITES GEOLOGICOS Y LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES

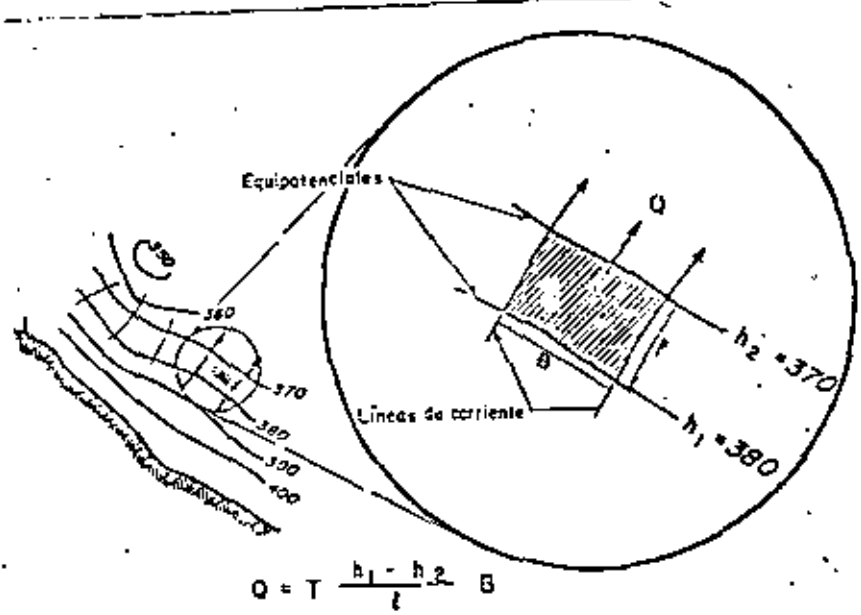
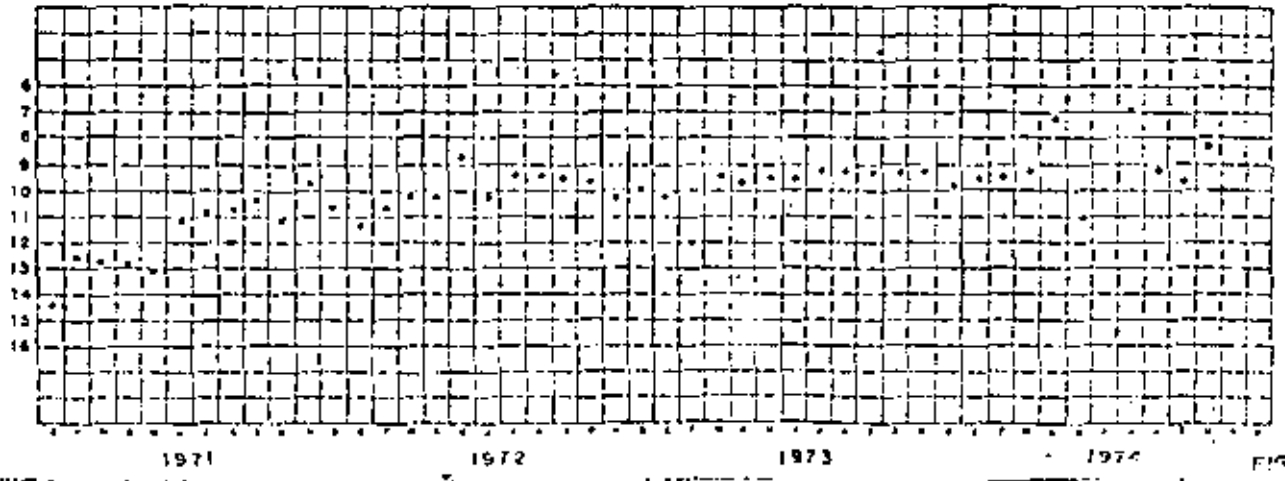


HIDROGRAFO DE UN POZO

PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.



PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.



$$Q = T \frac{h_1 - h_2}{l} B$$

CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

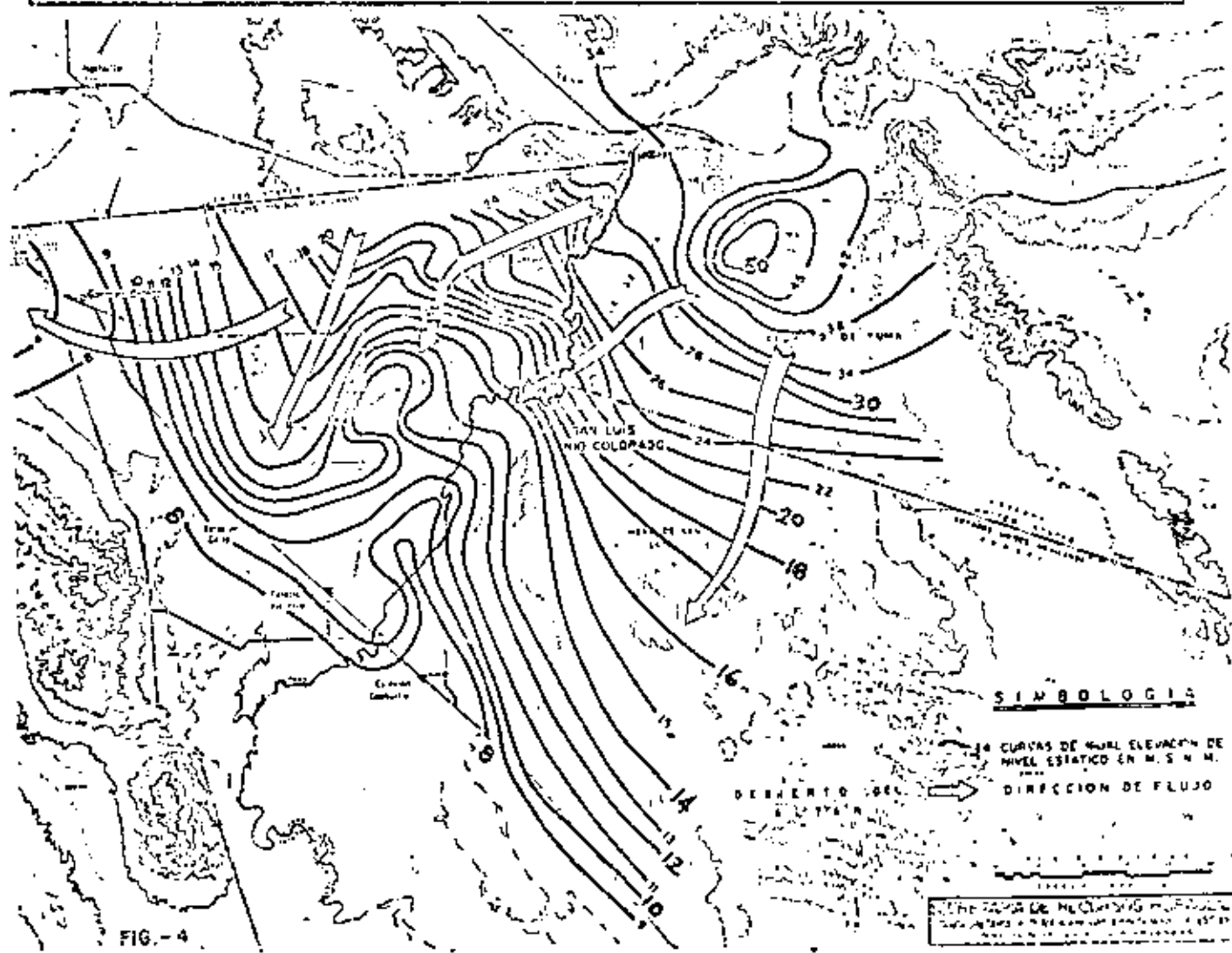
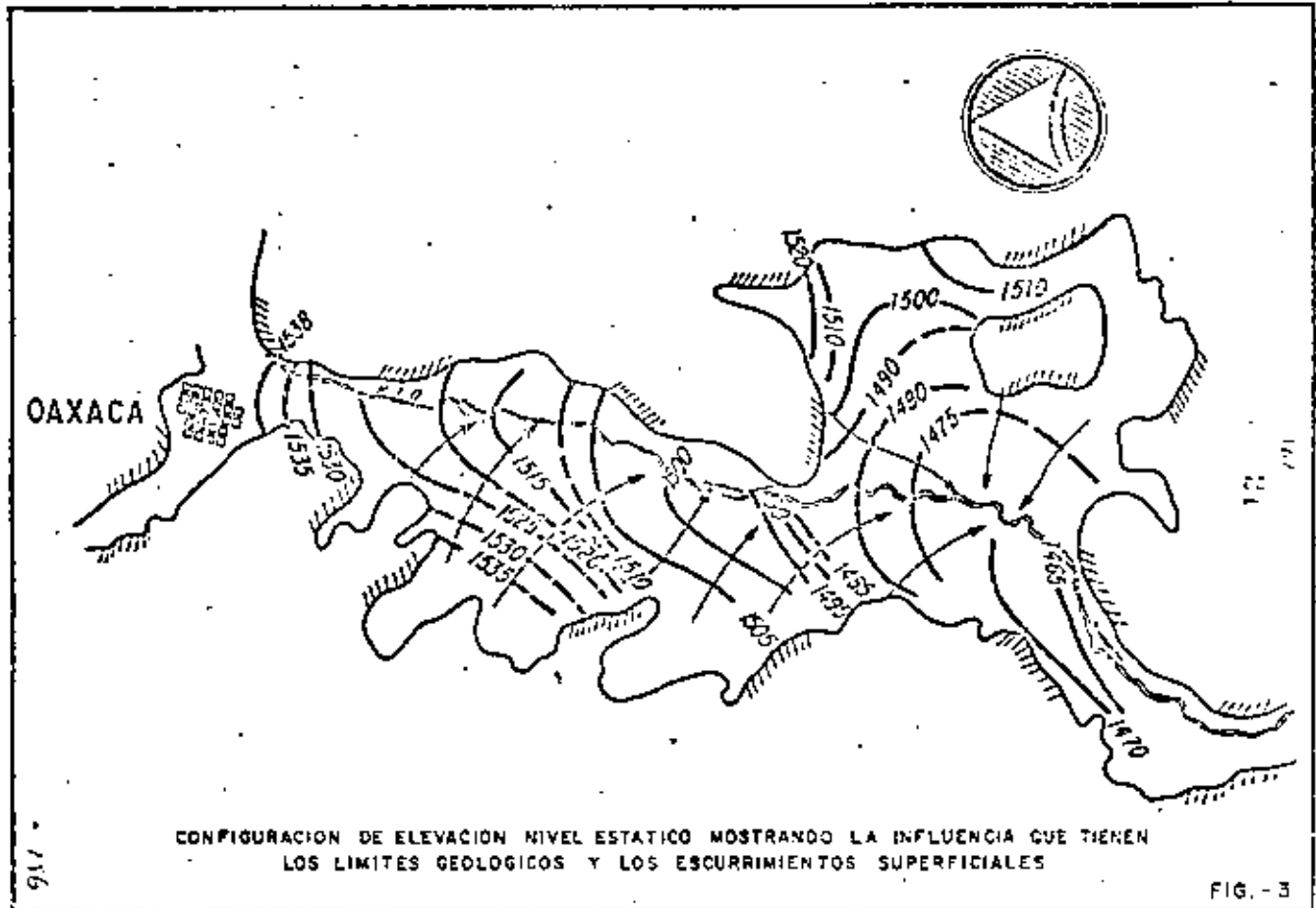
FIG. - 2

117

557

FIG. - 1

117



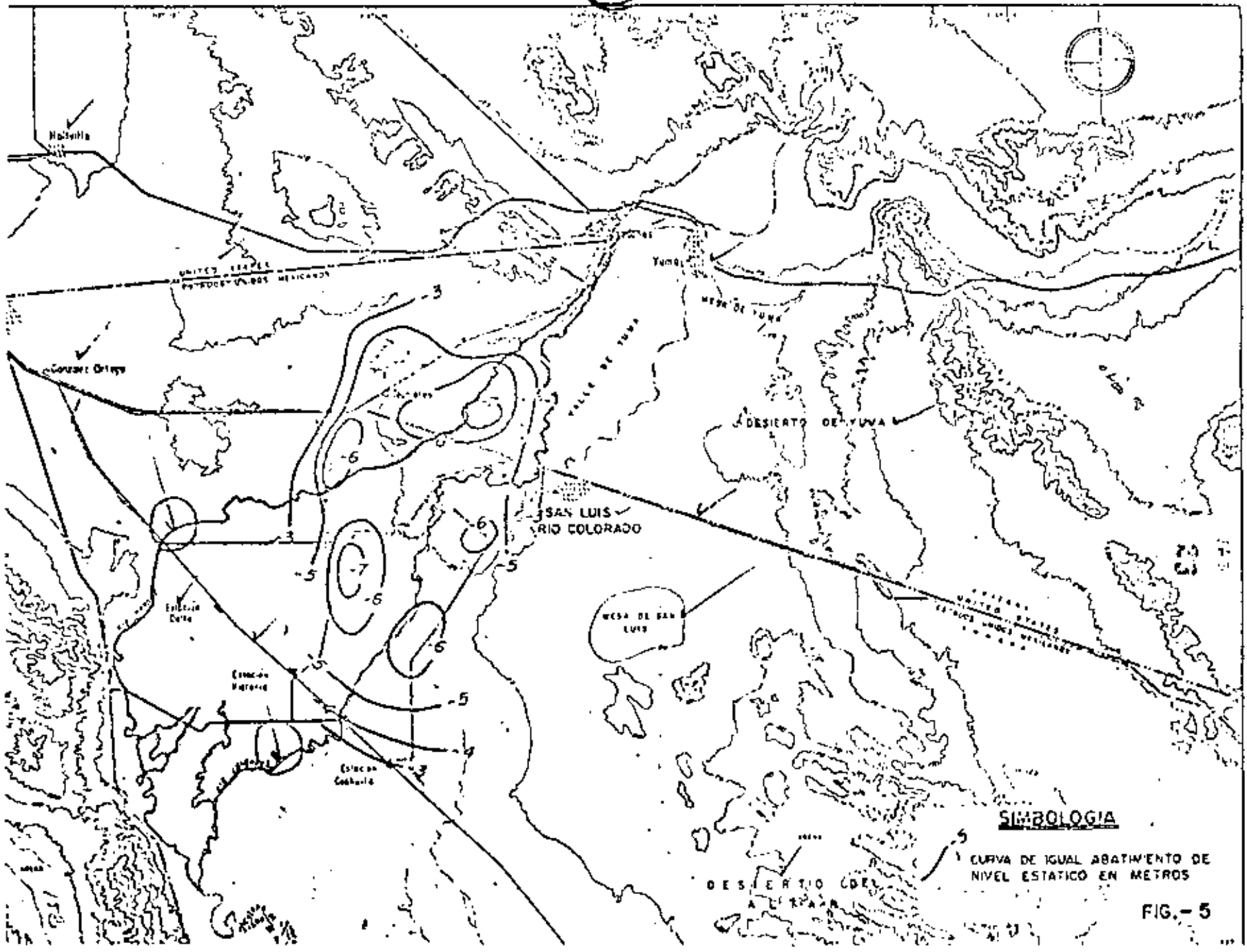


FIG. - 5



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

HIDROGEOQUIMICA

ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

ABRIL, 1984

CONTENIDO

I.- RESUMEN

II.- GENERALIDADES

- El ciclo hidrológico
- Balance del agua dentro del ciclo hidrológico.
- Química del agua del ciclo hidrológico.
 - a) Composición del agua de lluvia
 - b) Composición del agua de ríos
 - c) Composición del agua de mar
 - d) Composición del agua subterránea

III.- METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA.

- Selección y muestreo del agua subterránea
- Análisis físico-químicos
- Unidades usadas para reportar los análisis químicos.
- Elaboración de tablas, planos y diagramas e interpretación de los mismos.
 - a) Tablas resumen
 - b) Configuraciones
 - c) Diagramas triangulares
 - d) Resistividades y sólidos totales disueltos.

IV.- GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES.

- Metodología.

V.- GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL.

- Características físicas de la intrusión salina.
- Principio de Ghyben-Herzberg.
- Mecanismo de la intrusión salina.
- Métodos de control de la intrusión salina.
 - a) Reducción de la extracción.
 - b) Recarga artificial
 - c) Fronteras impermeables
 - d) Barrera de pozos de bombeo
 - e) Barrera con pozos de inyección
 - f) Método combinado

VI.- CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS.

- Agua potable
- Agua para riego

- 2
- Agua para abrevadero
 - Agua para la industria
 - Significado de algunas propiedades físicas y químicas del agua.

- a) Bicarbonato y carbonato
- b) Boro
- c) Calcio
- d) Color
- e) Cloruro
- f) Concentración de hidrógeno
- g) Conductividad eléctrica.
- h) Dureza
- i) Estroncio
- j) Hierro
- k) Fluor
- l) Fosfato
- m) Litio
- n) Magnesio
- o) Manganeso
- p) Nitrógeno
- q) Potasio
- r) Relación de adsorción de sodio
- s) Selenio
- t) Silice
- u) Sodio
- v) Sólidos disueltos
- w) Sulfatos

VII.- TRAZADORES

- Resumen
- Introducción
- Fluorocinas
 - a) Uranina
 - b) Eosina
 - c) Aminorhodamina G extra
 - d) Rodamina FB
 - e) Tinopal CBS-X
 - f) Ejemplo sobre la aplicación de fluorocinas.

- Sales

- a) Ejemplo sobre la aplicación de sales

- Esporas

- Isotopos

- a) Deuterio y oxígeno 18
- b) Tritio
- c) Carbono 14

- Conclusiones y Recomendaciones

REFERENCIAS.

H I D R O G E O Q U Í M I C A

Por: Ing. Juan Manuel Lessor I.

I. RESUMEN

La interpretación geoquímica del agua subterránea, se utiliza junto con la geología, hidrología y geofísica, como un auxiliar para conocer y entender, en una forma más completa, el funcionamiento de los acuíferos y la planeación de una mejor y más racional explotación.

Para efectuar la interpretación geoquímica, se toma en cuenta que, el agua que forma los acuíferos, proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta, al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas rocas, disolviendo las sales minerales que las forman y produciendo cambios en su composición. La química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afecten la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas, el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la propia composición química del agua y otros factores.

Por lo tanto, la composición del agua está en íntima relación con el funcionamiento general del acuífero. Es por ello que, a partir de su composición química, se pueda obtener la dirección del movimiento del agua subterránea, la localización de las zonas de recarga del acuífero, los tipos de rocas a través de las cuales circula, así como algunas características físicas del acuífero y la calidad del agua para usos agrícolas, ganaderos, agropecuarios, potables, turísticos e industriales.

A lo largo de las líneas de costa, en las planicies costeras, el agua de los acuíferos se encuentra en contacto con el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua se encuentra en equilibrio y, las modificaciones producidas en las condiciones originales del acuífero, originan cambios en la posición de dicho contacto. Al explotar los acuíferos

costeros, se rompe este equilibrio, produciendo una intrusión de agua de mar, dentro del acuífero.

Debido a las diferencias en concentración y composición química, existente entre el agua de mar y el agua dulce, los métodos geoquímicos ayudan a conocer la posición y velocidad de avance de la intrusión salina.

En diferentes laboratorios de la S. E. H., la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, ha venido efectuando análisis químicos de muestras de agua, obtenidas tanto en pozos como en norias, galerías filtrantes y manantiales. En estos laboratorios se determinan los sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica, la dureza total y las concentraciones de los iones siguientes: Ca, Mg, Fe, Mn, Na, SO₄, Cl, HCO₃, NO₂ y NO₃, principalmente.

Con los resultados de los análisis, se elaboran configuraciones de los índices más representativos, obteniéndose, a partir de ellas, las zonas de recarga, las cuales coinciden con los lugares donde se encuentran las menores concentraciones de sales. Se obtiene también, la dirección del flujo del agua subterránea, debido a que ésta va disolviendo mayor cantidad de sales conforme avanza. Así, también se pueden determinar las zonas con mayor o menor permeabilidad, ya que éstas afectarán, en mayor o menor grado, la composición y concentración de sales en el agua.

A partir de la composición química del agua, se deduce el tipo de roca que forma el acuífero, así, el agua que circula a través de rocas calizas, tendrá en solución abundante calcio y carbonatos, en contraste con agua que circula a través de rocas yesíferas, la cual tendrá disueltos iones de calcio y sulfatos.

Para obtener la calidad del agua para uso doméstico, se comparan los resultados de los análisis químicos, con los límites máximos permisibles ya establecidos, obteniéndose, rápida y directamente, la clase de agua para este uso.

Con respecto a la clase de agua para riego, se utiliza la clasificación de Wilcox, a partir de la cual y por medio de las concentraciones de sodio, magnesio, calcio y la conductividad eléctrica, se conoce la clase de agua para riego a que pertenece cada muestra analizada, así como las recomen-

daciones relativas al tipo de suelo en que debe usarse, las prácticas del control de la salinidad y los tipos de cultivos más adecuados.

Para la industria, el agua se puede clasificar inicialmente por su dureza. Posteriormente, dependiendo del tipo de industria, el agua deberá cumplir ciertos requisitos establecidos.

4

II. GENERALIDADES

2.1. EL CICLO HIDROLOGICO

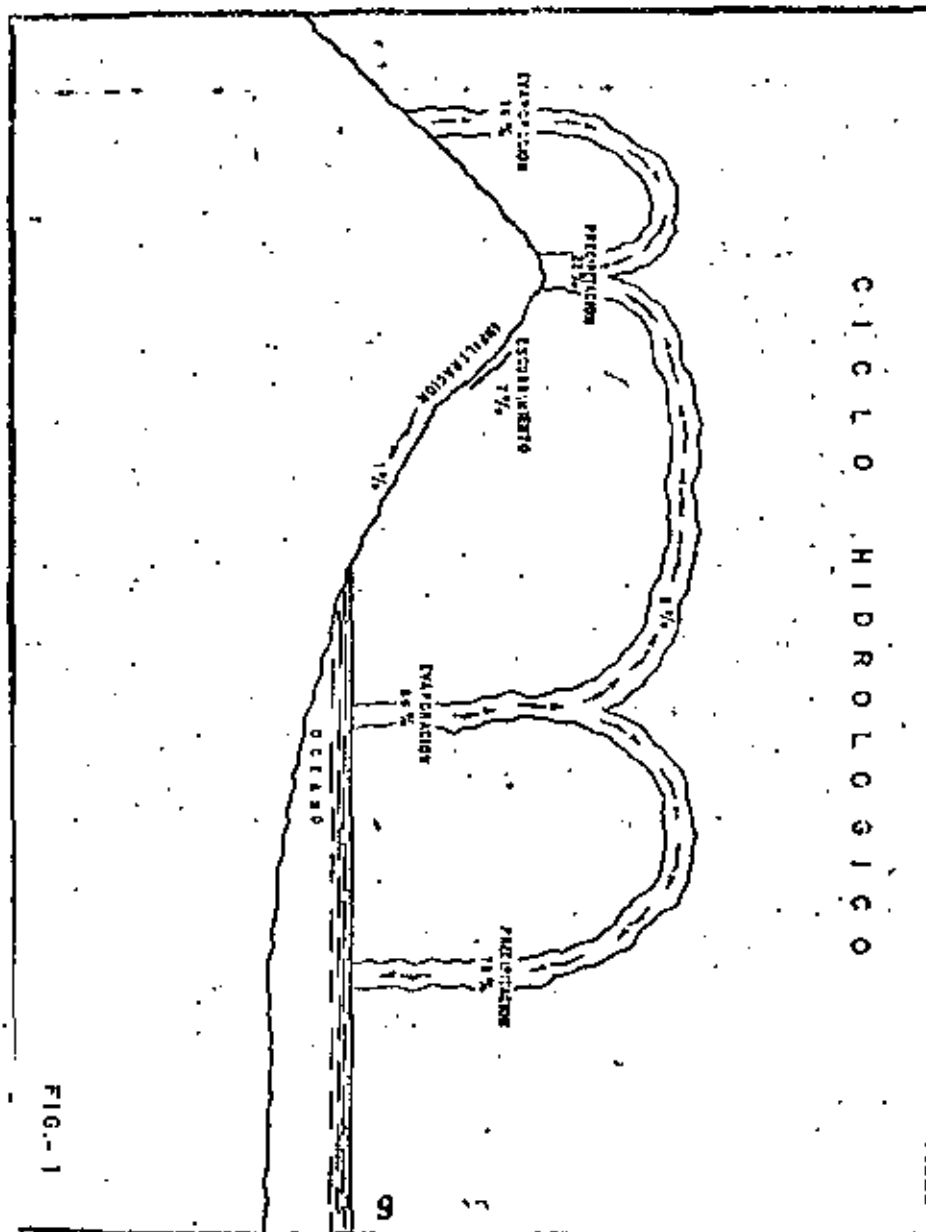
Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes; 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar y; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada, posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales para evaporarse y seguir su camino hacia el mar.

2.2. BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO

Del 100% del agua que se evapora, para incorporarse a la atmósfera en forma de nubes, el 86% proviene del mar y el 14% restante, de los continentes. Del 86% que se evapora en los océanos, el 70% se precipita en el mar y el 16% en los continentes. (Fig. 1). El otro 14% de evaporación, se precipita sobre los continentes, haciendo un total de 22% de precipitación sobre éstos. De este 22%, se evapora el 14%, escurre hacia el mar en forma de corrientes superficiales - el 7%, y el 1% restante se infiltra en el subsuelo y en forma de agua subterránea, es incorporada al mar.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones, pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas o puede permanecer atrapada entre sedimentos en forma de agua fósil.

Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas formaciones geológicas, disolviendo las sales minerales que forman las rocas y produciendo cambios en su composición. Por lo tanto, la composición química del agua dependerá de



la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afectan la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas; el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química del agua y otros factores.

2.3. QUÍMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLÓGICO

- a) Composición del agua de lluvia. - Al precipitarse hacia la corteza terrestre, arrastra diferentes materiales finos, que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que, en muchos casos, son transportados por el viento.

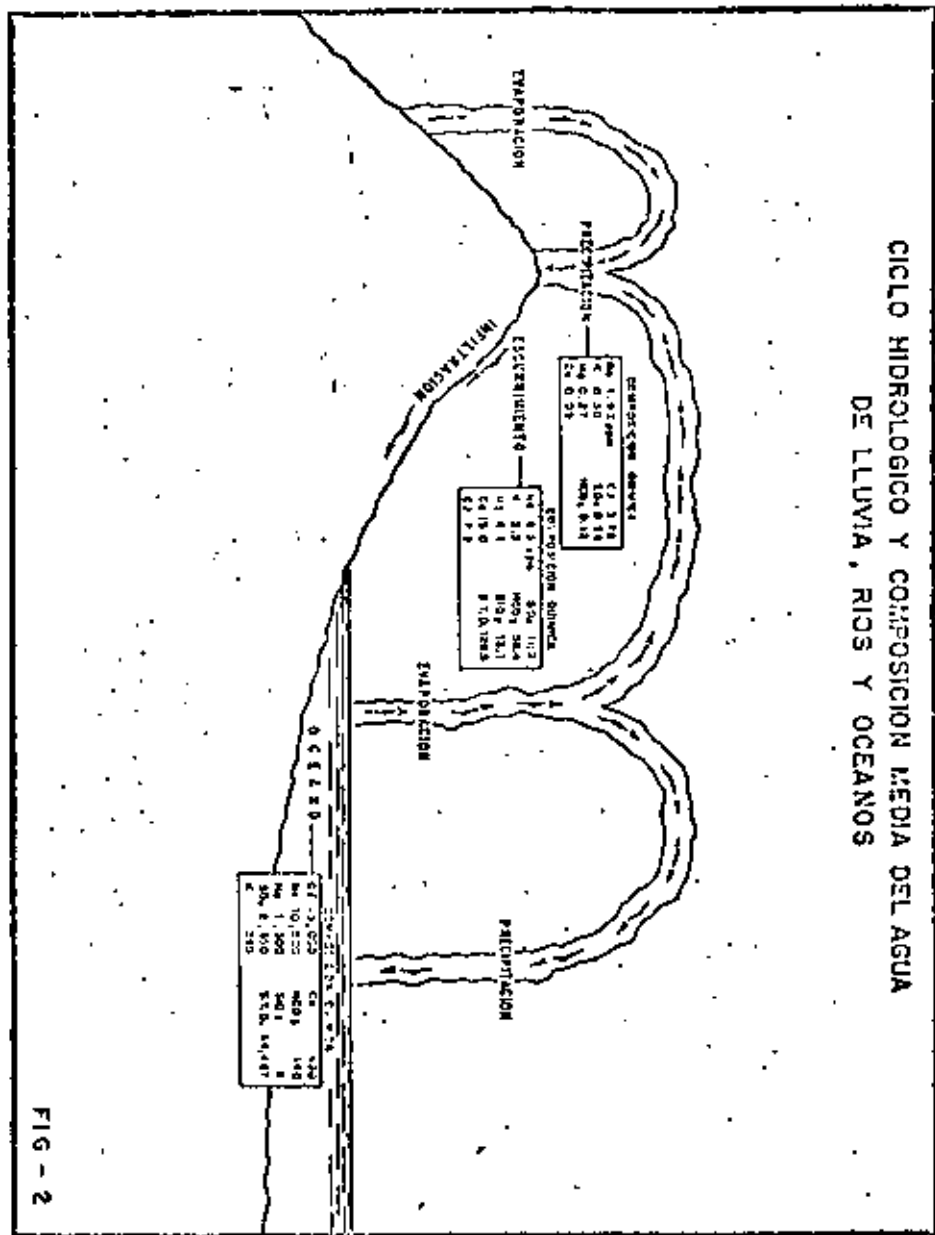
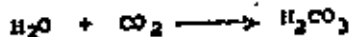
La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente: (Figs. 2 y 3)

Na	1.98 ppm	Ca	0.09	HCO ₃	0.12
K	0.30	Cl	3.79		
Mg	0.27	SO ₄	0.58		

La concentración de elementos disueltos en la lluvia en diferentes lugares, es variable: por ejemplo, el contenido de cloro y sodio, en la precipitación que se lleva a cabo en algunas zonas costeras, es mayor de 2 y 1 ppm respectivamente, mientras que en los continentes es menor de 0.3 y 0.2 ppm, respectivamente.

Debido a la baja concentración de sales en el agua de lluvia, ésta se considera como "agua pura" y -- las variantes existentes entre la composición y -- concentración de un lugar a otro, no son de importancia en la interpretación hidrogeoquímica, salvo lugares excepcionales, donde corrientes de aire levantan una gran cantidad de partículas que posteriormente son arrastradas por la lluvia.

Al precipitarse, las moléculas de agua incorporan bióxidos de carbono de la atmósfera, formando ácido carbónico como se ilustra en la siguiente reacción.



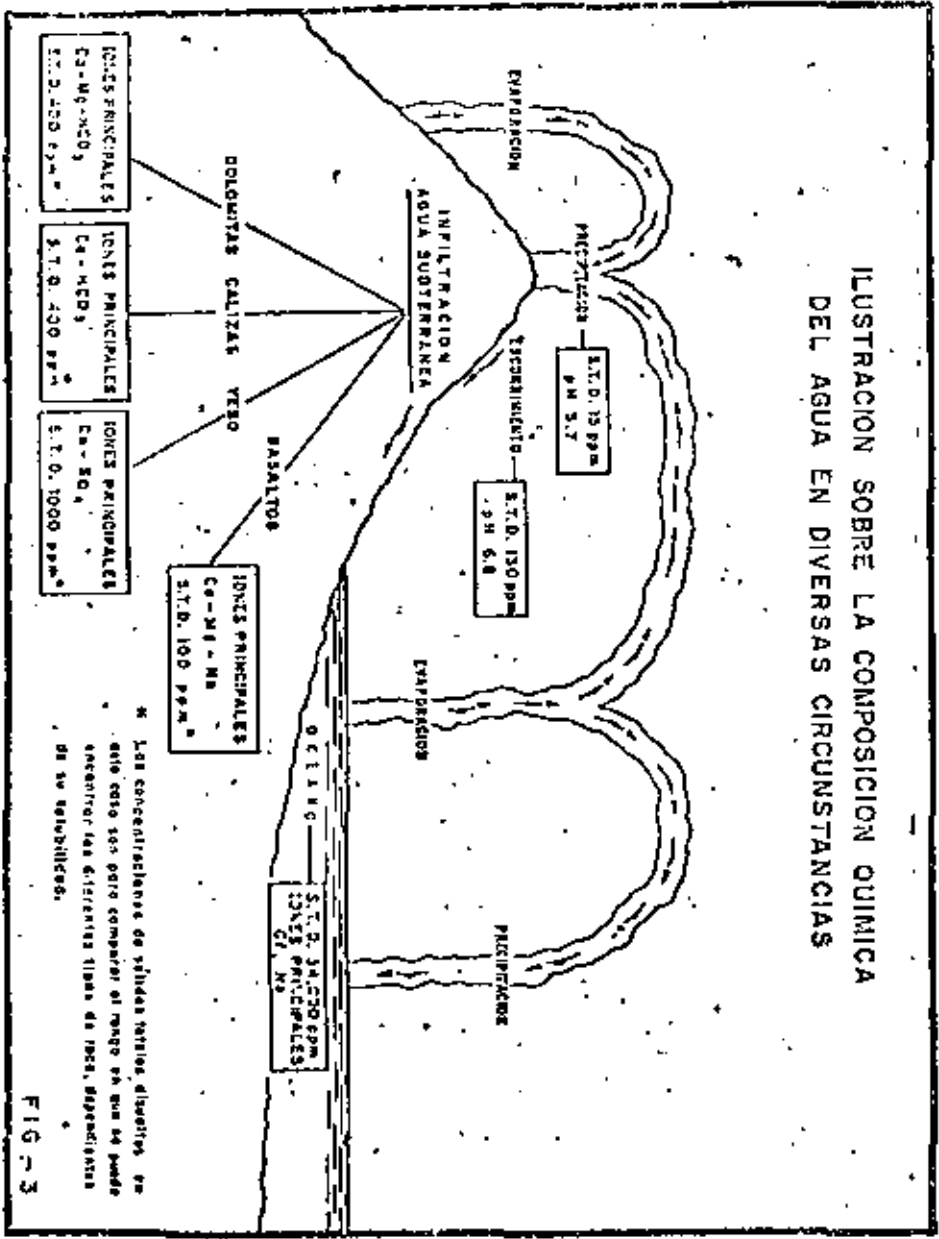


FIG-3

Este ácido, tiene un gran poder de disolución y es el principal agente de ataque del agua sobre las rocas.

b) Composición del agua de ríos. - Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces, así como con los fragmentos de roca transportados por la corriente.

Al contacto con dichos materiales, el agua los ataca y disuelve, llegando a tener una composición de pendiente del tipo de materiales con los que tiene contacto.

La composición promedio del agua de ríos, según Livingstone (1963), es la siguiente:

Cl	7.8 ppm	Ca	15.0	Al	0.01
Na	6.3	HCO_3	58.4	S.T.D.	129.5
Mg	4.1	SiO_2	13.1		
SO_4	11.2	NO_3	1.0		
K	2.3	Fe^{3+}	0.67		

c) Composición del agua de mar. - Los océanos constituyen los mayores depósitos de agua en el mundo, y se caracterizan por tener una gran cantidad de sales disueltas. Estas sales son producto de la erosión química efectuada por el agua durante el ciclo hidrológico, desde la formación de la tierra, hasta nuestra época.

Originalmente, los océanos se formaron por condensación de vapor de agua, la cual se acumuló en las partes bajas de la tierra. Se inició el ciclo hidrológico y esta agua empezó a disolver los minerales que formaban las rocas, conduciendo las sales, producto de erosión química, hacia las cuencas oceánicas. Continué el ciclo hidrológico y con él, el aumento de sales en el agua de mar.

La composición química del agua de mar, de acuerdo con Goldberg (1957), es:

Cl	19,000 ppm	Ca	400
Na	10,500	HCO_3	140
Mg	1,300	SiO_2	6
SO_4	2,650	S.T.D.	34,467
K	300		

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES ROCAS

d) Composicion del agua subterranea. - La composicion quimica del agua subterranea dependera del tipo de roca, a traves de la cual circula y de otros muchos factores complejos. (Fig. 3).

Asi, tenemos que un agua que circula a traves de rocas calizas, tendra principalmente iones de calcio, carbonatos y bicarbonatos. Si circula por yesos y anhidritas, tendra una gran cantidad de sulfatos disueltos, debido a la facil disolucion de estas rocas, predominando la presencia de iones de calcio y sulfatos. El agua que circula a traves de basaltos, tendra pocos solidos disueltos, debido a que esta roca es de dificil disolucion; ademas, tendra aproximadamente, la misma cantidad de calcio, magnesio y sodio.

En las figuras 4 y 5 se muestra la composicion quimica de algunas rocas y minerales comunes.

III. METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA

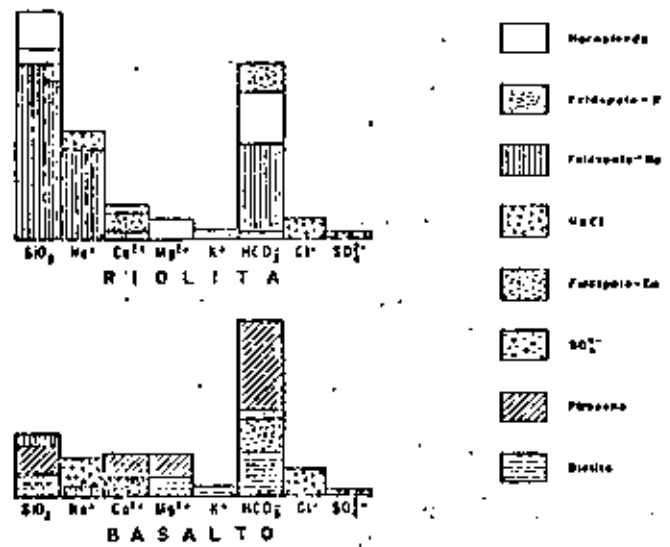
Para llevar a cabo una interpretacion hidrogeoquimica, se procede de la siguiente manera (Fig. 6):

3.1. SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA

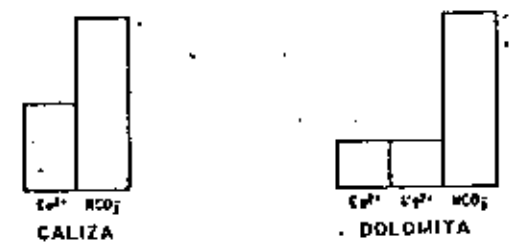
Se efectua una seleccion de aprovechamientos, tomando en cuenta una distribucion espacial, que dependera de las circunstancias, asi como el tipo de aprovechamiento ya sea pozo, noria, manantial, galeria, etc., ya que en ocasiones, los diferentes tipos de aprovechamientos, corresponden a sistemas acuíferos diferentes.

El muestreo se debe efectuar usando frascos de polietileno de un litro de capacidad, con doble tapa. Los frascos deben llenarse totalmente para evitar la gasificacion de algunos componentes que podria provocar reacciones quimicas y alterar la composicion de la muestra que es representativa de enormes volúmenes de agua.

Al obtener la muestra en el campo, se deben tomar datos relativos a la localizacion y caracteristicas del aprovechamiento, asi como la temperatura ambiente, la temperatura del agua al momento del muestreo, el pH y la resistividad

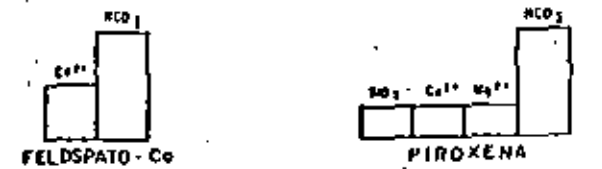
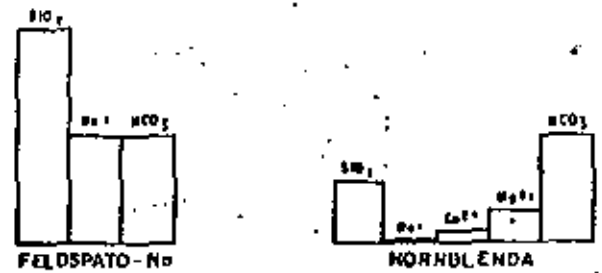
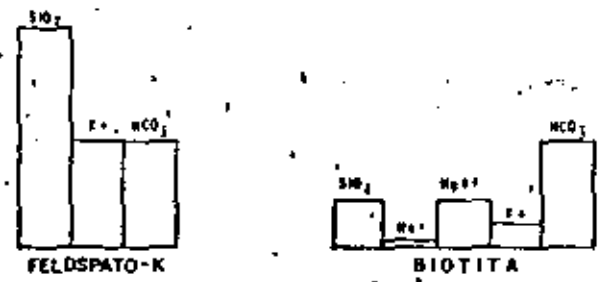


RECONSTRUCCION EN HISTOGRAMAS DE LA COMPOSICION DEL AGUA DE RIOLITAS Y BASALTOS



HISTOGRAMAS MOSTRANDO LA COMPOSICION DEL AGUA DE CALIZAS Y DOLOMITAS

COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS IGNEAS

FIG. 5

METODO DE TRABAJO

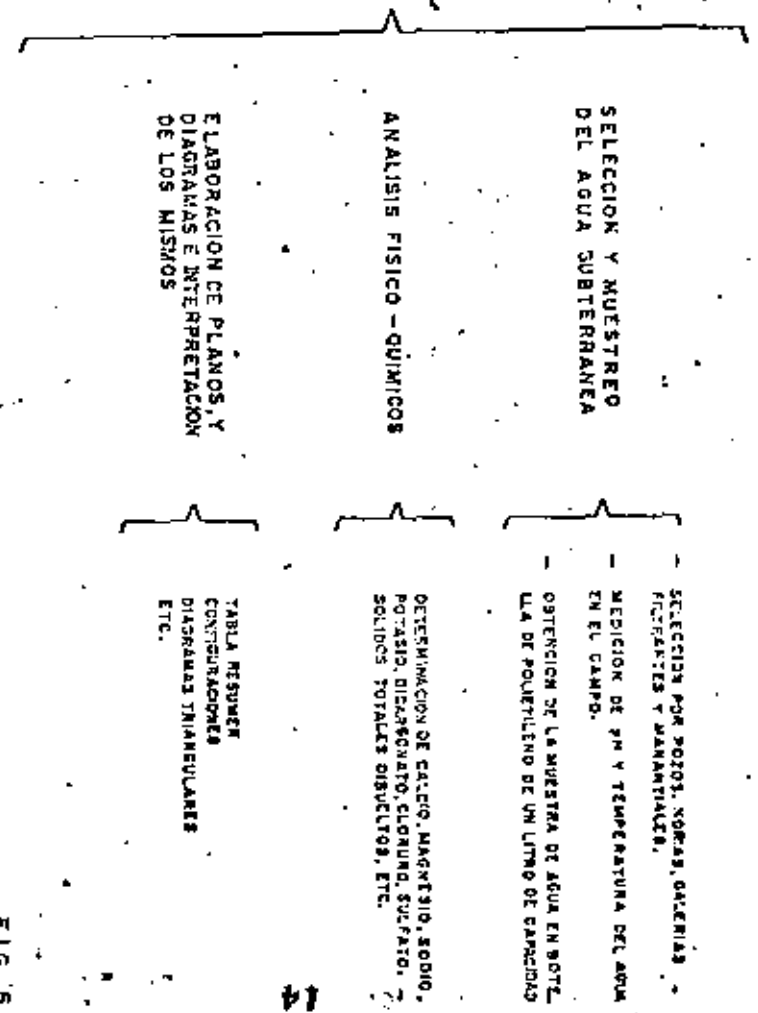


FIG. 6

eléctrica del agua.

3.2. ANALISIS FISICO-QUIMICOS

Una vez obtenidas las muestras, se remiten al laboratorio - en donde se efectúan los análisis fisicoquímicos, determinándose las concentraciones de los principales cationes (Ca, Mg, Na, K), aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) los sólidos totales disueltos y, dependiendo del tipo de terreno, su sugiere la - determinación de otros índices, por ejemplo, para un terreno con trazas de termalismo, sería conveniente la determinación de litio y boro, así para otros casos, se requeriría - determinar FeO, MnO, SiO_2 , P, etc. (Fig. 10)

SOLIDOS TOTALES DISUELTOS. - Los sólidos totales disueltos representan el residuo que queda al evaporar cierta cantidad del agua. No son representativas de la suma de las concentraciones de los diferentes elementos analizados, ya que durante la evaporación en el laboratorio, los sólidos volátiles se pierden y los bicarbonatos se convierten en carbonatos. También quedan retenidas cierta cantidad de agua de cristalización que no alcanza a evaporarse. Por lo tanto, el valor de los sólidos totales disueltos, sólo proporciona un índice del ataque del agua sobre las formaciones geológicas y de la solubilidad y facilidad de remoción de las sales del subsuelo.

3.3. UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANALISIS QUIMICOS

Las unidades más comunes, en las que se reportan los análisis químicos efectuados a muestras de agua, son: partes -- por millón y miliequivalentes por litro.

Las "partes por millón", son unidades de peso por peso, que equivale a un miligramo de soluto, por un kilogramo de solución. La unidad de peso por volumen, se tiene al usar -- que un litro de solución, pesa un kilogramo; entonces, tenemos que una "parte por millón", es igual a un "miligramo -- por litro".

Debido a que las unidades anteriores están dadas en peso, - no hay equivalencia entre iones de diferente especie, o sea, que no se pueden mezclar, debido a que tienen diferente peso molecular y carga eléctrica. Por lo tanto, para relacionar diferentes iones en fórmulas químicas o para efectuar - correlaciones entre ellos, se utilizan unidades equivalentes.

La unidad más usada es el "miliequivalente por litro", la - cual se obtiene multiplicando los "miligramos por litro", - por $\frac{1}{FA}$, donde "C" es la carga del ion y "FA" es el peso -- atómico.

Otra unidad conocida y usada en Química, es "moles por litro", siendo una mole, el peso atómico de una sustancia en gramos.

Las abreviaciones usadas en las unidades mencionadas, son - las siguientes:

ppm	partes por millón.
mg/l	miligramos por litro.
me/l	miliequivalentes por litro.
mol/l	moles por litro.

3.4. ELABORACION DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS

- Tablas resumen.** - Para controlar y tener una idea en conjunto de la composición, concentración y calidad del agua, se recomienda elaborar tablas en - las cuales se resume toda la información obtenida. En la Fig. 16 se muestra un ejemplo.
- Configuraciones.** - Con el objeto de tener una distribución espacial de la calidad del agua y con - ella determinar cualitativamente las zonas de recarga, la dirección del flujo del agua subterránea, así como tener idea de algunas propiedades físicas del acuífero, se elaboran configuraciones de las - determinaciones efectuadas.

Con el objeto de ilustrar este punto, en las Figs. 7 y 8 se muestran las configuraciones de sólidos - totales disueltos y conductividad eléctrica, para los Valles de Aldama y Sahulayucan, Chih.

En el plano de curvas isovalores de sólidos totales disueltos de Aldama, se observa que las zonas con menores concentraciones se encuentran en el extremo noreste de la ciudad de Chihuahua y en el flanco este de la Sierra de La Gloria, coincidiendo

de éstas con las zonas de recarga del acuífero, donde el agua de lluvia se infiltra.

Las concentraciones aumentan de la ciudad de Chihuahua hacia la de Aldama, indicando que el agua subterránea fluye en dicha dirección al ir disolviendo sales conforme avanza.

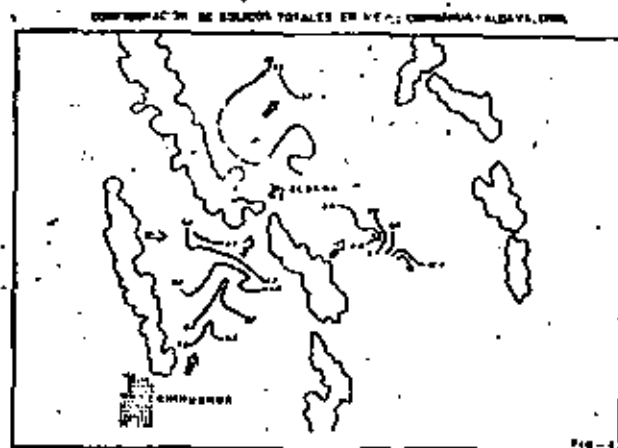
Las concentraciones aumentan de la Sierra de La Gloria, hacia el noreste y después hacia el sureste, a lo largo del río Chuviescar, mostrando que la dirección del agua subterránea es hacia el sureste.

En la configuración de conductividades del área Samalayuca-Juárez, (Fig. 8) se observa la curva 1000 al pie de la Sierra de Juárez y de 1500 hacia el suroeste de ella. Esta distribución, indica que la Sierra de Juárez corresponde a una zona de recarga, donde el agua de lluvia se infiltra y fluye hacia el sureste. Observaciones similares se hacen en Samalayuca, donde se deduce un flujo de agua de sur a norte y noreste, uniéndose con el de la Sierra de Juárez, para continuar hacia el Río Bravo.

Por lo tanto, de estas configuraciones se obtiene, entre otras cosas, la zona de alimentación del acuífero y dirección del flujo, el cual coincide con el encontrado por métodos piezométricos.

En la Fig. 9 se muestra un corte geológico ilustrativo, que relaciona la zona de recarga y la dirección del movimiento del agua subterránea, con la concentración y composición química del agua.

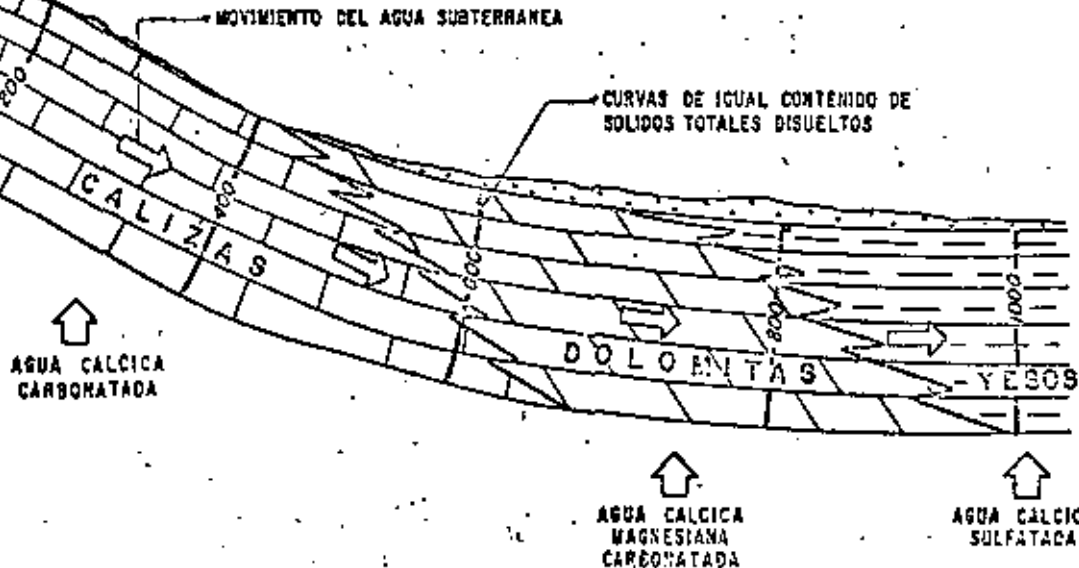
- c) Diagramas triangulares. - Con el objeto de obtener, en forma rápida e ilustrativa, los diferentes tipos o familias de agua, de acuerdo al catión y anión predominante, se forman diagramas triangulares, como el que se muestra en la Fig. 10. En el triángulo de la izquierda de este diagrama se grafican, en porcentaje de me/l, los principales cationes y, en el triángulo de la derecha, también en las mismas unidades, los principales aniones. En los vértices de estos triángulos se definen aguas cálcicas, magnesianas, bicarbonatadas, etc., si las muestras se encuentran localizadas en los vértices con los por-



ZONA DE RECARGA



ILUSTRACION QUE MUESTRA LA RELACION ENTRE LA ZONA DE RECARGA Y LA DIRECCION DEL MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA, CON LA CONCENTRACION Y COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA



30
19
5
10

FIG - 9

DIAGRAMA TRIANGULAR

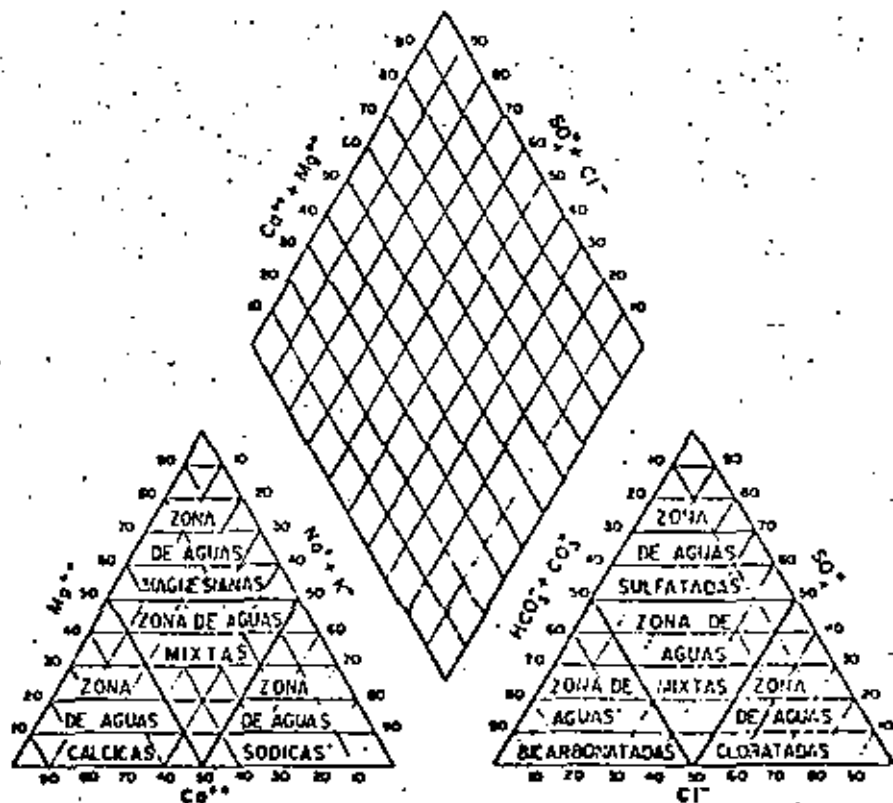
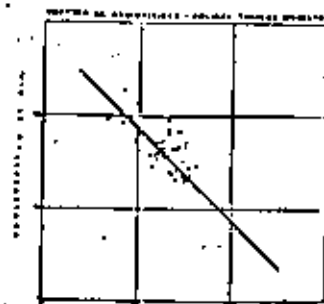
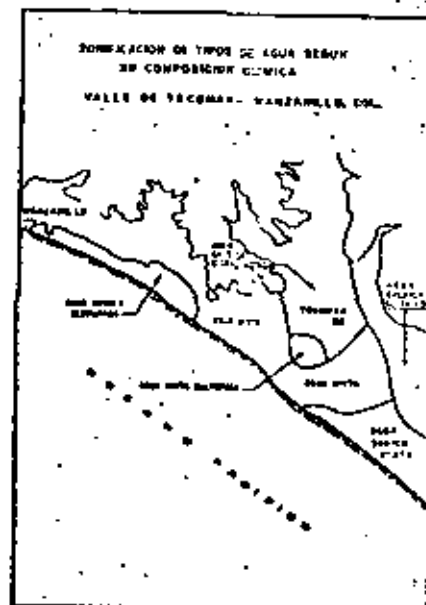
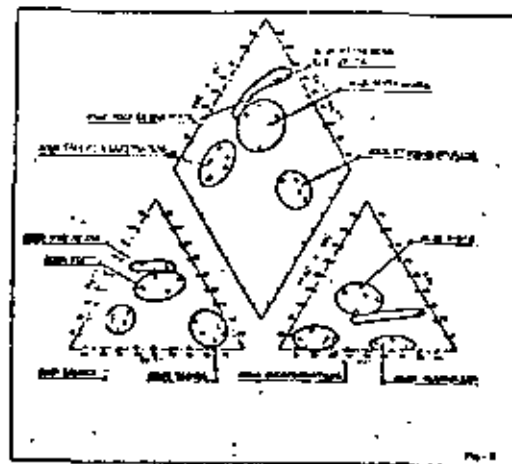


FIG. - 10

centajes mayores al 50% de calcio, magnesio, bicarbonato, etc., respectivamente. Se define como agua mixta, la que se grafica al centro del triángulo, por no existir un ion que predomine.

En la Fig. 11 se muestra un diagrama triangular, en el cual se graficaron muestras de agua del Valle de Tecoman-Manzanillo, Col.; observándose la existencia de agua de tipo sódico-clorurada, mixta-mixta y cálcico-bicarbonatada.

El tipo o familia de agua, se vaña sobre un plano delimitando zonas con agua de diferente composición. En la Fig. 12 se muestra el plano correspondiente al diagrama triangular de la zona de Tecoman-Manzanillo, en el cual se delimitaron las zonas correspondientes a las familias de agua ya mencionadas. El agua sódico-clorurada, es consecuencia directa de contaminación del acuífero, con agua de mar. El agua mixta-mixta, es una mezcla de aguas de diferentes tipos y en la cual no predomina ningún ion en especial. El agua cálcico-bicarbonatada, es el producto de la disolución de rocas calizas por el agua.



- d) Resistividades y sólidos totales disueltos. La resistividad es una medida indirecta de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) que contiene el agua, ya que sus valores son inversamente proporcionales a éstos últimos. Tomando en cuenta esta característica, se forma una gráfica (Fig. 13) con la cual, se pueden calcular resistividades a partir de sólidos totales disueltos, o viceversa. Los sólidos totales disueltos calculados, en algunos casos, nos ayudan a complementar la información de configuraciones de una forma rápida y económica. Las resistividades calculadas, se pueden utilizar para hacer correlaciones con geofísica.

En la Fig. 17, se muestra un ejemplo de la relación entre resistividad y S.T.D., el cual corresponde al área de Sonoyta, Son. En ella se encontró que, en ciertos lugares, el agua subterránea tenía concentraciones de S.T.D., muy altas y se encontraba rodeado por pozos con agua de mejor calidad. Se efectuaron sondeos geofísicos de resisti-

ANÁLISIS FÍSICO Y QUÍMICO
ZONA IXTLERA DEL ESTADO DE ZACATECAS

CANTON	ESTACION	ELEVACION	LATITUD	LONGITUD	ALTURA	TEMPERATURA		HUMEDAD		VIENTO		NUBOSIDAD		LUMINOSIDAD		PRECIPITACION		OTROS		COMentarios	Fecha
						Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min		
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

FIG.- 16

vidad, los cuales, al ser interpretados, mostraron la existencia de lentes localizadas de muy baja rigidez, los cuales corresponden a agua salobre atrapada entre los sedimentos.

Existen otros tipos de clasificación y representación de análisis químicos, como las de Chase Palmer, Shoeller, Souline, Wilcox, etc.

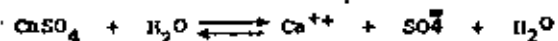
IV. GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES

Cuando algunas muestras presentaron altas concentraciones de sólidos totales, se procede a hacer un análisis del grado de saturación del agua con respecto a los minerales más comunes: yeso $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Calcita CaCO_3 , dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

4.1. METODOLOGIA

Para obtener el grado de saturación de una sal en el agua, se obtiene la constante de actividad iónica (Kai) y se compara con la constante de equilibrio (Ke). Para valores de (Kai) mayores que (Ke), la muestra se encuentra sobresaturada y para valores de (Kai) menores que (Ke), la muestra no se encuentra sobresaturada.

En el caso del yeso, este se disocia según la siguiente reacción:



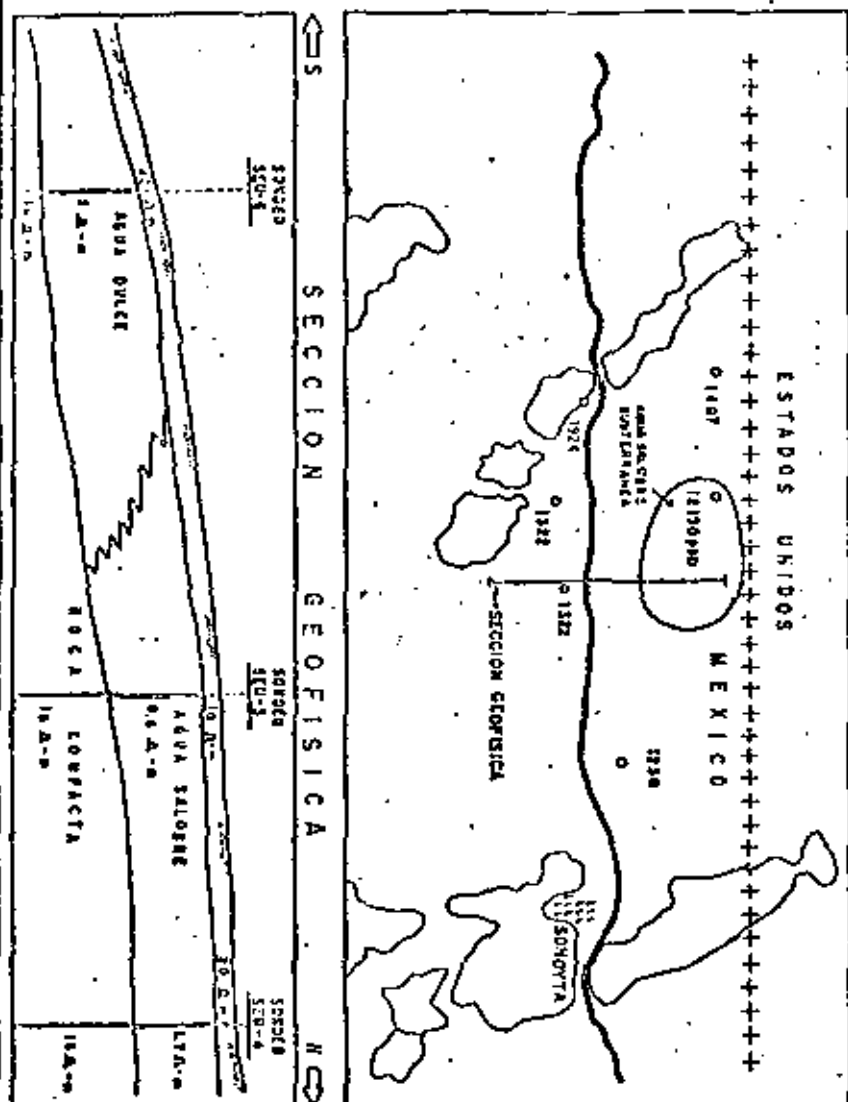
Aplicando la ley de Acción de Masas, obtenemos que la constante de actividad iónica es igual a las actividades de los productos entre los reactivos, o sea:

$$K_{ai} = \frac{[\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^{--}] [\text{H}_2\text{O}]}{[\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]}$$

Donde los paréntesis indican la actividad iónica del ion que se encuentra.

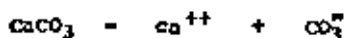
La actividad de los compuestos, es igual a 1.- por lo tanto:

DETERMINACION DE MANOS DE AGUA SALOBRE SEPULTADOS, POR MEDIO DE GEOFISICA E HIDROGEOQUIMICA



$$K_{ai} = [Ca^{++}] [SO_4^{--}] \text{----- (1)}$$

De manera similar para la calcita se tiene:



$$K_{ai} = [Ca^{++}] [CO_3^{--}] \text{----- (2)}$$

Debido a que los análisis no reportan carbonato, (CO_3^{--}), se utilizó la determinación de bicarbonato (HCO_3^-), sustituyendo de la fórmula (2) de la siguiente manera:



$$K_{ai} = \frac{[CO_3^{--}] [H^+]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10.33}$$

Despejando:

$$[CO_3^{--}] = \frac{[HCO_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[H^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{ai} = \frac{[Ca^{++}] [HCO_3^-] 10^{-10.33}}{[H^+]} \text{----- (3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de actividad iónica (f) de cada elemento, por la concentración en moles por litro (M).

$$\begin{aligned} \text{O sea: } [Ca^{++}] &= f_{Ca} \cdot M_{Ca} \\ [SO_4^{--}] &= f_{SO_4} \cdot M_{SO_4} \\ [HCO_3^-] &= f_{HCO_3} \cdot M_{HCO_3} \end{aligned}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las partes por millón reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica (f) se calculó mediante la fórmula de Debye-Huckel:

$$\log f_i = \frac{-A z_i^2 \sqrt{I}}{1 + B a_i \sqrt{I}}$$

Donde Z es la carga del ion; A y B son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25°C, A = 0.5005 y B = 0.3201 x 10⁸; (Klotz, 1950); a_i es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 1970) I es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

$$I = \frac{1}{2} (M \cdot z^2)$$

Donde M es la concentración de cada ion en moles por litro.

La constante de actividad iónica (K_{ai}), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (K_e), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de K_e son: (Garrel y Christ, 1965):

$$K_e \text{ (calcita)} = 10^{-8.34}$$

$$K_e \text{ (yeso)} = 10^{-4.61}$$

De manera similar, se procede para el cálculo de las constantes de otros minerales.

Ya obtenido el grado de saturación, se delimitan, sobre planos, las áreas sobresaturadas, a partir de las cuales, se deduce la dirección del movimiento del agua subterránea y se explica el comportamiento químico del agua.

En las zonas en donde el agua se encuentra sobresaturada de alguna sal, es de esperarse la precipitación de dicho compuesto y consecuentemente, la incrustación en bombas, tuberías, calderas y demás material que tenga contacto con esta agua. Mientras que las áreas en donde el agua no se encuentra saturada de sales, ésta continuará disolviéndose y aumentando su concentración iónica.

GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA
EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL

La explotación de agua subterránea en acuíferos de zonas costeras encara un gran riesgo, denominado "Intrusión Salina". Muchas de las zonas costeras de México están siendo degradadas por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo.

Un renglón importante en los acuíferos costeros, es el estudio de la determinación de la intrusión salina cuando ésta aún no la ha afectado nocivamente. Dentro de estos estudios, es esencial, la determinación de la posición del nivel piezométrico y sus fluctuaciones con el tiempo, así como el registro de los incrementos de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos puede conocerse rápidamente la posición y la poligresidad de la intrusión y planear las alternativas más convenientes para su control.

CARACTERISTICAS FISICAS DE LA INTRUSION SALINA.

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

- Continuidad Hidráulica.** - En muchas cuencas costeras de nuestro país, existe continuidad hidráulica en los materiales que forman las planicies costeras la cual se continúa hasta el mar, cerca de la línea de la costa. Puede presentarse también, capas de material permeable confinado, que se continúa a cierta profundidad, hasta más allá de la costa. Algunos acuíferos se encuentran cubiertos por lodo y otros materiales relativamente impermeables que impiden que el agua de mar los contamine.
- Inversión del Gradiente.** - Otras de las condiciones necesarias para que se lleve a cabo la intrusión salina, es la inversión del gradiente, la cual, se presenta cuando la carga hidráulica del mar es mayor a la del acuífero. Esto sucede si el nivel piezométrico es abatido a profundidades bajo el nivel del mar.

Cuando el gradiente es hacia el mar, existe un flujo de agua hacia él y cuando el gradiente es hacia tierra adentro se establece un flujo de agua, hacia el valle. En la

práctica, la magnitud del gradiente hidráulico se obtiene a partir de la medición de la profundidad al nivel del agua en pozos y norias.

PRINCIPIO DE GHYBEN - HENZBERG.

A lo largo de las líneas de costa el agua de los acuíferos se encuentra descansando sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua (interfase salina) se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual las modificaciones en las condiciones originales del acuífero, producen cambios en la posición del contacto entre las dos aguas.

La profundidad a la cual se encuentra la interfase fue descrita por Daron Ghyben en 1869, y aplicada a problemas específicos por Bairat Herzberg en 1901.

La teoría se basa en lo siguiente:

El peso de una columna vertical de agua dulce que va desde el nivel piezométrico del acuífero hasta la interfase se encuentra equilibrada por el peso de una columna de agua de mar que vaya desde el nivel del mar, hasta la interfase. Esto es, el peso de la columna de agua dulce de longitud $h + Z$ es igual al peso de una columna de agua de mar de longitud Z , donde "h" es la elevación del nivel estático a partir del nivel del mar y "Z" es la profundidad a la interfase, a partir del mismo nivel de referencia.

Si "Dd" y "Dm" representan las densidades del agua dulce y de mar respectivamente, la condición para el balance hidrostático se expresa de la siguiente manera:

$$Dm \cdot g \cdot Z = Dd \cdot g \cdot (h + Z)$$

$$Z = \frac{Dd}{Dm - Dd} \cdot h$$

Considerando que las densidades del agua de mar y del agua dulce son 1.025 y 1.000, respectivamente, tenemos que:

$$Z = 40h$$

O sea que por cada metro que se eleve el nivel piezométrico sobre el nivel del mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de referencia (Figura 2). La posición del nivel piezométrico sobre el mar, condiciona la profundidad a la interfase. Los movimientos de la superficie del mar por mareas y de la superficie piezométrica del acuífero, producidos por aumento ó disminución de agua en él, pro-

ducen fluctuaciones en la posición de la interfase. El área en donde se llevan a cabo estas fluctuaciones, se denominan zona de difusión. La mayoría de los acuíferos que no están sobreexplotados, descargan agua hacia el mar y la posición real de la interfase, en este caso, se encuentra a mayor profundidad (Hubbert) que la calculada por Ghyben-Herzberg. (Figura 3).

MECANISMO DE LA INTRUSION SALINA.

Existen varios mecanismos por los cuales el agua de mar puede intrusionar a un acuífero costero. Estos, están relacionados con la disminución de la elevación del nivel piezométrico y la inversión del gradiente hidráulico, que permite al agua de mar moverse hacia tierra adentro. Bajo condiciones naturales en los acuíferos costeros, existe un equilibrio entre la recarga, la descarga y el cambio del almacenamiento. Es conveniente que exista un flujo de agua dulce al mar, para conservar el equilibrio, y evitar la intrusión. Conforme el agua subterránea es extraída por bombeo, el nivel estático baja acomodándose a las nuevas condiciones y el flujo de la intrusión salina se comienza a mover hacia el acuífero, ocupando primero las zonas costeras y posteriormente la zona de explotación del valle.

MÉTODOS DE CONTROL DE LA INTRUSION SALINA.

Varios métodos de control son conocidos y utilizados para prevenir la intrusión salina. Los más comunes son:

- 1).- Reducción de la extracción
- 2).- Recarga artificial,
- 3).- Fronteras impermeables,
- 4).- Barrera con pozos de bombeo y
- 5).- Barreras con pozos de inyección (Figura 4).

REDUCCION DE LA EXTRACCION.

Una de las medidas técnicamente más sencillas para prevenir la intrusión de agua de mar, es la reducción de la extracción de agua subterránea, a un nivel planificado. Esta medida implica una disminución en las demandas de agua lo cual, en ocasiones crea problemas socioeconómicos y políticos muy fuertes. Cuando se opta por este método y el bombeo es reducido, puede establecerse nuevamente el gradiente hacia el mar y la intrusión es reemplazada por un ligero flujo de agua dulce hacia el mar. Si existe información suficiente sobre la variación de los niveles del agua y si se conocen las condiciones geológicas del subsuelo, la reducción de la extracción puede ser controlada de tal manera, que se obtenga la máxima cantidad de agua sin provocar una intrusión salina nociva.

RECARGA ARTIFICIAL.

Para ello es necesario contar con una fuente adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga pueda llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construidas en el área de recarga a través de las cuales se hace circular agua que se infiltra al subsuelo. Otro tipo de obras, consiste en la construcción de presas de infiltración, localizadas en la zona de recarga. En zonas donde existen capas confinantes impermeables, pueden construirse pozos de inyección. Al llevar a cabo esta recarga se provoca la inversión del gradiente hacia el mar, la cual es acompañada por un flujo de agua dulce. La recarga, en esta forma, es económica, respecto a los otros métodos, pero en la mayoría de los casos no se cuenta con fuentes de agua adicional para llevarla a cabo.

FRONTERAS IMPERMEABLES.

Consiste en la construcción de una barrera impermeable entre la línea de costa y los pozos de explotación. El medio de construcción puede ser excavando una zanja que posteriormente se rellena con materiales arcillosos. Otro tipo de barrera, consiste en el inyectado de material impermeable. Estas construcciones son usadas solo en áreas relativamente someras. Es importante, el conocer los resultados posteriores a su construcción, ya que, si la impermeabilización es completa, permitirá abatimientos fuertes y por lo tanto la obtención de mayores volúmenes de agua almacenada. Este método tiene la desventaja de no contar con un flujo de agua subterránea hacia fuera de la zona, que en ocasiones, es necesario para mantener un balance de sales favorable.

BARRERA DE POZOS DE BOMBEO.

Consiste en una línea de pozos localizados entre la zona de explotación del valle y el mar. Los pozos, deben de extraer toda el agua de mar que intrusiona al acuífero, hasta obtener un equilibrio hidrostático. Para ello, los niveles de agua deben de ser bajados en la barrera, más que en cualquier otro punto en la cuenca. El volumen de extracción que se lleva a cabo en el valle, debe de ser reducido, cuando menos una cantidad ligeramente menor a la que se obtenía antes de aplicar el método. Es importante, disponer del registro de los niveles del agua en la zona de la barrera, así como el conocer la cantidad exacta de agua que se debe de bombear para obtener los resultados deseados. Esta cantidad de agua que se debe de extraer, es muy variable y deberá de ser mayor

el volumen de agua de mar que originalmente intruía. -
Mientras más cerca del mar se localiza la barrera, el bombeo
tendrá que ser mayor.

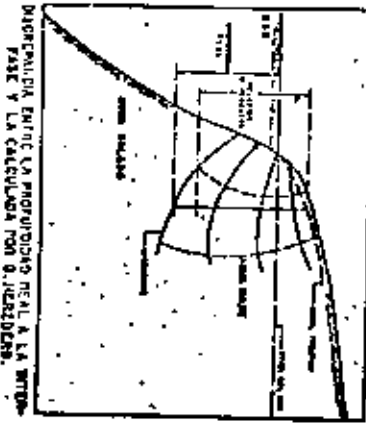
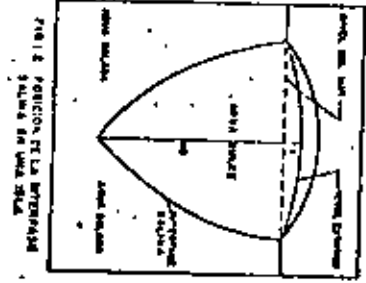
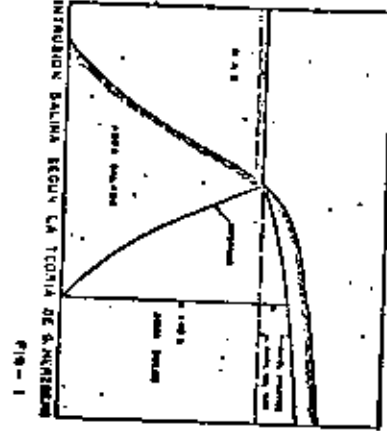
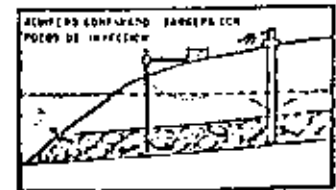
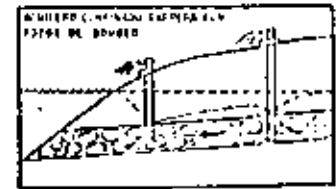
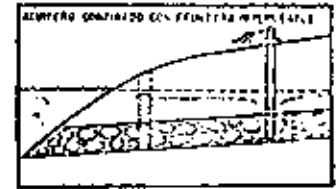
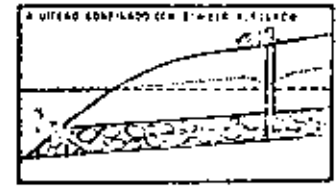
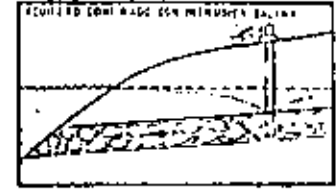
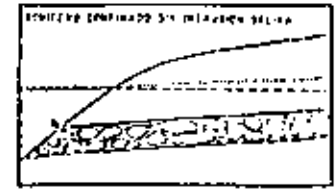
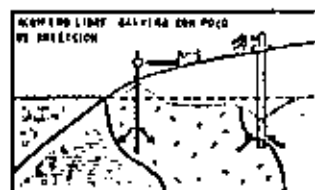
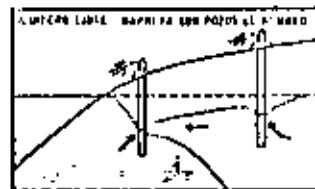
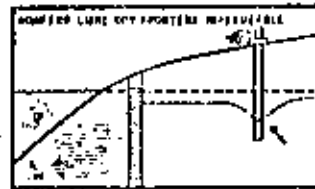
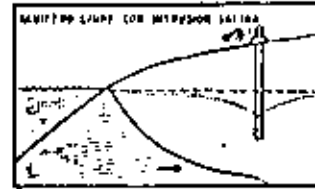
BARRERA CON POZOS DE INYECCION.

Este método para control de intrusiones salinas, -
consiste en la construcción de pozos de inyección alineados -
a lo largo de la costa, su funcionamiento va a depender de la
resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo.
Al inyectar agua al acuífero se provoca la elevación del ni-
vel piezométrico lo cual se lleva a cabo hasta alcanzar el --
gradiente requerido. Debido a la diferencia en densidad en-
tre el agua de mar y el agua dulce, se requiere una columna -
de 41 metros de agua dulce para equilibrar una columna de 40
metros de agua salada. Para controlar la intrusión es nece-
sario primeramente determinar el espesor de sedimentos permea-
bles. Posteriormente se construye la barrera de pozos de in-
yección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo
largo de la línea de pozos, hasta alcanzar una altura de 75 -
centímetros arriba del nivel del mar, por cada 30 metros de -
espesor del acuífero bajo el mismo nivel de referencia. La -
cantidad de agua utilizada para dicho fenómeno pueda ser esti-
mada. Después de que en la barrera con pozos de inyección, -
se establece un equilibrio, la cantidad de agua que fluye ha-
cia el acuífero, será la cantidad de agua de mar que intruía
anteriormente, siempre y cuando la explotación de la pla-
nicie se haya conservado igual. Para mantener el balance di-
námico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo
de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es va-
riable, pero será de alrededor del 10% de la que fluye hacia
el acuífero. El número de pozos requeridos para formar la ba-
rreira dependerá de las características hidráulicas del acuífe-
ro, en especial de la capacidad específica de un pozo de bom-
beo perforado en la zona.

METODO COMBINADO BARRERA POR POZOS DE BOMBEO BARRERA POR PO- ZOS DE INYECCION.

Este método utiliza la combinación de los dos méto-
dos anteriores. Para ello, la barrera por pozos de bombeo, -
es localizada entre la línea de costa y la zona de explotación
del valle y la barrera por pozos de inyección se ubica tierra
adentro, del otro lado de la zona de explotación. La barrera
combinada, compuesta de los dos sistemas, operando simultánea-
mente, minimizada los efectos de subsidencia y extracción de
agua, así como otros efectos secundarios y permite una mayor
flexibilidad en su operación sobre la de uno solo de los sis-

NOTA : Para la elaboración de este artículo, se -
utilizaron datos de diferentes textos y trabajos, principal-
mente de los apuntes del curso de hidrología subterránea del
Departamento de Recursos Hidráulicos del Estado de California,
E.U., por Raymond C. Richter.



CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE
ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES
FÍSICAS Y QUÍMICAS.

Las aguas subterráneas y superficiales que son utilizadas para satisfacer las necesidades de agua potable de zonas urbanas, así como la que se destina a la agricultura, ganadería e industria, necesita cumplir con ciertos requisitos respecto a su contenido de elementos químicos, a sus propiedades físicas y a la presencia de materia orgánica.

El objeto del presente trabajo, es el de mostrar, en forma general, las normas de calidad del agua utilizada como potable, en riego, en abrevadero y en la industria, así como el significado y algunas propiedades físicas y químicas del agua.

La calidad del agua, se determina a partir de análisis físicos, químicos y bacteriológicos, los cuales pueden variando análisis sencillos donde se determinen los principales elementos, hasta análisis complejos que incluyan la determinación de una gran variedad de especies presentes en el agua.

El tipo de análisis dependerá del uso que se le tenga destinado al agua, así como de algunas características observadas en la zona donde ésta se encuentre. Por ejemplo, en una zona minera, es conveniente determinar las concentraciones de algunos metales que pudieran encontrarse presentes. En lugares próximos a poblados y/o establos, debe ponerse atención a los contenidos de nitratos y organismos coliformes, etc.

AGUA POTABLE.-

Para conocer la calidad de cierta agua para uso potable, se comparan los resultados del análisis químicos, con las normas de calidad o límites máximos permisibles que a continuación se describen y que fueron publicados por la Secretaría de Salubridad-

y Asistencia, en el Diario Oficial de el día 2 de Julio de 1953.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS	LÍMITES MÁXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES
TURBIEDAD	10 (Escala de Sílice)	DE NO CUMPLIRSE CON LOS RESULTADOS ANTERIORES, SE ADMITERÁN -- AQUELLOS QUE -- SEAN TOLERABLES PARA LOS USUA-- RIOS.
COLOR	20 (Escala platino- Cobalto)	
SADOR	INSÍPIDA	
OLOR	INODORA	

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS	LÍMITE MÁXIMO PERMISIBLE EN PPM (EXCEPTO)
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrogeno (pH)	6.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO ₃)	400
Dureza total (CaCO ₃)	300
Cloruros (Cl)	250
Sulfatos (SO ₄)	250
Magnesio (Mg)	125
Zinc (Zn)	15
Cobre (Cu)	3
Fluoruros (Fl)	1.50
Hierro (Fe) y Mangneso (Mn)	0.30

continua.....

Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERÍSTICAS BIOLÓGICAS	NÚMERO MÁXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS COLI Y COLIFORMES	20
COLONIAS BACTERIANAS POR CENTÍMETRO CÚBICO DE MUESTRA	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escasez que presenta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con todos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el límite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en ocasiones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm.

El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas a la salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo. - No es común encontrarlos en el agua, pero su presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, no debe tener concentraciones mayores de 0.05 Ppm.

Zinc, Cobre, Hierro y Manganeso. - El cuerpo, puede soportar a tolerar, cantidades un poco mayores a las establecidas como requisito, no es común su presencia en el agua.

Sulfatos. - Concentraciones altas de este compuesto, actúan como laxante. En combinación con otros elementos, da lugar a un sabor desagradable.

Fluoruros. - El ingerir agua que contenga este elemento en exceso, produce el debilitamiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consuma y la susceptibilidad de cada individuo.

Nitratos. - Proviene de la descomposición de materia orgánica. Concentraciones altas de este compuesto es causa de enfermedades hídricas mortales, como la metemoglobinemia en los niños.

La presencia de concentraciones relativamente altas de sodio, cloro, magnesio, calcio, carbonatos y bicarbonatos, no representan gran peligro, ya que pueden ser eliminadas por el organismo.

AGUA PARA RIEGO

Para conocer la calidad del agua para riego, se ha optado por utilizar la clasificación de Wilcox (1940) en la cual, por medio de la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS), se obtiene la clase de agua para riego.

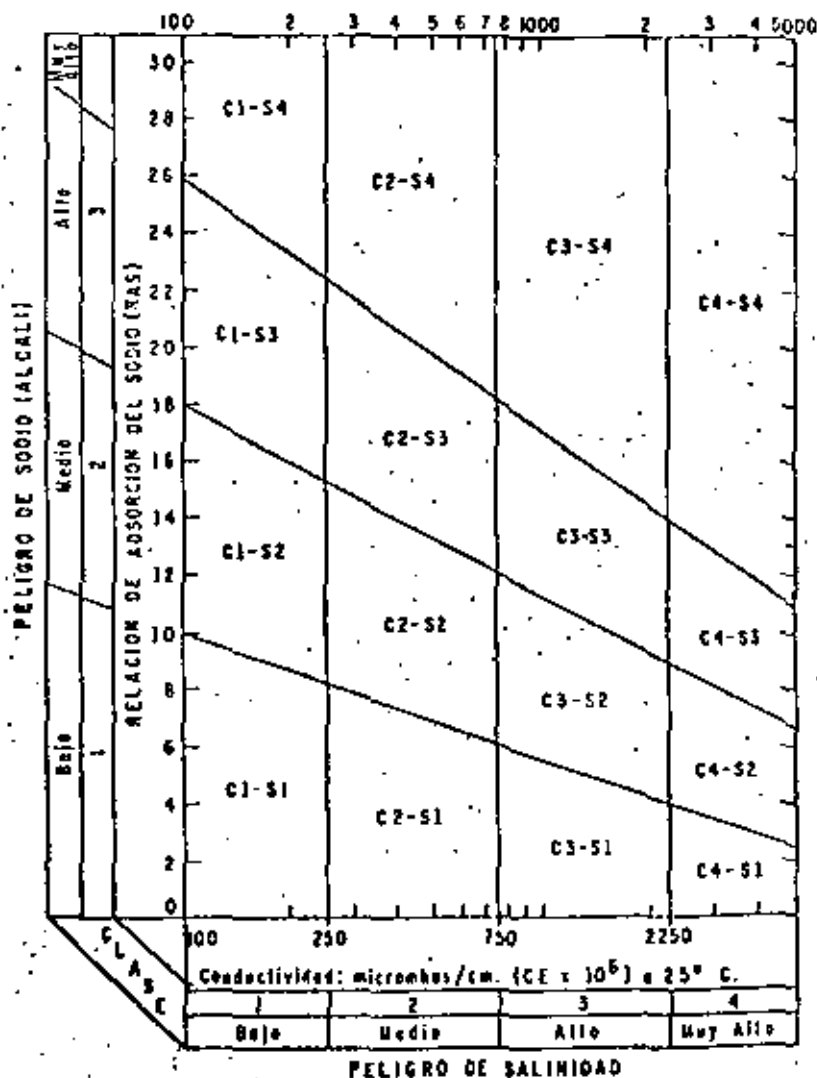
La conductividad eléctrica es igual al recíproco de la resistividad y proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos. Normalmente, esta se expresa en micromhos por centímetro (mhos-cm).

La relación de adsorción de sodio, se obtiene por medio de la fórmula siguiente:

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

10

CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO



donde las concentraciones de Na^+ , Ca^{++} y Mg^{++} están dadas en equivalentes por litro. Con esta relación se obtiene el peligro que entraña el uso del agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la fórmula, queda supeditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales cationes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación (Fig. 1) obteniéndose de esta manera, la clase de agua para riego, la cual está definida por los parámetros, C y S y subíndices en cada uno de ellos.

El significado de las diferentes clases, así como algunas recomendaciones para el uso del agua en riego, se comentan a continuación:

- C1 BAJA SALINIDAD.** - Puede usarse para riego en la mayoría de los suelos y para casi todas las plantas, con pocas probabilidades de que aumente la salinidad.
- C2 SALINIDAD MEDIA.** - Puede usarse, si se hacen lavados moderados. Se pueden sembrar plantas moderadamente tolerantes a las sales en la mayoría de los casos, sin afectar prácticas especiales para el control de la salinidad.
- C3 ALTAMENTE SALINA.** - No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Aún con drenaje adecuado, se requiere un manejo especial para el control de la salinidad, además de seleccionar plantas que sean bastante tolerantes a las sales.
- C4 MUY ALTAMENTE SALINA.** - No es apropiada para riego bajo condiciones ordinarias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua para riego debe aplicarse en oxígeno con el fin de llevar a cabo un lavado fuerte. Las plantas que se seleccionen deberán ser muy tolerantes a las sales.
- S1 CON POCO SODIO.** - Puede usarse para riego en casi todos los suelos, con poco peligro de que el sodio intercambiable llegue a niveles perjudiciales. Sin embargo, las plantas sensitivas al sodio como algunos frutales (fruto con hueso) y aguacate, pueden acumular concentraciones dañinas de sodio.

5₂ CON CONTENIDO MEDIO.- Será peligrosa en suelos de textura fina y en aquellos que contengan una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavados leves, a menos que haya yeso en el suelo. Esta agua puede usarse en suelos orgánicos o de textura gruesa con buena permeabilidad.

5₃ CON ALTO CONTENIDO.- Conducirá a niveles peligrosos de sodio-intercambiable en la mayoría de los suelos por lo cual se requerirá de un manejo especial, buen drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos no desarrollarán niveles perjudiciales de sodio intercambiable. Los mejoradores químicos deberán usarse, para el reemplazo de sodio-intercambiable, excepto en el caso de que no sea factible el uso de mejoradores en aguas de muy alta salinidad.

5₄ CON MUY ALTO CONTENIDO.- Generalmente no es apropiada para el riego, excepto en casos de baja y quizá media salinidad, donde la solución del calcio del suelo o el empleo de yeso u otros mejoradores, hagan factible el uso de esta agua.

La conductividad eléctrica puede tomarse como un índice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presenta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

FRUTALES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma datiles	Granada Niguera Olivo Vio Melón	Peral Manzano Naranja Toronja Ciruela Almendra Chabacano Durazno Fresa Limónero Ajacato

HORTALIZAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12$ Betabel Brotón o col rosada Espárragos Espinacas	$CE_e \times 10^3 = 10$ Jitomate Brócoli Col Chilo dulce Coliflor Lechuga Maíz dulce Papa Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Frijoles
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 3$

PLANTAS PERNICIASAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 10$ Zacate alcalino de coquito Zacate Bermuda Zacate Rhodes	$CE_e \times 10^3 = 12$ Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne Zacate Sudán Trébol huban Alfalfa (California común)	$CE_e \times 10^3 = 4$ Trébol blanco holandés Trébol Alsike Trébol rojo Trébol ladino Pimpinela

continúa

Cebada (para heno Trifolium (pata de pájaro)	Trigo (para heno) Avena (para heno) Gramma azul Bromo suave Veza lechosa Cicer	
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$

CULTIVOS COMUNES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$
Cebada (grano) Remolacha Azucajera Colza Algodón	Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuera	Alubias
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 6$	

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954)

*.- El número que sigue a la $CE_e \times 10^3$ es el valor de la conductividad eléctrica del extracto de saturación en milimhos por centímetro a 25°C asociado a una disminución en los rendimientos de 50 por ciento.

El boro en pequeñas concentraciones, es esencial para el desarrollo normal de las plantas y la falta de este elemento, o su presencia en concentraciones altas, afecta el crecimiento de los cultivos.

Dependiendo de la cantidad de boro que las plantas aceptan, estas se han dividido en tres grupos:

CUANDO ACEPTAN:

Cultivos sensible	Hasta 0.67 ppm.
Cultivos semitolerantes	Entre 0.67 y 1.00 ppm.
Cultivos tolerantes	Entre 1.00 y 3.75 ppm.

A continuación se muestran algunos cultivos haciéndose distinción entre tolerantes, semitolerantes y sensibles.*

TOLERANTES	SEMITOLERANTES	SENSIBLES
Espárragos.	Girasol (nativo)	Héiz encarcelada.
Palma datilera.	Papa.	Nogal negro.
Remolacha azucarera.	Algodón.	Nogal para.
Alfalfa.	Tomate.	Ciruelo.
Gladiola.	Rábano.	Peral.
Haba.	Chicheros.	Manzano.
Cebolla.	Rosa Ragged.	Uva (Málaga y Sul tamina).
Nabo.	Robin.	Higo Yndota.
Col.	Olivo.	Nispero.
Lechuga.	Cebada.	Cereza.
Zanahoria.	Trigo.	Chabacano.
	Maíz.	Durazno.
	Sorgo.	Naranja.
	Avena.	Aguaate.
	Calabacita.	Toronja.
	Fimiento "Bell"	Limonero.
	Camote.	
	Frijol Lima.	

(En orden descendente de más a menos Tolerantes.)

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954).

AGUA PARA ABREVADERO.

El agua usada en granjas y ranchos ganaderos, normalmente debe de cumplir con los mismos requisitos que el agua potable, ya que se utilizada también para usos domésticos de los ranchos. Los animales pueden ingerir agua con una mayor concentración de sales.

A continuación se describen los límites máximos para algunos animales, según McKee y Wolf, (1963).

Aves	2,860 ppm
Cerdos	4,290 ppm
Caballos	6,430 ppm
Ganado Lechero	7,150 ppm
Ganado de Carne	10,100 ppm
Borrego	12,900 ppm

AGUA PARA LA INDUSTRIA.

La clase de agua requerida en la industria, depende del tipo de instalaciones utilizadas.

Una forma rápida de catalogar el tipo de agua para la industria, es conociendo su dureza. Esta normalmente se reporta en concentración de carbonato de calcio (CaCO_3).

Cuando un agua contiene concentraciones bajas de este compuesto, se denomina "agua blanca" y al agua con concentraciones altas, "agua dura".

De acuerdo con algunos autores (Darior y Becker, 1964), se han distinguido los siguientes rangos de dureza.

Concentración en mg/l de CaCO_3	Descripción
0 - 60	Agua blanca.
61 - 120	Agua moderadamente dura.
121 - 180	Agua dura.
más de 180	Agua muy dura.

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papelera, así como en derivados del petróleo y embotelladores.

CALIDAD DEL AGUA PARA ALGUNAS INDUSTRIAS (En mg/l)				
CONSTITUYENTE	INDUSTRIA TEXTIL	INDUSTRIA PAPELERA	DERIVADOS DEL PETRÓLEO	EMBOTELLADORES
SiO_2	—	50	—	—
Fe	0.1	1.0	1.0	0.3
Mn	0.1	0.5	—	0.05
Ca	—	20	75	—
Mg	—	12	30	—
Cu	0.01	—	—	—
NH_4	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—
HCO_3	—	—	—	—
SO_4	—	—	—	500
Cl	—	200	300	500
F	—	—	—	—
NO_3	—	—	—	—
DUREZA	25	100	350	—
pH	2.5-10.5	6-10	6-9	—
S.T.D.	100	—	100	—

(En: John Ham, 1970)

SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL AGUA.

CONSTITUYENTE O PROPIEDAD FÍSICA	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN	SIGNIFICADO
Bicarbonato (HCO_3) Carbonato (CO_3)	Proviene de la incorporación del dióxido de carbono en el agua y de la disolución de rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.	Los carbonatos y bicarbonato producen alcalinidad. Los bicarbonatos de calcio y magnesio se descomponen en calderas y aguas calientes, facilitando la incrustación y liberando dióxido de carbono corrosivo a la atmósfera. En combinación con calcio y magnesio es causa de la dureza.
Yodo (I)	Proviene de la disolución de sales y rocas, en especial las de origen ígneo. El agua de zonas térmicas y especialmente aquellas que se encuentran en áreas de actividad volcánica reciente, pueden contener altas concentraciones de yodo. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contienen boratos.	Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para el crecimiento y nutrición de las plantas, pero es tóxico para la mayor parte de ellas cuando se encuentra en concentraciones mayores de 1 mg/l.
Calcio (Ca)	Proviene de casi todo tipo de suelos y rocas pero en especial de las calizas, las dolomitas y el yeso. Algunas salmueras contienen grandes cantidades de calcio.	El calcio y el magnesio son los principales responsables de la dureza en el agua, la cual origina un gran consumo de jabones. Puede incrustar tuberías y ademas, reducir su eficiencia.

CONSTITUYENTE O PROPIEDAD FÍSICA	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN	SIGNIFICADO
Color	En agua superficial, componentes orgánicos provenientes del decaimiento de la vegetación y por contaminación de desperdicios orgánicos e inorgánicos - descargados a los ríos. En agua subterránea, componentes orgánicos que han pasado a través de lignita y turba.	Indica la presencia de los orgánicos o materia orgánica en el agua subterránea. Es un factor importante en la valoración de agua potable y para otros usos.
Cloruro (Cl)	Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial evaporitas; se presenta por contaminación de desperdicios y desechos. Antiguas salmueras, agua de mar y salmueras industriales, contienen grandes cantidades de este elemento.	Grandes concentraciones de este elemento, aumenta el poder corrosivo del agua y, en combinación con sodio, da sabor salado.
Concentración de Hidrógeno (pH)	Los ácidos y el dióxido de carbono libre, bajan el valor del pH. Carbonatos, bicarbonatos, hidróxidos, fosfatos, silicatos y boratos, aumentan el valor del pH.	Un pH igual a 7.0 indica neutralidad en una solución; valores mayores indican acidez y menores, alcalinidad. La corrosividad, generalmente aumenta al disminuir el pH. Algunos excesivos al calinas, pueden atacar metales.
Conductividad Eléctrica	Depende de la cantidad de sales disueltas en el agua.	Es una medida de la capacidad del agua de conducir corriente eléctrica. Varía con la concentración y grado de ionización de los constituyentes, así como con la temperatura. Se usa para estimar la cantidad de sales disueltas en el agua.

**CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -
FISICA.**
FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.
SIGNIFICADO.

Dureza como CaCO_3 En la mayoría de los casos, la dureza es debida a el calcio y el magnesio.

Consumo jabón y no produce espuma. Forma depósitos de jabón en baños. El agua dura incrusta calderas y tuberías. Dureza es equivalente de dosis de carbonatos y bicarbonatos.

Estroncio (Sr) Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial de rocas carbonatadas y rocas de origen ígneo.

Las concentraciones son en general muy bajas.

Hierro (Fe) Proviene de la disolución de suelos, rocas y de tuberías, bombas y equipos similares. Concentraciones mayores a 1 ó 2 ppm, generalmente indican drenaje de zonas mineras u otra fuente.

Exposición a la superficie, el hierro disuelto en el agua oxida formando un sedimento rojizo. Más de 0.3 ppm, mancha lavadoras y utensilios. Elemento nocivo en el proceso de bebidas, tintes, blanqueadores, duros, hielo, etc. Grandes concentraciones, producen un sabor desagradable y favorecen el crecimiento de bacterias.

Fióor (F) Se encuentra diseminado en cantidades muy pequeñas, en casi todo tipo de rocas y suelos.

Induce la picadura de dientes (caries) en los niños durante la época de calcificación. Los niveles de este elemento, proveen el desarrollo de la dentadura, el cual dependerá de la concentración de flúor, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consume, la susceptibilidad de cada individuo.

**CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD
FISICA**
FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.
SIGNIFICADO.

Fosfato (PO_4) Proviene del intemperismo de rocas ígneas y de la lixiviación de suelos que contienen desechos orgánicos, fertilizantes, detergentes y drenajes domésticos e industriales.

Concentraciones mayores a las normales, indican contaminación por desechos.

Litio (Li) Proviene de la disolución de rocas durante el intemperismo. La escasez del litio es probablemente el responsable de las relativas bajas concentraciones en el agua.

Las concentraciones de este elemento en el agua son en general muy bajas, no afectando la calidad para los diferentes usos.

Magnesio (Mg) Proviene de la disolución de la mayoría de los suelos y rocas pero especialmente de las dolomitas. Algunas salmueras contienen cantidades abundantes de magnesio.

El magnesio y el calcio, son los principales responsables de la dureza y del agua incrustante.

Manganeso (Mn) Proviene de la disolución de algunos suelos y rocas. Es menos común que el hierro, pero normalmente se encuentra asociado con éste y con aguas ácidas.

Es el causante de la coloración café oscura o negra.

Nitrógeno Se encuentra en el agua como NH_3 , NO_2 y NO_3 , dependiendo del grado de oxidación. Proviene de la disolución de rocas ígneas, suelos enriquecidos por legumbres y fertilizantes, establos y aguas de drenaje.

Concentraciones altas de nitrógeno, indican contaminación. Los nitratos aumentan el crecimiento de algas y otros organismos que producen olor desagradable. Concentraciones mayores a 45 ppm nitratos, causan metemoglobinemia en los niños.

**CONSTITUYENTES
O PROPIEDAD -
FÍSICA.**

CONSTITUYENTES O PROPIEDAD - FÍSICA.	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
Potasio (K)	Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en animales, agua de mar y en algunos desechos industriales.	Grandes concentraciones, en combinación con cloro, producen un sabor salado. Es esencial en la nutrición de las plantas.
Relación de Adsorción de Sodio. (RAS)	Se calcula usando las concentraciones de los iones que se indican en miliequivalentes por litro $RAS = \frac{Na}{\frac{Ca + Mg}{2}}$	El RAS es usado junto con la conductividad eléctrica, para determinar la calidad del agua para riego.
Selenio (Se)	La principal fuente de selenio son las emanaciones volcánicas y los depósitos de sulfuros que han sido acumulados por erosión e intemperismo. Se encuentra en rocas cristalinas, en especial en lutitas y suelos derivados de ellas.	Es tóxico en cantidades pequeñas. Constituye un problema cuando se encuentra en plantas o agua para el ganado.
Silicio (SiO₂)	Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Generalmente se presenta en concentraciones bajas de 1 a 30 ppm. Concentraciones hasta de 100 ppm suelen encontrarse en aguas altamente alcalinas.	Produce incrustación en tuberías y calderas.

**CONSTITUYENTES
O PROPIEDAD
FÍSICA.**

CONSTITUYENTES O PROPIEDAD FÍSICA.	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
Sodio (Na)	Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en animales, agua de mar, desperdicios industriales y drenajes.	Grandes concentraciones en combinación con el cloro, producen un sabor salado. Cantidades fuertes comúnmente limitan el uso del agua para la agricultura.
Sólidos Disueltos	Proviene de la disolución de minerales que forman los suelos y las rocas. Pueden incluir constituyentes orgánicos y agua de cristalización.	El valor de los sólidos disueltos, es una medida de todas las concentraciones que se encuentran en el agua. Es un índice importante en la determinación de los usos del agua.
Sulfatos (SO₄)	Proviene de la disolución de rocas y suelos que contienen yesos, hierro y compuestos sulfurados. Comúnmente se presenta en aguas de drenaje de minas y en algunos desechos industriales.	Concentraciones altas, actúan como laxante y en combinación con otros iones en el agua un sabor desagradable. En agua que contiene calcio, produce incrustación.

EL USO Y LA APLICACION DE TRAZADORES
EN AGUA SUBTERRANEA

R E S U M E N

La técnica sobre la aplicación de trazadores en agua subterránea, se ha venido desarrollando con nuevas metodologías en los últimos 25 años. Los principales trazadores utilizados son fluorocinas, sales, esporas e isótopos. Las fluorocinas son uno de los trazadores más económicos y fáciles de utilizar. Su aplicación se ha incrementado al introducir en el proceso de detección, el espectrofluorómetro y la concentración por medio de carbón activado. Las esporas, son el trazador más nuevo que existe, el cual ha probado ser de gran utilidad. Otro tipo de trazadores de agua subterránea, son los isótopos deuterio, oxígeno 18, tritio y carbono 14, cuya técnica y aplicación es cada día mayor.

I N T R O D U C C I O N

En determinadas ocasiones es de esencial importancia el conocer con exactitud si existe conexión entre dos puntos de un acuífero. Para ello se han llevado a cabo, desde el siglo pasado, experimentos consistentes en mezclar, en el agua de un aprovechamiento subterráneo localizado aguas arriba, una sal o un tinte, el cual puede ser reconocido en otro aprovechamiento localizado a cierta distancia aguas abajo, determinando así, la posible conexión entre dichos puntos. A esta técnica se le conoce como trazadores de agua subterránea.

Este método, se ha aplicado principalmente en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto, y en distancias hasta de 40 km (Zotl, 1970). En menor proporción, se ha llevado a cabo en medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla produce absorción e intercambio iónico, por lo cual la aplicación en este medio debe ser en distancias cortas.

Los puntos de inyección más comunes, son ríos subterráneos localizados dentro de cavernas y los principales puntos de muestreo son manantiales. Con algunas limitaciones los puntos de inyección y muestreo de trazadores pueden ser también pozos, norias,

galerías filtrantes, drenes, lagos y presas.

En algunas ocasiones, se ha utilizado esta técnica para determinar si el agua de manantiales, ríos o drenes, corresponden a filtraciones de una presa o lago.

Un buen trazador, debe reunir las características siguientes: Debe ser no tóxico; soluble en agua, identificable en pequeñas concentraciones; resistente a cambios químicos; tener poca o nula capacidad de intercambio iónico; no ser absorbido o retenido por suelo o rocas; su determinación debe ser mediante análisis sencillos y su aplicación económica.

Los principales trazadores son fluorocinas, sales espesmas e isótopos.

FLUOROCINAS

Son sustancias que tienen la propiedad de emitir luz fluorescente. La longitud de onda de esta luz, varía de una sustancia a otra, propiedad que se utiliza para identificarlas. Las sustancias más comunes utilizadas como trazadores son: Uranina, Eosina, Anidrorhodamina G extra, Rhodamino FB y Tinopal CBS-X. A continuación se describen las características de cada una de estas sustancias.

URANINA. - Es la de mayor aplicación. Consiste en una fluorocina de sodio que presenta un color naranja en soluciones concentradas

das (mas de 1 ppm), que cambia a verde-amarillento al ser diluida. La intensidad de fluorescencia depende del pH. En la figura 1, se muestra la relación entre el pH y la intensidad de fluorescencia de la uranina. En aguas muy ácidas, pierde su fluorescencia pero este proceso es reversible, pudiendo recobrarla al añadir un compuesto básico, como KOH ó NH_3 . Esta propiedad puede utilizarse para identificar el trazador.

El poder de la uranina, puede disminuir por medio de procesos fotoquímicos como la luz ultravioleta, por agentes oxidantes como el cloro y el ozono y en algunos casos por procesos biológicos.

Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Antiguamente se utilizaban lámparas de luz ultravioleta para identificarla cuando se encontraba en concentraciones bajas. Actualmente las concentraciones entre 1×10^{-2} y 2×10^{-6} ppm son medidas con espectrofluorómetro.

La intensidad máxima de fluorescencia se detecta a una longitud de onda de 515×10^{-9} m. A mayor o menor longitud de onda, la intensidad disminuye en forma simétrica (figura 2) y la forma de la curva distingue a la uranina de otra fluorocina. Para concentraciones menores a 2×10^{-6} ppm, se utiliza carbón activado (W.B. WHITE, 1967, F. DAVEN, 1972) el cual se coloca en el agua durante un tiempo que varía de un día a semanas, donde la uranina es absorbida y concentrada de 50 a 500 veces por el car-

bón y su concentración medida posteriormente.

Para extraer la uranina del carbón, se le agrega a éste algunas gotas de una de las siguientes preparaciones:

- a) Una parte de alcohol etílico al 95% y una parte de hidróxido de potasio diluido al 15% en agua destilada.
- b) Ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF), dos partes de agua destilada y una gota de Ni_2 .

Por último, la uranina es resistente a la absorción por arcillas y su uso no es tóxico para el hombre o animales.

EOSINA. - Presenta una fluorescencia naranja-rosa, cuya máxima intensidad se detecta a una longitud de onda de 535×10^{-9} m.

Cuando se presentan valores mayores de 0.01 ppm, es visible al ojo humano. Entre 0.01 y 50×10^{-6} ppm, puede detectarse con espectrofluorómetro. Concentraciones menores se concentran con carbón activado del cual puede extraerse añadiendo una sustancia compuesta por ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Al utilizarse junto con rhodamina FB o uranina, se producen interferencias por lo que su aplicación conjunta es limitada.

AMINORHODAMINA O EXTRA. - Conocida anteriormente como calicobedina

mina G extra, presenta una fluorescencia naranja-rosa en soluciones concentradas, que cambia a verde al ser diluida. Su mayor intensidad se presenta a una longitud de onda de 554×10^{-9} m. Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm y con espectrofluorómetro pueden detectarse hasta 6×10^{-3} ppm. Valores menores pueden concentrarse por medio de carbón activado, del cual puede ser extraída la fluoriceína, por medio de una solución de ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Esta fluoriceína presenta inconvenientes, ya que es difícil de disolver y fácilmente absorbida por arcillas. En presencia de uranina, rhodamina FB o eosina, se producen interferencias.

RHODAMINA FB. - Presenta un color púrpura y fluorescencia roja. Su mayor intensidad se detecta a una longitud de onda de 578×10^{-9} m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta 10×10^{-3} ppm. Valores menores pueden ser concentrados por medio de carbón activado del cual se extrae por medio de una de las soluciones siguientes:

- a) Cinco partes de propanol y 5 partes de hidróxido de amonio.
- b) Ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

La rhodamina FB, presenta interferencias al combinarse

con uranina, eosina o aminorhodamina G extra. Es tóxica cuando se inhala en soluciones concentradas. Por otra parte, en presencia de arcillas es altamente absorbida.

TINOPAL CBS-X. - Presenta un color verde con fluorescencia azul. Su mayor intensidad se determina a una longitud de onda de 430×10^{-9} m. Es visible solamente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta 440×10^{-3} ppm. Valores menores son concentrados por medio de carbón activado del cual la fluoriceína puede extraerse agregando unas gotas de una solución que contenga ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada. Este producto, es absorbido por arcillas.

EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORICEINA

Con el propósito de ilustrar su aplicación, a continuación se presentan los resultados obtenidos en un experimento llevado a cabo en una región cárstica.

Se propuso conocer la conexión entre el agua de un río que se infiltraba dentro de una dolina y dos manantiales situados a 5 kilómetros de la primera. Para ello, se inyectaron 3 kg de uranina en el agua de la dolina y se obtuvieron muestras de agua cada dos horas en los manantiales "H" y "S".

En el manantial "S", no se detectó uranina, por lo que --

se concluye que este no tiene conexión con la zona de recarga donde se inyectó el trazador.

En el manantial "H", se empezó a detectar uranina 26 horas después de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a 32 ng/m^3 , según muestra en la figura 3.

Tomando en cuenta el tiempo requerido por el trazador para circular entre los puntos de inyección y muestreo, y la distancia entre ellos, se obtuvo la velocidad mínima de circulación, la cual fue de 3.7 km/día.

Otro ejemplo ilustrativo de la aplicación de trazadores, ahora en acuíferos granulares someros es el siguiente:

En un valle aluvial que presenta un acuífero freático a 3 m de profundidad, se perforaron 5 pozos a 9" de diámetro y 5 m de profundidad, distribuidos en la forma como se ilustra en la figura No. 4.

En el pozo central, se inyectó uranina y se obtuvieron muestras de agua en el resto de los pozos, cada 20 minutos.

Después de 3 horas 20 minutos de la inyección, se detectó uranina solamente en los pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección sureste, a una velocidad de 1.5 m/hr.

311

Este método es utilizado en zonas sin información y su aplicación queda limitada por la profundidad a que se encuentre el nivel estático, ya que mientras mayor es ésta, mayor es el costo de los pozos de muestreo o inyección.

S A L E S

Las sales son el trazador artificial de agua subterránea más antiguo que se conoce se haya aplicado con éxito. Los productos utilizados más comunes son, sal de cloruro de sodio y sal de cloruro de potasio.

La sal es disuelta en agua y posteriormente incorporada al acuífero. Una de las desventajas que presenta este método, es que requiere que en la zona de inyección el caudal de agua que entra el acuífero sea grande. Por otra parte se necesita una gran cantidad de sales en cada experimento.

En zonas cársticas, para distancias entre 3 y 5 km se requiere inyectar un mínimo de 500 kg de sal (Zotl, 1975). La cantidad más grande que se ha llegado a inyectar en un experimento de trazadores, fue de 50 toneladas de NaCl, (W. Kuss, en H. Batsche et. al., 1970), donde después de 4 días, se encontró en uno de los manantiales de observación un incremento de cloruros de sólo 19 ppm.

Los grandes volúmenes de trazador requeridos mediante un

te método, hacen que su uso sea limitado. La ventaja consiste en que pueden efectuarse determinaciones cuantitativas.

EXPERIMENTO SOBRE LA APLICACION DE SALES

Durante los trabajos realizados para conocer la posible conexión entre el agua de un río que se infiltraba en una dolina y dos manantiales localizados a 5 kilómetros de ésta, como se mencionó en párrafos anteriores, se inyectaron 500 kg de cloruro de sodio y 400 kg de cloruro de potasio.

Posteriormente se obtuvieron muestras de agua con intervalos de dos horas cada una, tanto en el manantial "H" como en el "S", las cuales se analizaron químicamente determinándose el contenido de cloruros, sodio y potasio.

Al igual que en los resultados obtenidos para la fluorescencia (párrafos anteriores), en el manantial "S", no se detectó incremento alguno en su contenido salino, por lo cual se concluyó que este manantial no tiene conexión con el agua de infiltración de la dolina.

Por lo que se refiere al manantial "H", los resultados de los análisis se graficaron en la figura 5, donde se observa que 56 horas después de la inyección de las sales, se detectó un incremento en los iones determinados, ratificando la comunicación entre la dolina y el manantial.

Considerando el tiempo que tardó en aparecer el trazador en el manantial y la distancia entre éste y la dolina, se obtuvo la velocidad de flujo del agua de este acuífero.

Por otra parte, con estos resultados y los de los análisis químicos y volúmenes aforados, es factible determinar el volumen mínimo de agua almacenado, así como el conocer en que proporción el agua del manantial, proviene de la que se infiltra en la dolina.

E S P O R A S

Las esporas utilizadas como trazadores corresponden al tipo *Lycopodium clavatum*. Tienen un diámetro de 30-55 micras y un color amarillo pálido (1 micra = 10^{-4} cm).

Su forma es similar a la de un triángulo isósceles con los dos convexos. Sus orillas forman cadenas de semicírculos cóncavos (figura 6). Están cubiertas por una fina membrana insoluble por lo que al ser incorporadas al agua son transportadas en suspensión. No se sedimentan y tienen la propiedad de no ser absorbidas o intercambiadas con el suelo o rocas.

En el año de 1953, A. Mayr, trató de emplear las esporas como trazador debido a las propiedades que presentan pero su identificación resultó problemática. J. Zoti y V. Maurin, idearon teñir las esporas de diferentes colores para facilitar su

identificación lo cual resultó exitoso. De esta manera pueden mezclarse en agua, esporas de diferentes colores y posteriormente detectarse en cierta zona de muestreo identificándose, por el color, con cuales sitios tiene conexión.

El muestreo de esporas se lleva a cabo instalando redes para plancton las cuales se pueden dejar por tiempo indefinido en el lugar de muestreo. Al preparar la muestra para observarla en el microscopio, se ha visto que se obtienen resultados satisfactorios, si se lleva a cabo lo siguiente:

A las muestras de campo se le agregan 3 gotas de hidróxido de potasio al 10%, 3 gotas de formol al 35% y una pizca de urea; posteriormente se calienta en baño de María por tres minutos. Se centrifuga y el sedimento se concentra en un tubo al que se le agrega una gota de ácido etílico. Se coloca una pequeña parte de la preparación en una lámina delgada para su análisis en el microscopio.

I S O T O P O S

Los principales isótopos utilizados como trazadores en agua subterránea, se dividen en estables (Deuterio y Oxígeno 18) y radiactivos (Tritio y Carbono 14). A continuación se describen sus principales características.

DEUTERIO Y OXIGENO 18 - Son identificados con las siglas D y 18 O. Se encuentran en el agua de mar en promedio de 320 y

2 000 ppm respectivamente. Sus concentraciones son representadas mediante las relaciones D/H y $^{18}O/^{16}O$ y expresadas en unidades como sigue:

$$\delta D = \frac{(D/H)_{MUESTRA} - (D/H)_{SNOW}^*}{(D/H)_{SNOW}^*} \times 1000$$

La evaporación produce un fraccionamiento isotópico y en el agua de lluvia de zonas con climas moderados es lineal y en la proporción siguientes:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$$

El fraccionamiento isotópico, está en relación con la temperatura y altitud.

Tomando en cuenta los procesos y propiedades de estos isótopos, es posible diferenciar agua superficial sujeta a evaporación, de agua de lluvia, o de agua infiltrada a diferentes alturas.

TRITIO. - Tiene una vida media de 12,26 años. Antes del año de 1953, cuando se efectuaron las primeras pruebas con bombas atómicas, el agua de lluvia, contenía entre 5 y 10 unidades de tritio (U.T.). Como resultado de dichas explosiones, el contenido de tritio en la atmósfera se incrementó llegando a medirse hasta 800 U.T. en algunos lugares. La concentración de este isótopo en el agua, varía con la latitud y los cambios estacionales.

* Standard Mean Ocean Water.

6,
Tomando en cuenta lo anterior se puede decir que el agua con contenidos bajos de tritio, menores de 1 U.T. corresponde a agua infiltrada hace más de 50 años. Si tiene concentraciones entre 10 y 20 U.T. indica que el agua es de lluvia o reciente infiltración y si tiene más de 20 U.T. corresponde a agua con entre 10 y 50 años de infiltrada.

CARBONO 14. - Este isótopo junto con los mencionados anteriormente, son los de mayor aplicación de hidrología y tiene una vida media de 5730 años. El carbono 14 contenido en el agua, empieza a desintegrarse al incorporarse al acuífero, por lo cual al medir su contenido en algún punto, es posible determinar el tiempo que ha permanecido en el acuífero. Pueden detectarse edades hasta de 30,000 años.

La edad del agua por medio del carbono 14, se complementa con la del tritio, debido a los diferentes rangos que abarca. Cuando la concentración de tritio es menor de 2 U.T. o sea infiltrada antes de 1954, se dice que es negativa y para valores mayores, o sea posteriores a 1954 se dice que es positiva. Respecto al carbono 14, si se detecta alguna concentración, significa que el agua tiene menos de 30,000 años y se dice ser positiva, pero si no se detecta entonces tiene más de 30,000 años y es negativa.

Combinando a estos isótopos, tenemos que si ambos son positivos el agua es posterior a 1954; si son negativos es que tiene

no más de 30,000 años y si el tritio es negativo y el carbono 14 positivo, el agua se infiltró entre 1954 y hace 20,000 años.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los trazadores de agua subterránea más comunes son: fluoriceínas, sales, esporas e isótopos.

Este método es de mayor aplicación, en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto. En medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla producen absorción e intercambio iónico, se utiliza para distancias cortas.

Dentro de las fluoriceínas, la que ha reportado mejores resultados es la uranina. Su utilización permite determinar, principalmente, la conexión entre dos puntos de un acuífero pero es también posible, conocer velocidades y direcciones del flujo de agua subterránea.

El uso de sales es restringido debido a la gran cantidad de trazador que se necesita utilizar en cada experimento. Es recomendable para distancias cortas.

Las esporas son el trazador más nuevo que se haya aplicado con éxito. Su manejo es sencillo, económico y puede utilizarse para distancias hasta de 40 kilómetros.

Por las características que presentan el deuterio y el oxígeno 18, es factible a partir de su determinación, diferenciar aguas superficiales sujetas a evaporación, de agua de lluvia o de agua infiltrada a diferentes alturas.

Los isótopos tritio y carbono 14, son utilizados para datar el agua, abarcando un rango de prácticamente cero a 30,000 años.

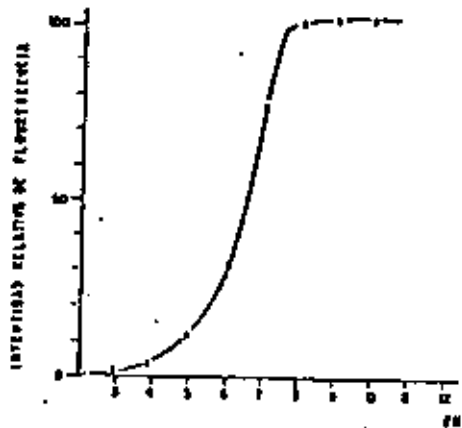


FIGURA 1

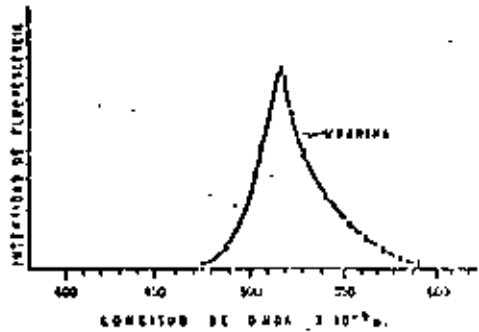


FIGURA 2

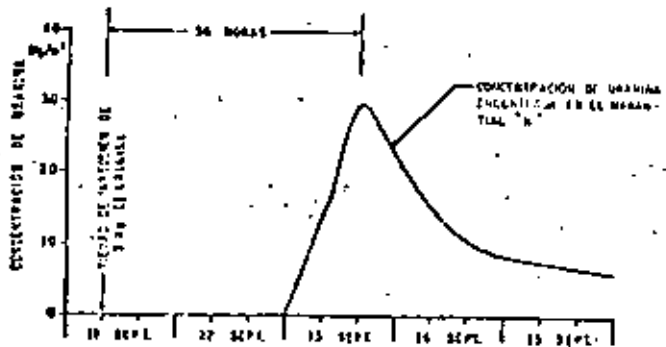


FIGURA 3

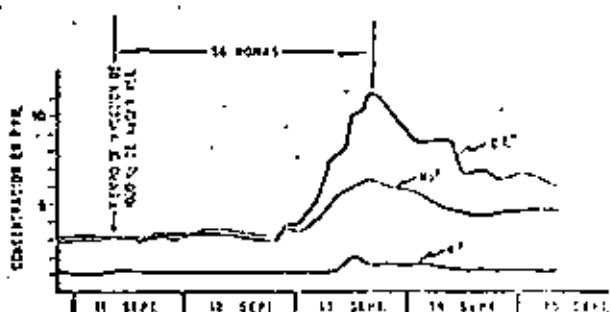


FIGURA 4



EXPLICACION

- ◆ POZO DE INYECCION
- POZOS DE MUESTREO
- ➔ DIRECCION Y VELOCIDAD DEL FLUJO DEL FLUJO CONCENTRADO INYECTADO POR MEDIO DE INYECTORES

$v = \frac{d}{t}$
 $d = 5$ metros
 $t = 180$ minutos



FIG 6

FIGURA No. 4

R E F E R E N C I A S

Akin, G.W. and J. V. Langerwerff, 1965. "Calcium Carbonate - Equilibria in Solutions Open to the Air. - I. - The solubility of Calcite in Relation to Ionic Strength", *Geochim. et Cosm. Acta.* 29 (4), 343-352.

Akin, G.W. and J. V. Langerwerff, 1965. "Calcium Carbonate - Equilibria in Solution Open to the Air. II. - Enhanced Solubility of Calcium Carbonate in the Presence of Magnesium and Sulfate" *Geochim. et Cosm. Acta.* 29 (4), 353-360.

Back, William and B. Manshaw, 1970. "Comparison of the Chemical Hydrogeology of the Carbonate Peninsulas of Florida and - Yucatan". *Jour. of Hyd.*, Vol. X-4.

Back, William, 1961. "Calcium Carbonate Saturation in Ground Water, From Routine Analyses. "U.S.G.S., W.S.P." 1535-D.

Back, W. and B. Manshaw, "Chemical Geohydrology"

Back W. and J. Zotti, 1975, "Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology and Artificial Tracers to Karst Hydrology".

Banks, H.O., and Richter, R.C., 1953. "Sea-water intrusion -- into Ground-water Basins bordering the California Coast and Island Bays". American Geophysical Union Transactions, Vol. 34. - No. 4 pp. 575-582.

Banks, H.O., Richter, R.C. y Harder, J., 1957, "Sea Water Intrusion in California". American Water Works Association, Vol. 49, No. 1 pp. 71-89.

Bruington, A.E., y Soares, P.D., 1965, "Operating a Sea Water Barrier Project", American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division, Vol. 91, No. III.

Bruington, A.E. Drescher, W.J. y Sherwood, C.B. 1969, "saltwater intrusion in the United States", American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Hydraulics Division, Paper 6788, NY 5, pp. 1651-1669.

California Department of Water Resources, 1957, "Report by -- Los Angeles Country Flood Control District on Investigational Work for Prevention and Control of Sea Water Intrusion West -- Coast Basin Experimental Project, Los Angeles County", Report No. 63 Appendix B.

California Department of Water Resources, 1958, "Sea Water In- trusion in California", Report No. 63.

California Department of Water Resources, 1960, "An Investiga- tion of Some Problems in preventing Sea-Water Intrusion By -- Creating a Fresh-water Barrier", Report No. 63 Appendix D.

California Department of Water Resources, 1970, "Oxnard Bas- sin Experimental Extraction Type Barrier", Report 147-C.

Cooper Hilton H., U.S., Geological Survey, Water Supply Paper 1613 C.

Costany, G., 1963. "Traité Pratique Des Eaux Souterraines".

Danegaard W., 1964, "Stable Isotopes in Hydrology" *Tellus* 16, 436-468.

Davis, S.N. and Dewiest, 1971. "Hydrogeologia".

Dochant, M., 1967 "Die Färbung der Lycopodiumspores" *Steir - Beitr. Z. Hydrogeologie*, 18/19, 241-247.

Dochant M., 1977, "The Dying of Lycopodium-Spores" Notes of The Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Austria.

Fairbridge, R.W. "Encyclopedia of Geochemistry and Environmen- tal Science".

Garrels and Christ, 1965. "Solution, Minerals and Equilibria".

Garrels and Mackenzie, 1971. "Evolution of the Sedimentary - Rocks".

Gonfiantini, R., 1971 "Notes on Isotope Hydrology" Internatio- nal Atomic Energy Agency. Vienna, Austria.

Ham, John. "Calculation and Use of Ion Activity" U.S.G.S. - W.S.P.

Ham, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical - Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

Institute for Karstresearch SAZU. "Underground" Yugoslavia.

Krauskopf, K.D., 1967. "Introduction to Geochemistry".

Klein, H., 1965, "Salt water intrusion can be controlled", - Florida Board of Conservation, Division of Geology.

Payne R.H., 1975 "Isotope Hydrology" International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.

Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans.

Richter Raymond C., 1972 "Ground Water Course", Chapter 2, California Department of Water Resources.

Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

Suelos Salinos y Sódicos, 1954 Manual de Agricultura No. 60 - Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América.

Todd, David K, 1959, Ground Water Hydrology, John Wiley and Sons, pp 177.

Water Quality Criteria, 1972, Report of the National Technical Advisory Comitee to the Secretary of the Interior.

White, W.B., 1967, "Modifications of Fluorescein Dye Ground Water Tracing Techniques". Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19 151-158.

Wittwen R., Waser H. and Matthe, B., 1971, "Essai de Fixation de la Sulforhodamine B et de la Sulforhodamine G. Extra sur Charbon Actif". Act. 4e Congr. Suisse Spelcol. Neuchatel 1971, 78-83.

Zotl J. G., 1965, "Carst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir".

18



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**APLICACION DE LAS TECNICAS DE ISOTOPOS AMBIENTALES
AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA**

ABRIL, 1984

CONTENIDO

1.	INTRODUCCION	1
2.	LOS ISOTOPOS	4
3.	LOS ISOTOPOS EN EL MEDIO AMBIENTE	
	A. TIPOS DE ISOTOPOS	8
	B. PROPIEDADES FISICAS	10
	C. VARIABILIDAD EN EL MEDIO AMBIENTE	13
4.	CASO DE ESTUDIO: ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS.	19
	REFERENCIAS	28

1. INTRODUCCION

Con el fin de establecer las bases para el manejo y explotación de los recursos subterráneos, la Geoidrología utiliza la información proporcionada por diversas disciplinas, tales como Geología, Hidráulica, Geoquímica, etc. Es sólo cuando estas contribuciones se consideran como un todo, que la Geoidrología puede lograr sus objetivos.

En el presente trabajo se analizan los fundamentos y aplicaciones de una nueva herramienta técnica, la de Isótopos Ambientales, que en las últimas 2 ó 3 décadas se ha puesto a disposición de la Geoidrología, como una consecuencia directa de los usos pacíficos de la Energía Nuclear. Esta disciplina se basa en el uso de los elementos nucleares, ya sean isótopos radiactivos o estables, que existen en el ambiente y que a manera de trazadores permiten conocer el comportamiento dinámico de los sistemas hidrológicos. En principio este concepto es similar y complementario, y esto debe tenerse muy presente, a las técnicas usadas por la Geoquímica para analizar algunas características del agua subterránea.

Se debe tener clara la diferencia entre las técnicas de Isótopos Ambientales y las de Isótopos Artificiales. Las primeras utilizan cu-

no trazadores a los elementos nucleares que ya existen en el medio ambiente y que son una consecuencia de procesos naturales, provocados por ejemplo por la interacción de los rayos cósmicos, o bien por los eventos nucleares producidos por el hombre. Por otro lado las técnicas artificiales se refieren al uso de trazadores nucleares los cuales se añaden "artificialmente" al medio, según los deseos del experimentador. En el primer caso está implícita una actitud pasiva, de expectación, mientras que en el segundo caso se experimenta e interviene directamente el medio.

La utilidad de las técnicas artificiales para los trabajos geohidrológicos está restringida por la dispersión a que está sujeto el trazador y por el tiempo en que se puede observar su evolución en el medio, lo que prácticamente varía desde unas cuantas semanas hasta algunos meses. Esto hace que la aplicación de los Isótopos Artificiales a la Geohidrología esté limitada por lo general a estudiar características de tipo local, en aspectos tales como porosidad y permeabilidad de los acuíferos, velocidad, dirección y dispersión del agua subterránea, para citar algunos (Ref. 1). Los resultados que se obtengan de estos estudios serán válidos para toda una región dependiendo del número y representatividad de las experiencias, del tipo de material que constituye al acuífero, etc.

Por otro lado, la gran aceptación de las técnicas de Isótopos Ambientales se basa precisamente en su utilidad para estudiar procesos geohidrológicos de tipo regional, cuya evolución puede haber tardado desde algunos años hasta miles de años. Otra de las ventajas de estas técnicas es que dentro de la variedad de los elementos nucleares que se pueden detectar en el ambiente se encuentran algunos que forman parte integral de la molécula del agua. Específicamente, estos elementos son el Trítio (H^3), el Deuterio (H^2) y el Oxígeno-18 (O^{18}). Estos elementos pueden proporcionar información fehaciente del comportamiento del agua en el subsuelo, y evitar así algunas incertidumbres de los análisis de inferencia en los que se basa, por ejemplo, la interpretación geoquímica.

Algunos procesos que ocurren dentro del ciclo hidrológico modifican el balance relativo de los elementos nucleares. Sin embargo, se ha demostrado que esta alteración obedece a patrones definidos, y lejos de representar una desventaja sirve para identificar, cuando las condiciones son favorables, los procesos a los que ha estado sujeta el agua subterránea, permitiendo rastrear su evolución.

En las siguientes secciones se analizan algunas propiedades importantes de los elementos nucleares y sus consecuencias dentro del Ciclo Hidrológico, así como algunos ejemplos ilustrativos de su aplica-

ción al estudio del agua subterránea.

2. LOS ISOTOPOS

El concepto de isótopos se utiliza en Física Nuclear para distinguir a los átomos que tienen iguales propiedades químicas pero diferente masa. Las propiedades químicas de un átomo están definidas por el número atómico (Z) del elemento sea el número de protones (partículas con carga positiva) que se localizan en su núcleo. Este número a su vez representa el número máximo de electrones que pueden encontrarse en órbitas alrededor del núcleo. En condiciones de equilibrio la carga negativa de los electrones compensará a la carga de los protones teniendo como resultado un átomo neutro. Dentro de este contexto, una reacción química es el producto de la combinación de diferentes átomos que interactúan por medio de sus electrones orbitales.

Ahora bien, en el núcleo de los átomos se encuentran además de los protones, los neutrones (que como su nombre lo indica no tienen carga) cuya masa es aproximadamente igual a la de los protones. El total de neutrones y protones de un núcleo se conoce como el número de masa (A). De esta forma, si varía el número de neutrones de un núcleo, se alterará su masa pero su carga seguirá siendo igual, y por consiguiente sus propiedades químicas no se alterarán. Los átomos con igual número de protones pero diferente número de

neutrones constituyen los isótopos de un elemento. Por lo general el isótopo más abundante y estable de un elemento tiene igual número de protones y neutrones.

El exceso o déficit de neutrones de los isótopos de una familia, provoca en algunos casos cierta inestabilidad que trae como consecuencia que el isótopo tienda a cambiar, después de cierto tiempo, su estado o composición. A estos isótopos se les llama radiactivos o simplemente radionúclidos. Básicamente existen tres formas de decaimiento de los radionúclidos:

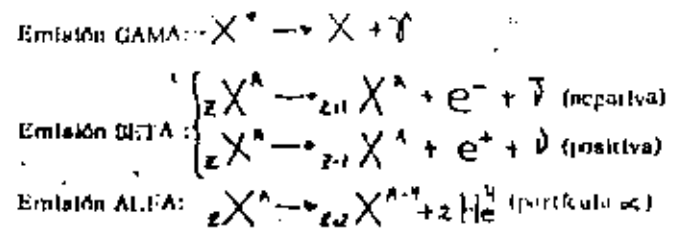
a) Emisión de rayos gamma (γ) o sea de un fotón, en cuyo caso el isótopo pasa a un estado energético más estable sin que esto implique cambio alguno en su composición nuclear.

b) Emisión Beta (β) que puede ser negativa o positiva. El decaimiento Beta negativo consiste en la creación de un protón y un electrón, más cierta energía, a expensas de la destrucción de un neutrón. El decaimiento Beta positivo es el inverso del anterior, es decir, se destruye un protón y se crean un neutrón y un positrón (electrón con carga positiva). En estos dos casos, la estructura interna del núcleo se altera y el elemento inicial pasa a ser otro de diferentes propiedades.

c) Emisión Alfa (α) en la que, al igual que en el caso Beta, cambia la estructura del radionúclido al emitir un núcleo de helio (formado por dos protones y dos neutrones), al que se denomina partícula Alfa.

03

Los tres tipos de decaimiento se ilustran en las siguientes ecuaciones:



donde X^* representa al núcleo excitado, A es el número de masa y Z es el número atómico.

Se ha demostrado experimentalmente que al ser tiene una muestra estadísticamente representativa de un radioisótopo, el decaimiento del conjunto no es al azar, sino que obedece una ley exponencial en función del tiempo. Esto es una consecuencia directa de que cada núcleo tiene la misma probabilidad de decaer. De esta forma, si N_0 es el número inicial de radioisótopos que no han sufrido decaimiento, después de un tiempo t quedarán N radioisótopos sin decaer de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

en donde λ es una constante de decaimiento. Esta ecuación nos indica que para cada radioisótopo existe un período fijo, que se

conoce como vida media ($T_{1/2}$), durante el cual el número de radioisótopos disminuye a la mitad del número inicial. Cada radioisótopo tiene una vida media que lo caracteriza y puede variar desde una millonésima de segundo hasta billones de años. El valor de la constante de decaimiento en función de la vida media está dado por la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{0.693}{T_{1/2}} \quad (2)$$

Las características nucleares de los isótopos se pueden encontrar en la tabla de los Núclidos. En la figura 1, se ha reproducido parte de esta tabla. Se podrá observar que aún el átomo más simple, el hidrógeno, que tiene un solo protón en su núcleo ($Z = 1$), se presenta en tres formas isotópicas. El isótopo más abundante es el H^1 y como se podrá observar en la tabla, es estable. El siguiente isótopo es el H^2 el cual es comúnmente llamado Deuterio y se representa como D. Este isótopo además del protón tiene un neutrón en su núcleo y es estable. La tercera configuración isotópica, el H^3 , es conocido comúnmente como Tritio, T, y tiene un protón y dos neutrones. Este elemento es radiactivo y decae por emisión beta, transformándose en He^3 . Su vida media es $T_{1/2} = 12.26$ años. Se recomienda al lector que analice personalmente esta tabla para aclarar algunos de los conceptos expresados en esta sección. Para un estudio más detallado de las características de los elementos

04

nucleares se puede consultar la Referencia 2.

3. LOS ISOTOPOS EN EL MEDIO AMBIENTE

A. TIPOS DE ISOTOPOS

En esta sección se analizan únicamente aquellos isótopos del medio ambiente que tienen una repercusión directa en el estudio de los sistemas hidrológicos y que han demostrado ser útiles en la práctica. Es natural esperar que los isótopos más importantes para estos estudios son los isótopos de la molécula del agua.

Las configuraciones isotópicas de esta molécula que se encuentran con mayor frecuencia en la naturaleza son el H_2O^{16} , que es la de mayor abundancia, el H_2O^{18} , H_2O^{17} y la molécula con átomos de Tritio, agua tritiada, la que simplemente se denotará como HTO. Todas estas configuraciones, con excepción de la última, son estables. En la tabla número 1 se han proporcionado algunos valores característicos de las concentraciones de estos isótopos en el medio ambiente.

En dicha tabla, los valores de isótopos estables corresponden a un promedio de las aguas oceánicas, que en principio tienen la mayor concentración de estos isótopos, en relación a las otras etapas del agua en el ciclo hidrológico. Estos son los resultados de un muestreo de los océanos que se realizó a nivel mundial alrededor de 1950. Uno de los principales resultados del muestreo es que se comprobó que

RELACION ISOTOPICA	VALOR	REFERENCIA	CONCENTRACION EQUIVALENTE
$\frac{D}{H^1}$	$\frac{1}{6328}$	SMOW(*)	~ 160 ATOMOS D / 10^6 ATOMOS H^1
$\frac{O^{18}}{O^{16}}$	$\frac{1}{5017}$	SMOW(*)	~ 2000 ATOMOS O^{18} / 10^6 ATOMOS O^{16}
$\frac{T}{H^1}$	~ 10^{-17}	NATURAL	~ 10 ATOMOS T / 10^8 ATOMOS H^1
	~ 5×10^{-15}	PRUEBAS ATOMICAS (1963)	~ 5000 ATOMOS T / 10^8 ATOMOS H^1

(*) SMOW : PATRON MUNDIAL DE AGUAS OCEANICAS

TABLA 1

La composición isotópica de los océanos es bastante uniforme, independientemente de que está mezclada con agua fresca. Esto ha permitido definir un Patrón Mundial de Aguas Oceánicas, SMOW, y con respecto a él se expresan los contenidos isotópicos de cualquier muestra de agua, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta = \frac{R - R_{SMOW}}{R_{SMOW}} \times 10^3 \quad \text{‰} \quad (3)$$

en donde R es el cociente $\frac{D}{H^2}$ ó $\frac{O^{18}}{O^{16}}$ de la muestra de agua, y su correspondiente resultado δ_D ó δ_{18} se expresa respecto a mil (‰). Los valores típicos de δ para el agua dentro del ciclo hidrológico, se encuentran desde aproximadamente $\delta_D = \delta_{18} \approx 0$ para el agua en el océano, hasta valores tales como $\delta_D \approx 400$ ‰ ó $\delta_{18} \approx 40$ ‰ (rango de valores).

Similárrmente, para simplificar en la práctica la expresión de los valores de Tritio, se utiliza la Unidad de Tritio, U.T., definida como la concentración en la que existe un átomo de T por cada 10^{18} átomos de H¹. De esta forma en la tabla I se encuentra que el contenido de Tritio producido en forma natural es del orden de 10 U.T. y que como consecuencia de las pruebas nucleares en 1963 se detectaron concentraciones del orden de 5000 U.T.

Es verdaderamente impresionante el darse cuenta que los grandes avances tecnológicos de este siglo hayan permitido desarro-

llar instrumentos científicos tan precisos como para medir las concentraciones isotópicas indicadas en la cuarta columna de la tabla I. El lector interesado en conocer las bases de estos instrumentos puede consultar la Referencia 2. Para los fines del presente trabajo, basta señalar que la precisión de las medidas es del orden de ± 1 ‰ para la δ_D , de ± 0.1 ‰ para δ_{18} y de ± 0.1 U.T. para el Tritio.

Otros radiótopos que se han utilizado para el estudio de las aguas subterráneas son el Carbono-14, C¹⁴ y el Silicio-32, Si³². El primero tiene una vida media de aproximadamente 5730 años y el segundo de T_{1/2} = 600 años. Existen algunas dificultades para el uso de estos elementos en los estudios del agua subterránea debido principalmente a que pueden reaccionar químicamente en el subsuelo. (ver por ejemplo la Referencia 7). Con esta salvedad, el método que se discute en las siguientes secciones para la aplicación del Tritio, es válido para estos radiótopos, considerando obviamente su diferente tiempo de decaimiento.

B. PROPIEDADES FÍSICAS

En esta sección se analizan los principales procesos físicos que pueden alterar el contenido isotópico de un sistema.

DECAIMIENTO RADIOACTIVO. En el caso de que el sistema esté compuesto inicialmente por N_0 isótopos radiactivos, la emisión

nuclear, discutida en la sección 2, alterará su concentración en el transcurso del tiempo, de acuerdo a la ley de decaimiento, establecida en la ecuación 1.

En particular, si se detecta un número N de radiosíntopos y se conoce su número inicial N_0 , es posible calcular el tiempo transcurrido entre ambos eventos usando la ecuación 1, en la siguiente forma:

$$t = \frac{1}{\lambda} \frac{\log N_0}{\log N} \quad (4)$$

EVAPORACION Y CONDENSACION. Debido a que los isótopos ligeros son más volátiles que los pesados, lo cual es una manera sencilla de expresar que los ligeros tienen una mayor presión de vapor, al elevar la temperatura de un sistema y producir un cambio de estado, el sistema perderá preferentemente isótopos ligeros y se enriquecerá en isótopos pesados. Por ejemplo, si se tiene inicialmente un volumen V_0 de agua cuya concentración relativa de isótopos pesados es δ_0 , ya sea $\frac{D^N}{D^H}$ o $\frac{D}{H}$, al elevar la temperatura y producir evaporación, después de un tiempo t el volumen será V_t y su concentración isotópica será δ_t , tales que:

$$V_t \text{ menor que } V_0$$

$$\delta_t \text{ mayor que } \delta_0$$

o sea que después del tiempo, la concentración de isótopos pesados en el líquido será mayor. Se debe notar que la pérdida de isótopos ligeros de la fase líquida representa una ganancia de estos isótopos en la fase de

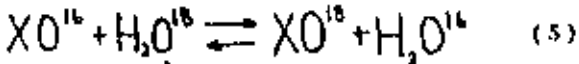
vapor, de tal forma que entre los dos fases se conserva el número total de isótopos.

Similarmente, en el caso inverso o sea durante los procesos de condensación o congelación, el sistema final, por ejemplo el vapor, cederá preferentemente isótopos pesados a la fase final, que para el ejemplo sería el líquido.

Los procesos de evaporación y condensación del agua en la atmósfera repercuten directamente en el contenido isotópico de la precipitación pluvial de acuerdo a ciertos patrones tales como mes del año, latitud de la región, altura del terreno. Estos aspectos y sus aplicaciones a la Oceanografía se analizarán en las siguientes secciones.

Los cambios de fase, ya sea por evaporación o por condensación, no sólo producen una alteración del contenido isotópico de una familia, como se vio en los párrafos anteriores, sino que además producen cambios, bien definidos, del contenido isotópico de una familia con respecto a otra. En particular en las siguientes secciones se estudiará la alternación producida en la familia del Hidrógeno con respecto a la del Oxígeno, y cómo este hecho se utiliza en la práctica para identificar agua que ha sido evaporada por ejemplo durante su almacenamiento en una presa o lago.

INTERCAMBIO ISOTÓPICO. Cuando dos materiales de diferente contenido isotópico se ponen en contacto, existe una tendencia natural a intercambiar sus isótopos, sin que esto implique que existan efectos cinéticos (energía de activación) en sus moléculas, como es el caso de la evaporación. Una reacción de intercambio sería la siguiente



Más adelante se mencionará cómo este intercambio isotópico es muy útil como para estudiar los campos geotérmicos.

C. VARIABILIDAD EN EL MEDIO AMBIENTE

Para poder utilizar los isótopos ambientales como trazadores del agua en el subsuelo es necesario analizar su comportamiento en el ciclo hidrológico. Para este fin se estudiará en las siguientes secciones, por separado, su comportamiento de acuerdo a donde se encuentren: ya sea la atmósfera, la superficie o el subsuelo.

C.1. EN LA ATMÓSFERA

TRITIO

La concentración natural de Tritio en la atmósfera ha sido significativamente aumentada en las dos últimas décadas por las detonaciones nucleares. Su distribución en el globo terráqueo por lo general está vinculada a las zonas donde se han producido las explosiones y a la

circulación de las masas de humedad.

Variación Estacional: El movimiento de masas húmedas produce una variación de Tritio con respecto a las estaciones del año, tal que para el hemisferio norte se encuentran valores máximos durante verano y mínimos durante invierno, como se puede observar en la Fig. 2, con datos para Ottawa, Canadá. Estos valores se invierten para el hemisferio Sur. Nótese en la misma figura los altos valores registrados en 1963, debido a las explosiones nucleares.

Variación con la Latitud: Por lo general se observa que en el hemisferio norte la concentración de Tritio es mayor que para el hemisferio sur y que de igual forma la concentración en los continentes es mayor que en los océanos. Estos aspectos se pueden observar en la Fig. 3, en donde se ha mostrado la distribución mundial de Tritio para el año de 1963. En ese año, en que los niveles de Tritio fueron máximos, en México se obtuvieron valores del orden de 180 U.T. En la actualidad un valor típico podría ser 15 U.T.

OXIGENO-18 Y DEUTERIO

Las variaciones de los isótopos estables están gobernadas por los efectos de evaporación, condensación e intercambio isotópico mencionadas en la sección anterior. Es difícil determinar con detalle, el grado en que cada uno de estos procesos influye en los diferentes aspectos del ciclo hidrológico. Afortunadamente, se ha demostrado que en términos generales se pueden definir pa-

00

tronea a los que se ajustan aproximadamente a ciertos procesos del ciclo hidrológico, lo que permite caracterizar isotópicamente estos procesos.

Variación Estacional : Distribuidas en el globo terráqueo, se tienen una serie de estaciones en donde se recogen mensualmente muestras de precipitación pluvial. El análisis de los datos ha permitido determinar que existe una variación mensual de δ_D y δ_{18} y que sus valores respectivos aumentan en verano y disminuyen en invierno. Esta variación se puede observar en la figura 4 para la estación Nord en Groenlandia.

Variación con la Latitud : La variación de temperatura tiene una influencia directa en las concentraciones de δ_D y δ_{18} en el globo terráqueo. En general se ha detectado que los valores de δ_D y δ_{18} son altos en las zonas tropicales y disminuyen hacia los polos. En general existe una buena correlación entre el contenido de isótopos estables y la temperatura media anual, que a su vez está relacionada con la latitud. Estos resultados se ilustran en la fig. 5. Para las estaciones cercanas a los océanos, y con temperaturas medias anuales en superficie $T_A < 10^\circ C$, se cumple que:

$$\begin{aligned} \delta_{18} &= 0.69 T_A - 13.6 \text{ ‰} \\ \delta_D &= 5.6 T_A - 100 \text{ ‰} \end{aligned} \quad (6)$$

Para las estaciones en los continentes las ecuaciones anteriores no son válidas ya que están sujetas al Efecto Continental, que indica que los valores de δ_D y δ_{18} disminuyen (se hacen más negativos) conforme se interna en los continentes. Este hecho está asociado con la pérdida gradual de isótopos pesados a que están sujetas las masas de humedad durante su trayectoria desde los océanos (Fig. 7).

Variación con la Altura : Las alteraciones isotópicas causadas por la evaporación y el intercambio isotópico en la precipitación pluvial serán más notorias conforme sea mayor su trayectoria hasta llegar al suelo. De esta forma, es de esperarse que el contenido de δ_D y δ_{18} de la precipitación pluvial al nivel del mar esté más enriquecido en isótopos pesados que el de aquella que se precipita a mayor altura. En la práctica se ha demostrado que es posible distinguir isotópicamente precipitaciones pluviales cuya diferencia de altura es de sólo 100 metros. En un estudio isotópico en Nicaragua, (Ref. 8), se encontró que la δ_{18} variaba 0.26‰ por cada 100 metros de altura. Este resultado se ilustra en la Fig. 6. Estos valores variarían dependiendo de las condiciones de temperatura de cada región, sin embargo se espera por lo general encontrar valores entre 0.16 y 0.70‰ por cada 100m. En general, los cambios por evaporación, condensación, etc. a que está sujeta el agua en la atmósfera son cambios graduales que se realizan en términos generales, bajo condiciones de equilibrio. En el medio ambiente esto se eviden-

60

cia por el hecho de que, por lo general, la precipitación pluvial en el mundo tiene un contenido de δ_D y δ_{18} cuya variación se ajusta a la siguiente ecuación, que se llama comúnmente, línea meteorica (Fig. 1)

$$\delta_D = 8\delta_{18} + 10 \quad (7)$$

Es a lo largo de esta línea en donde se evidenciarán los efectos que influyen en el contenido isotópico de la precipitación.

C2. EN LA SUPERFICIE:

Los efectos isotópicos descritos en la sección anterior caracterizan en términos generales a las aguas superficiales. Se debe considerar, claro está, que la evolución retardada de estos sistemas, puede causar en algunos casos la alteración del contenido isotópico debido a la superposición de varios eventos o a la mezcla de cuerpos de agua.

EVAPORACION EN PRESAS Y LAGOS: Existe sin embargo un caso especial de gran importancia, que es la evaporación de estos sistemas cuando sus aguas se almacenan en presas o lagos. La intensa evaporación a que están sujetas estas aguas causa un enriquecimiento de isótopos pesados y además, debido a que el proceso es violento, se produce fuera de equilibrio, lo que causa que la variación relativa de las familias isotópicas, el Oxígeno e Hidrógeno, no cumplan la ecuación (7). En la práctica se ha encontrado que el enriquecimiento isotópico causado por la evaporación en condiciones fuera de equilibrio, tales como

a las que están sujetas las presas o lagos, tienen una correlación lineal dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta D = (5 \pm 1) \Delta O^{18} \quad (8)$$

en donde Δ es $(\delta - \delta_I)$ y δ_I es el coeficiente isotópico inicial del agua de precipitación que llegó al depósito.

C3 EN EL SUBSUELO

Las principales alteraciones del contenido isotópico de las aguas ya en el subsuelo, pueden detenerse en el caso de los radioisótopos al decaimiento radiactivo, toda vez que ya no existe el contacto con la atmósfera que es donde se produce constantemente el radioisótopo. Conociendo la concentración del radioisótopo en el subsuelo y estimando su concentración inicial en el momento de infiltrarse, se tiene una medida del tiempo de residencia del agua en el subsuelo (ecuación 4).

CAMPOS GEOTERMICOS: En el caso de los isótopos estables, éstos pueden alterarse principalmente por mezcla con diferentes cuerpos de agua. Existe un caso adicional de gran importancia que es el de intercambio isotópico con los minerales del subsuelo. En condiciones normales, el intercambio de Oxígeno-18 con las rocas es muy lento y sólo se evidencia después de miles de años. Circunstancialmente este hecho se ha utilizado para estimar edades de agua en el rango de aplicación del Carbono-14.

Sin embargo el intercambio de Oxígeno-18 arriba mencionado, puede acelerarse marcadamente al elevar la temperatura, tal y como sucede en los campos Geotermales. En este caso el contenido de Oxígeno-18 del agua sobrecalentada tiende a equilibrarse con el alto contenido de Oxígeno-18 de las rocas, especialmente los Silicatos y Carbonatos, mientras que el Deuterio del agua no se altera. Esto trae como consecuencia que se produzca una línea isocópica característica de los campos geotermales, dada por:

$$\Delta D = (0 \pm 2) \Delta O^{18} \quad (9)$$

en donde se ha utilizado la misma nomenclatura que para la ecuación (8).

Los conceptos expresados en estos tres incisos se ilustran en la figura 8.

4. CASO DE ESTUDIO: ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS.

4.1. GENERALIDADES

El Valle de Mexicali está formado por depósitos aluviales con un grosor que excede los 2,500 mts. Con anterioridad a las obras de regulación de las avenidas del río Colorado, éste divagaba por el valle hasta descargar en el Golfo de California, y a su paso, las infiltraciones representaban la principal fuente de recarga de la región.

En la actualidad, los escurrimientos del río Colorado están totalmente controlados por una serie de presas de almacenamiento situadas en los Estados Unidos.

Conforme al tratado de aguas entre México y Estados Unidos, corresponde a México un volumen anual del río Colorado de 1,850 millones de m³. Este volumen se entrega en la Presa Morelos, y en menor cuantía a través del canal Sánchez Mejorada, para de ahí distribuir el agua para riego en las diferentes zonas agrícolas. Entre 1960 y 1974 un volumen de agua de aproximadamente 260 millones de m³ procedente del Valle del Wellton Mohawk, fue contabilizada como parte de la cuota anual correspondiente a México. La calidad química de esta agua era pésima, con un contenido de sales del orden de 4,000 ppm. Estas aguas eran mezcladas con agua de buena calidad de la Presa Morelos (Fig.9), para diluir la salinidad y poder usarlas para riego. Como resultado de la mezcla, la salinidad promedio de las aguas superficiales de riego aumentó de aproximadamente 1,000 ppm a un valor del orden de 1,500 ppm. Actualmente las aguas del Wellton Mohawk no se consideran parte de la cuota correspondiente a México. Hasta 1976 estas aguas se vertían al Golfo de California utilizando el antiguo lecho del río Colorado, por lo que parte del flujo se perdía en infiltración. En la actualidad se utiliza un canal revestido para transportar estas aguas.

En las últimas dos décadas se ha aumentado la explota-

ción de las aguas subterráneas del Valle de Mexicali para compensar el déficit de agua de riego, lo que ha provocado un descenso de los niveles estáticos. Asimismo se ha notado durante este período, la aparición de zonas de salinidad mayor a 2,200 ppm a lo largo del lecho del río Colorado, y en áreas dentro del distrito de riego (ver fig. 10).

4.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO ISOTOPICO

a) Identificar el origen de la recarga del agua subterránea de la Mesa de San Luis.

b) Determinar las causas del incremento de salinidad del agua subterránea del Valle de Mexicali.

c) Identificar el origen de la recarga de agua subterránea en los campos geotérmicos.

4.3. CONSIDERACIONES PARA EL USO DE ISÓTOPOS AMBIENTALES

Los isótopos ambientales utilizados en esta investigación fueron los isótopos estables, O-18 y Deuterio, y el radioisótopo Tritio. Las hipótesis iniciales para decidir el uso de las técnicas de isótopos ambientales fueron:

1) Que los efectos de altura y latitud podrían caracterizar las aguas originales del río Colorado y distinguirlas de otros posibles cuerpos de agua de la región.

2) Que los efectos por evaporación podrían caracterizar

isotópicamente a las aguas actuales del río Colorado, las que son almacenadas en diversas presas de los Estados Unidos.

3) Que el agua de mar se podría distinguir isotópicamente de los demás cuerpos de agua de la región.

4) Que el intercambio isotópico del agua producido en los campos geotérmicos seguiría una línea característica de estos procesos, o sea con pendiente del orden de cero.

4.4 RESULTADOS

A IDENTIFICACION DE CUERPOS DE AGUA

En la figura 11 se muestran los puntos, ya sean pozos o canales, en donde se muestreó agua de la región (Ref. 8). Los resultados isotópicos se han graficado en la Fig. 12, en donde se pueden distinguir claramente cuatro cuerpos de agua. Dentro del círculo I se han incluido los valores más empobrecidos en isótopos estables, que son característicos de aguas procedentes de zonas montañosas frías, que no han sido alteradas por procesos de evaporación. Los valores de Tritio de estas muestras (menores de 2 U.T) indican que fueron infiltradas hace más de 40 años. Por lo anterior, se puede afirmar que estas muestras caracterizan el agua original que llegaba al Valle de Mexicali, con anterioridad a las obras de almacenamiento del río Colorado.

El grupo identificado con el círculo II corresponde a las

muestras de agua del río Colorado, tal y como se reciben actualmente en la presa Morelos. El contenido isotópico de este grupo sugiere que sus aguas han estado sujetas a evaporación, lo que es de esperarse debido a su tiempo de residencia en las presas de Estados Unidos. Su contenido de Tritio es del orden de 170 U.T., que corresponde a aguas recientes precipitadas en latitudes más al norte de la zona de estudio.

El grupo identificado con el círculo III corresponde a muestras obtenidas a lo largo del canal Wellton-Mohawk. Su contenido isotópico es significativamente diferente a los otros grupos y su concentración de Tritio es alta, con un valor de 195 U.T.

Las muestras más enriquecidas en isótopos pesados corresponden a las aguas de la Mesa de San Luis. Su contenido de Tritio es menor de 2 U.T., y por lo tanto este grupo es isotópicamente diferente a los anteriores. Sus características se analizarán en las siguientes secciones.

En la misma gráfica se han presentado con cruces los valores isotópicos de muestras obtenidas en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Fig. 7). Sólo es necesario señalar por el momento que el contenido isotópico de estas muestras es significativamente diferente de los demás grupos, y que su enriquecimiento de δ_{18} es mayor que el de δ_0 .

B. ORIGEN DE LA RECARGA DEL AGUA SUBTERRÁNEA DE LA MESA DE SAN LUIS

La Fig. 13 corresponde a la gráfica δ_0 vs δ_{18} de las muestras de agua subterránea de la Mesa de San Luis. Los resultados isotópicos muestran una amplia gama de valores y son característicos de aguas de origen meteorico, ya que la pendiente de su regresión lineal es de $m = 7.4$, cuyo valor es muy similar al de la línea meteorica mundial (ver eq. 7). El valor con menor contenido de isótopos pesados (muestr. 18) coincide con el de las aguas originales del río Colorado. Al dirigirse hacia el este de la Mesa de San Luis se aumenta el contenido isotópico, hasta alcanzar el valor máximo en la muestra 41. El valor de esta última muestra corresponde a aguas meteoricas precipitadas a mayor altura y latitud que las del río Colorado. Una estimación de la diferencia de alturas se puede obtener si se supone una variación de -0.26% de δ_{18} por cada 100 m, lo que resulta en una diferencia de altura del orden de 2,400 a 2,400 m. En esta estimación no se consideran las posibles variaciones debido al efecto Continental (latitud). Consideraciones geohidrológicas adicionales permiten identificar la recarga de este flujo en la cuenca del río Gila.

C. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA DEL VALLE DE MEXICALI.

C.1 ZONA INTERIOR

Los resultados de isótopos estables de las muestras de esta zona se presentan en la Fig. 14. Se ha dibujado la línea que representa la mezcla entre las aguas Originales y las Actuales del río Colorado. El hecho de que las muestras se distribuyan a lo largo de esta línea indica que sus aguas están influenciadas directamente por la infiltración de las aguas de riego (Actuales del río Colorado). Este hecho se corrobora con el alto contenido de Tritio, por ejemplo, de las muestras 4 y 5 cuyo valor es del orden de 130 U.T.

Para investigar la posible relación entre la infiltración en los canales y el incremento de la salinidad del agua subterránea, se estudiaron las correlaciones de los elementos químicos con las de los isótopos. Las correlaciones para los pares (SO_4 , δ_{18}) y (Cl , δ_{18}) son relativamente bajas con valores de 0.73 y 0.47 respectivamente. Este hecho indica que la salinidad no se debe a evaporación parcial de las aguas, ya que en este caso se esperaría una buena correlación, especialmente, entre el δ_{18} , y el Cl , el cual es uno de los iones más conservativos.

Por otro lado, se encontró que las correlaciones de los pares (Na , Cl) y (Ca , SO_4) son altas, con valores respectivos de 0.94 y 0.91. Este hecho sugiere que la salinidad se debe posiblemente a depósitos evaporíticos de yeso o anhídrido y halita que están aportando

Sulfato de Calcio y Cloruro de Sodio, predominantemente cerca de la superficie. Este hecho podría ser indicativo de un drenaje deficiente.

C.2. ZONA ALEDAÑA AL RIO COLORADO

En la Fig. 15 se puede apreciar que las aguas muestreadas están influenciadas directamente en algunos casos por las aguas de Wellton Mohawk y por las usadas para riego, provenientes de la Presa Morelos. El alto contenido de Tritio de las muestras (por ejemplo la 28, 29 y 19 tienen un valor de 169, 127 y 111 U.T) corrobora que el agua subterránea está influida por la infiltración de las aguas superficiales.

Para estudiar el origen de la salinidad en esta zona se calculó (igual que en la zona interior, la matriz de correlación. En este caso la correlación de los pares (Cl , δ_{18}) y (SO_4 , δ_{34}) mejora considerablemente con valores de 0.84 y 0.79. En las gráficas 16 y 17 se podrá observar la distribución de estos valores. Es claro de estos resultados, que en esta zona el incremento de salinidad se debe principalmente a la contaminación por infiltración de las aguas de Wellton Mohawk.

D.. ORIGEN DE LA RECARGA DEL AGUA DE LOS CAMPOS GEOTERMICOS.

En la fig. 12, se han señalado con cruces, los valores isotópicos de las muestras de agua obtenidas en el campo geotérmico de Cerro Prieto

El enriquecimiento de estas muestras es característico de los mantos geotérmicos. La ecuación de regresión lineal de estas muestras es

$$\delta_D = 1.97\delta_{18} - 78.58 \quad (10)$$

y extrapolando esta línea, se encuentra que interseca a la línea Meteorica, precisamente en donde se encuentran los valores isotópicos de las aguas originales del río Colorado. De esta forma el origen de las aguas subterráneas en el campo geotérmico queda bien determinado.

Tip.- /

REFERENCIAS

1. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology; Tech. Report. Series No. 91, IAEA, 1968.
2. A. Paisser. Concepts of Modern Physics. Ed. McGrawHill, 1970
3. Payne, B.R.- Isotope Hydrology. Advances in Hydroscience, Vol. 8, 1972.
4. Fontes, J.C.- Les Isotopes du Milieu Dans les Eaux Naturelles. La Houille Blanche No. 3/4, 1976.
5. Danegård, W.- Stable Isotopes in Precipitation. Tellus XVI (1964), 4.
6. Friedman, I., Redfield, A.C., Schoen, B., Harris, J. - The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrologic Cycle, Rev. of Geophysics, V.2, No. 1, Feb.1964.
7. García, E.- Comentarios a los Resultados de los Análisis Isotópicos de Muestras de Agua y Vapor de la Zona Geotérmica de Cerro Prieto, B.C. - Reporte Técnico, OX. Ingeniería Nuclear, CFE, 11 de abril, 1977.
8. Payne, B.R., Quijano L., Latorre C.- Los Isótopos Ambientales y el Origen de la Recarga y de la Salinidad de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicali y la Mesa de San Luis, México, Reporte Interno, Grupo de Física, Junio 1977, (Por Publicarse).
9. Payne, B.R., Yurtsever, Y.- Environmental Isotopes as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. Proc. Sim. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Viena, 1974, Vol. 1.

IDENTIFICACION ISOTOPICA DE CUERPOS DE AGUA

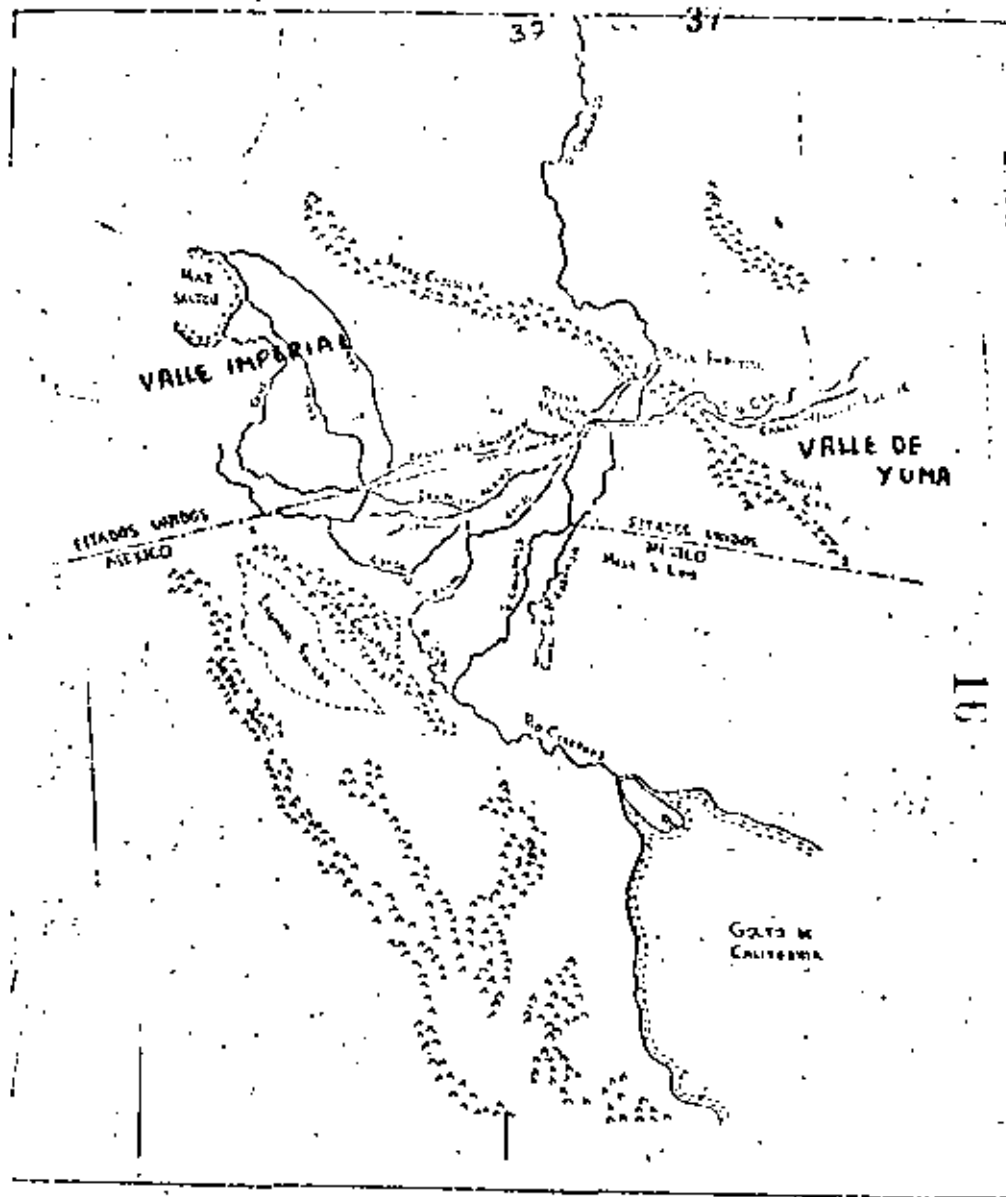
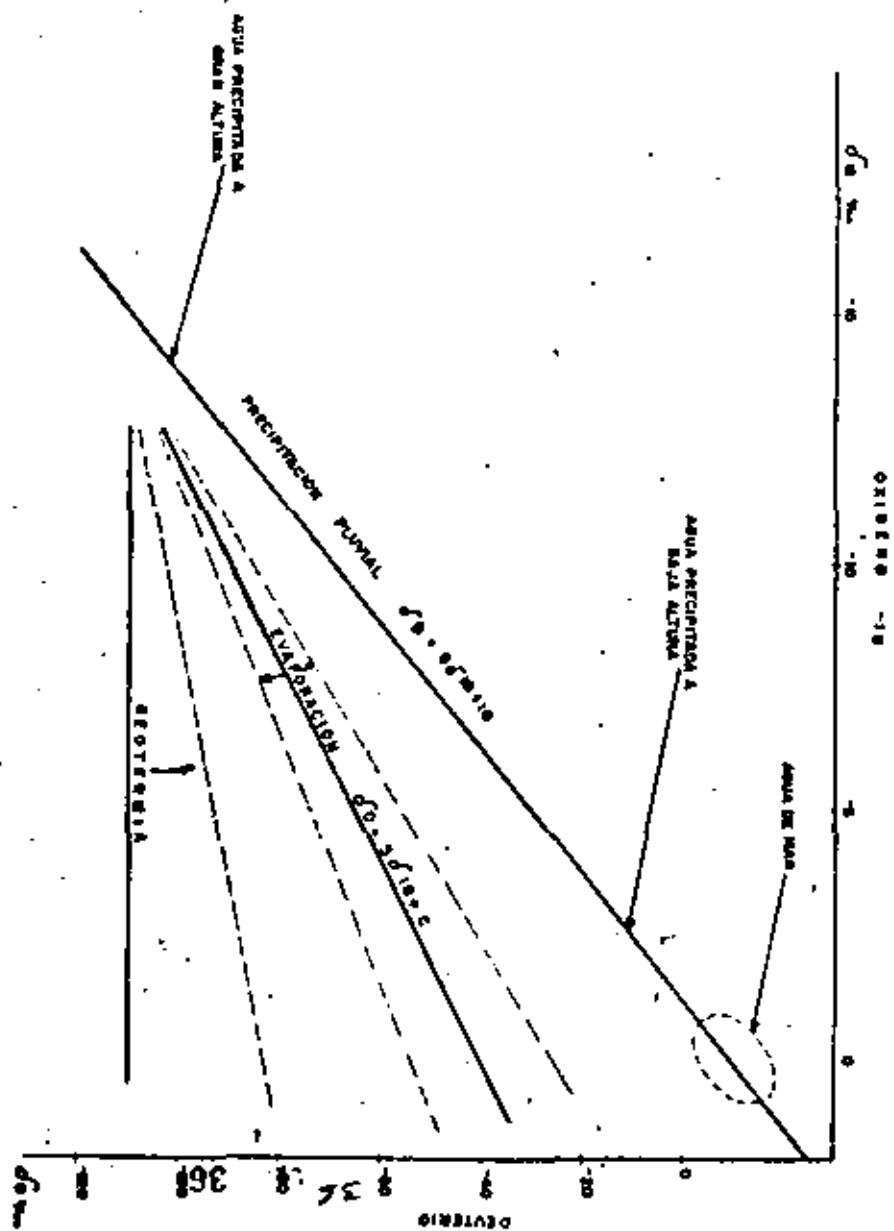


Fig. 9. Localización de la zona del estudio, MEXICALI Y MESA S. LUIS.

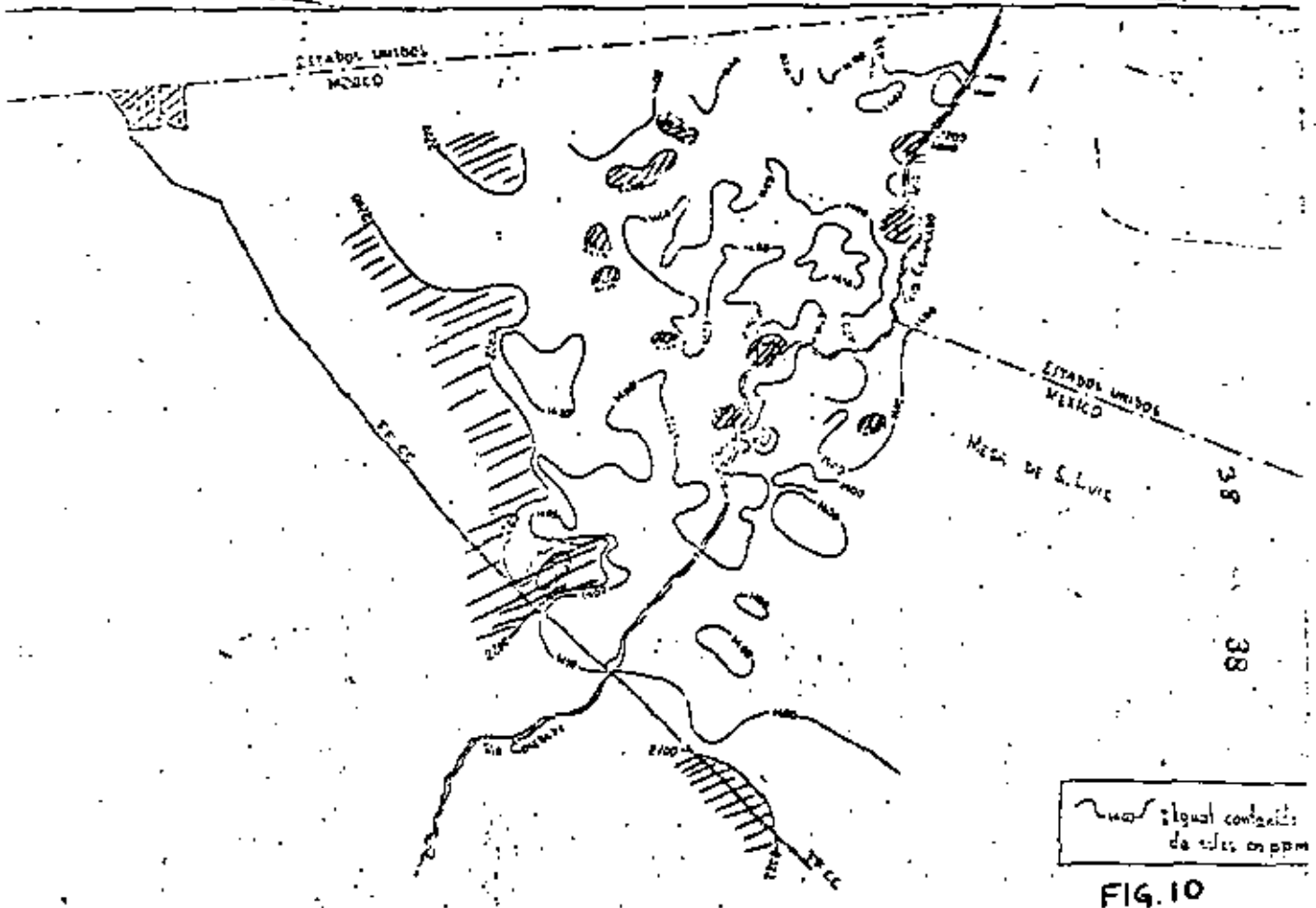


FIG. 10

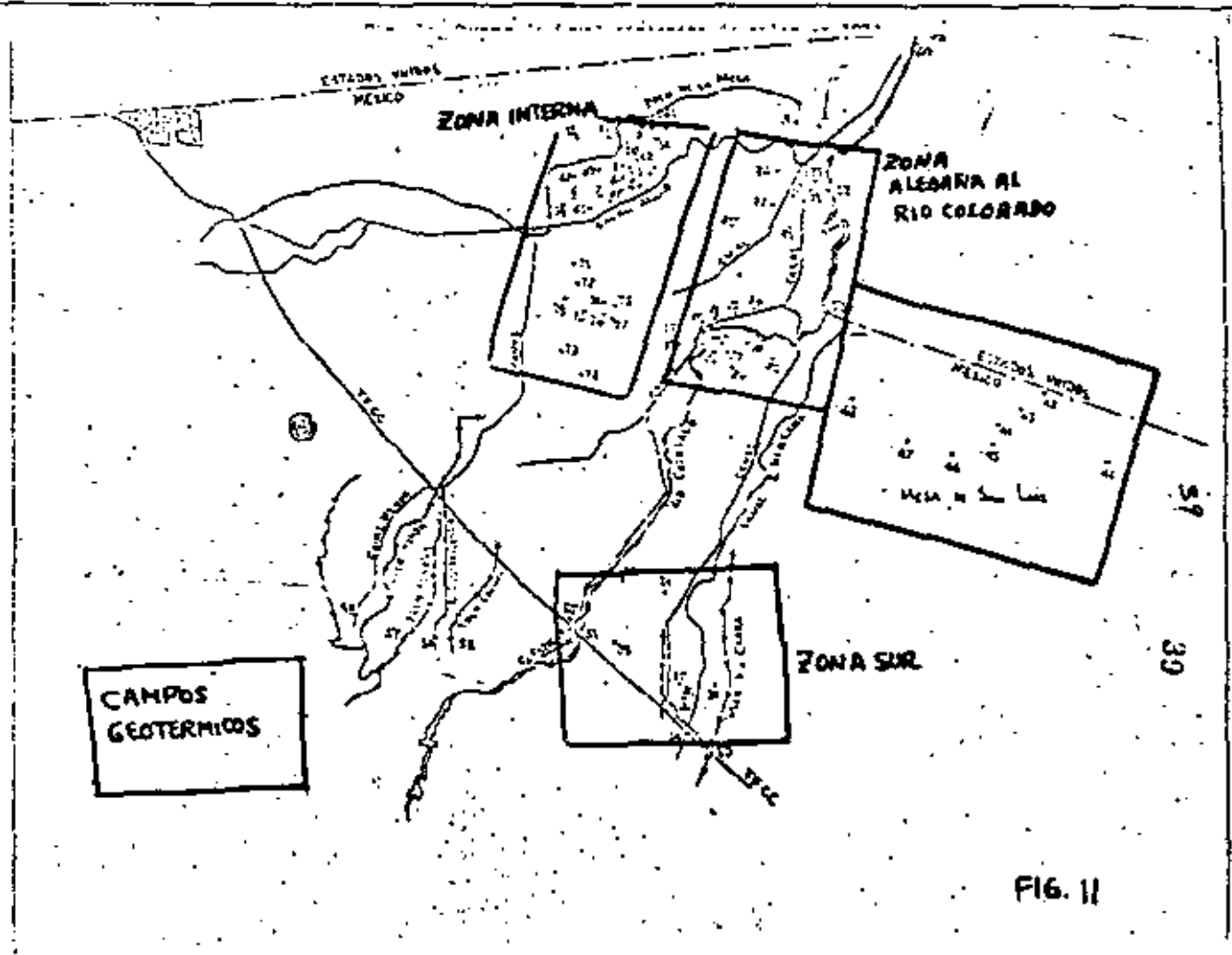


FIG. 11

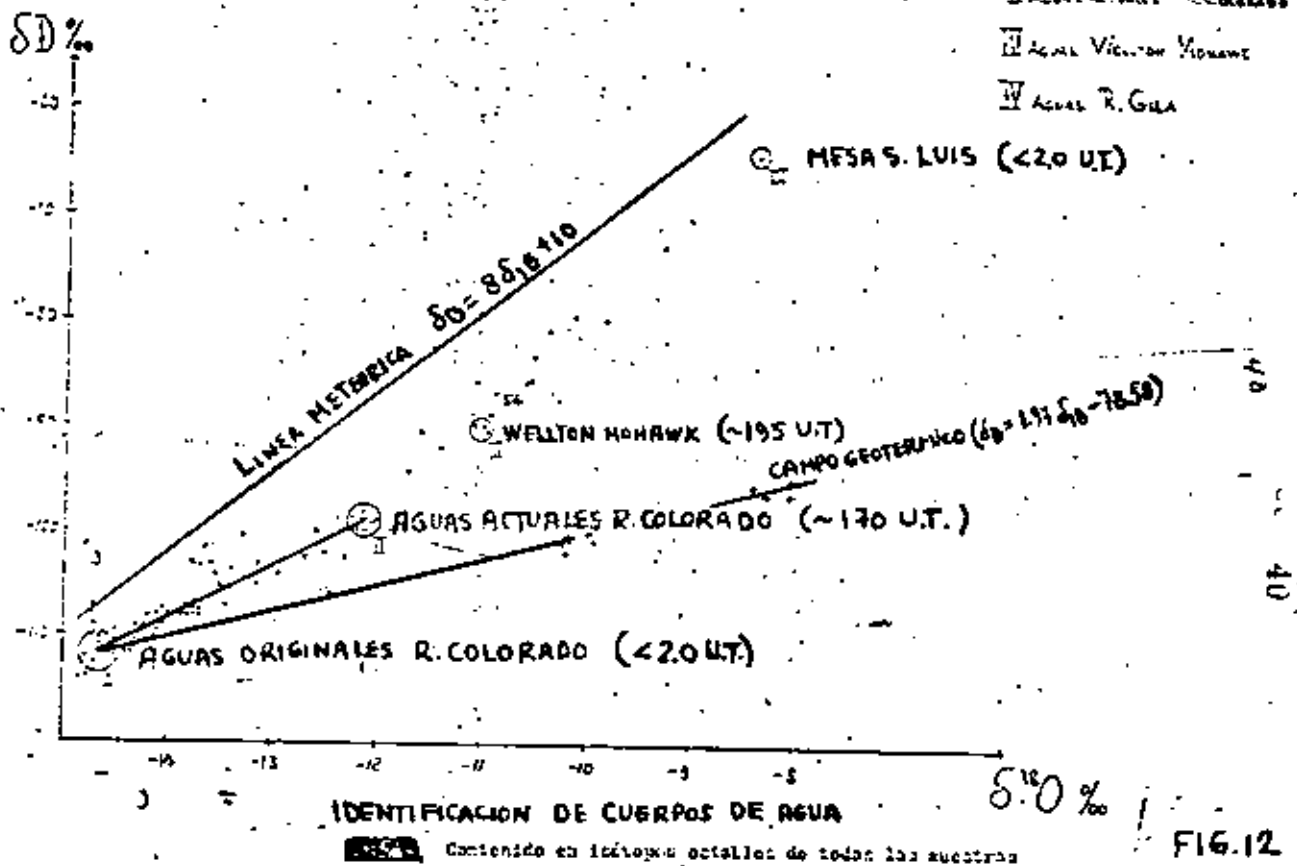


FIG. 12

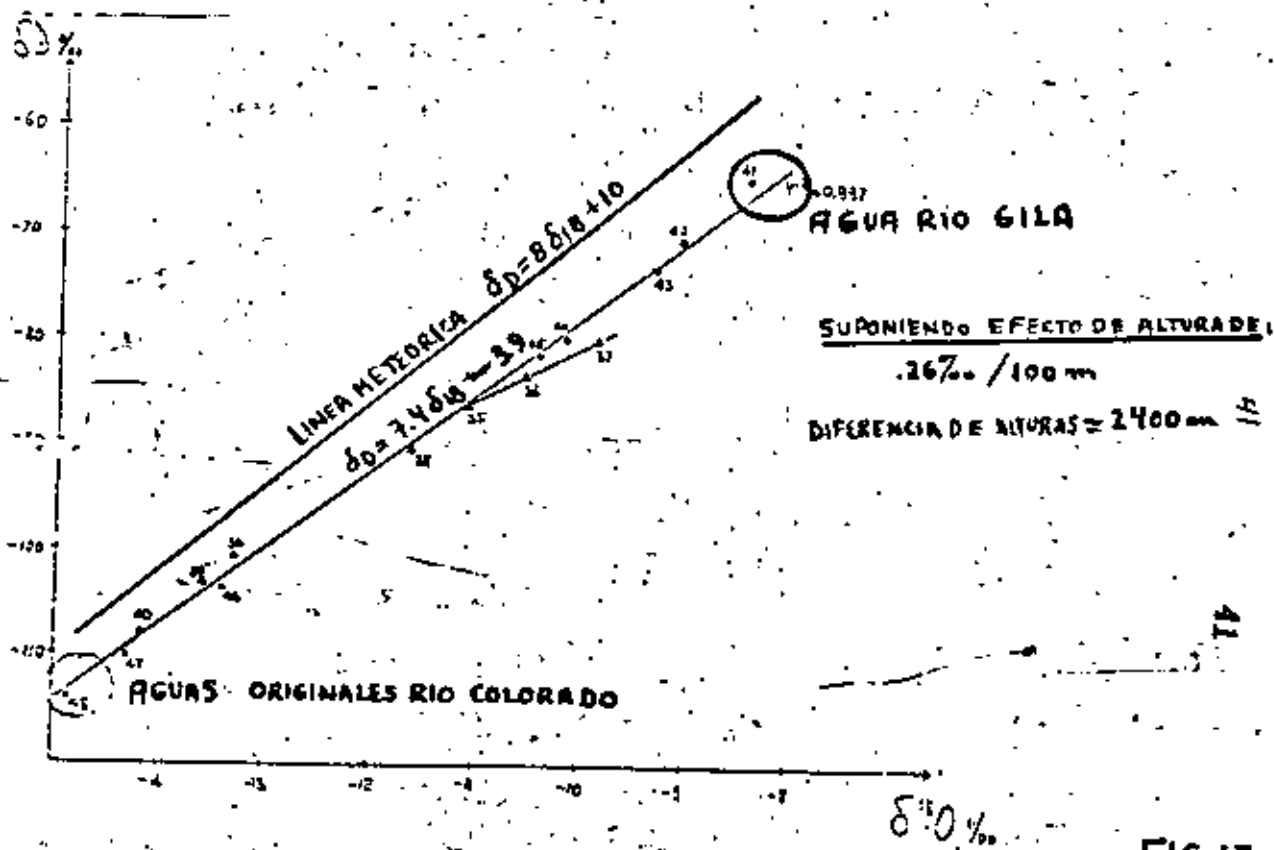


FIG. 13

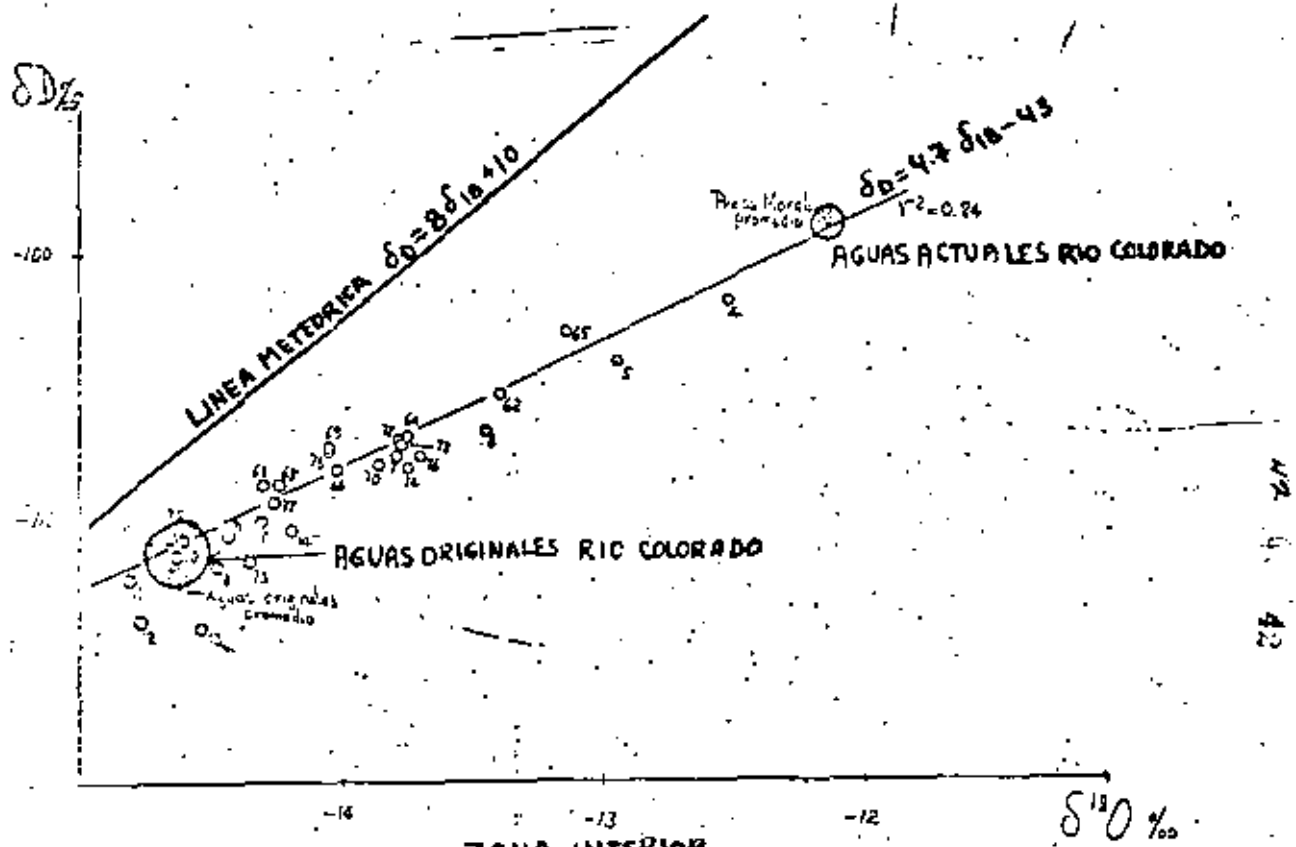


Fig. 14: Contenido en isótopos estables. Zona noroeste y centro ZONA INTERIOR

FIG. 14

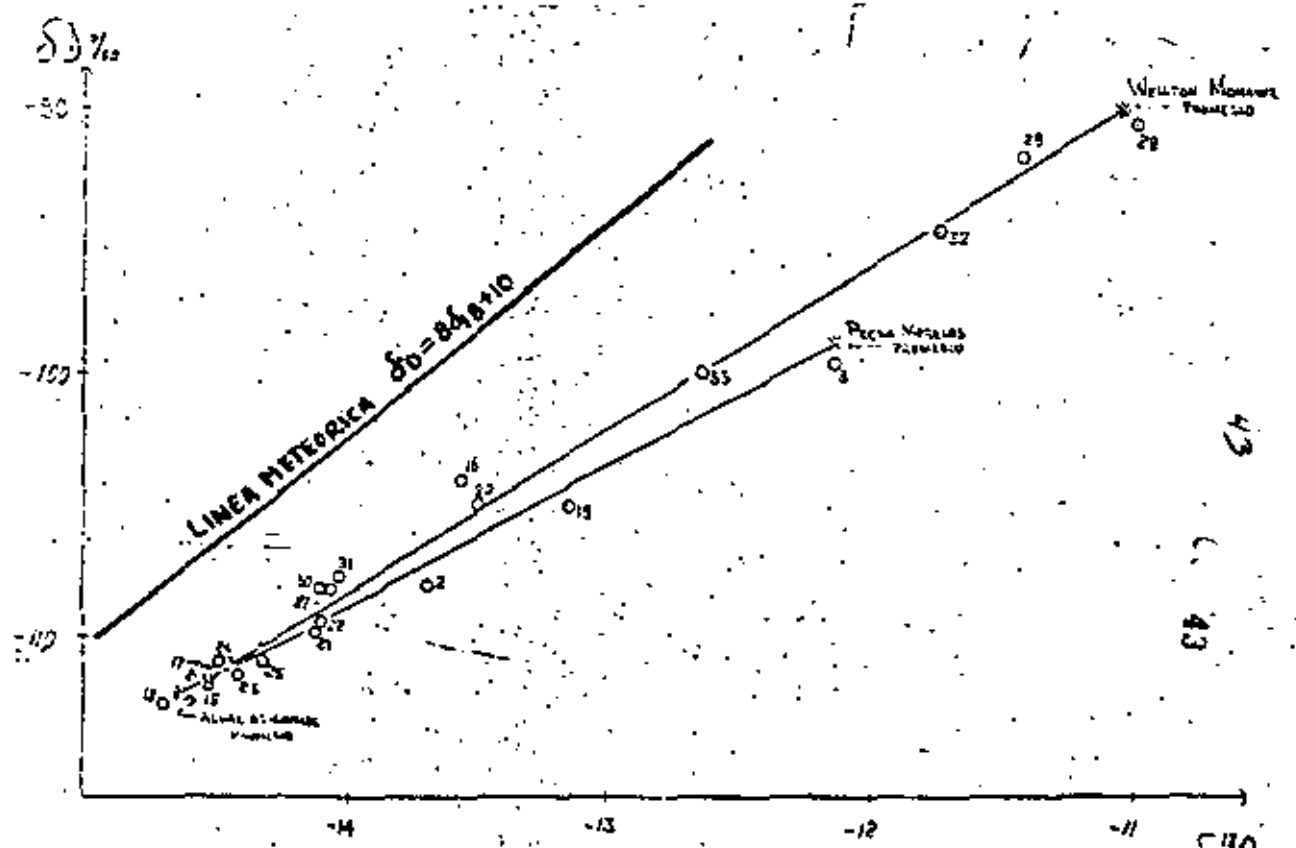


Fig. 15: Contenido en isótopos estables. ZONA ALEDAÑA AL RIO COLORADO

FIG. 15

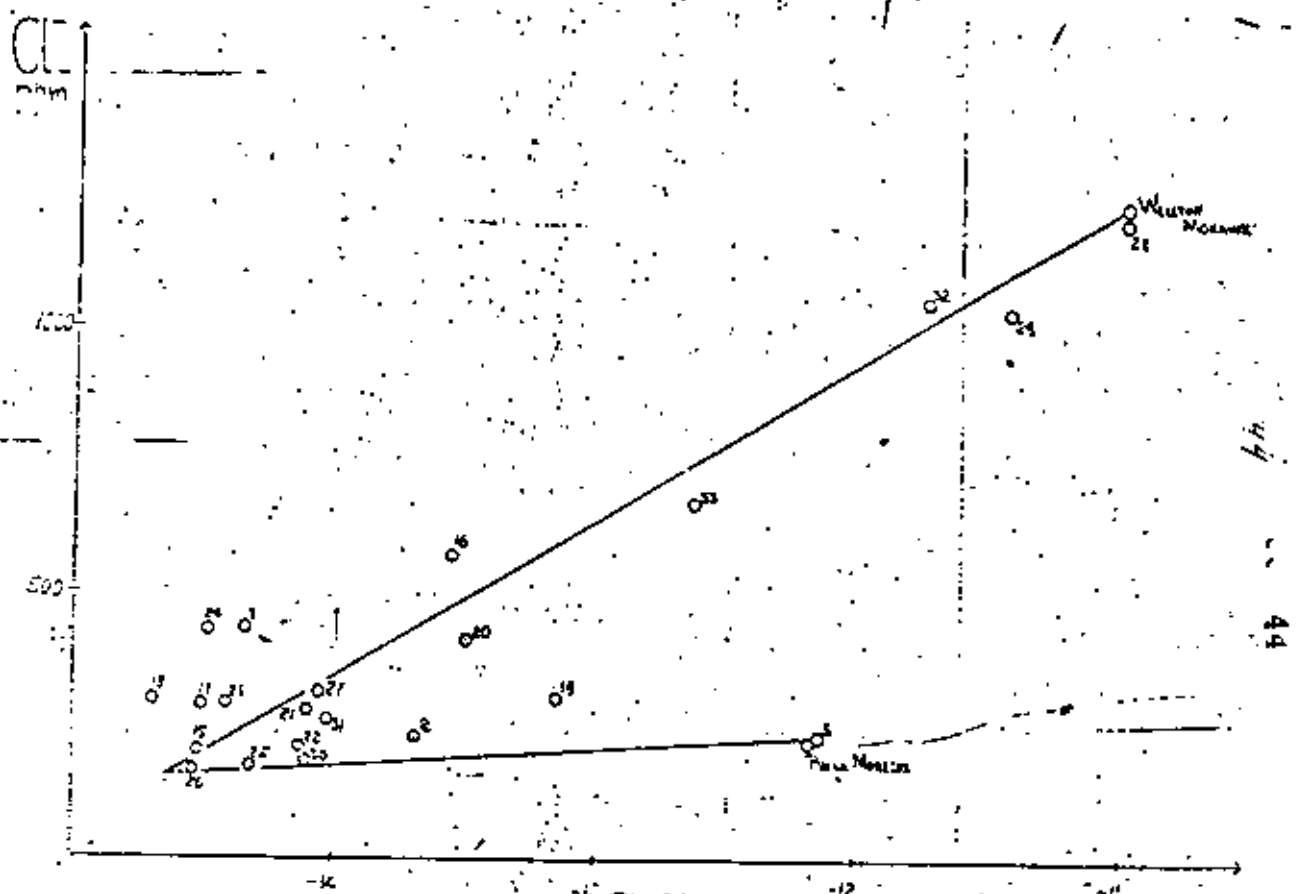


FIG. 16. ZONA ALEDANA AL RIO COLORADO. $\delta^{18}O\text{‰}$
 Fig. 16: Evolución del isótopo oxígeno-18 y del ion cloruro.

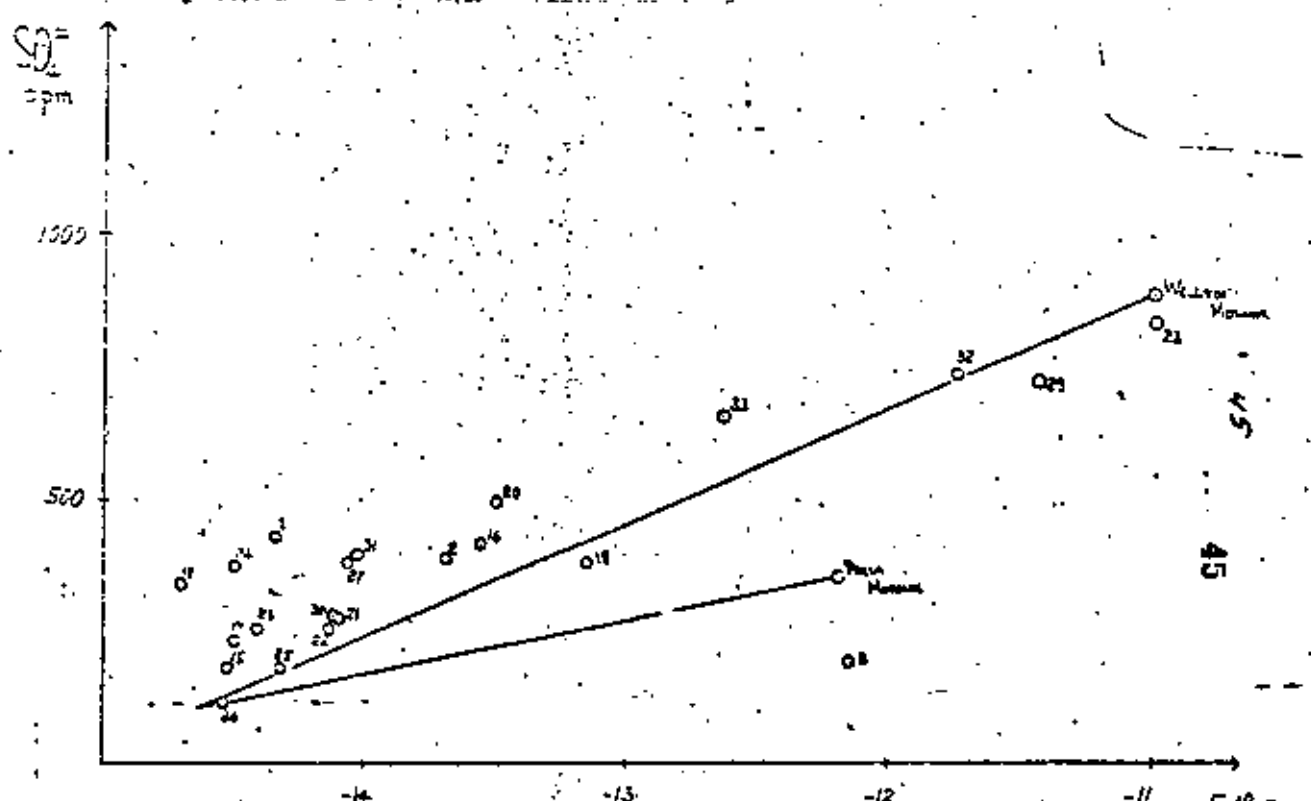


FIG. 17. ZONA ALEDANA AL RIO COLORADO. $\delta^{18}O\text{‰}$
 Fig. 17: Evolución del isótopo oxígeno-18 y del ion sulfato.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**LOS ISOTOPOS AMBIENTALES Y EL ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD DE
LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE DE MEXICALI
Y LA MESA DE SAN LUIS, MEXICO**

FIS. LUIS QUIJANO LEÓN

ABRIL, 1984

LOS ISOTOPOS AMBIENTALES
Y EL ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD
DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS
DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS
MEXICO

Bryan R. Payne
Sección de Hidrología Isotópica
Organismo Internacional de Energía Atómica
Viena

Luis Quijano
Carlos Latorre
Subdirección de Investigación y Tecnología
de Apoyo,
Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos
México

INDICE

	<u>Página</u>
1. INTRODUCCION	4
1.1 Descripción de la zona de estudio	4
1.2 Hidrogeología	4
1.3 Antecedentes históricos	5
1.4 Problemas propuestos	6
2. PRINCIPIOS SOBRE EL USO DE LOS ISOTOPOS AMBIENTALES	7
3. ORIGEN DE LA RECARGA Y CARACTERIZACION ISOTOPICA DE LA MISMA	9
3.1 Valle de Mexicali	9
3.2 Mesa de San Luis	12
4. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA DEL VALLE DE MEXICALI	14
4.1 Zonas noroeste y oeste	14
4.2 Zonas noreste y este	19
4.3 Zona sur	20
4.4 Posibilidad de la mezcla con agua de mar	21
5. CONCLUSIONES	23

6. RECONOCIMIENTOS
7. BIBLIOGRAFIA

página

25
25

1. INTRODUCCION

1.1 Descripción de la zona del estudio

El Valle de Mexicali y la Mesa de San Luis se localizan entre los paralelos 31°50' y 32°27' de latitud norte y los meridianos 114° 25' y 115° 45' de longitud oeste. Al norte se encuentran limitados por la frontera con los Estados Unidos, al oeste por la sierra de Cucapás, al sur por el Golfo de California y al este por el Desierto de Altar. El clima de la región es desértico, seco, muy caliente, con variaciones fuertes de temperatura y lluvias escasas en todo el año. La precipitación anual media es de 36 mm y la temperatura anual media es de 22°C, con mínimas de 0°C y máximas de 50°C. La topografía del Valle de Mexicali es plana. La altura máxima es de aproximadamente 12 m, con pendientes descendentes hacia el Golfo de California y el Mar de Salton (69 m bajo el nivel del mar). La principal actividad económica de la región es la agricultura y en menor escala la ganadería.

1.2 Hidrogeología

El Valle de Mexicali está formado por un gran graben. La roca basal se constituye de intrusiones ígneas y metamórficas del Cretácico Superior, gneiss, cuarcitas y esquistos, las cuales afloran en las sierras de Cucapás y Altar. La superficie del basamento es irregular, siendo el producto de sorte de fallas escalonadas, hasta una profundidad de 4000 m.

El graben se encuentra relleno en forma discordante por depósitos aluviales de areniscas, gravas, arenas, calizas y arcillas, probablemente del Pleistoceno. El grosor de estos depósitos excede los 2500 m, los cuales constituyen la formación portadora de agua.

La recarga al agua subterránea del Valle de Mexicali es debida al flujo subterráneo proveniente de los valles Imperial y Yuma y a la infiltración en los canales de riego. Con anterioridad alas obras de regulación de las avenidas del Rio Colorado, este divagaba por el valle hasta descargar hacia el Golfo de California, constituyendo una importante fuente de recarga (1, 2, 3).

1.3 Antecedentes históricos

Desde hace varias décadas los acuíferos del Rio Colorado están totalmente controlados. Conforme al Tratado Internacional de Aguas entre México y los Estados Unidos, corresponde al primero un volumen anual de 1850 millones de m^3 . Este volumen se entrega a México sustancialmente, en la Presa Morelos, de donde se distribuye a las tierras de riego, y en menor cuantía por el Canal Sánchez Mejorada. Sin embargo, en el periodo comprendido entre 1960 y 1974, un volumen de agua de aproximadamente 260 millones de m^3 procedente del Valle del Wellton Mohawk fue contabilizado como parte de la cuota anual correspondiente a México. Estas aguas fueron mezcladas en diferentes proporciones con las aguas de la Presa Morelos. El excedente no mezclado se vertió al antiguo lecho

del Rio Colorado, donde eventualmente se infiltraba o se descargaba al Golfo de California. La calidad química del agua procedente del Wellton Mohawk era pésima, siendo su contenido de sales del orden de 4000 ppm. Como resultado de la mezcla, la salinidad promedio de las aguas superficiales de riego aumentó de aproximadamente 1000 ppm a un valor alrededor de 1500 ppm. Actualmente el volumen de aguas del Wellton Mohawk no se contabiliza más como parte de la cuota correspondiente a México y se trabaja en la construcción de un canal revestido para verter este volumen en su totalidad al Golfo de California, conforme a las disposiciones del nuevo tratado internacional entre ambos países.

La explotación regular de las aguas subterráneas del Valle de Mexicali se inició hacia fines de los años cincuenta. Debido a la sobre-explotación de los acuíferos se ha provocado un descenso gradual de los niveles estáticos. Asimismo, el contenido de sales ha aumentado, siendo especialmente notorio la aparición de zonas con salinidad mayor de 2200 ppm, a lo largo del lecho del Rio Colorado y la ampliación del área de zonas cuyo contenido original era mayor de 2200 ppm al noroeste del valle (Fig. 3).

1.4 Problemas propuestos

Los problemas que se propusieron como objeto de este estudio fueron los siguientes:

- a) Origen de la recarga del agua subterránea de la Mesa de San Luis.

- b) Causas del incremento de la salinidad del agua subterránea del Valle de Mexicali.

En relación al problema de la salinidad se consideró, basándose en estudios anteriores (2, 3), que las causas más probables eran las siguientes:

- a) Intrusión de agua de mar en la parte sur del valle, provocada por la sobreexplotación de los acuíferos.
- b) Mezcla con lentes de agua marina confinada en los sedimentos aluviales durante su deposición.
- c) Aporte de sales por la infiltración del agua superficial de mala calidad.
- d) Concentración del contenido salino por evaporación parcial del agua.
- e) Disolución de depósitos evaporíticos.

2. PRINCIPIOS SOBRE EL USO DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES

Los isótopos ambientales utilizados en esta investigación fueron los isótopos estables pesados oxígeno-18 y deuterio y el radioisótopo tritio. Todos ellos forman parte de la molécula del agua.

El factor que desea información detallada acerca de la variación en la composición isotópica de las aguas naturales y de los principios físicos que gobiernan estas variaciones, puede referirse a la bibliografía (6,7).

En lo concerniente al origen de la recarga, se hace uso de la diferencia en la composición en isótopos estables de las aguas subterráneas debida a los efectos de altura y latitud. La lluvia precipitada a grandes alturas contiene menos oxígeno-18 y deuterio que el agua precipitada en zonas bajas (8). Asimismo, aguas precipitadas a mayores latitudes están enriquecidas en su contenido de oxígeno-18 y deuterio en relación a aguas precipitadas a menor latitud.

La evaporación en un vaso, natural o artificial, puede provocar cambios característicos en la relación entre el contenido de oxígeno-18 y deuterio de las aguas remanentes, los cuales permiten diferenciar estas aguas de aguas que no han sufrido evaporación. Así pues, esta caracterización de las aguas de un vaso, pueda ser utilizada para estudiar la relación entre el agua proveniente del vaso y el agua subterránea (9).

La evaporación parcial del agua subterránea, sea por recirculación del agua bombeada, sea por evaporación directa del subsuelo, provoca cambios en su contenido isotópico semejantes a los provocados por evaporación parcial en un vaso. Por otra parte, la disolución de depósitos evaporíticos en el subsuelo no causa cambios en el contenido en oxígeno-18 y deuterio del agua. Este comportamiento de los isótopos estables del agua subterránea puede ser usado para investigar el origen de la salinidad de dichas aguas.

La medición del contenido de tritio del agua subterránea ha sido usada como indicación cualitativa de la influencia de las aguas superficiales

en el agua subterránea ya que, siendo la precipitación local prácticamente nula, la infiltración de los canales es la única fuente aportadora de tritio a las aguas subterráneas.

3. ORIGEN DE LA RECARGA Y CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LA MISMA

3.1 Valle de Mexicali

En la gráfica δD vs. $\delta^{18}O$ (fig. 4), que incluye a todas las muestras de la zona del estudio, se han encerrado dentro del círculo I los valores más empobrecidos en isótopos estables pesados, correspondiendo todos ellos a pozos localizados en el Valle de Mexicali. El hecho de que estas muestras posean los valores más negativos de δD y $\delta^{18}O$ implica que son aguas procedentes de zonas montañosas frías y que su contenido en isótopos estables no ha sido alterado por procesos de evaporación o mezclado con otras aguas. Se puede afirmar, pues, que estas muestras caracterizan a las aguas subterráneas originales del Valle de Mexicali, recargadas con anterioridad a que la mano del hombre modificara significativamente la ecología de la cuenca del Río Colorado.

Los puntos corresponden a las muestras 8 a 13, 15, 16, 24, 26, 48, 51, 75 y los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}O = -14.64 \pm 0.12$$

$$\delta D = -112.1 \pm 1.3$$

La δD de las muestras 12, 13 y 48 (localizadas debajo del círculo I -

en la fig. 4) es algo más negativa que la del resto. Sin embargo, puede considerarse que la diferencia cae dentro de los límites esperados y no es significativa. De cualquier forma, la desviación estándar de los promedios es comparable al error en la medición (1% para δD y 0.1% para $\delta^{18}O$).

Cabe mencionar que estos valores concuerdan razonablemente con el contenido en isótopos estables del Lago Mead, localizado aguas arriba del Río Colorado. Según Craig (4) los valores del Lago son: $\delta D = -111.5$, $\delta^{18}O = -14.8$.

Por último, el contenido de tritio de las muestras 9 (2.0 U.T.) y 48 (0.9 U.T.) indica que las aguas fueron infiltradas hace más de 40 años, lo cual concuerda con la afirmación de que este grupo caracteriza a las aguas subterráneas originales del Valle de Mexicali. El contenido de tritio de la muestra 18 (6.1 U.T.) resulta un poco elevado, lo cual se explicará más adelante. Por ahora, basta decir que esta diferencia no afecta a lo dicho anteriormente.

Las aguas superficiales que actualmente se introducen al valle pueden dividirse en tres grupos:

1. Aguas actuales del Río Colorado.

Estas aguas se reciben en la Presa Morelos, procedentes de la Presa Imperial, de donde se distribuyen a las tierras de riego. Las muestras están encerradas dentro del círculo II en la fig. 4, y corresponden a los números 49, 55, 56, 59, 80, 81. Los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}O = -12.14 \pm 0.09$$

$$\delta D = -99.0 \pm 0.6$$

II

El exceso de deuterio del grupo II ($\delta = -1.9$), comparado con el del grupo I ($\delta = 5.0$), indica que las aguas del grupo II se han enriquecido en isótopos estables pesados por procesos de evaporación parcial del agua. Este resultado es de esperarse, debido al tiempo de residencia de las aguas en las grandes presas americanas. Las aguas de la Presa Morelos fueron muestreadas en tres fechas diferentes, no mostrando variaciones significativas en su contenido en isótopos estables, debido a que los posibles efectos de las variaciones desaparecen al mezclarse las aguas en las presas.

El contenido de tritio de las muestras 59 (177 U.T.) y 56 (174 U.T.) corresponde al de aguas superficiales procedentes de latitudes más al norte de la zona del estudio, lo cual también es de esperarse.

2. Aguas procedentes del Wellton Mohawk.

El contenido en isótopos estables pesados de las aguas del Wellton Mohawk está caracterizado por las muestras encerradas en el círculo III, correspondientes a los números 51, 53 y 70. Los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}O = -13.03 \pm 0.08$$

$$\delta D = -90.2 \pm 0.3$$

III

Estos valores difieren significativamente de los del grupo II, mientras que el contenido de tritio de la muestra 60 (195 U.T.) es comparable al de 59 y 56. Escala a los objetivos de este estudio un análisis del por qué las aguas del Wellton Mohawk poseen tales contenidos en isótopos ambientales.

3. Aguas del Canal Sánchez Mejoralá

La muestra 54 caracteriza el contenido en isótopos ambientales de estas aguas. La cantidad de agua introducida al valle por este canal es pequeña en comparación al volumen de las otras aguas superficiales, razón por la cual no se dará mucha importancia a esta muestra.

Concluyendo, el agua subterránea original del Valle de Mexicali, así como las dos más importantes aportaciones superficiales están bien caracterizadas en su contenido en isótopos ambientales. La interacción agua superficial - agua subterránea se estudiará conjuntamente con el problema de la salinidad.

3.2 Mesa de San Luis

La figura 5 corresponde a la gráfica δD vs. $\delta^{18}O$ de las muestras del agua subterránea de la Mesa de San Luis y de la zona sur del Valle de Mexicali. Los contenidos en isótopos estables pesados presentan una amplia gama de valores y son característicos de aguas de origen meteórico. Los valores más empobrecidos corresponden a la muestra 49 de la Mesa de San Luis, situada más próxima al Río Colorado, y coinciden con los valores de

las aguas originales del Río Colorado. Al moverse hacia el este de la Mesa de San Luis, perpendicularmente a la dirección del flujo subterráneo, el contenido en isótopos estables pesados se incrementa, de tal forma que la muestra 41 posee un contenido correspondiente a aguas meteóricas precipitadas en una cuenca de menor altura y menor latitud en comparación a la cuenca alta del Río Colorado. Consideraciones geohidrológicas convencionales permiten identificar a la cuenca del Río Gila, situada al norte de la Mesa de San Luis, como la cuenca donde se originan las aguas enriquecidas en isótopos estables pesados. Cabe mencionar que los promedios pesados de la estación pluviométrica de Flagstaff, Arizona ($\delta^{18}O = -8.62$, $\delta D = -66.7$), localizada en la cuenca del Río Gila, concuerdan razonablemente con los de la muestra 41. La estación pluviométrica Flagstaff forma parte de la red de estaciones del OIEA/OMM. Los promedios se obtuvieron de 104 mediciones de $\delta^{18}O$ y 84 de δD (5). La gran variación en el contenido isotópico del agua subterránea de la Mesa de San Luis y de la zona sureste del Valle de Mexicali se debe, pues, a la confluencia de los flujos subterráneos originados por las infiltraciones de los Ríos Gila y Colorado.

Las muestras 36 y 37 muestran una desviación en sus deltas típica de aguas parcialmente evaporadas. Este efecto se discutirá más adelante al tratar el problema de la salinidad.

La ecuación de regresión lineal de las muestras (excepto 36 y 37)

es la siguiente:

$$\delta D = (7.36 \pm 0.12) \delta^{18}O - (3.9 \pm 1.4)$$

$$r^2 = 0.997 \quad S_{y,x} = 0.9$$

4. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA DEL VALLE DE MEXICALI

4.1 Zonas noroeste y oeste

En la fig. 6 se han graficado la δD y la $\delta^{18}O$ de las muestras localizadas en las zonas noroeste y oeste del Valle de Mexicali. Se ha dibujado, asimismo, la línea que representa a la ecuación de regresión lineal:

$$\delta D = (4.86 \pm 0.35) \delta^{18}O - (40.5 \pm 4.9)$$

$$r^2 = 0.84 \quad S_{y,x} = 1.0$$

De la gráfica se infiere que el enriquecimiento isotópico de las aguas originales del Río Colorado se debe a la infiltración de los canales de riego, esto es, a las aguas actuales del Río Colorado. Los resultados isotópicos, pues, confirman el hecho ya conocido de que la recarga a los acuíferos por infiltraciones de los canales es considerable.

El contenido de tritio de las muestras 4, 5 y 7 es una prueba adicional de que la infiltración de los canales de riego es la causa del enriquecimiento en isótopos estables, ya que la única fuente aportadora de tritio en el área del estudio son las aguas superficiales, el ser la humedad relativa y la pre-

distación parcial insignificantes.

Con el objeto de investigar la posible relación entre la infiltración en los canales y el incremento de la salinidad del agua subterránea, así como otras posibles causas de dicho incremento, se calculó la matriz de correlación parcial de las especies isotópicas estables y de las principales especies iónicas:

	$\delta^{18}O$	δD	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	Cl^-	SO_4	HCO_3^-
$\delta^{18}O$	1	0.92	0.69	0.14	0.62	0.47	0.73	0.32
δD		1	0.73	0.35	0.65	0.56	0.76	0.32
Ca^{++}			1	0.87	0.74	0.72	0.91	0.79
Mg^{++}				1	0.50	0.61	0.62	0.55
Na^+					1	0.84	0.85	0.55
Cl^-						1	0.73	0.53
SO_4							1	0.65
HCO_3^-								1

La matriz presenta las siguientes características:

- Todos los coeficientes son positivos.
- Aparte de las especies isotópicas, los valores más altos corresponden a los pares (Na, Cl) y (Ca, SO_4). Este hecho sugiere la existencia de una fuente de sulfato de calcio y de otra de cloruro de sodio, posiblemente depósitos evaporíticos de yeso y anhídrido y halita.
- Los coeficientes de correlación parcial de los pares (SO_4 , $\delta^{18}O$) y (Cl, $\delta^{18}O$) son más bien bajos. Además, el del ion cloruro es significati-

vamente menor que el del ion sulfato. Por otra parte, si se acepta que el incremento salino se debe a evaporación parcial del agua es de esperar una alta correlación entre la $\delta^{18}O$ o la δD y el ion cloruro, ya que tanto la concentración de isótopos estables pesados como la de este ion, que es el más conservativo de los iones, se incrementa. Bajo la suposición de que el incremento de sales se debe a la contaminación por aguas superficiales de mala calidad, es de esperar también una alta correlación parcial entre el ion cloruro y los isótopos estables pesados, ya que este proceso también produce un incremento en la concentración de dichos elementos. El hecho, pues, de que los coeficientes de correlación parcial sean bajos sugiere que el proceso por el cual el agua subterránea se enriquece en isótopos estables pesados es diferente de aquel por el cual se incrementa la salinidad.

Con el objeto de aclarar más este resultado se analizaron las gráficas $SO_4/\delta^{18}O$ (Fig. 7) y $Cl/\delta^{18}O$ (Fig. 8). La línea de mezcla con aguas del Wellton Mohawk constituye el límite superior del posible enriquecimiento en sales a causa de la contaminación con aguas superficiales de mala calidad. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que los canales que atraviesan las zonas noroeste y oeste han transportado una mezcla de agua de la Presa Morelos y del Wellton Mohawk, siendo la primera la componente dominante en promedio. Ahora bien, es claro que, a excepción de los puntos 4 y 5, todas las muestras se encuentran por arriba de la línea de mezcla con aguas del Wellton Mohawk y que en un buen número de ellas, por ejemplo-

9, 51, 63, 67, 68, la influencia de aquel es mínima. Se puede concluir que la contaminación salina del agua subterránea representada por el muestreo efectuado en el área noroeste y oeste no se debe en forma dominante a la contaminación por aguas superficiales de mala calidad. Sin embargo, si se tiene en cuenta que la infiltración en los canales es un proceso importante en la zona, el agua superficial debe aportar cierta cantidad de sales al agua subterránea.

Por otra parte, en la fig. 8 se observa un cierto incremento lineal de las concentraciones del ion cloruro y del isótopo oxígeno-18. Sin embargo, un análisis detenido de la gráfica obliga a concluir que la relación lineal es pobre y que la concentración del ion cloruro es más bien independiente de la del oxígeno-18. En la fig. 8, pues, se refleja gráficamente el hecho de que aunque existe cierta correlación parcial entre ambas variables, ésta es pobre. De la gráfica $SO_4/\delta^{18}O$ (fig. 7) puede afirmarse algo semejante, aunque en este caso la correlación parcial es algo mejor. Estos resultados, por tanto, permiten concluir que la evaporación parcial del agua no es la causa del incremento de la salinidad en estas zonas.

De lo expuesto anteriormente se concluye que el incremento en isótopos estables pesados del agua subterránea de las zonas noroeste y oeste se debe a la recarga proveniente de las infiltraciones en los canales de riego y que, por tanto, el agua superficial misma ha aportado cierta cantidad de sales al agua subterránea. Sin embargo, el casi-independiente comportamiento de los iones cloruro y sulfato en relación al comportamiento de los isótopos estables

pesados obliga a concluir que el enriquecimiento en sales se debe predominantemente a la disolución de depósitos evaporíticos de yeso o anhídrido y halita. El hecho de que la independencia no sea completa, esto es, que exista una cierta correlación, especialmente en el caso del ion sulfato, sugiere que dichos depósitos se localizan predominantemente cerca de la superficie de tal forma que los depósitos son lavados por el agua que se infiltra en los canales.

4.2 Zonas poroeste y este

En la gráfica $\delta D/\delta^{18}O$ (fig. 9) se puede apreciar la influencia tanto de los canales de riego como de las aguas del Wellton Mohawk que fluyen a lo largo del antiguo lecho del Río Colorado. El contenido de tritio de las muestras 2, 19 - 20, 22, 23, 25, 27 - 29 y 33 confirma, a su vez, que el enriquecimiento en isótopos estables pesados del agua subterránea de estas zonas se debe a la infiltración de las aguas superficiales. Respecto a las muestras cuya $\delta^{18}O$ es menor que -14 no es posible discernir la influencia del Wellton Mohawk de la de los canales de riego. A partir de este valor, sin embargo, ambas influencias se diferencian claramente.

La matriz de correlación parcial, correspondiente a esta zona, es la siguiente:

	$\delta^{18}O$	δD	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-
$\delta^{18}O$	1	0.87	0.74	0.58	0.91	0.25	0.92	0.25
δD		1	0.66	0.51	0.87	0.69	0.25	0.26
Ca^{++}			1	0.33	0.72	0.79	0.25	0.13
Mg^{++}				1	0.32	0.56	0.49	0.18
Na^+					1	0.96	0.93	0.17
Cl^-						1	0.94	0.21
SO_4^{--}							1	0.6
HCO_3^-								1

Comparando esta matriz con la anterior, se observa que la correlación parcial del ion cloruro con los isótopos estables ha mejorado notablemente, mientras que la del ion sulfato es prácticamente la misma. En la gráfica $Cl/\delta^{18}O$ (Fig. 10) se aprecia que en estas zonas el incremento en cloruros se debe principalmente a la contaminación por las aguas del Wellton Mohawk infiltradas. Analizando la gráfica $SO_4/\delta^{18}O$ (Fig. 11) se observa que también en este caso la causa dominante del incremento salino es el agua superficial de mala calidad. Sin embargo, se sugiere que la disolución de depósitos evaporíticos es también una causa menor del incremento del ion sulfato, ya que las muestras cuya $\delta^{18}O$ es menor de -13.5 tienden a desviarse hacia valores mayores de los esperados en caso de simple mezcla con las aguas superficiales.

4.3 Zona sur

El contenido en isótopos estables pesados del agua subterránea de la zona sur ha sido ya discutido.

Respecto al problema de la salinidad, se procede de manera semejante a la usada en las otras zonas, aunque en este caso se utilizan menos variables por contar con pocas muestras.

La matriz de correlación parcial es como sigue:

	$\delta^{18}O$	Ca^{++}	Na^+	Cl^-	SO_4^{--}
$\delta^{18}O$	1	0.13	0.61	0.83	-0.10
Ca^{++}		1	0.80	0.59	0.67
Na^+			1	0.90	0.64
Cl^-				1	0.27
SO_4^{--}					1

La principal característica de esta matriz es la no existencia de correlación parcial entre el ion sulfato y el oxígeno-18, mientras que la correlación parcial del ion cloruro con dicho isótopo es relativamente alta. Este hecho sugiere que en esta zona el incremento en salinidad puede deberse a evaporación parcial del agua.

En la fig. 12 se han graficado los contenidos en sulfato y cloruro contra el contenido en oxígeno-18. En la parte superior, se ha graficado

el contenido en cloruro contra el exceso de deuterio ($\delta D = 8 \delta^{18}O$). Las muestras 35, 36 y 37 presentan un incremento lineal del contenido en cloruro y oxígeno-18. Asimismo, el exceso de deuterio decrece linealmente, al aumentar la concentración del cloruro. Estos resultados sugieren que el incremento de la salinidad en el agua de estos pozos se debe a evaporación parcial del agua. Por el contrario, el exceso de deuterio de las muestras 34, 39 y 40 no presenta indicios de evaporación parcial y su contenido en isótopos estables pesados no ha sido modificado por la influencia del agua superficial, lo cual concuerda con el bajo contenido de litio de las mismas. Teniendo en cuenta lo discutido en las otras zonas, es probable que la alta salinidad del agua del pozo 34 se deba a la disolución de depósitos evaporíticos. Por último, el contenido de litio de la muestra 38 sugiere que el agua de este pozo está mezclada con agua infiltrada de los canales, probablemente del Canal González Mejuelita por su localización. A semejanza de las otras zonas la salinidad del pozo 38 puede deberse a la disolución de depósitos evaporíticos al infiltrarse el agua de los canales.

4.4 Posibilidad de la mezcla con agua de mar

Hasta el momento, no se ha considerado la posibilidad de intrusión de agua de mar o de mezcla con lentes de agua marina (sal), pues no ha sido necesario postular la existencia de estos procesos para explicar el incremento de la salinidad en las aguas subterráneas.

Sin embargo, se ha considerado conveniente discutir explícitamente

dicha posibilidad, con el objeto de llegar a una conclusión segura. Se supone que el agua de mar contiene 19,000 ppm de cloruro, que la $\delta^{18}O$ cae dentro del intervalo (0, +1) y que la δD dentro del intervalo (0, +10).

En la zona noroeste es obvio que el enriquecimiento en isótopos estables pesados se debe al agua superficial. Así, la evolución de los parámetros $\delta^{18}O$ y δD sigue una tendencia totalmente ajena a la correspondiente a la mezcla con agua de mar. Por otra parte, la presencia de sulfato y la baja correlación parcial entre el ion cloruro y los isótopos oxígeno-18 y deuterio indican claramente que el agua de mar no es la causa del incremento de la salinidad.

En relación a las zonas noreste y media la evolución en el contenido en cloruros e isótopos estables corresponde a la de la mezcla con aguas superficiales, que también en este caso es ajena a la correspondiente a la mezcla con agua de mar.

En la zona sur, donde existe la posibilidad de intrusión de agua de mar, se calculó la ecuación de regresión lineal de las variables $Cl/\delta^{18}O$ y $\delta D/\delta^{18}O$, con los siguientes resultados:

$$\delta D = (6.45 \pm 0.16) \delta^{18}O - (15.4 \pm 1.9)$$

$$r^2 = 0.997 \quad S_{y,x} = 0.6$$

$$Cl = (105.8 \pm 31.8) \delta^{18}O + (1840.3 \pm 386.1)$$

$$r^2 = 0.69 \quad S_{y,x} = 130.3$$

Asumiendo un valor entre 0 y +1 para la $\delta^{18}O$, se encuentra que la δD

cro dentro del intervalo (-17.3, -6.9) y el contenido de cloruro entre 1454 y 2164 ppm. La extrapolación, pues, del ajuste lineal muestra que también en esta zona el incremento del ion cloruro y de los isótopos estables pesados del agua subterránea evoluciona en manera muy distinta a la esperada en caso de mezcla con agua de mar, aun considerando que la extrapolación lineal debe tomarse con ciertas reservas.

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones del presente estudio son las siguientes:

5.1 El flujo subterráneo costado por el campo de pozos en la Mesa de San Luis es el resultado de la confluencia del flujo proveniente de las infiltraciones del Río Colorado con el proveniente de las infiltraciones del Río Gila. Dicho flujo, a su vez, penetra a la zona sureste del Valle de Mexicali.

5.2 Los resultados isotópicos confirman que la recarga a los acuíferos del Valle de Mexicali por infiltraciones en los canales es considerable.

5.3 El agua subterránea del Valle de Mexicali representada por los pozos muestreados no presenta indicios de mezcla con aguas marinas fósiles, o de intrusión de agua de mar en la zona sur.

5.4 El incremento de la salinidad del agua subterránea de las zonas noroeste y oeste, representada por los pozos muestreados, se debe princ-

palmente a la disolución de depósitos evaporíticos de halita y yeso o anhidrita. El agua superficial de mala calidad infiltrada ha aportado también sales al agua subterránea; pero este proceso es secundario. Probablemente, los depósitos yesíferos se localizan cercanos a la superficie, de tal forma que han sido lavados por el agua superficial al infiltrarse.

5.5 El incremento de la salinidad del agua subterránea de las zonas noroeste y este del Valle, representadas por los pozos muestreados, se debe principalmente a las sales aportadas por el agua superficial de mala calidad infiltrada, especialmente las aguas del Wellton Mohawk. También en estas zonas el agua superficial ha lavado depósitos yesíferos al infiltrarse, aunque este proceso de salinización del agua subterránea es menos importante en este caso.

5.6 En la zona sur del Valle, se sugiere que el contenido de sales del agua subterránea representada por los pozos 35 a 37 se ha incrementado por evaporación parcial del agua. La salinización del agua de los pozos 34 y 38 se debe probablemente a la disolución de depósitos evaporíticos.

5.7 En relación al problema de la salinidad, los resultados pueden resumirse diciendo que la causa fundamental del incremento es la insuficiencia en el drenaje del valle.

5.8 Por último, resulta particularmente interesante constatar como la mano del hombre ha causado un cambio considerable en la composición

isotópica original de las aguas del Rio Colorado. Asimismo, es sumamente interesante y poco común la gran variación en el contenido en los tipos estables de las aguas del campo de pozos de la Mesa de San Luis, siendo que dicho campo no tiene más de 30 km de longitud;

6. RECONOCIMIENTOS

Se agradece a la Gerencia del Distrito de Riego del Valle de Mexicali y a la Residencia de Geohidrología y de Zonas Áridas del Estado de Baja California, SARH, la colaboración prestada a la realización de este estudio. Se agradecen también los comentarios de los Ings. Rubén Chávez y Antonio Lizi del Departamento de Aguas Subterráneas, SARH. Por último, se hace reconocimiento de la intervención del Efo. Enrique García y García en la interpretación de los resultados de la primera etapa del estudio.

7. BIBLIOGRAFIA

1. Secretaría de Recursos Hidráulicos, Estudio Hidrogeológico preliminar de los Acuíferos de Mexicali, B. C., y Mesa Armónica de San Luis, Son: México, D. F. (1967).
2. Parrales Arellano E., La Calidad Actual del Agua Subterránea en el Valle de Mexicali, como una Consecuencia de su Sobreexplotación. SARH, 1974.

3. Estudio Geo-químico de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicali, Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, SARH.
4. Craig H., Isotopic Composition and Origin of the Red Sea and Sulten Sea Geothermal Brines, Science 154 (1966) 1544 - 1548.
5. Environmental Isotope Data: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation, vols. 1 a 5, OIEA, Viena.
6. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Technical Reports Series No. 91, Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena (1968).
7. Nuclear Technique in Groundwater Hydrology, T. Bradley et al., chapter 10 of Groundwater Studies - An International Guide for Research and Practice, UNESCO (1972).
8. Payne B.R., Yurtsever Y., Environmental Isotopes as a Hydrological Tool in Nicaragua, Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, I, pp. 193 - 201, OIEA, Viena (1971).
9. Payne B.R., Water Balance of Lake Chapala and its Relation to Groundwater from Tritium and Stable Isotope Data, Journal of Hydrology, II, pp. 47 - 58 (1970).
10. Payne B.R., García y G. Enrique, Preliminary Comments on the Stable Isotopic Composition of Waters in the Mexicali Region, OIEA, Viena (1975).

TABLA 1

Descripción de los puntos de muestreo

AGUAS SUPERFICIALES

Clave	nombre	fecha muestreo	localización muestreo
HIMEX 50	Dren Sta. Clara	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
51	Río Colónela	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
53	Río Colónela	16.12.74	poblado S. Luis R. C.
54	Canal Sánchez Mejía	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
55	Canal Cárdenas	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
56	Canal Independencia	16.12.74	límite sur del distrito
57	Dren Sonora	16.12.74	" " " "
58	Dren Guzmán	16.12.74	" " " "
59	Preso Morelos	16.12.74	estación Morelos
60	Wellton Mohawk	16.12.74	" "
60	Preso Morelos	30.04.76	" "
61	Preso Morelos	31.05.76	" "

POZOS ZONAS NOROCCIDENTE Y OESTE

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HIMEX 4	1-Troviño	11.12.74	37-70
5	2-Troviño	11.12.74	41-67
6	1-Yucatán	11.12.74	45-70
7	5-L. Cárdenas	11.12.74	27-53
8	3-18 de Marzo	11.12.74	37-95
9	5-Bóquiza	12.12.74	38-119
10	8-Bóquiza	12.12.74	30-67
11	9-Bóquiza	12.12.74	27-81
12	1-J. M. Rodríguez	12.12.74	23-58
13	7-Villa hermosa	12.12.74	39-106
14	8-Villa hermosa	12.12.74	75-105
61	3-Bóquiza	27.04.76	
62	1-18 de Marzo	27.04.76	
63	2-18 de Marzo	27.04.76	
64	1-L. Cárdenas	27.04.76	
65	7-L. Cárdenas	27.04.76	
66	8-L. Cárdenas	27.04.76	
67	1-Norte	27.04.76	

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HIMEX 68	1-P	27.04.76	
69	3-Yucatán (R-1)	27.04.76	
70	6-J	28.04.76	
71	286-B	28.04.76	
72	211-B	28.04.76	
73	58-C1 (R-62)	28.04.76	
74	9-B-1 Der	28.04.76	
75	9-8-1 Izq (R-49)	28.04.76	
76	9-8-2 Izq	28.04.76	
77	9-8-3 Izq	28.04.76	
78	AN-6-5	28.04.76	
79	42-B	28.04.76	

POZOS ZONAS NOROCCIDENTE Y ESTE

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HIMEX 1	7-Morelos	11.12.74	38-74
2	4-Ockeron	11.12.74	32-59
3	2-Cuervos	12.12.74	
15	32-0-1	10.12.74	65-98
16	34-0	10.12.74	48-91
17	34-5	10.12.74	56-90
18	1-H	10.12.74	29-76
19	2-J	10.12.74	29-98
20	27-0-3	10.12.74	
21	15-1-1	11.12.74	4-55
22	15-1-1 Der.	11.12.74	38-67
23	4-3-5	11.12.74	43-70
24	14-3	11.12.74	37-66
25	1-Monumental	14.12.74	29-102
26	3-Moctezuma	14.12.74	29-93
27	2-Moctezuma	14.12.74	67-96
28	3-Hidalgo	14.12.74	36-118
29	2-Hidalgo	14.12.74	56-78
30	1-Hidalgo	14.12.74	28-109
31	72-E	14.12.74	
32	121-C	14.12.74	
33	67-E	14.12.74	

TABLA 2
Resultados

CIA- VE	ISOTOPOS AMBIENTALES oxígeno-18 5‰	Deuterio D‰	Trilio UT	TEMPERATURA	PH	CATIONES			ANIONES		
						Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻
1	-14.34	-109.7		23	7.30	222.4	55.0	254.2	427.8	428.1	359.6
2	-11.69	-106.0	10.1±1	22	7.50	173.8	30.1	196.7	255.2	379.5	343.8
3	-12.14	98.7			8.00	83.2	46.0	131.0	230.8	168.8	230.3
4	-12.52	-101.9	198 ±3	23	7.50	229.0	40.9	429.3	516.0	698.1	280.7
5	-12.94	-104.2	134 ±4	21	7.50	220.6	30.1	453.9	542.2	664.2	261.8
6	-13.46	-106.8		25	7.60	261.7	57.9	688.5	855.6	923.8	413.2
7	-13.80	-107.8	31.6±1.2	24	7.70	216.7	57.3	515.8	606.0	759.8	328.0
8	-14.48	-111.8		28	7.70	49.5	21.6	117.8	140.7	107.8	198.7
9	-14.61	-110.9	2.0±0.2		7.70	148.6	66.4	254.4	553.5	228.9	333.4
10	-14.64	-111.5			7.30	83.6	31.8	117.4	168.9	136.1	203.2
11	-14.81	-112.4			7.90	72.0	57.3	223.2	390.3	147.3	252.3
12	-14.77	-114.0		29	7.90	46.7	25.5	202.2	210.1	205.6	192.4
13	-14.55	-114.2			7.40	100.0	32.9	125.3	245.8	113.2	242.9
14	-14.21	-110.5		24	8.00	176.6	35.2	391.6	437.2	489.4	394.3
15	-14.52	-111.9		24	7.50	93.5	26.7	173.1	202.6	177.2	312.3
16	-13.56	-104.1		24	7.50	172.9	28.4	432.3	572.3	408.7	378.0
17	-14.50	-111.3		24	7.60	137.9	0.0	260.2	285.2	233.7	334.4
18	-14.20	-112.5	6.1±3	24	7.70	162.6	9.6	286.8	294.6	335.8	384.8
19	-13.15	-105.0	111 ±2.6	24	7.50	144.9	6.2	317.5	300.2	374.7	334.4
20	-13.50	-105.0	130 ±4	23	7.50	200.0	1.1	409.7	412.8	489.4	381.7
21	-14.10	-109.4		23	7.90	129.0	4.5	259.0	273.9	272.6	293.3
22	-14.13	-109.8	26.6±0.7	21	7.80	114.0	7.4	219.2	208.3	246.3	299.7
23	-14.41	-111.4	4.3±0.3	24	7.60	130.8	4.0	269.1	292.7	253.2	315.4
24	-14.49	-110.9		22	7.60	176.6	10.8	370.1	433.4	369.8	369.0
25	-14.30	-110.9	3.9±0.3	24	7.50	131.8	36.9	133.7	174.5	177.2	422.7
26	-14.34	-111.6		22	7.40	103.7	28.5	96.5	159.5	108.9	312.3
27	-14.06	-109.1	3.9±1.4	22	7.50	177.6	9.6	305.8	313.3	374.7	394.3

POZOS ZONA SUR

Clave	nombre	fecha muestra	profundidad cedezo (m)
HMEX 34	5-Coahuila	13.12.74	64-109
35	2-Nuevo Michoacán	13.12.74	51-91
36	3-Nuevo Michoacán	13.12.74	50-83
37	4-Nuevo Michoacán	13.12.74	48-90
38	1-Nuevo Michoacán	13.12.74	17-80
39	6-Nuevo León	13.12.74	26-90
40	150-C	13.12.74	26-90

POZOS MESA DE SAN LUIS

Clave	nombre	fecha muestra	profundidad cedezo (m)
HMEX 41	III-13	12.12.74	68-150
42	I-8	12.12.74	69-150
43	II-7	12.12.74	70-150
44	II-6	12.12.74	74-150
45	IV-6	12.12.74	72-153
46	V-4	12.12.74	73-152
47	V-1	12.12.74	71-150
48	V-5-W	12.12.74	73-152

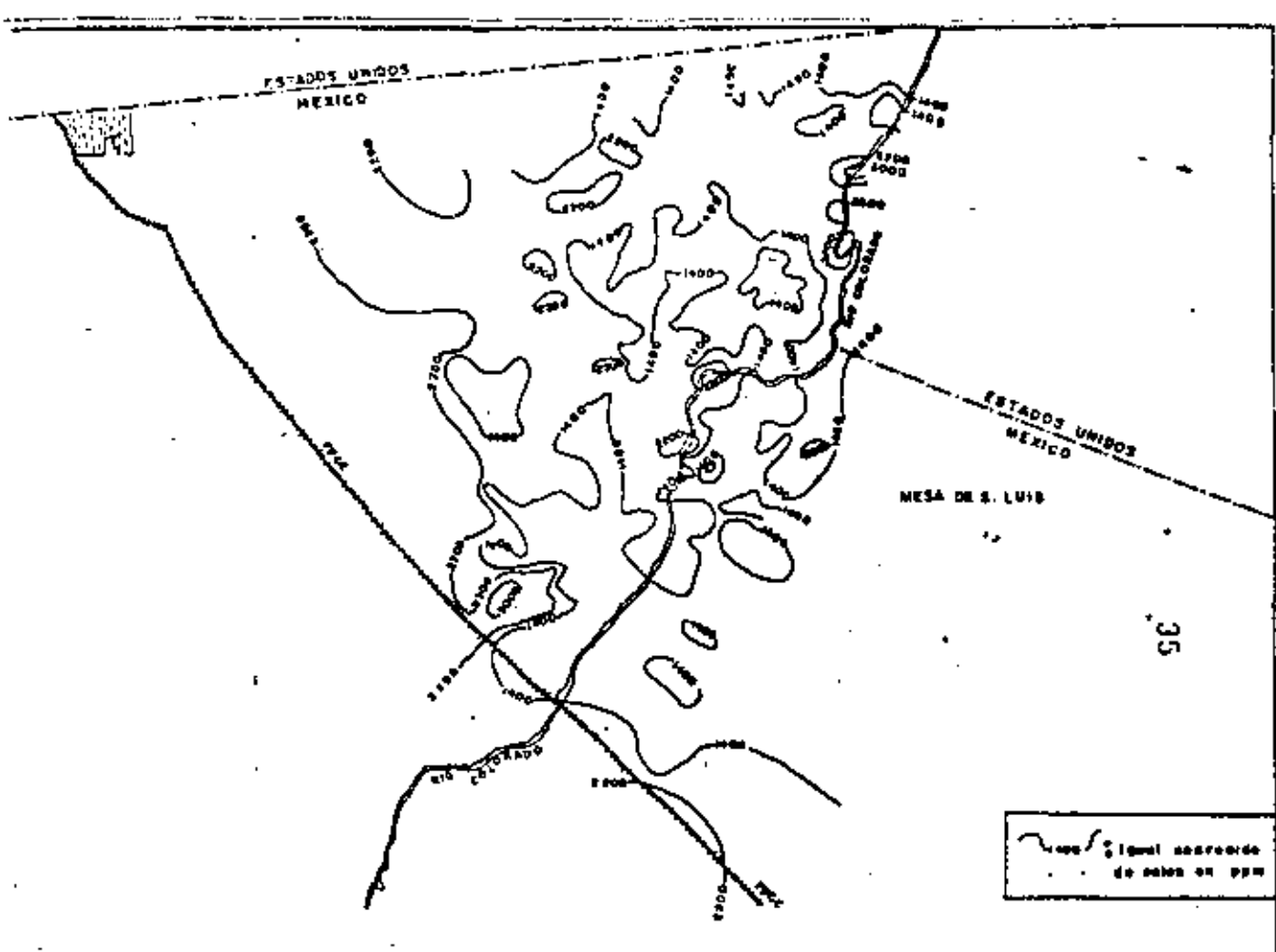


Fig.3: Curvas de igual contenido de sales en 1973

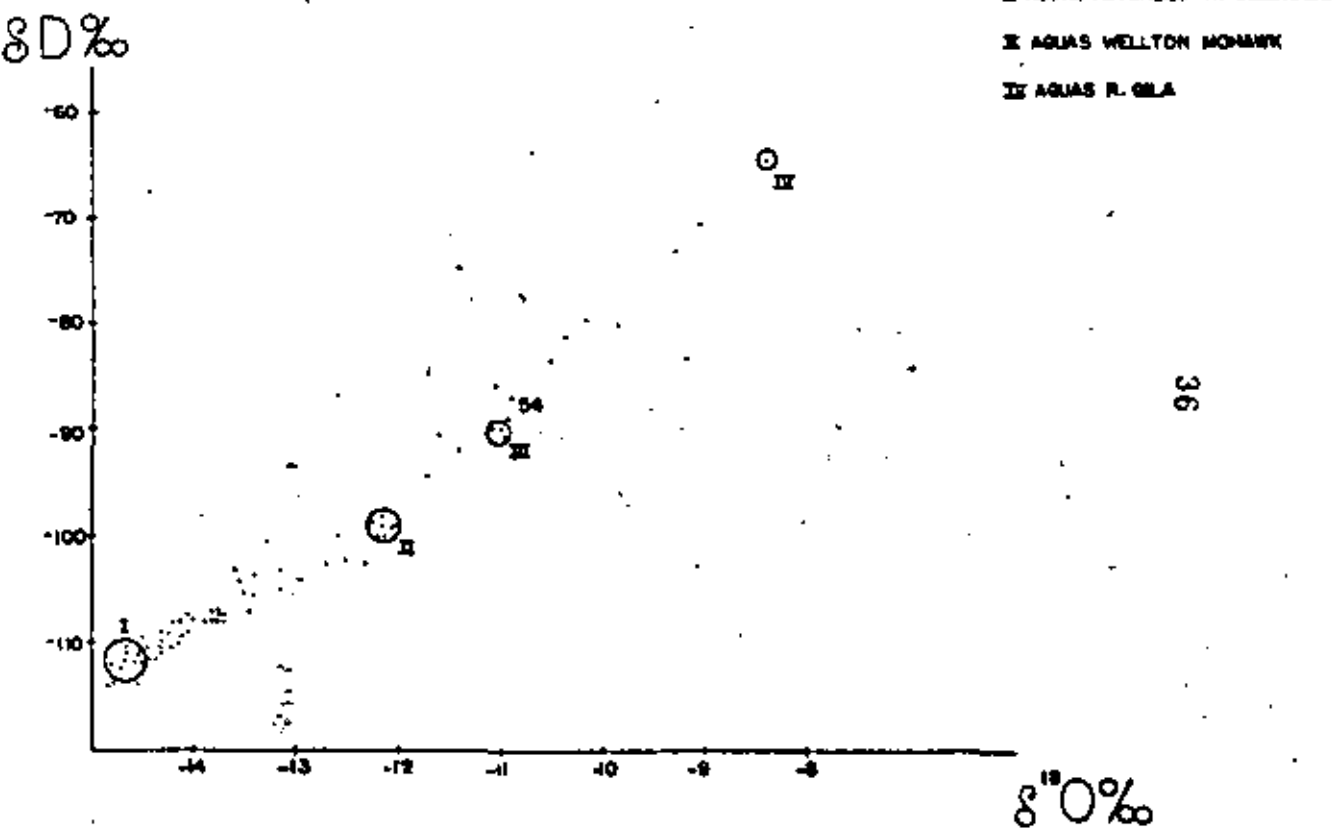


Fig. 4: Contenido en isótopos estables de todas las muestras

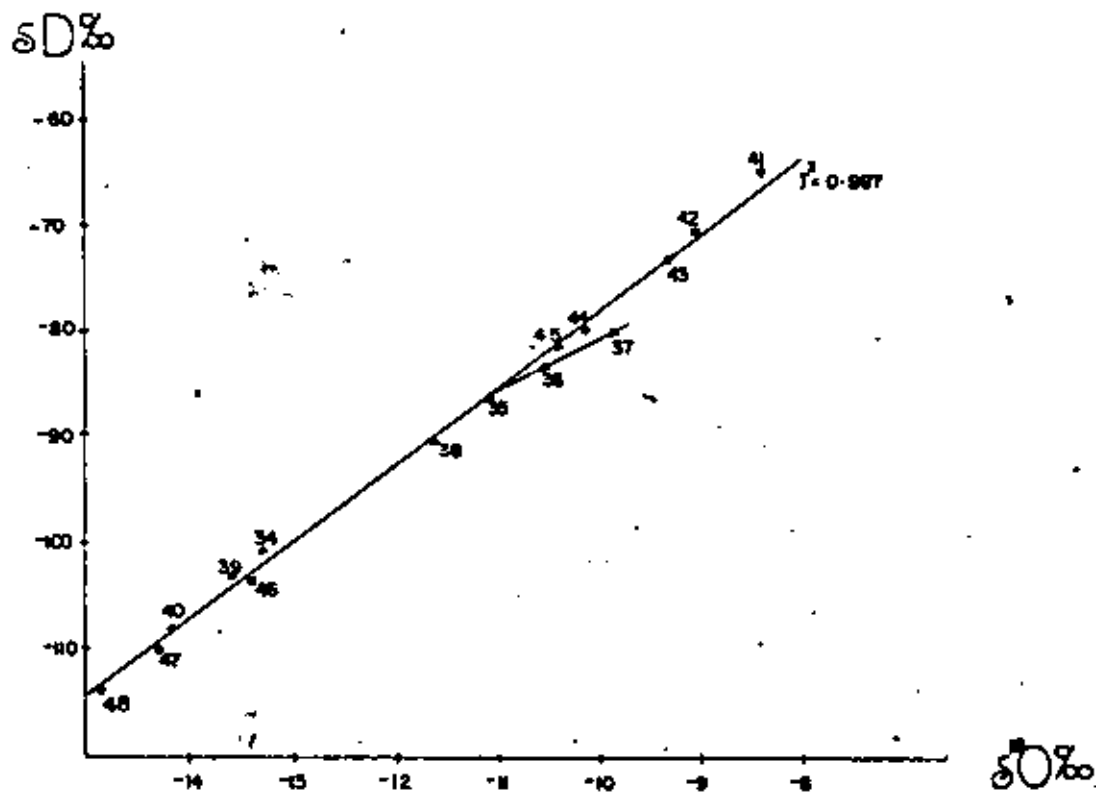


Fig. 5: Contenido en isótopos estables. Maso de San Luis y zona sur.

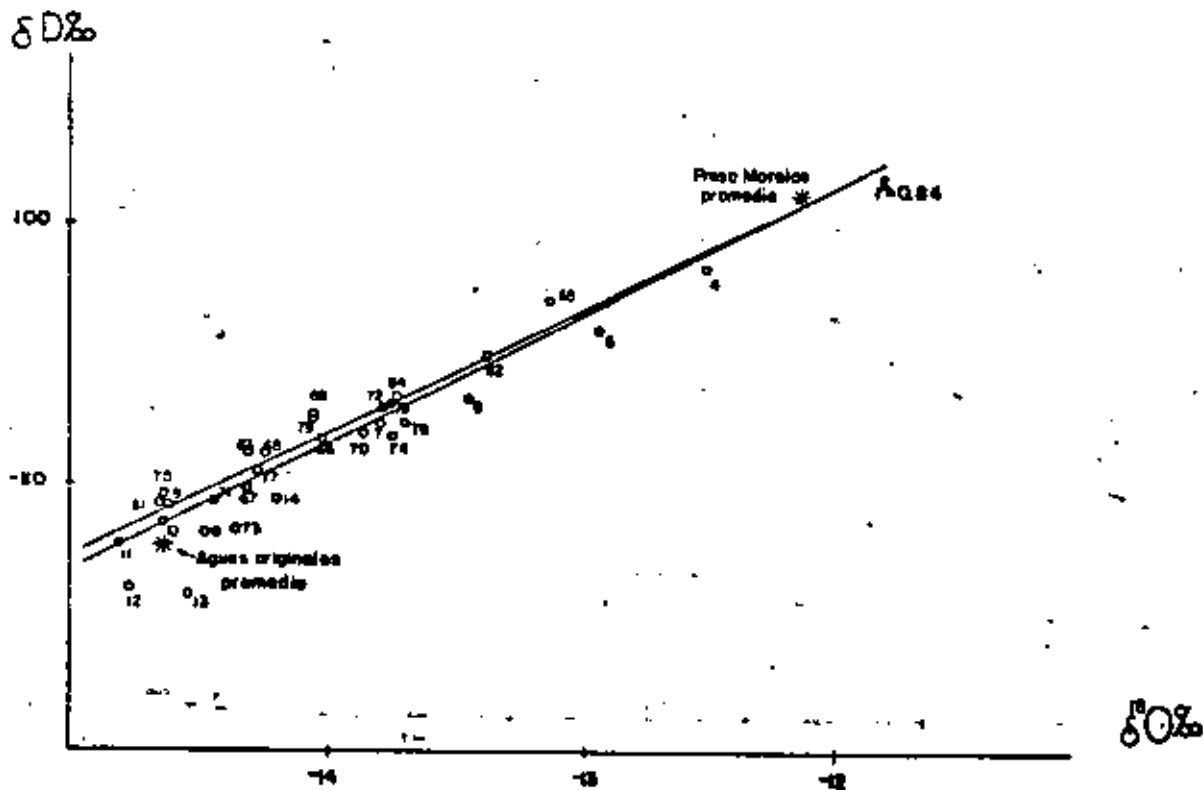


Fig. 6: Contenido en isótopos estables. Zona noroeste y oeste.

37

38

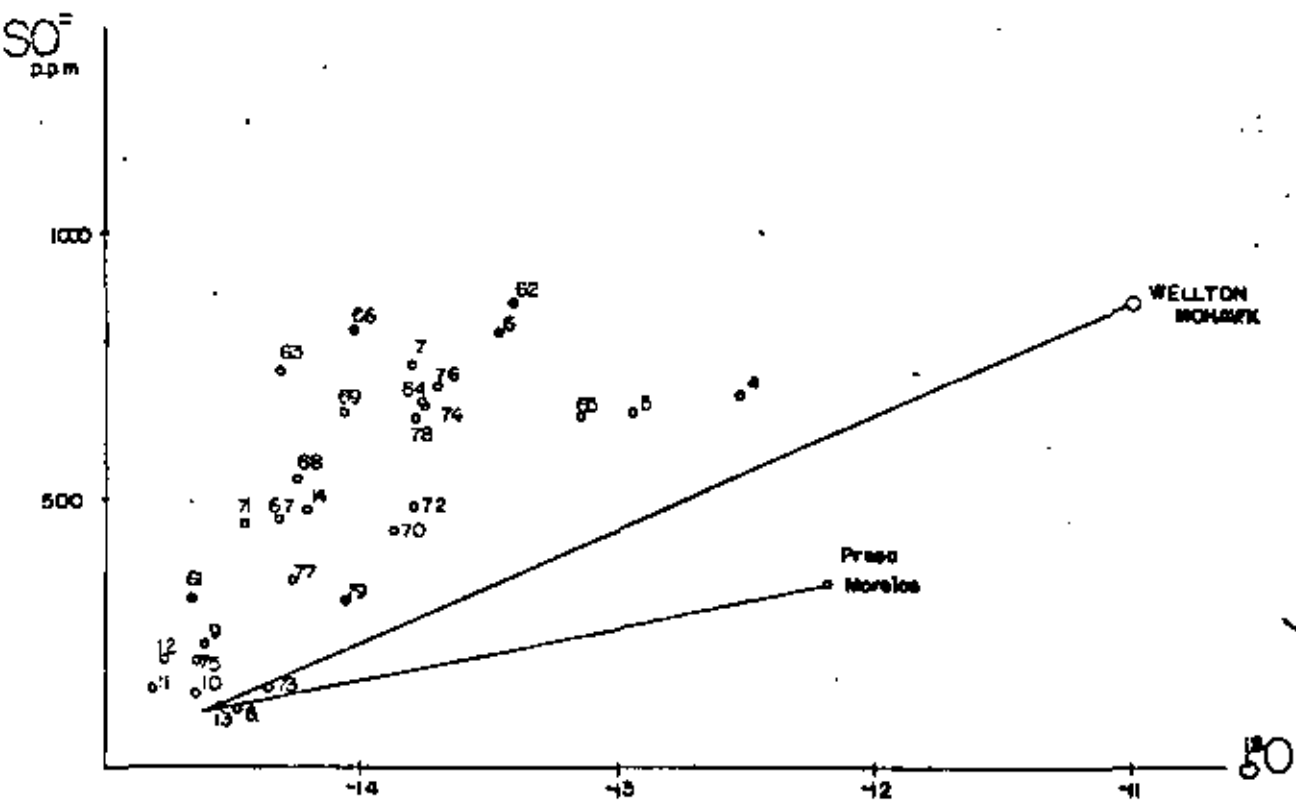


Fig. 7. Evolucion del isotopo oxigeno-18 y del ion sulfato. Zonas NO y O

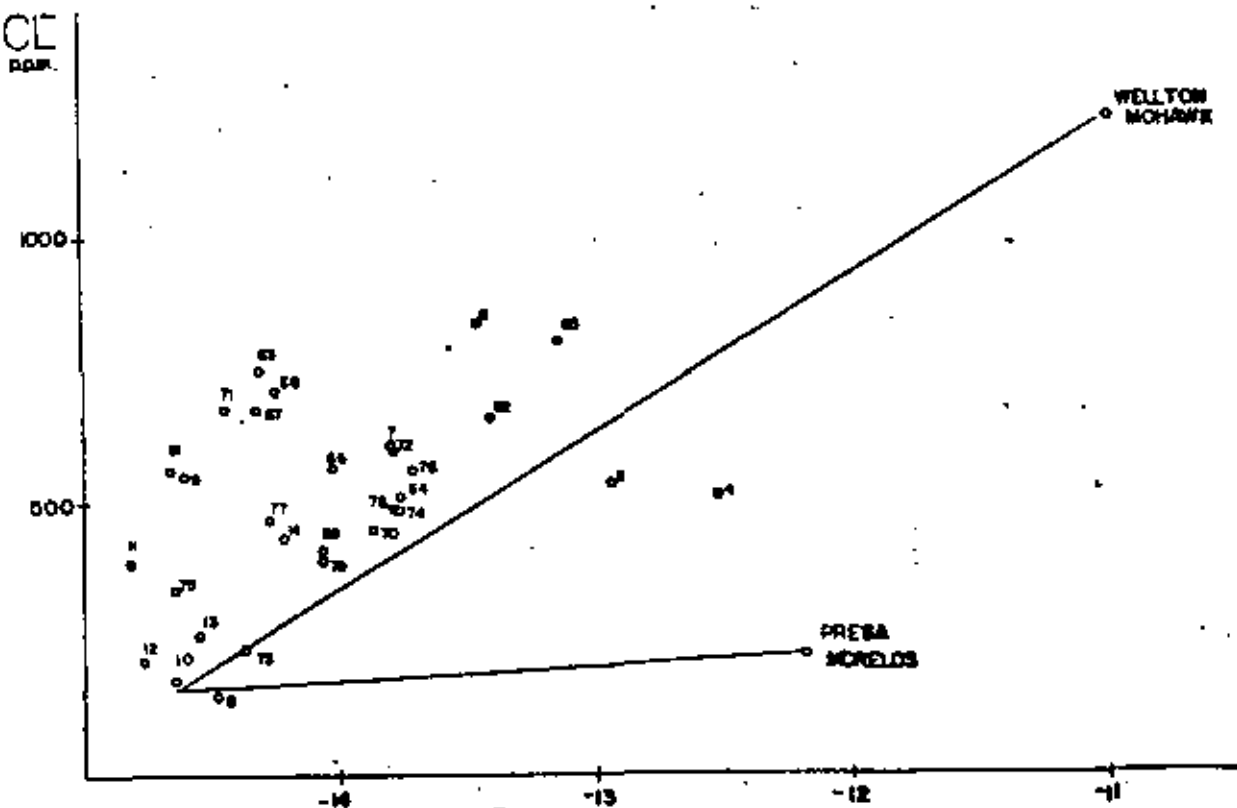


Fig. 8. Evolucion del isotopo oxigeno-18 y del ion cloruro. Zonas NO y O.

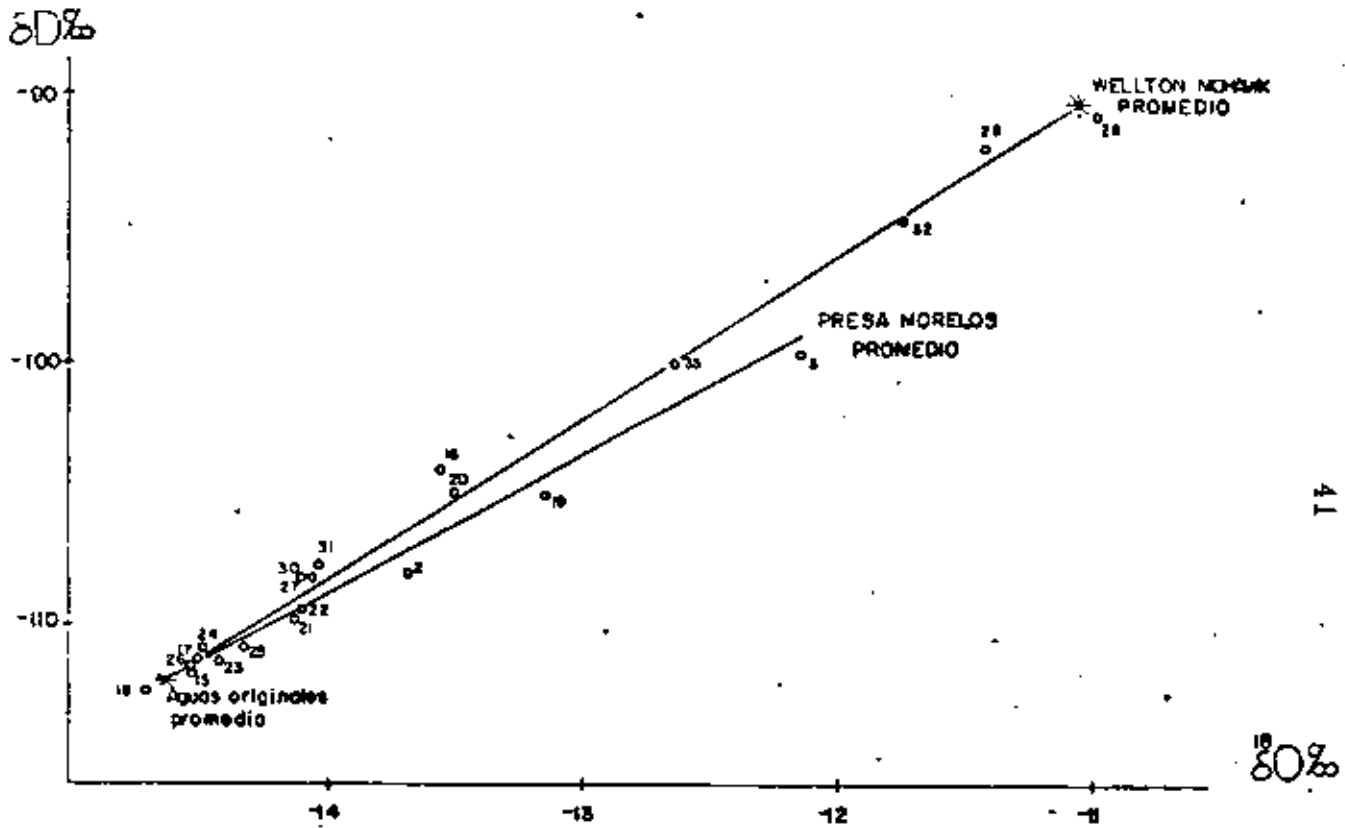


Fig 9 Contenido en isotopos estables. Zonas Noroeste y Este

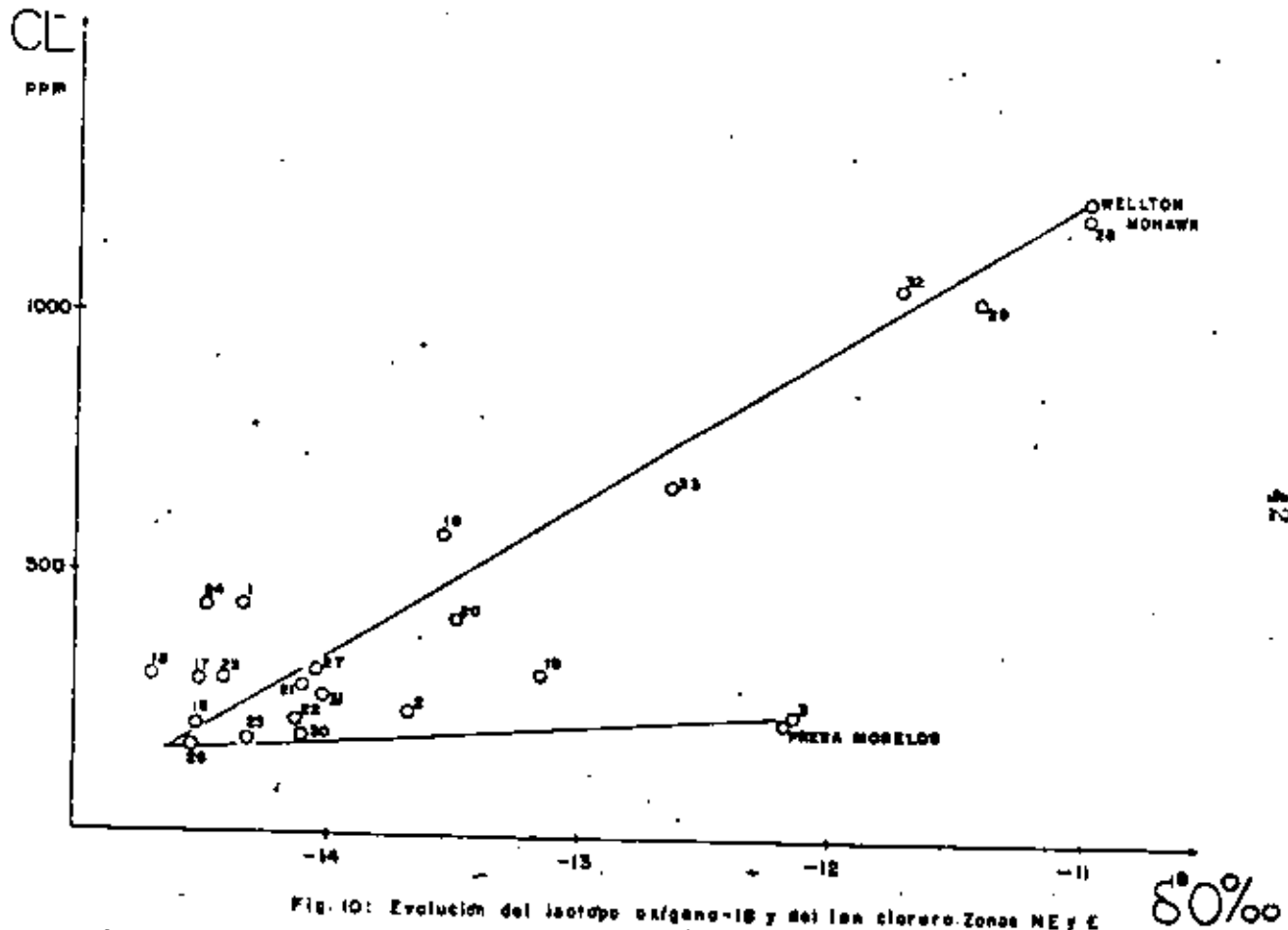


Fig. 10: Evolucion del isotopo oxigeno-18 y del ion cloruro. Zonas NE y E

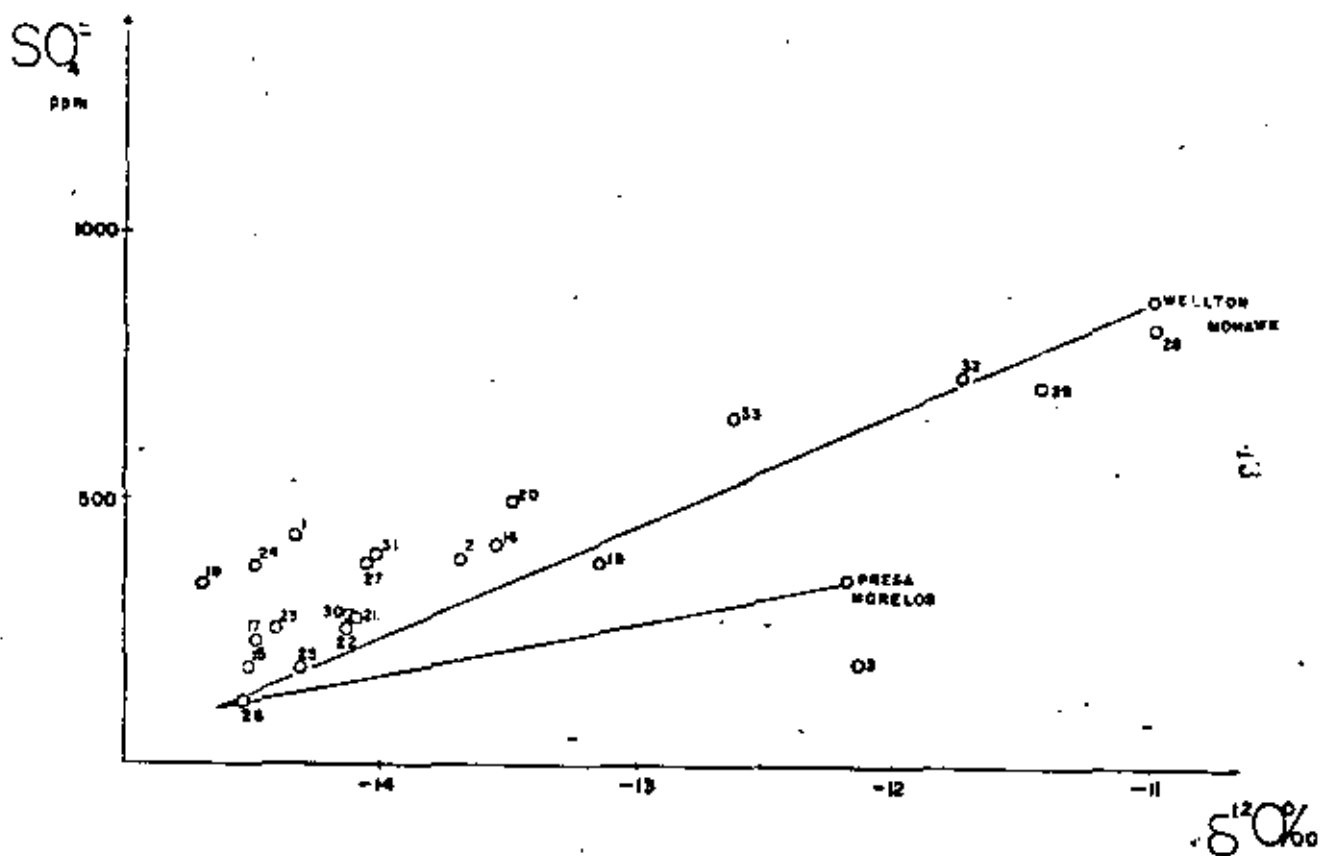


Fig. 11: Evolucion del isotopo oxigeno-18 y del ion sulfato. Zonas NE y E

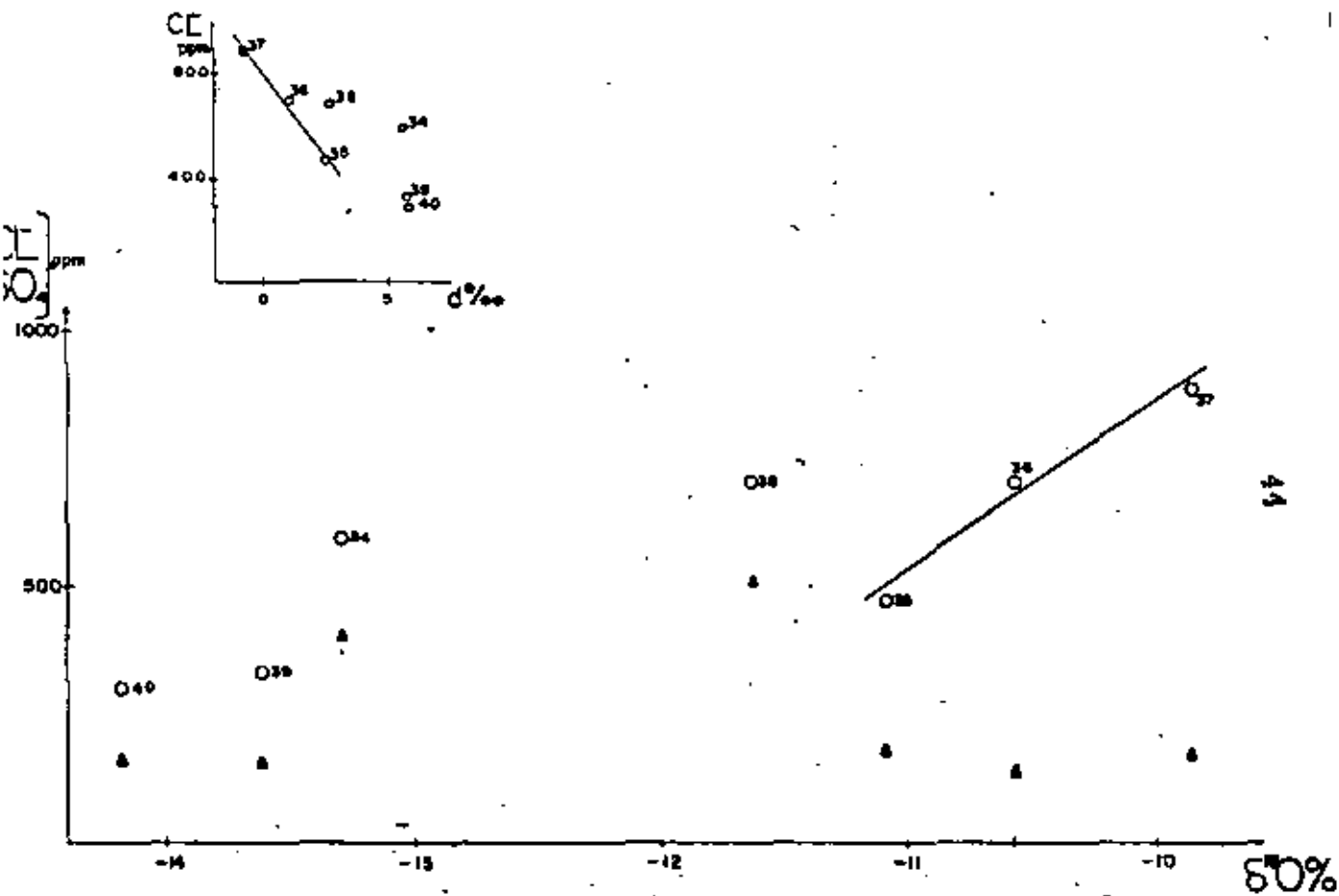


Fig. 12: Evolucion del isotopo oxigeno-18 y de los iones cloruro y sulfato. Zona sur



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

ALGUNOS ASPECTOS DE LA GEOHIDROLOGIA ISOTOPICA
DE LA REGION DE VALSEQUILLO, PUEBLA

FIS. LUIS QUIJANO LEÓN

ABRIL, 1984

SECRETARIA DE AGRICULTURA Y
RECURSOS HIDRAULICOS
MEXICO

ORGANISMO INTERNACIONAL DE
ENERGIA ATOMICA
AUSTRIA

ALGUNOS ASPECTOS DE LA GEOHIDROLOGIA ISOTOPICA DE LA
REGION DE VALSEQUELEO, PUEBLA

LUIS QUIJANO (1)
BRYAN R. PAYNE (2)
CARLOS LATONRE (3)
ANTONIO LIZT (3)

SEPTIEMBRE 1979

- (1) Grupo de Fisica, SARH, Teotihuacan 19, Mexico 11, D.F.
(2) Sección de Hidrología Isotópica, OIEA, Viena, Austria
(3) Miembro de la Subdirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, SARH,
durante la realización del estudio.

INDICE

1. INTRODUCCION
 - 1.1 Descripción de la zona
 - 1.2 Geohidrología
 - 1.3 Los Problemas
2. METODOLOGIA
 - 2.1 Descripción del muestreo y de los análisis
 - 2.2 Enfoque de los problemas
3. RESULTADOS Y DISCUSION
 - 3.1 Resultados químicos
 - 3.2 Resultados isotópicos
 - 3.2.1 Cuernca de Oriental
 - 3.2.2 Valle de Palmar de Bravo
 - 3.2.3 Cañada Morelos
 - 3.2.4 Tercera Unidad agrícola
 - 3.2.5 Primera Unidad agrícola
 - 3.3 Isótopos del carbón
4. CONCLUSIONES
5. RECONOCIMIENTOS
6. REFERENCIAS

INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

TABLA 1.	Resultados químicos e isotópicos
TABLA 2.	Química del carbón
FIGURA 1.	Localización de la zona de estudio
FIGURA 2.	Mapa geológico
FIGURA 3.	Localización del muestreo
FIGURA 4.	Configuración piezométrica
FIGURA 5.	Cloruro vs total de Aniones Tercera Unidad agrícola
FIGURA 6.	Deuterio vs Oxígeno-18. Cuenca de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos.
FIGURA 7.	Bicarbonato vs Oxígeno-18. Zona norte de Palmar de Bravo
FIGURA 8.	Deuterio vs Oxígeno-18. Tercera Unidad agrícola
FIGURA 9.	Deuterio vs Oxígeno-18. Primera Unidad agrícola
FIGURA 10.	Bicarbonato vs Oxígeno-18. Primera Unidad agrícola

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Descripción de la zona

La región de Valsequillo se localiza en el Estado de Puebla - México, y comprende parte de las cuencas de los ríos Balsas y Papalapan (Fig. 1). Al norte colinda con la cuenca cerrada de Oriental y al oeste con el Valle de Puebla. En el lindero oriental se localiza una serie de altas montañas entre las que se cuenta el Volcán Citlaltepetl (Pico de Orizaba), que es la más alta del país (5,700 msnm), (Fig. 1).

El clima de la región se ha clasificado como templado semi-seco. La precipitación pluvial es relativamente baja, con un promedio anual de 710 mm. Más al norte, en la cuenca de Oriental, el clima es seco y la precipitación media anual es de 565 mm (S.R.H., 1972). Las condiciones climáticas cambian significativamente hacia el este de Valsequillo, en donde la vertiente oriental de la sierra es abrupta y baja hasta formar la región costera del Golfo de México. Esta zona es tropical y su precipitación media anual varía de 1470 mm en los alrededores de Orizaba, hasta aproximadamente 3000 mm en las estribaciones del Citlaltepetl.

La mayor corriente superficial de la región de Valsequillo es el río Atoyac. Sus aguas se originan en las partes más altas de la cuenca del Balsas, en los alrededores del Valle de Puebla. El río Atoyac entra a la región de Valsequillo por la parte occidental y sus aguas se almacenan en la presa Avila Camacho. De ahí se distribuyen para el riego -

de tres unidades agrícolas localizadas entre las poblaciones de Tecama -
chalco y Tehuacán. Aparte del río Atoyac, el arroyo del Aguila es la -
única corriente superficial perenne de la región. La mayor parte del agua
que transporta proviene de la precipitación pluvial en las faldas del cerro
La Malinche, pero a su paso por la primera unidad agrícola parece drenar
agua que se ha utilizado para riego. En el resto de la región, o sea en
los alrededores de Acatzingo y en los valles de Palmar de Bravo y Cañada
Morelos, se utiliza únicamente agua subterránea para satisfacer las necesi-
dades agrícolas y municipales.

1.2 Geohidrología (G.H.C.V.M., 1967; S.R.H., 1974)

La mayor parte de las elevaciones de la región, sierras de
Cuesta Blanca, Monumento, Tetzoyocan y Zapolitán, están constituidas -
por calizas y dolomitas del Cretácico (Kc en la Fig. 2). En la zona de
Cañada Morelos también se encuentran afloramientos de estas rocas. En
estos materiales sedimentarios de origen marino presentan fracturamiento y -
estratificación así como cavidades de disolución, por lo que es posible que
almacenen o permitan el paso de agua a través de su estructura.

En la zona de Oriental también se encuentran sedimentos -
calizas depositados en cuencas marinas del Cretácico Superior y compues-
tos por calizas claras, en estratos por lo general delgados (20 a 40 m).
A principios del Terciario los sedimentos sufrieron plegamientos y fracturas
intensas, pues las capas de caliza aparecen casi siempre en posición -

aproximadamente vertical, con un caído general hacia el suroeste. Los -
ejes de los pliegues corren de sureste a noroeste. Esta formación es-
tá limitada al sureste por el macizo andesítico del Terciario Medio que -
constituye el basamento de la sierra del Citlaltepétl.

La erosión de las formaciones calizas durante el Terciario -
dió lugar en las partes bajas a la acumulación de conglomerado calizo -
(Tcc), que por su grado de cementación se considera impermeable. Entre
las sierras de Tepeaca y del Tenzo se localizan depósitos de calizas la -
custras (Tsl), sobreyaciendo al conglomerado, cuyo espesor es del orden -
de 100 m. Fenómenos ígneos en la zona de la Malinche dieron origen a
depósitos de lobos y riolitos de composición andesítica (Tasb). Su es-
pesor es del orden de 150 m.

A fines del Terciario y principios del Cuaternario se deposi-
tó un conglomerado calizo (TQcc) que por su grado de cementación y con-
solidación se considera incapaz de contener agua. Adicionalmente, la -
actividad volcánica de esta época produjo material basáltico con presencia
de olivino (TQb) y un alto grado de fracturamiento, sobreyaciendo a rocas -
más antiguas. Esta formación se considera importante como productora -
de agua. Los afloramientos del material basáltico se encuentran distribui-
dos en toda la región de Valsequillo y en gran parte de la Cuenca de -
Oriental. El volcán Citlaltepétl surgió en el Cuaternario Superior y está
constituido por basaltos muy fracturados.

En el Cuaternario se acumularon depósitos de ple de monte, constituidos por cantos, gravas, arenas, arcillas y tobos, poco consolidados (Qc). Asimismo las partes planas se encuentran cubiertas por depósitos recientes de tipo aluvial sin consolidar (Qal), formados por arenas, limos, arcillas y, ocasionalmente, gravas. Su espesor varía de unos cuantos centímetros hasta 10 m. Los depósitos aluviales que rellenán las partes bajas de la cuenca de Oriental son producto de erupciones volcánicas recientes y están constituidos por sedimentos piroclásticos de arenas pumfíticas y cuarzo, altamente permeables.

En la ladera noreste de la sierra de Zapolitán, en las cercanías de Tehuacán, aflora una estructura de travertinos del Cuaternario (QI), producto de la precipitación de carbonato de calcio sobre materia orgánica. Esta estructura proporciona agua abundante para uso regional por medio de manantiales y de galerías filtrantes, que aprovechan su alto grado de permeabilidad para extraer agua. Se estima que estos materiales se encuentran en el subsuelo de la Tercera Unidad agrícola, sobrayaciendo a las rocas del Cretácico.

Los acuíferos de Valsequillo se recargan principalmente por las infiltraciones de la precipitación pluvial y posiblemente por el retorno del agua utilizada para riego. Adicionalmente, es posible que el valle de Palmar de Bravo reciba una recarga subterránea proveniente de la Cuenca de Oriental, a través de la estructura de la sierra de Cuesta Blanca en los lugares donde la permeabilidad lo permita.

El agua subterránea de Palmar de Bravo se desplaza hacia el sur, alimentando la Primera Unidad agrícola (Fig. 4). Aparentemente esta unidad drena hacia el río Atoyac, a través de las zonas permeables de la sierra de Teizoyocan. La evidencia de estas descargas se encuentra en las caídas de Acatzitzimitla y Peñonitos en los acantilados del cauce del río Atoyac.

En Cañada Morelos, los niveles piezométricos sugieren la existencia de un flujo subterráneo con dirección sur, a lo largo de la pronunciada pendiente del valle. Es posible que este flujo recargue a los acuíferos de la Tercera Unidad agrícola y sea el causante de la elevación del nivel freático que se ha observado en los últimos años en las inmediaciones de la sierra del Monumento. Otra posible causa de la elevación del nivel freático es la infiltración de excedentes de agua de riego, procedentes de la presa Avila Comacho.

En la cuenca de Oriental debe pensarse en la existencia de dos grandes sistemas acuíferos: el de rellenos o superior y el de calizas o inferior. Asimismo, es posible que existan fugas de agua subterránea hacia las cuencas vecinas más bajas, a través de las calizas (C.H.C.V.M. 1967).

1.3 Los problemas

En un intento por satisfacer las demandas de agua para riego

nes agrícolas, se ha aumentado la extracción del agua subterránea de la región, especialmente en las tres unidades de riego. Por este motivo, en 1974 se llevó a cabo un estudio geohidrológico tendiente a determinar las características de los acuíferos con el fin de planear racionalmente su explotación (SRH, 1974). Asimismo, se inició en 1976 un estudio isotópico, tema del presente trabajo, para verificar algunas de las conclusiones y juzgar la validez de algunas hipótesis del trabajo geohidrológico. Este estudio se enfocó a investigar tres problemas específicos:

- a) Si el valle de Palmar de Bravo recibe recarga subterránea proveniente de la Cuenca de Oriental.
- b) El origen del agua que ha provocado una elevación del nivel freático de los acuíferos de la Tercera Unidad Agrícola. Investigar en esta misma unidad, si existe comunicación entre las formaciones acuíferas de origen aluvial y los depósitos de travertinos.
- c) Comprobar si las caldas de Pescaditos y Acatzizimitla drenan el agua subterránea de la Primera Unidad agrícola y determinar la proporción de excedentes de riego infiltrados a los acuíferos.

2. METODOLOGIA

2.1 Descripción del muestreo y de los análisis

El muestreo comprendió 47 pozos, 6 manantiales, 9 galerías,

el Río Atoyac, la Presa Avila Camacho y el Dren principal de la primera unidad de Distrito de Riego. Geográficamente las muestras se distribuyeron en la cuenca de Oriental, incluyendo dos manantiales localizados en el Pico de Orizaba, en el Valle de Palmar de Bravo, en Ciénaga de Morelos, en la 1ra. y 3ra. Unidades de Riego y en la zona de travertinos al sur de la Ciudad de Tehuacan (Fig. 3).

Todas las muestras fueron analizadas en su contenido en deuterio y oxígeno-18. Los resultados se expresan en unidades δ por mil, siendo el error analítico igual a 1.0δ ‰ y 0.1δ ‰. Un lote de 13 muestras fue analizado también en su contenido de tritio. Los resultados se expresan en Unidades de Tritio (U.T.). Tres de las muestras fueron analizadas en su contenido de carbono-14, expresado en porcentaje de carbono moderno (p.c.m.), y en su contenido de carbono-13, referido como δ por mil con respecto al estándar PDB. Los anteriores análisis isotópicos fueron realizados por la Sección de Hidrología Isotópica del Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena.

En los análisis químicos se determinó la concentración de los iones mayores y se midió el pH. Cabe aclarar que no se realizaron mediciones de campo del pH y de la conductividad eléctrica, lo cual limita al uso posible de la información geoquímica. Estos análisis se llevaron a cabo en los laboratorios de la Comisión de Aguas del Valle de México y de la Dirección de Agua Potable y Alcantarillado de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hídricos.

Los resultados químicos e isotópicos se reportan en las tablas 1 y 2. Los resultados químicos de la muestra 4P no se incluyen, ya que el balance iónico no es aceptable.

2.2 Enfoque de los problemas

En este estudio se han tratado los problemas propuestos de la siguiente manera:

- Utilización de las variaciones espaciales del contenido en isótopos estables del agua subterránea con el objeto de determinar la dirección de los flujos regionales.

- Aunque no se ha establecido el gradiente de la composición en isótopos estables de la precipitación como función de la altura, se hace uso implícito de esta dependencia funcional para decidir si existe flujo subterráneo de una cuenca a otra, las cuales difieren en altitud promedio.

- Se ha tratado, en la medida de lo posible, relacionar la composición en isótopos estables del agua con el tipo de formación acuífera. La falta de conocimiento adecuado de la litología de los diferentes acuíferos ha sido una limitación.

- El efecto que la evaporación parcial causa en el contenido en isótopos estables del agua ha sido aprovechado para investigar la posible recarga del agua de riego, proveniente de la Presa Camacho, a

los acuíferos.

- El contenido en tritio se ha utilizado como indicador cualitativo del tiempo de tránsito del agua subterránea, así como de la ocurrencia o no de recarga reciente. En unas pocas muestras también se ha medido el contenido de carbono-14. La carencia de medición del pH en el campo así como del contenido en carbono-13 y de la presión parcial del dióxido de carbono biogénico en las zonas de recarga, limita el uso potencial del carbono-14 como trazador.

- La información geoquímica se ha utilizado en forma más bien descriptiva y como apoyo a la interpretación dada a los resultados isotópicos. Básicamente, se ha tratado de relacionar la composición química del agua con el medio por el cual se supone que circula, con el objeto de corroborar la interpretación isotópica y aportar algunas explicaciones acerca de origen y variación del contenido químico del agua.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

3.1 Resultados químicos

Los coeficientes de la correlación parcial de las variables $\delta^{18}\text{O}$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- correspondientes a las muestras de la 3ra. Unidad (D-3G, 6-9G, 1M, 3P, 5P, 16-18P, 34-39P) son los siguientes:

^{18}O	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
^{18}O	1					
Ca^{2+}	0.12	1				
Mg^{2+}	-0.06	-0.21	1			
Na^+	0.27	0.20	0.21	1		
Cl^-	0.16	0.26	0.47	0.87	1	
SO_4^{2-}	0.26	0.55	0.49	0.48	0.68	1
HCO_3^-	0.10	0.36	-0.08	0.64	0.36	0.02

Los coeficientes menores que 0.55 o 0.68 no son significativos a un nivel de confianza del 5% o del 1%, respectivamente.

Por otra parte, los coeficientes de correlación parcial correspondientes al resto de las muestras de agua subterráneas (4G, 5G, 2M, - 3M, 9M, 10M, 1P, 2P, 6-15P, 19-33P, 40-47P) son:

^{18}O	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
^{18}O	1					
Ca^{2+}	-0.25	1				
Mg^{2+}	0.28	-0.20	1			
Na^+	0.01	0.35	0.20	1		
Cl^-	-0.27	0.56	0.29	0.66	1	
SO_4^{2-}	0.00	0.32	0.46	0.58	0.83	1
HCO_3^-	-0.06	0.69	0.41	0.76	0.63	0.53

Los coeficientes menores que 0.32 o 0.42 no son significativos a un nivel de confianza del 5% o del 1%, respectivamente.

Comprendiendo ambas matrices se pone de manifiesto que

a) En ambos casos los coeficientes correspondientes a ^{18}O no son significativos, lo cual indica que, en conjunto, los procesos que gobiernan las variaciones en el contenido en isótopos estables son independientes de los procesos que gobiernan las variaciones en el contenido químico.

b) En el caso de la 3ra. Unidad el ion bicarbonato correlaciona únicamente con el ion sodio, mientras que en el resto de las muestras correlaciona con todos los iones. Los coeficientes $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ y $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ son particularmente altos.

Este resultado sugiere que el ion bicarbonato juega un papel preponderante en la evolución geoquímica del agua subterránea, exceptuando la 3ra. Unidad. La regresión lineal de las variables ion bicarbonato y contenido total de aniones apoya esta interpretación.

Agua subterránea de la 3ra. Unidad:

$$\text{HCO}_3^- (\text{meq}) = (0.25 \pm 0.08) \text{Aniones} (\text{meq}) + (3.40 \pm 1.24) \quad (1)$$

$$r = 0.60 \quad \text{Syx} = 1.46$$

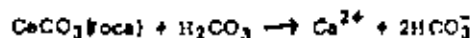
Agua subterránea, excepto 3ra Unidad:

$$\text{HCO}_3^- (\text{meq}) = (0.77 \pm 0.03) \text{Aniones} (\text{meq}) + (0.12 \pm 0.28) \quad (2)$$

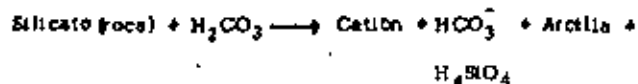
$$r = 0.97 \quad \text{Syx} = 0.65$$

En el primer caso la correlación es muy pobre, mientras que en el segundo es alta y los valores promedio ($\text{HCO}_3^- = 7.04 \text{ meq. aniones} = 8.93 \text{ meq}$) indican, que el ion bicarbonato representa el 79% del contenido total de aniones.

Por tanto, se puede afirmar que, a excepción de la 3ra Unidad de riego, la evolución geoquímica del agua subterránea está gobernada por la interacción con las rocas calizas:



y con los silicatos de las rocas volcánicas, presentes en la zona en menor cuantía:



c) En el caso de la 3ra Unidad, la correlación $\text{Cl}^- \text{ Na}^+$ es la más alta. Por otra parte, la regresión lineal de las variables cloruro y contenido total de aniones es la siguiente:

$$\text{Cl}^- \text{ meq} = (0.44 \pm 0.05) \text{ Aniones (meq)} - (2.08 \pm 0.72) \quad (3)$$

$$r = 0.91 \quad \text{Syx} = 0.85$$

Estos resultados sugieren que existe una fuente de cloruro de sodio, probablemente residuos evaporíticos, que juega un papel importante en la evolución geoquímica del agua subterránea de la 3ra Unidad.

Debe notarse (fig. 5) que las galerías se ven particularmente afectadas por esta fuente de cloruro de sodio, a excepción de la Galería Ciptapa (1G).

d) El coeficiente de correlación de los iones cloruro y sulfato de las aguas subterráneas, excluyendo la 3ra Unidad, es el más alto, lo cual sugiere un origen común, muy probablemente residuos evaporíticos.

3.2 Resultados isotópicos

3.2.1 Cuenca de Oriental

En la figura 6 se han graficado los contenidos en deuterio y oxígeno-18 de las muestras de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos. Se distinguen dos grupos claramente. El primero, cuyas deltas son más negativas, comprende las muestras de Cañada Morelos (HG, 19P, 2M), dos muestras de la zona este de Oriental (B, 27P), 6 muestras de la zona este de Palmar (7, 20, 40-43P), la Galería Cuesta Blanca (5G) y dos manantiales localizados en las estribaciones del Citlaltepé (9, 10M). La descarga de estos manantiales se encuentra aproximadamente a 2700 m (9M) y 3000 m (10M) sobre el nivel del mar. Su composición química es muy semejante; pero su contenido isotópico difiere notablemente. El contenido de tritio del manantial 10M indica que las aguas son de reciente infiltración. Si se considera que en el período 1972-77 el contenido de tritio promedio anual de la precipitación en el Puerto de Veracruz fue de 7 a 14 U.T. (OISA, 1979), mientras que el de 10M es de 36 U.T., es muy probable que una buena proporción del agua alumbrada proviene de in-

filtraciones de los años sesenta cuando los contenidos de tritio atmosférico alcanzaron valores máximos. El contenido de tritio del manantial 9M indica que se trata, en su mayor proporción, de aguas infiltradas antes de los años cincuenta. El contenido en oxígeno-18 y deuterio de 9M indica que su altura promedio de recarga es superior a la de 10M en unas decenas de metros. Puede concluirse que estos manantiales sirven de descarga a sistemas fracturados independientes entre sí y que su contenido en isótopos estables caracteriza al agua infiltrada en las grabaciones del Citlaltepetl.

La muestra 5G proviene de la galería situada en el poblado de Questa Blanca. Su contenido en isótopos estables indica que la zona de recarga se localiza en el Citlaltepetl, a una altura promedio mayor que la de los manantiales 9 y 10M. Se trata pues de aguas que circulan a través de las calizas del Cretácico, subyacentes a los materiales de relleno del Valle de Oriental, y brotan en las calizas de la Sierra de Questa Blanca. Su composición química es consecuencia de dicha circulación. El contenido de tritio indica que el tiempo de tránsito del agua es mayor de 50 años. El contenido de carbono-14 se discutirá más adelante.

Cabe señalar que el exceso de deuterio de las muestras 9M, 10M y 5G, definido como $d = \delta D - 96^{10}O$, varía entre 10.9 y 11.9.

La composición isotópica de los pozos 8 y 27P, situados cerca de Ciudad Serdán, indica que la recarga tiene lugar principalmente

en las grabaciones del Citlaltepetl, aunque no se excluye una posible aportación menor de recarga local representada, como se verá, por los pozos 9, 25 y 26P. El contenido de tritio indica también en este caso un tiempo de tránsito mayor de 50 años.

Los pozos 9, 25 y 26P, localizados hacia el noroeste de la cuenca representan un grupo con un contenido isotópico enriquecido en oxígeno-18 y deuterio en comparación a las muestras anteriores. El exceso de deuterio de los pozos 9P ($d=5.4$) y 26P ($d=3.3$) sugiere que el agua está afectada por evaporación parcial. Este efecto no es evidente en el pozo 25P ($d=9.0$). Sin embargo, los tres pozos son químicamente semejantes y su contenido en cloruro y sulfato es bajo, lo cual sugiere que la evaporación parcial tuvo lugar durante el evento mismo de la precipitación, a causa de la baja humedad ambiental. El agua de estos 3 pozos debe provenir de la infiltración de la precipitación en las partes bajas de la cuenca. Estas aguas fueron infiltradas hace más de 50 años, ya que su contenido de tritio es inferior al nivel de detección.

3.2.2 Valle de Palmar de Bravo

Las muestras procedentes de Palmar de Bravo pueden distribuirse en tres grupos (fig. 6).

Las muestras 7P, 20P, 40-43P forman un primer grupo. Estas muestras se localizan hacia el este del valle y presentan los contenidos en oxígeno-18 y deuterio más pobres. Los valores promedio de

$\delta^{18}\text{O}$ y δD son:

17

16.

$$\delta\text{D} = -79.9 \pm 2.2 \quad \delta^{18}\text{O} = -11.64 \pm 0.15 \quad d = 13.2 \pm 2.1 \quad (4)$$

los cuales se sitúan entre los correspondientes a 9M y 10M. Por otra parte, el exceso de deuterio varía de 10.8 a 16.5. Esto es, los valores tienden a ser elevados, a semejanza, de las muestras 9M, 10M y 5G. Estos resultados permiten concluir que las muestras 7P, 20P y 40-43P provienen de una formación acuífera comunicada directamente con el macizo del Citlaltépetl. Como se verá más adelante, la química del carbón indica que las muestras provienen de las calizas del Cretácico.

El contenido de tritio de estas muestras indica un tiempo de tránsito mayor de 50 años, en conformidad con lo expuesto en el párrafo anterior.

Un segundo grupo lo forman las muestras 6P, 21-24P y 46P, localizadas en la parte central y hacia el norte del valle. Su contenido promedio en oxígeno-18 y deuterio es el siguiente:

$$\delta\text{D} = -74.1 \pm 1.7 \quad \delta^{18}\text{O} = -10.37 \pm 0.14 \quad d = 9.0 \pm 1.8 \quad (5)$$

Los valores más positivos de δD y $\delta^{18}\text{O}$ en relación al primer grupo indican que este segundo grupo representa aguas de recarga local, es decir, originadas de la precipitación en la Sierra de Cuesta Blanca y en el valle mismos. La diferencia entre los valores promedio de los grupos sugiere una diferencia de altura de recarga promedio del orden de 500 m. El ex-

so de deuterio del segundo grupo varía de 5.8 a 12.3 y tiende a ser menor que el correspondiente a las muestras del grupo uno. Este hecho sugiere que las muestras del grupo dos han sufrido evaporación parcial, ya sea durante el evento mismo de la precipitación o durante el proceso de infiltración. El exceso de deuterio, pues, refleja las condiciones ambientales. En el caso de Palmer de Bravo, la humedad del aire es más baja y el valle está cubierto de suelo bien desarrollado, condiciones que favorecen la evaporación del agua antes de que ésta alcance la zona saturada. Contrariamente, la humedad en la sierra del Citlaltépetl es alta y las formaciones presentan un alto grado de fracturamiento, lo cual favorece una infiltración directa y rápida.

Por último, el contenido de tritio de este segundo grupo varía de 1 a 3 U.I., lo cual indica la presencia de cierta recarga reciente, en conformidad con el origen local de la misma.

Los pozos 28P, 44P, 45P y 47P, localizados en el extremo norte del valle, forman un tercer grupo. Su contenido en oxígeno-18 y deuterio se sitúa entre el del segundo grupo (5) y el de las muestras 9 y 26P, procedentes de la Cuenca de Oriental (fig. 6).

La ecuación de regresión de las variables $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ (muestras 6P, 9P, 26P, 29P, 44-47P).

$$\delta\text{D} = (3.98 \pm 1.70) \delta^{18}\text{O} - (33.4 \pm 11.9) \quad (6)$$

$r^2 = 0.65 \quad \text{Syx} = 1.3$

apoya la existencia de una alimentación subterránea de la Cuenca de Oriental hacia Palmar de Bravo, como lo sugiere la configuración de los niveles freáticos (fig. 4). La gráfica con bicarbonato vs $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 7) confirma este resultado. La ecuación de regresión es la siguiente:

$$\text{HCO}_3^- (\text{ppm}) = -(306 \pm 46) \delta^{18}\text{O} - (2622 \pm 450) \quad (7)$$

$$r^2 = 0.88 \quad \text{Sy.x} = 50$$

En la gráfica 7 puede apreciarse que el flujo procedente de Oriental presenta una calidad química sensiblemente mejor que la del agua subterránea de Palmar de Bravo. Por último, la regresión lineal de las variables $\text{Cl}^- - \delta^{18}\text{O}$ concuerda con estos resultados.

$$\text{Cl}^- (\text{ppm}) = -(21.3 \pm 5.9) \delta^{18}\text{O} - (387 \pm 58.7) \quad (8)$$

$$r^2 = 0.58 \quad \text{Sy.x} = 6.6$$

El contenido de tritio del pozo 28P indica un tiempo de tránsito mayor de 50 años.

3.2.3 Cañada Morelos

El contenido en isótopos estables de las muestras 19P y 4G es semejante al del manantial 9M, mientras que la muestra 2M tiene un contenido semejante al de 10M. Si se tiene en cuenta que las elevaciones máximas en la zona de Cañada Morelos son del orden de 2700 m, esto es, comparables al nivel de descarga de los manantiales 9 y 10M, puede concluirse que los aprovechamientos 19P, 4G y 2M captan aguas

provenientes en su mayor proporción del macizo del Citlaltepetl. El contenido de tritio de la muestra 19P indica que estas aguas fueron recargadas hace más de 50 años.

3.2.4 Tercera Unidad Agrícola

En la gráfica $\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ (fig. 8) se distingue tres muestras empobrecidas: 1G, 16P y 3P. La muestra 1G procede de la Galería Cipitapa, localizada en la Sierra de Zapotitlán. Su composición química refleja claramente la naturaleza dolomítica del medio por el cual circula el agua. El contenido de tritio sugiere que cierta proporción del agua alumbada es de recarga reciente. La muestra puede considerarse representativa de la precipitación en la Sierra de Zapotitlán, cuya altura media es del orden de 2400 m. Las muestras 16P y 3P se localizan al pie de la Sierra del Monumento en la zona donde se inicia la Cañada Morelos. Su contenido en isótopos estables es semejante al del manantial 2M, lo cual indica que la 3ra Unidad agrícola recibe una alimentación subterránea de Cañada Morelos. El contenido de tritio del pozo 16P indica que las aguas se infiltraron hace más de 50 años, lo cual es de esperarse si las aguas proceden de Cañada Morelos.

Las muestras 1M, 4P, 3P, 17P, 18P, 35P, 2G, 3G, 6-9G forman un grupo cuyo contenido en deuterio y oxígeno-18 es homogéneo. Los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}O_{\text{‰}} = -10.46 \pm 0.15$$

$$\delta D_{\text{‰}} = -76.9 \pm 1.0$$

(9)

Las muestras 1P, 34P, 36P y 39P se ajustan a una línea de mezcla entre el grupo anterior y las aguas de la Presa A, Camacho, lo cual prueba que el agua de riego se infiltra en el área central de la Unidad, donde se localizan estos pozos. El contenido de tritio del pozo 3P (12.6 U.T.) indica que son agua de infiltración reciente, en conformidad con la existencia de recarga de excedentes de riego.

La homogeneidad isotópica del agua de los pozos 4P, 5P, 17P, 18P, 15P, 38P, del manantial 1M y de las galerías 2G, 3G, 6-9G sugiere que travertinos y rellenos aluviales se comportan como un solo sistema. Mas aún, si se compara el contenido en oxígeno-18 y deuterio, así como la composición química del manantial y las galerías mencionadas con el contenido y composición del agua de la galería Ciptapa (1G), localizada en la Sierra de Zapotitlán, se observan diferencias significativas. En otras palabras el agua del manantial 1M y de las galerías 2G, 3G, 6-9G no proviene únicamente del sistema cársico de la Sierra de Zapotitlán, sino también en parte del acuífero en rellenos aluviales. Los altos contenidos de cloruro (fig. 5) y sulfato del manantial y las galerías provienen de la disolución de residuos evaporíticos en los rellenos, como se mencionó al discutir los resultados químicos. Un segundo problema es dilucidar si este grupo de muestras ha recibido o no recarga de excedentes de agua de riego.

go procedente de la Presa A, Camacho. La respuesta no es evidente. Sin embargo, el enriquecimiento en isótopos estables de este grupo con respecto a la galería 1G y los pozos 16P y 37P sugiere que efectivamente cierta cantidad de agua de riego se ha infiltrado en las zonas representadas por este grupo. El manantial 1M y las galerías 3G, 8G y 9G alumbran cierta proporción de aguas de infiltración reciente, como lo demuestra su contenido de tritio. Ahora bien, esta agua de reciente infiltración puede ser agua de riego o agua precipitada en la Sierra de Zapotitlán donde la circulación del agua debe ser relativamente rápida por ser un sistema cársico. Por otra parte, si en la parte central del valle es evidente que el agua subterránea ha sido alimentada por excedentes de riego es razonable suponer que las galerías, que son recargadas parcialmente por los rellenos aluviales, contengan cierta proporción de agua originada como infiltraciones de riego. Si tal es el caso, el contenido en isótopos estables indica que esta proporción es de 20 a 30%, tomando como extremos el agua de la galería Ciptapa (1G) y la de la Presa A, Camacho (1A).

Por lo expuesto anteriormente es evidente que la elevación del nivel freático observado en los últimos años en la parte central del valle se debe a la infiltración de excedentes de riego. En la zona conocida como el "Sumidero", cerca del poblado de Cuayucatepec al pie de la Sierra Monumento, se ha observado también una elevación del nivel freático. Ahora bien, el contenido isotópico de los pozos 16P y 37P indica que el agua de la zona proviene de Cañada Morelos. Probablemente, la elevación del nivel freático en esta zona es un efecto indirecto de la elevación en la co-

central. Esto es, la configuración piezométrica anterior al inicio del riego con aguas superficiales ha sido modificada de tal manera que la entrada subterránea al valle de Tehuacán proveniente de Cañada Morelos ha sido obstaculizada parcialmente, provocándose una alza del nivel freático.

A continuación se propone un modelo del comportamiento del agua subterránea en el 3ra Unidad agrícola. El sistema cárstico de la Sierra de Zapotitlán es alimentado por la precipitación pluvial y, a su vez, descarga hacia los rellenos aluviales del valle y hacia los travertinos. Los rellenos aluviales reciben una recarga adicional de excedentes de agua de riego y posiblemente de la infiltración de la precipitación local. Estos rellenos, a su vez, alimentan al sistema de travertinos subyacente y que aflora en las diferentes galerías en las cercanías de la Ciudad de Tehuacán y el sur de la misma. Por otra parte, la 3ra Unidad recibe una alimentación subterránea de Cañada Morelos, que en parte se origina en el macizo del Citlaltepetl.

3.5 Primera Unidad Agrícola

La gráfica δD vs $\delta^{18}O$ (Fig. 9) muestra una línea de mezcla entre las aguas subterráneas que alimentan la 1ra Unidad (29-32P) y las aguas de la Presa Avila Camacho (IA). Los valores promedio de los pozos 29-32P son:

$$\delta^{18}O_{\text{O}_2} = -10.10 \pm 0.10$$

$$\delta D_{\text{O}_2} = -74.0 \pm 0.4$$

(10)

mientras que la ecuación de regresión lineal es la siguiente:

$$\delta D_{\text{O}_2} = (5.69 \pm 0.79) \delta^{18}O - (16.0 \pm 7.7) \quad (11)$$

$$r^2 = 0.77 \quad \text{S}_{y,x} = 1.3$$

El contenido de litio de las muestras procedentes de la zona de riego es alto, lo cual indica la presencia de una proporción considerable de aguas de infiltración reciente, esto es, los excedentes de agua de riego. El pozo 29P manifiesta una componente menor de aguas de infiltración reciente, debido probablemente a su proximidad a los derrames basálticos cuya permeabilidad es alta. Por el contrario, las muestras 31 y 32P no contienen litio.

Los pozos 29-32P poseen los contenidos en sales más elevados. El resto de las muestras se sitúan entre este extremo y las aguas de la Presa A. Camacho (IA). El ion bicarbonato es el dominante en todas las muestras y varía de manera semejante al contenido total de aniones.

La ecuación de regresión lineal entre el ion bicarbonato y el contenido en oxígeno-18 es un argumento adicional a favor de la infiltración de excedentes de riego. Asimismo, muestra que estas infiltraciones mejoran la calidad química del agua subterránea (Fig. 10). La ecuación se calculó exceptuando las muestras 2R y 3R y es como sigue:

$$\text{HCO}_3^- (\text{meq}) = - (3.51 \pm 0.78) \delta^{18}\text{O} - (27.2 \pm 7.7) \quad (12)$$

$$r^2 = 0.59 \quad \text{Sy.x} = 0.935$$

El valor promedio de δD y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras 1P, 10-12P, 14P, 15P y 33P permite estimar la proporción de agua de riego en el acuífero:

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = - 9.74 \pm 0.16$$

$$\delta\text{D}\text{‰} = - 21.5 \pm 1.3 \quad (13)$$

Utilizando estos valores, los dados en (10) y los de la Presa (1A) se obtiene que esta proporción es del orden del 30%. El agua de la Cañada de Pescaditos (3RS) y del Dren Ahuillanco tiene un contenido en isótopos estables prácticamente igual al dado en (12), lo cual pone en evidencia que ambos sirven de drenaje al agua subterránea de la Ira. Unidad.

3.3 Isótopos del Carbono

Cuatro muestras (5G, 19P, 20P y 10M) fueron analizadas en su contenido de carbono-13 y tres de ellas también en su contenido de carbono-14. Los resultados se dan en la tabla 2.

La muestra 10M presenta los contenidos más empobrecidos en carbono-13. Como se mencionó, este manantial descarga aguas de infiltración reciente en el macizo del Citlaltépetl, por lo que la interacción agua-roca no ha sido prolongada. Las otras muestras presentan un

enriquecimiento en carbono-13 como consecuencia de la interacción del agua con rocas calizas. Este efecto es particularmente notable en el caso del pozo 20P, localizado en Palmar de Bravo. Estos resultados, pues, corroboran la existencia de un acuífero en las calizas del Cretácico subyacentes al macizo del sistema Citlaltépetl, el cual se extiende a Palmar de Bravo y a Cañada Morelos, llegando probablemente a la zona de Tehuacán.

Obviamente, el contenido de carbono-14 se ve afectado por la disolución de carbonatos "muertos" del Cretácico. Por tanto, la baja actividad de carbono-14, particularmente del pozo 20P, no significa que las aguas sean muy antiguas. Desgraciadamente no se tiene suficiente información para tratar de precisar la edad de estas muestras.

4. CONCLUSIONES

4.1

Los resultados isotópicos sugieren que el sistema acuífero de calizas del Cretácico de la cuenca de Oriental se extiende hacia la zona este de Palmar de Bravo y hacia Cañada Morelos hasta el Valle de Tehuacán. La principal zona de recarga se localiza en los derrames basálticos del macizo del Citlaltépetl. Es posible que reciba una recarga secundaria a través de los depósitos aluviales en los valles de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos.

4.2

Los depósitos aluviales del Valle de Palmar de Bravo reciben una recarga subterránea proveniente de Oriental, en la dirección El Eg

co-San Simón.

4.3

La Tercera Unidad de riego recibe una recarga subterránea de Cañada Morelos, a través de las calizas subyacentes a los depósitos aluviales.

4.4

Las infiltraciones de agua de riego proveniente de la Presa Avila Camacho son las responsables directas de la elevación del nivel freático en la zona central de la Tercera Unidad. Indirectamente deben ser también responsables de la elevación del nivel freático en las inmediaciones de la Sierra del Monumento, ya que al modificar la configuración piezométrica original han bloqueado el flujo subterráneo proveniente de Cañada Morelos.

4.5

El acuífero en depósitos aluviales y el acuífero en travertinos de la Tercera Unidad se comportan como un mismo sistema desde el punto de vista hidráulico. Al sur de la Ciudad de Tehuacán la situación es la misma.

4.6

La Primera Unidad de riego recibe una recarga de excedentes de agua de riego proveniente de la Presa A. Camacho. La proporción de agua de riego presente en el acuífero es del orden del 30%.

4.7

La Celda de Pescaditos drena agua subterránea de la Primera Unidad. La proporción, en la descarga, de agua originada como infiltración de excedentes de riego es también del orden del 30%.

5. RECONOCIMIENTOS

Los autores agradecen al personal de la Residencia de Geología y de Zonas Áridas del Estado de Puebla su ayuda en la realización del muestreo. Asimismo, se agradecen los comentarios de los Ingenieros Rubén Chávez y Juan Manuel Lesser durante el desarrollo del estudio.

6. REFERENCIAS

Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, 1967
Las aguas subterráneas del Sistema Apan Oriental. México, D.F.

Organismo Internacional de Energía Atómica, 1973.
Environmental Isotope Data No. 5: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1972-1975). Technical Reports Series No. 192, Vienna

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1972.
Isótopos medidos anuales de la República Mexicana, período 1931-1970
México, D.F.

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1974
Estudio geohidrológico preliminar de las zonas de Tepeaca y del Distrito de Riego de Valtequillo en el Estado de Puebla.
México, D.F.

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976
Atlas de agua de la República Mexicana
México, D.F.

Tabla 1 - Sitio Montecristal y Resultado

Clave	Nombre	Fecha Muestra	Prof. Total(m)	Prof. 18 Ofo	Prof. 6 Ofo	Tritio U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos</u>														
V-4B	Galería Tlaxiapan	5.02.76	-	-12.00	-86.1	—	14.0	41.0	132	8.5	84.0	74.0	342	60.7
V-5B	" Cuenta Blanca	5.02.76	-	-12.95	-91.7	0.7 ±0.2	32.0	17.0	14.0	1.2	20.0	19.0	159	57.5
V-2B	Manantial La Tasa	5.02.76	-	-11.23	-78.6	—	24.4	35.7	89.0	10.3	60.3	43.2	322	60.8
V-3B	" Cpa. Enriquez	3.02.76	-	-10.55	-76.0	1.6 ±0.2	127	12.0	124	9.1	39.0	30.0	694	53.7
V-9B	" San Martín	14.12.77	-	-12.04	-85.3	2.0 ±0.3	8.2	3.7	7.8	2.5	10.5	0.9	50.2	51.8
V-10B	" Alemillo	14.12.77	-	-11.24	-79.0	36.5 ±1.0	9.2	3.7	7.5	3.5	12.2	1.5	50.2	57.5
V-6B	" 351	3.02.76	-	-10.23	-72.6	2.9 ±0.2	8.0	70.0	99.0	14.2	32.0	23.0	559	75.1
V-7B	" Palmar de Bravo	4.02.76	65	-11.62	-80.1	0.24 ±0.2	152	53.0	82.0	9.3	56.0	34.0	805	78.5
V-3B	Poso SRM Serdán	4.02.76	-	-11.57	-83.4	0.47 ±0.2	38.0	14.0	25.0	2.2	14.0	8.0	222	53.7
V-3B	" SRM El Seco	4.02.76	-	- 9.26	-68.7	—	35.0	22.0	27.0	4.3	12.0	14.0	254	61.1
V-19B	" Chapulco	14.12.77	120	-11.98	-88.1	0.3 ±0.2	79.0	10.6	25.3	3.0	33.2	12.7	293	—
V-20B	" 411	14.12.77	-	-11.86	-83.7	0.2 ±0.2	117	22.4	127	8.7	80.3	60.4	603	—
V-21B	" Cpa. Enriquez	14.12.77	18	-10.27	-75.0	1.0 ±0.1	36.9	60.4	94.6	9.7	47.1	30.2	564	—
V-22B	" Xaltepec	14.12.77	20	-10.14	-74.3	—	35.9	59.2	90.9	9.6	59.3	42.3	505	—
V-23B	" Palmarito	14.12.77	80	-10.40	-74.9	1.0 ±0.2	23.6	54.2	133	9.5	50.6	36.0	578	—
V-24B	" Tuxtepec	14.12.77	100	-10.42	-71.1	1.1 ±0.3	25.8	54.8	119	9.8	52.4	33.4	547	—
V-25B	" Casimiro Laguna El Camero	"	160	- 9.82	-69.6	0.5 ±0.3	41.0	15.6	21.2	6.4	19.2	1.2	237	—
V-26B	" Coconotepic	14.12.77	-	- 9.28	-70.9	0.2 ±0.3	29.7	24.3	18.5	9.3	17.5	1.2	229	—
V-27B	" SRM Serdán	14.12.77	300	-11.40	-82.9	—	39.0	10.6	30.4	2.5	20.9	5.2	209	—
V-28B	" Acatzingo	14.12.77	150	- 9.73	-73.5	0.5 ±0.2	31.8	17.4	69.7	11.0	15.7	6.2	341	—
V-29B	" La Concepción	5.78	100	-11.71	-73.7	—	130	26.2	119	9.0	78.4	52.2	659	25.8
V-31B	" Palmar de Bravo	5.78	-	-11.38	-80.2	—	134	16.2	128	9.5	76.6	39.4	685	25.8

Tabla 1 Continuación

Clave	Nombre	Fecha Muestra	Prof. Total(m)	Prof. 18 Ofo	Prof. 6 Ofo	Tritio U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos Continuación</u>														
V-22B	Poso Coconopalán Sec. 6	5.78	20	-11.56	-79.0	—	42.1	43.0	84.2	9.0	74.8	43.9	353	28.3
V-23B	" Coconopalán Sec. 2	5.78	30	-11.68	-76.9	—	113	9.3	138	8.3	78.4	45.1	579	57.2
V-24B	" La Candelaria	5.78	200	- 9.91	-74.4	—	20.5	18.7	103	13.0	18.2	11.8	405	48.8
V-25B	" P. Angeles	5.78	25	-10.14	-74.5	—	51.3	26.2	68.5	13.0	23.7	22.4	422	54.7
V-26B	" S. Simón	5.78	30	-10.39	-74.6	—	109	8.7	128	12.0	45.5	29.2	621	50.3
V-27B	" S. Simón-Acatzingo	5.78	60	- 9.95	-72.2	—	19.5	16.8	114	15.0	23.7	10.0	367	54.0
<u>Occidente Unidad</u>														
V-13	Galería Capiapa	4.02.76	-	-11.02	-79.8	2.5 ±0.2	30.0	28.0	4.0	0.6	9.0	2.0	208	15.8
V-21	" Hidalgo	4.02.76	-	-10.48	-75.5	—	8.0	72.0	206	11.3	160	102	519	61.8
V-32	" San Juan	4.02.76	-	-10.60	-76.9	4.6 ±0.4	75.0	60.0	318	9.3	312	216	569	52.6
V-63	" San Marcos	14.12.77	-	-10.38	-76.8	—	69.7	39.9	243	14.0	201	162	530	—
V-73	" San Isidro	14.12.77	-	-10.33	-78.3	—	35.9	67.9	189	15.0	234	162	371	—
V-83	" La Aldama	14.12.77	-	-10.34	-76.5	2.7 ±0.2	33.8	43.6	174	15.0	169	121	343	—
V-93	" San Agustín	14.12.77	-	-10.19	-76.6	6.8 ±0.3	—	—	—	—	—	—	—	—
V-14	Manantial S. Lorenzo	4.02.76	-	-10.51	-75.7	3.7 ±0.2	115	10.0	225	12.1	134	32.0	649	55.0
V-33B	Poso 190	4.02.76	25	- 9.83	-71.9	12.6 ±0.6	110	47.0	221	12.6	200	286	456	69.5
V-43B	" 171	4.02.76	150	-10.49	-75.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V-53B	" 166 Tepanaco	4.02.76	43	-10.40	-76.5	—	14.0	56.0	104	16.8	60.0	130	339	84.1
V-163B	" 216	14.12.76	-	-11.13	-82.5	0.3	75.9	42.4	92.9	14.0	80.3	97.2	449	—
V-173B	" 217	14.12.76	25	-10.42	-78.1	0.9 ±0.3	92.3	64.8	99.0	20.0	138	186	427	—
V-183B	" 184	14.12.76	25	-10.55	-78.1	0.9 ±0.2	32.8	58.5	147	13.0	129	107	449	—

TABLA 2 Continuación

Clave	Nombre	Fecha Muestras	Prof. Total(m)	Prof. $\delta^{18}O$ ‰	Prof. δD ‰	Título U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Tercera Unidad Continuación</u>														
V-32P	Pozo Pino Suárez	5.78	-	- 9.95	-73.4	---	92.3	36.1	125	12.0	108	97.2	502	25.3
V-35P	" Las Garzas	5.78	12	-10.46	-77.8	---	132	69.8	166	18.0	210	375	363	26.9
V-36P	" G. Coayucatepec	5.78	12	- 9.13	-67.2	---	55.4	26.6	123	7.8	71.1	90.5	413	26.9
V-37P	" Coayucatepec	5.78	25	-11.05	-79.3	---	86.2	39.9	77.0	18.0	91.2	81.0	436	29.6
V-38P	" Rancho Grande	5.78	34	-10.82	-77.3	---	64.6	36.7	144	12.0	146	196	282	25.6
V-39P	"	5.78	-	- 9.93	-72.6	---	60.5	43.0	163	14.0	181	172	306	25.8
<u>Primera Unidad</u>														
V-1A	Presa A. Camacho	2.02.76	-	- 8.94	-65.9	---	51.0	11.0	54.0	7.2	22.0	50.0	251	42.4
V-1D	Drum Ahuilanoo	3.02.76	-	- 9.78	-71.4	---	67.0	12.0	136	10.4	34.0	43.0	515	70.7
V-1P	Pozo 3	3.02.76	200	- 9.94	-70.1	13.6 20.4	61.0	19.0	109	9.2	30.0	34.0	476	71.7
V-2P	" 10	3.02.76	150	-10.10	-71.6	11.2 20.5	32.0	65.0	54.0	9.5	34.0	42.0	461	73.2
V-10P	" 4	14.12.77	150	- 9.86	-72.4	---	32.8	54.2	83.5	13.0	43.6	39.9	498	---
V-11P	" 6	14.12.77	150	- 9.62	-71.6	---	33.8	44.8	98.1	9.2	40.1	43.3	477	---
V-12P	" 10	14.12.77	150	- 9.88	-72.7	---	46.2	57.9	44.3	9.6	40.1	49.2	430	---
V-13P	" 11	14.12.77	150	-10.06	-73.8	9.3 20.4	32.8	29.3	89.6	11.0	29.7	43.3	394	---
V-14P	" 13	14.12.77	150	- 9.53	-70.9	10.3 20.4	33.8	35.5	66.5	11.0	29.7	35.0	377	---
V-15P	" 18	14.12.77	150	- 9.66	-69.7	---	62.6	30.5	55.4	9.6	52.4	61.0	349	---
V-25P	" Cardenas	14.12.77	-	-10.24	-74.2	3.6 20.3	122	22.4	59.9	11.0	57.6	21.4	536	---
V-30P	" Huixtocolta	14.12.77	-	-10.02	-74.3	---	111	39.0	90.0	12.0	65.5	72.8	547	---
V-31P	" "	14.12.77	-	-10.08	-73.7	0.7 20.2	97.4	30.5	81.9	11.0	43.9	41.8	547	---

→

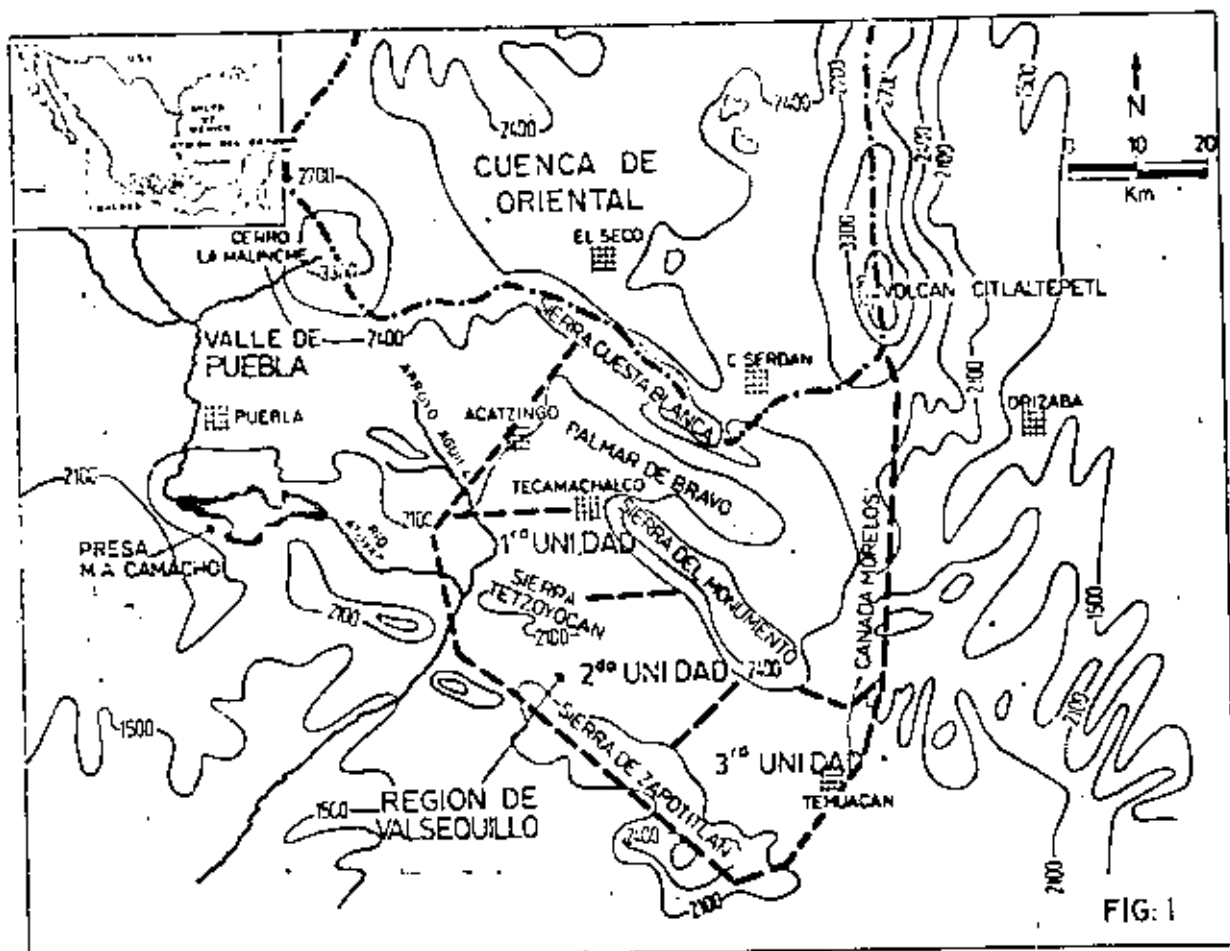
C3

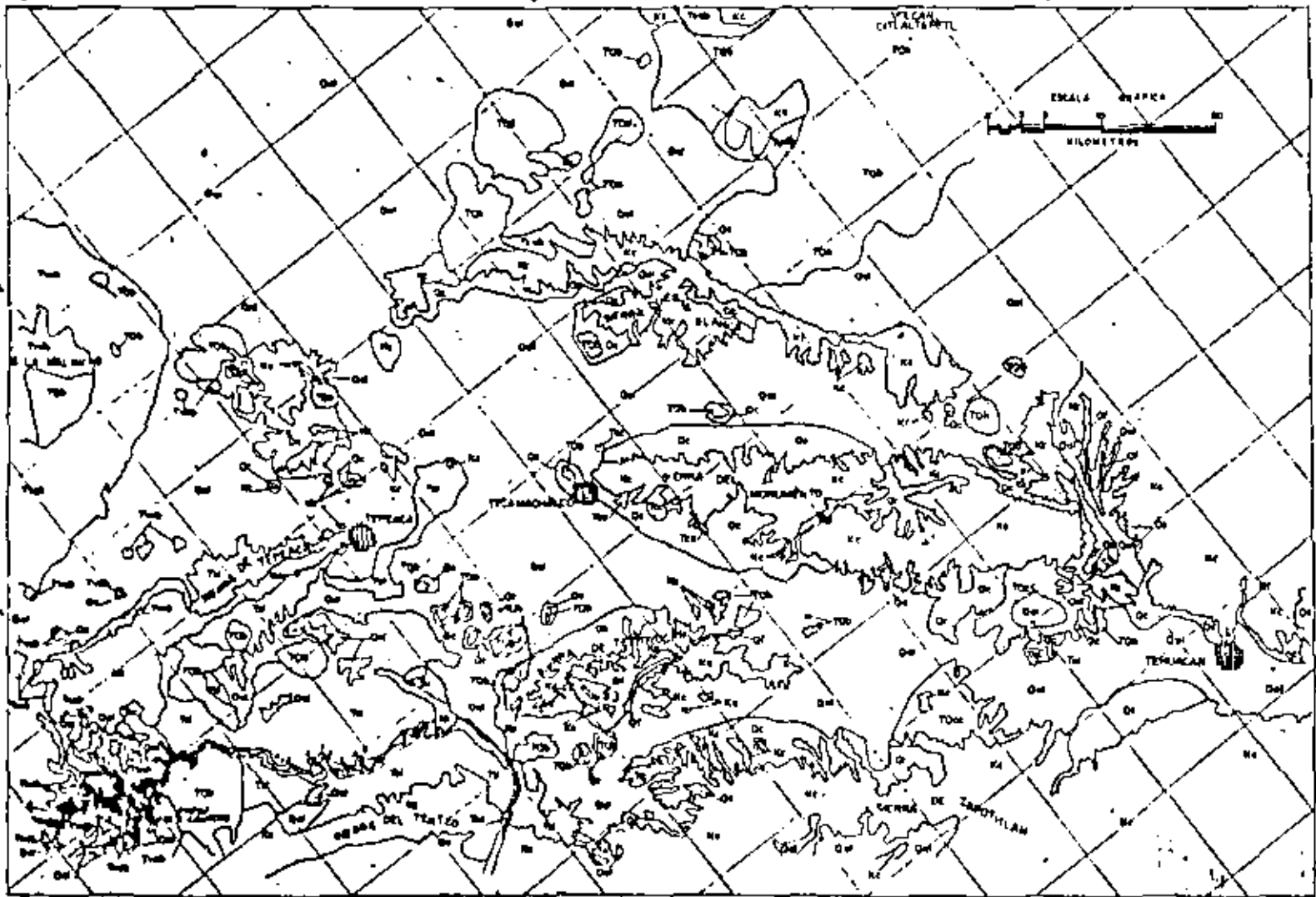
TABLA 3 Continuación

Clave	Nombre	Fecha Muestras	Prof. Total(m)	Prof. $\delta^{18}O$ ‰	Prof. δD ‰	Título U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Primera Unidad Continuación</u>														
V-22P	Pozo Huixtocolta	14.12.77	-	-10.06	-74.0	0.3 20.2	45.1	70.4	49.0	11.0	45.4	38.4	511	---
V-33P	" Tecamachalco	14.12.77	-	- 9.70	-73.1	---	33.8	23.0	81.3	11.0	38.7	38.9	324	---
V-28	Rio Atoyac (Atoyacampán)	4.02.76	-	- 8.68	-65.4	13.3 20.7	27.0	37.0	79.0	14.9	42.0	45.0	344	61.1
V-34	Rio Atoyac (Malcatán)	4.02.76	-	- 9.45	-69.9	10.8 20.6	14.0	48.0	112	13.6	46.0	56.0	437	66.1
V-32B	Caida Pescaditos	14.12.77	-	- 9.79	-73.3	5.5 20.3	14.0	59.8	135	18.0	56.3	103	458	---

TABLA 2. Química del Sestón

Clave	Nombre	Fecha	Temp.	pH	δ ¹³ C _{org}	δ ¹⁵ N _{org}
		Muestreo	Agua (C)	(lab)	‰	‰
V-56	Galería Ouesta Blanca	5-78	17	8.1	-7.53	49.121.6
V-13P	Pozo Chapulco	"	20	7.4	-9.23	40.111.0
V-20P	" 411	"	20	7.6	-4.22	9.120.5
V-10K	Manantial Alamillo	"	20	7.3	-12.86	—





SIMBOLOGIA

- POBLACION
- RIO
- CONTACTO GEOLOGICO

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

CUATERNARIO	Qf	ALUVIONES PLUVIALES Y - CERRA DE ZAROTILAN - Formacion de aluviones y gravas de tipo aluvial, con cantos de gran tamano.
	Qol	ALUVIONES PLUVIALES Y - CERRA DEL TATICO - Formacion de aluviones y gravas de tipo aluvial, con cantos de gran tamano.
	Qc	ALUVIONES PLUVIALES Y - CERRA DEL TATICO - Formacion de aluviones y gravas de tipo aluvial, con cantos de gran tamano.
	Q1	ALUVIONES PLUVIALES Y - CERRA DEL TATICO - Formacion de aluviones y gravas de tipo aluvial, con cantos de gran tamano.
	Tcb	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
	Tocc	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
	Tel	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
	Tsl	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
	Tsub	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
	Tsub	TERCIARIO CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo terciario.
CRETACEO	Tcc	CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo cretacico.
	Kc	CRETACEO - Formacion de arcillas y limos de tipo cretacico.

FIG 12 ESTUDIO ISOTOPICO VALSECALLO, P.F. PARA PLANO GEOLOGICO. (Basado en ref. 2)

SUBSECRETARIA DE PLANEACION SARH GRUPO DE FISICA

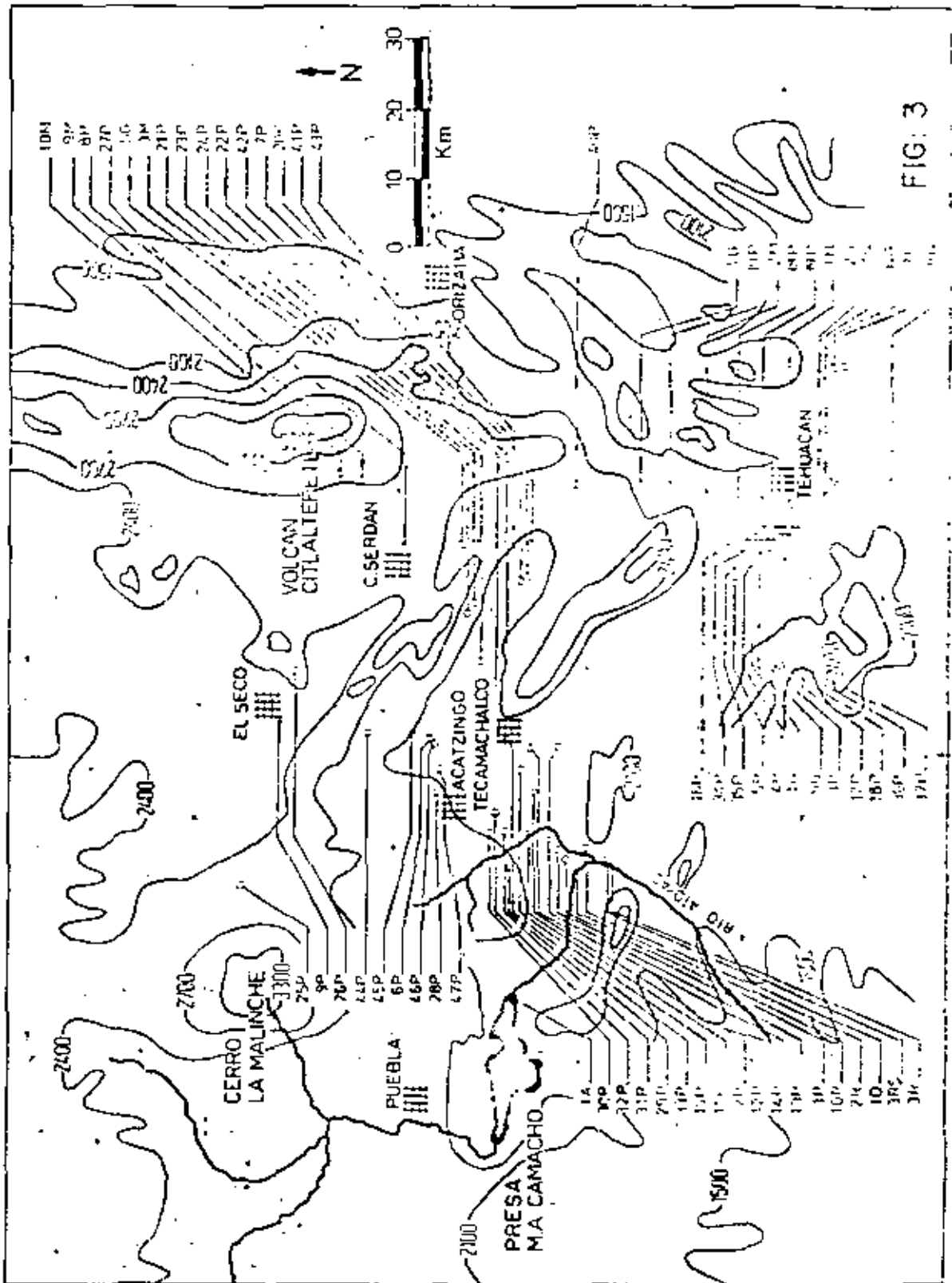
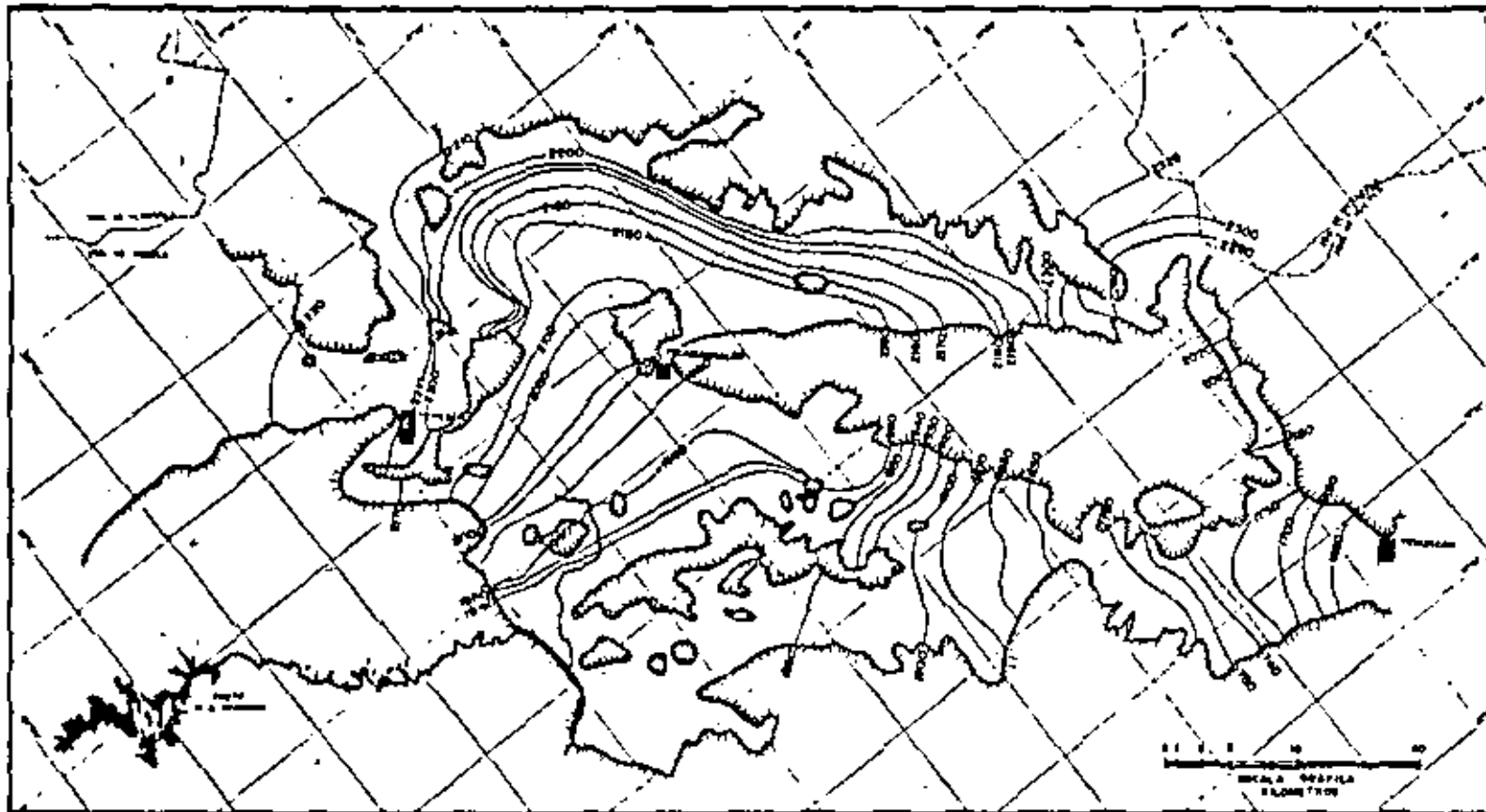


FIG. 3



SIMBOLOGIA

-  RIO
-  POBLACION
-  LIMITE DE ZONA
-  AREAS RESERVADAS
-  ELEVACION DEL NIVEL
EN METROS (1:50,000)

FIG	4	ALICIA
COMPARACION PERIODICA		1974
SUBSECRETARIA DE PLANEACION		GRUPO DE FISICA

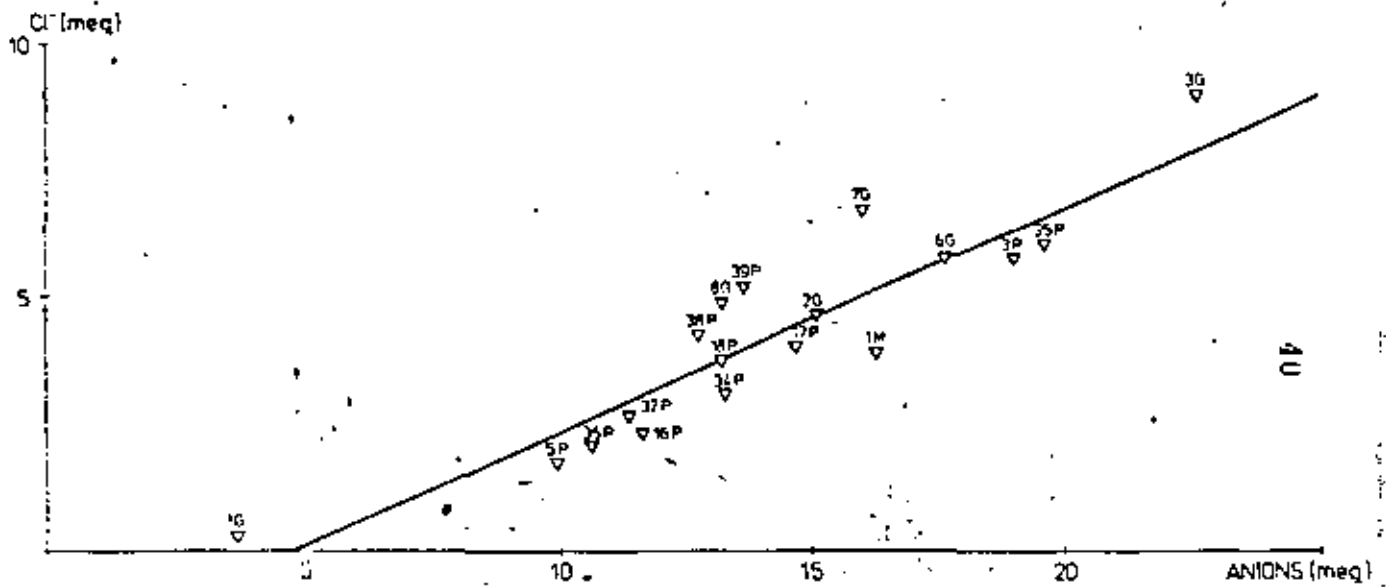


Fig. 5 Cloruro vs total de aniones, Tercera Unidad Agrícola, Valsequillo

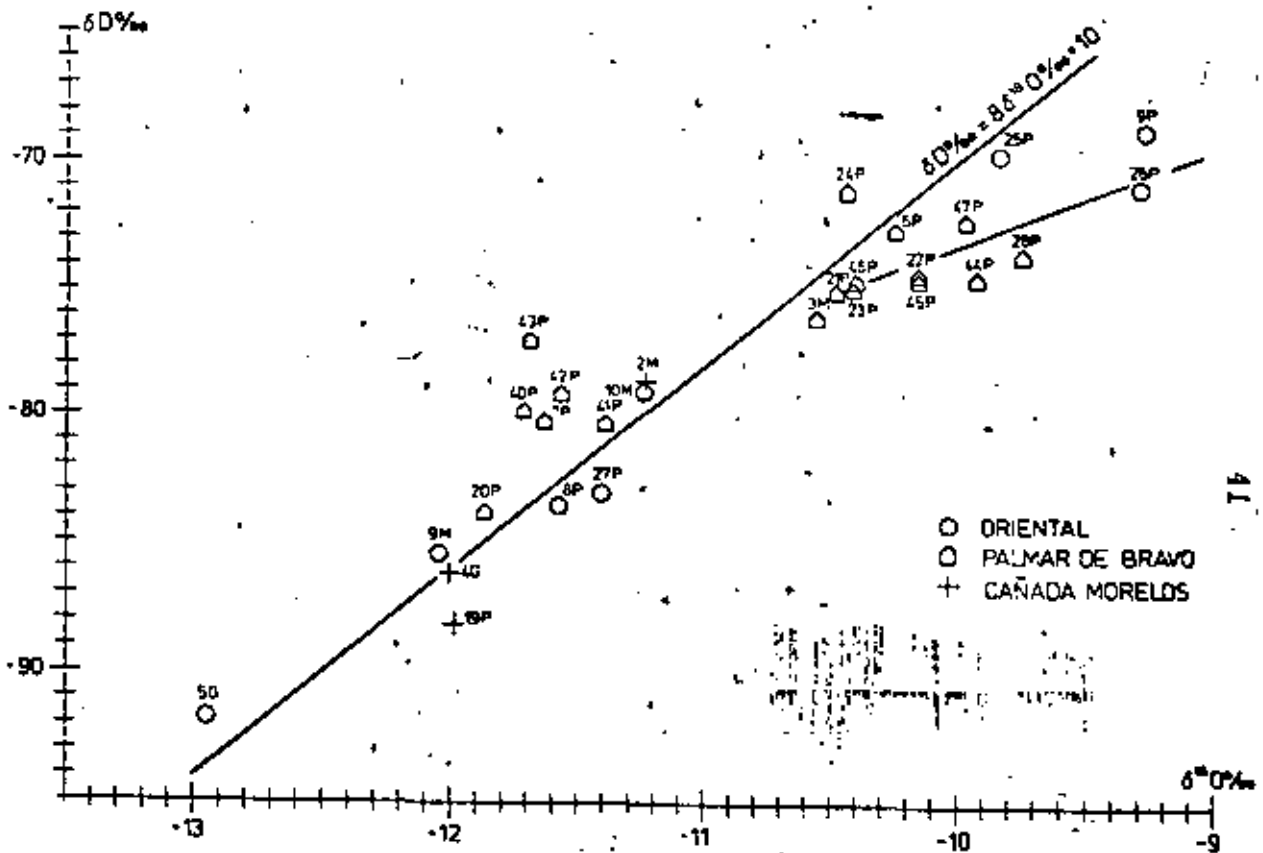


Fig. 6. Deuterio vs Oxígeno-18, Cuenca de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos, Puebla.

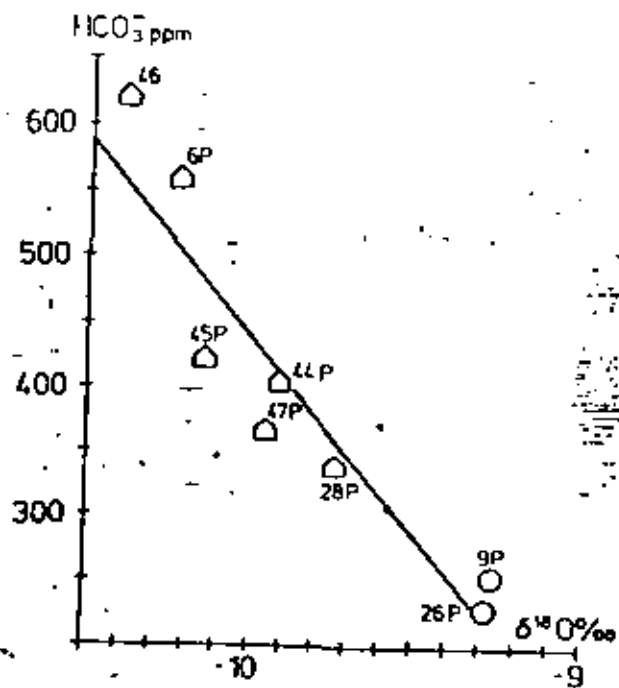


Fig. 7. Bicarbonato vs Oxígeno-18, Zona norte de Palmar de Bravo, Puebla

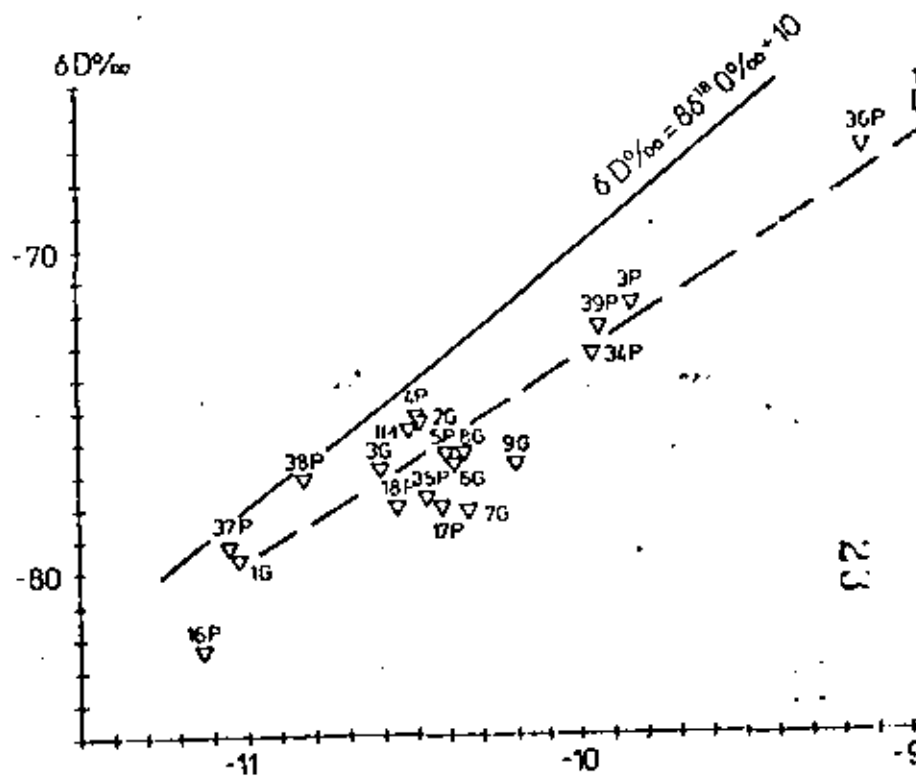


Fig. 8. Deuterio vs Oxígeno-18. Tercera Unidad Agrícola, Valsequillo.

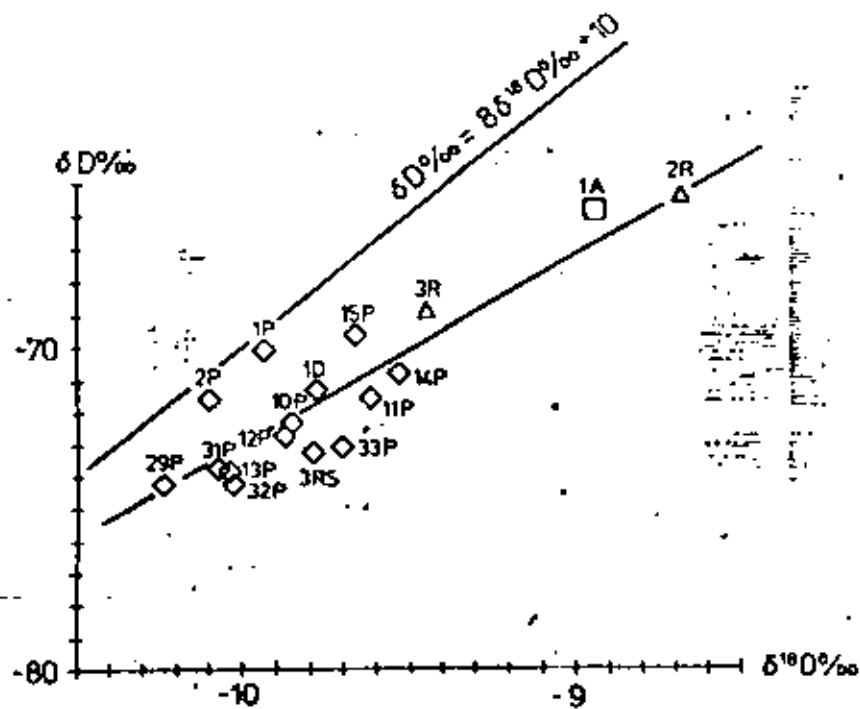


Fig. 9. Deuterio vs Oxígeno-18. Primera Unidad Agrícola, Valsequillo

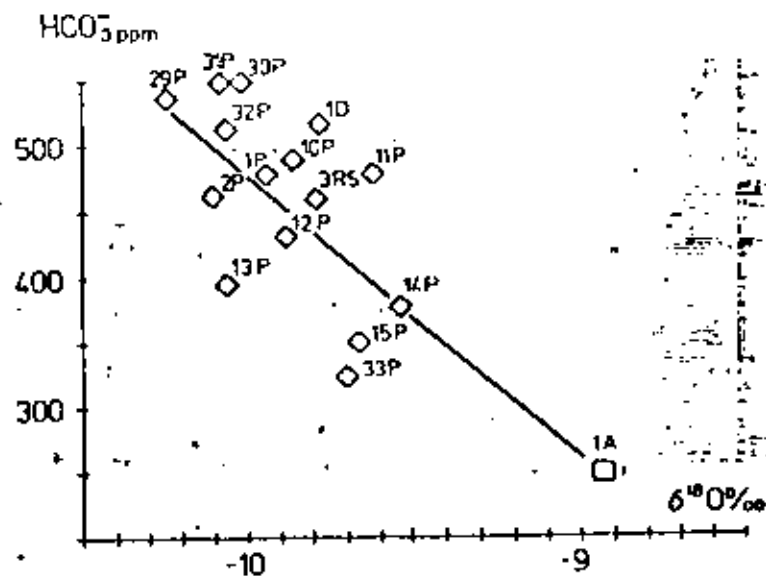


Fig. 10. Bicarbonato vs Oxígeno-18 Primera Unidad Agrícola, Valsequillo



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

INTERPRETACION DE REGISTROS EN POZOS DE AGUA

ING. LUIS LARA TRUJILLO

ABRIL, 1984

METAS PARA LA INTERPRETACION DE REGISTROS EN POZOS DE AGUA

Inq. Luis Lara Trujillo

Introducción

Los registros de pozos representan en la actualidad el método seguro y conveniente para la obtención de datos de subsuelo, si efectuarse la perforación de pozos que tienen como objetivo la localización de hidrocarburos, agua o minerales. En general pueda decirse que de acuerdo con la cantidad de información requerida así como su confiabilidad y costo, existen en la tecnología de registros varios tipos de métodos e instrumentos de acuerdo al objetivo deseado.

Las características o propiedades físicas de las rocas, son de importancia básica para los distintos tipos de registros que existen, cuando están parcial o totalmente saturadas de agua, se aprovechan sus propiedades eléctricas, sus propiedades radioactivas ya sea en forma natural o inducida por bombardeos de neutrones; sus propiedades de propagación de ondas acústicas y su densidad y conductividad térmica.

Atendiendo a razones de costo, cuando los objetivos no son profundos, los programas de registros en pozos de agua, se configuran sobre la base de un registro eléctrico y en ocasiones la curva de rayos gamma. La información obtenida a partir de estos registros se complementa por el conocimiento geológico del área, muestras litológicas, observaciones sobre la perforación y experiencia.

Con el objeto de lograr aprovechamiento adecuado de los registros cuando se realiza la perforación de pozos de agua, se describirán los métodos comunes, sus principios e interpretación de resultados.

Registros eléctricos

Para muchos propósitos, puede considerarse que un registro eléctrico es la gráfica de ciertas propiedades eléctricas de las rocas atravesadas por un pozo. Tales propiedades son medidas por dos o más arreglos o disposiciones de electrodos, colocados en un dispositivo llamado "sonda" y conectados a instrumentos y equipo superficial; la sonda es bajada dentro del pozo por medio de los cables conductores, que están bien aislados. Generalmente el registro eléctrico presenta dos gráficas diferentes; en la parte izquierda aparece el potencial espontáneo también llamado SP, mientras que las mediciones registradas de la re-

sistividad están en la porción derecha. Tanto el potencial natural como las resistividades, son registradas simultáneamente en una sola "curva" ó viaje de la sonda que se hace siempre desde el fondo del pozo a la superficie.

Las mediciones de los parámetros mencionados, solo pueden efectuarse en los pozos que no tienen aduana ó tubería de revestimiento y que están llenos de un fluido conductivo.

El procedimiento para obtener el registro eléctrico consiste en bajar un sistema de electrodos sobre un cable multic conductor aislado, hasta el fondo del pozo y al subirlo a la superficie ir registrando de acuerdo a la profundidad, las lecturas correspondientes a los parámetros medidas, sobre un papel con las escalas convenientes.

Curva del Potencial espontáneo

La curva del potencial espontáneo, es el registro de los potenciales naturales que se generan en el pozo, siendo la representación de las diferencias de potencial que existe entre un electrodo colocado en la superficie y otro que se introduce al pozo.

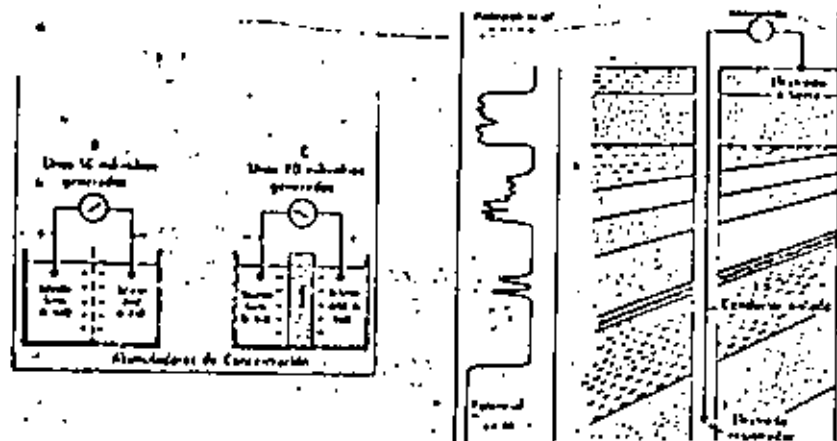
El potencial espontáneo es obtenido simultáneamente a otros registros. Las variaciones de la curva reflejan las diferencias de potencial entre puntos dentro del agujero frente a rocas porosas y puntos frente a cuerpos arcillosos. Cuando las rocas atravesadas están constituidas por capas de arcilla ó lutita, se observa que tienen aproximadamente el mismo potencial, lo cual provoca que en la curva del potencial espontáneo aparezca casi una línea recta vertical, llamada "línea base de lutitas". A partir de ésta línea se miden las deflexiones de la curva ocasionadas por las otras rocas.

Generalmente la curva del potencial espontáneo permite obtener la siguiente información:

- 1.- El límite de capas y su espesor efectivo.
- 2.- Determinar en forma aproximada la resistividad (ó bien la salinidad) del agua contenida en la roca.
- 3.- Correlación de capas.

Experimentalmente se ha logrado demostrar que las principales fuentes de potencial que originan la curva del SP, son las siguientes: Potencial de difusión ó efecto de la pila de concentración, potencial de

membrana ó de Nersl y el potencial de electrofiltración ó de corriente. Los dos primeros son resultantes de fenómenos electroquímicos y responsables principales de la curva del SP, por lo que sumando sus efectos, se les conoce como potencial electroquímico.



Los fenómenos electroquímicos que producen la mayor parte del potencial natural, se puede explicar por su analogía con las llamadas pilas de concentración. Estas se forman al contacto de dos soluciones salinas de diferente concentración: los iones Na^+ y Cl^- pueden pasar de una solución a otra. Como los iones de Cl^- tienen mayor movilidad que los iones de Na^+ resulta un flujo de cargas negativas de la solución más concentrada a la menos concentrada. Esto equivale a un flujo de corriente convencional en la dirección opuesta. El fenómeno se reproduce en un pozo en el fondo de la zona invadida por el filtrado del lodo de perforación que ha penetrado a la formación y el agua que contiene, ésta, produciendo el potencial de concentración.

Cuando una arcilla separe soluciones de NaCl de diferente concentración, los cationes Na^+ se desplazan a través de la arcilla (las arcillas son permeables a los cationes Na^+ e impermeables a los aniones Cl^-), desde la solución más concentrada hacia la menos concentrada. Esta situación se presenta en los pozos cuando se encuentra una formación permeable entre dos cuerpos de arcilla, siendo las soluciones el filtrado del lodo de perforación y el agua intersticial.

El movimiento de iones de Na^+ a través de la arcilla, depende del potencial de membrana.

Tanto el contacto de las dos soluciones representadas por el filtrado del lodo de perforación y el agua contenida en la zona permeable, como la relación de las arcillas a través de la arcilla producen la fuerza electromotriz electroquímica total, que está representada por la siguiente ecuación:

$$E_0 = -K \log \frac{a_w}{a_{mf}} \quad (1)$$

en donde:

E_0 = fuerza electromotriz electroquímica.
 a_w = actividad química del agua intersticial.
 a_{mf} = actividad química del filtrado del lodo.
 K = coeficiente proporcional a la temperatura absoluta. Para soluciones de NaCl es igual a 71 a 25°C.

Para soluciones de NaCl no demasiado concentradas, las resistividades son inversamente proporcionales a las actividades químicas, por lo que la ecuación anterior se puede escribir:

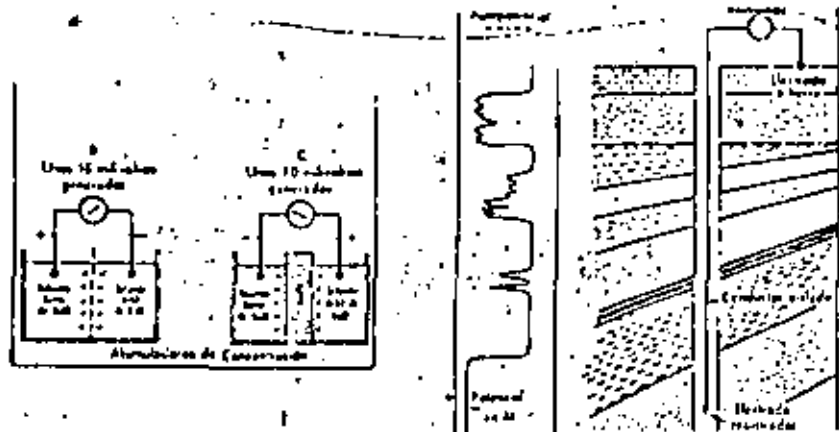
$$SP = -K \log \frac{R_{mf}}{R_w} \quad (2)$$

en donde:

SP = potencial espontáneo obtenido del registro.
 R_{mf} = resistividad del filtrado del lodo.
 R_w = resistividad del agua intersticial.
 K = coeficiente proporcional a la temperatura absoluta.

Por lo anterior, en algunos casos es factible obtener un valor estimado de R_w (ó la salinidad del agua de formación), aunque teniendo en cuenta siempre que la fórmula (2) es una aproximación permisible cuando el contraste de salinidades entre el agua de formación y del filtrado del lodo es grande y la formación no contiene arcilla que pudiera reducir la amplitud del SP. En pozos de agua, donde el interés reside en la obtención de la salinidad de aguas útiles, esta posibilidad se ve muy restringida, por lo que generalmente el uso de la curva del potencial espontáneo, es de tipo cualitativo.

membrana ó de Nercal y el potencial de electrofiltración ó de corriente. Los dos primeros son resultantes de fenómenos electroquímicos y responsables principales de la curva del SP, por lo que sumando sus efectos, se los conoce como potencial electroquímico.



Los fenómenos electroquímicos que producen la mayor parte del potencial natural, se puede explicar por su analogía con las llamadas pilas de concentración. Estas se forman al contacto de dos soluciones salinas de diferente concentración: los iones Na^+ y Cl^- pueden pasar de una solución a otra. Como los iones de Cl^- tienen mayor movilidad que los iones de Na^+ resulta un flujo de cargas negativas de la solución más concentrada a la menos concentrada. Esto equivale a un flujo de corriente convencional en la dirección opuesta. El fenómeno se reproduce en un pozo en el límite de la zona invadida por el filtrado del lodo de perforación que ha penetrado a la formación y el agua que contiene ésta, produciendo el potencial de concentración.

Cuando una arcilla separa soluciones de NaCl de diferente concentración, los cationes Na^+ se desplazan a través de la arcilla (las arcillas son permeables a los cationes Na^+ e impermeables a los aniones Cl^-), desde la solución más concentrada hacia la menos concentrada. Esta situación se presenta en los pozos cuando se encuentra una formación permeable entre dos cuerpos de arcilla, siendo las soluciones el filtrado del lodo de perforación y el agua intersticial.

El movimiento de iones de NaCl a través de la arcilla, genera el potencial de membrana.

Tanto el contacto de las dos soluciones representadas por el filtrado del lodo de perforación y el agua contenido en la zona permeable, como la relación de las mismas a través de la arcilla producen la fuerza electromotriz electroquímica total, que está representada por la siguiente ecuación:

$$E_0 = -K \log \frac{a_w}{a_{mf}} \quad (1)$$

en donde:

- E_0 = fuerza electromotriz electroquímica.
- a_w = actividad química del agua intersticial.
- a_{mf} = actividad química del filtrado del lodo.
- K = coeficiente proporcional a la temperatura absoluta. Para soluciones de NaCl es igual a 71 ó 25°C.

Para soluciones de NaCl no demasiado concentradas, las resistividades son inversamente proporcionales a las actividades químicas, por lo que la ecuación anterior se puede escribir:

$$SP = -K \log \frac{R_w}{R_{mf}} \quad (2)$$

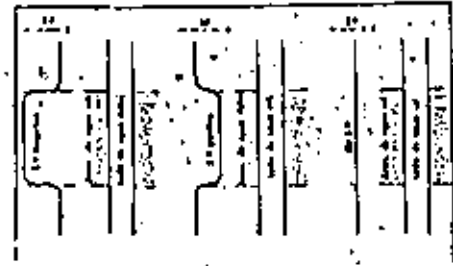
en donde:

- SP = potencial espontáneo obtenido del registro.
- R_{mf} = resistividad del filtrado del lodo.
- R_w = resistividad del agua intersticial.
- K = coeficiente proporcional a la temperatura abs.

Por lo anterior, en algunos casos es factible obtener un valor estimado de R_w (ó la salinidad del agua de formación), aunque teniendo en mente siempre que la fórmula (2) es una aproximación permisible cuando el contraste de salinidades entre el agua de formación y del filtrado del lodo es grande y la formación no contiene arcilla que pudiera reducir la amplitud del SP. En pozos de agua, donde el interés reside en la obtención de la salinidad de aguas útiles, esta posibilidad se ve muy restringida, por lo que generalmente el uso de la curva del potencial espontáneo, es de tipo cualitativo.

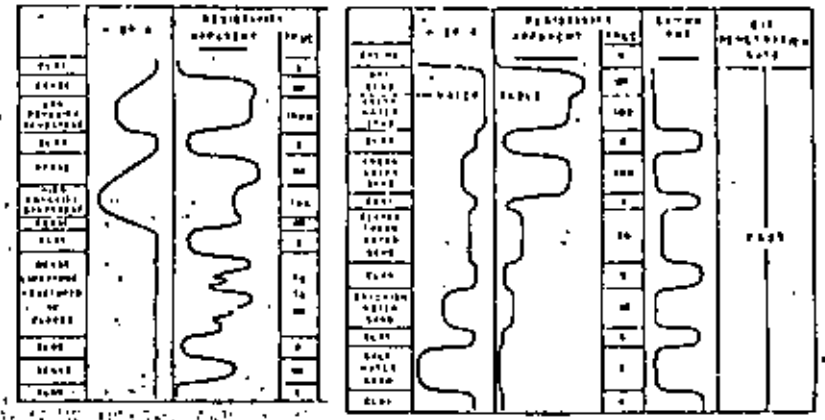
Tomando como referencia, la línea base de lutitas, el potencial espontáneo que se mide en milivolts, puede ser negativo si su deflexión es a la izquierda, positivo si la deflexión es a la derecha de la línea referencia ó bien no ser ninguna valor relativo.

De acuerdo al principio electroquímico que genera los potenciales dentro del pozo, no puede considerarse como una regla, si la curva del potencial es negativa, el agua contenida en la roca es más salada que la del lodo de perforación; en cambio si es positiva, el agua intersticial es más dulce que la del lodo y si no tiene expresión en uno u otro sentido, el agua intersticial es muy semejante a la del lodo de perforación.



En la práctica, la medición del SP se obtiene mediante un circuito potenciométrico, que se conecta entre un electrodo móvil (M) y un electrodo fijo en la superficie (N). El medidor (R), registra las deflexiones del potencial por medio de un galvanómetro que responde a las variaciones de las corrientes que fluyen a través del circuito.

Existen algunos modelos teóricos de las curvas de potencial, aunque pueden existir diferencias notables con respecto a las curvas reales, siendo las principales las siguientes:



a.- Comúnmente la línea base de lutitas es recta y vertical, pero en algunos pozos y a profundidades menores, se desvía y se ve en forma total ó en los intervalos arcillosos y generalmente hacia la izquierda conforme decrece la profundidad.

b.- Cambio brusco en la línea base de lutitas, frecuentemente observado cuando hay un fuerte cambio en la salinidad de las aguas de formación.

c.- Inestabilidad en la curva del SP, principalmente en la parte superior de los agujeros en donde hay un movimiento apreciable de agua, como en los pozos artesianos, en donde la señal cambia constantemente, aun si el electrodo de registro se conserva estacionario. La inestabilidad desaparece abajo de la zona de agua en movimiento.

d.- Cambios de polaridad en la curva del potencial espontáneo en acuíferos de algunos pozos, aun teniendo sus aguas salinidades del mismo orden. Estos cambios son generalmente debidos a variaciones en el tipo de iones ó a las cantidades de algunos de esos iones.

Efecto de la porosidad: Aunque el potencial electroquímico no es influenciado por la porosidad, la amplitud de la curva del SP es indirectamente afectada por los cambios de porosidad. Una disminución en la porosidad de la roca, incrementa su resistividad reduciendo la amplitud de la curva del SP.

En acuíferos de tipo granular, cuando en formaciones arcillosas, la respuesta de la curva de potencial es clara y se puede considerar que si las aguas en el acuífero son de mayor salinidad que el lodo de perforación, el SP es negativo y si las aguas son menos salinas que el lodo, el SP será positivo con respecto a la línea base de Juntas.

Los acuíferos que no presentan interestratificación con capas de arcilla y capas densas, tanto la forma como amplitud del potencial son diferentes de aquellos obtenidos en los acuíferos del caso anterior. La curva del potencial, generalmente es distorsionada y no puede por sí sola ser interpretada.

Cuando existen acuíferos asociados con rocas densas pero ausentes de capas arcillosas, el potencial electroquímico discutido anteriormente, prácticamente desaparece y, al no haber otra fuente de potencial, la curva del SP es aproximadamente una línea recta vertical.

Haciendo un resumen y mientras no se puedan aplicar las determinaciones cuantitativas de la curva del SP, es permisible utilizar cualitativamente el potencial espontáneo de acuífero con las siguientes reglas generales:

1.- Los acuíferos que presentan un SP positivo bien definido ó estable, casi invariablemente contienen agua de menor salinidad que la contenida en el fluido de perforación.

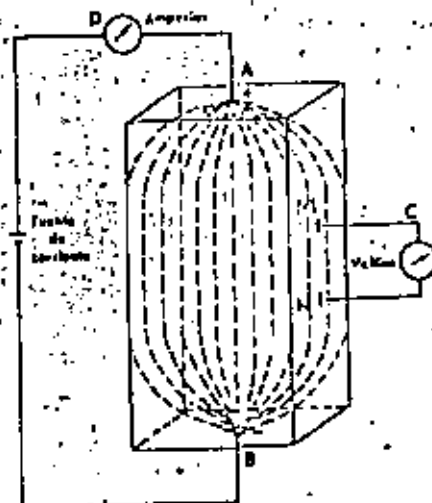
2.- En los intervalos en donde la amplitud del SP frente a los acuíferos potentes, permanece constante con respecto a la profundidad, todas las aguas de formación tienen aproximadamente la misma salinidad.

3.- Si la curva del SP en los acuíferos penetrados por un agujero, se presenta cada vez más negativo con la profundidad, indica que la salinidad de los acuíferos se incrementa con la profundidad.

4.- Los acuíferos que presentan un franco y amplio SP negativo, generalmente contienen aguas que son mucho más saladas que en donde el SP tiene una baja amplitud ó es positivo.

5.- Los cambios erráticos en la polaridad del SP, provocan que la amplitud del SP sea pequeña, pudiendo o no corresponder a cambios significativos en la salinidad del agua.

RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS.- La forma más simple de determinar la resistividad en las rocas, es considerar una muestra y conectar en las partes superior e inferior, los polos de un generador eléctrico. La corriente fluye del punto A al punto B a través de la muestra, siendo mayor el potencial en el punto A y teniendo una pérdida ó caída de potencial en el punto B debido a la resistencia eléctrica que ofrece la roca. La resistencia que ocasiona una pérdida de potencial entre M y N es una característica de la roca que está siendo analizada. A mayor resistencia eléctrica de la roca, corresponderá una mayor pérdida de presión entre los puntos M y N.



Si se considera una cierta unidad de volumen de roca, la resistencia ofrecida se puede considerar como una resistencia específica, llamada resistividad, la cual será una propiedad de la roca, independiente de la forma y dimensiones de la misma, en función únicamente de la naturaleza y temperatura del material considerado. En la práctica el efecto de la temperatura no es demasiado grande y puede ser despreciado, por lo que la resistividad de un material, puede ser considerada como dependiente de la naturaleza del mencionado material únicamente. Por otra parte, la resistencia es una propiedad eléctrica que depende solamente de la

naturaleza del material considerado, sino también de la forma y dimensión de éste, siendo distinta por lo tanto, de la resistividad. Las expresiones que nos definen tanto una como otra propiedad, son las siguientes:

$$r = \frac{V}{I} \text{ para la resistencia y}$$
$$R = \frac{r \cdot A}{L} \text{ para la resistividad.}$$

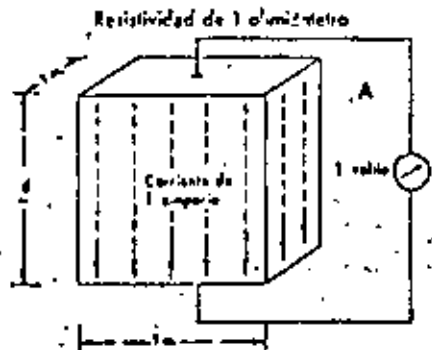
en donde:

- I = corriente
- V = Voltaje
- R = resistividad del medio
- r = resistencia del conductor ó de medio.
- A = Área del conductor.
- L = longitud del conductor.

Si la resistividad es la resistencia específica ó sea la resistencia por unidad de volumen, en las mediciones que se hacen de resistividad en los pozos, se acostumbra utilizar como unidad:

ohm x $\frac{\text{metro}^2}{\text{metro}}$ ó simplemente ohm-metro.

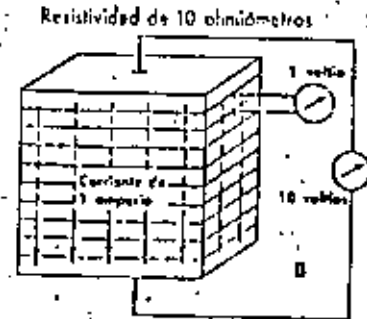
Para ilustrar el concepto, en la siguiente figura se tiene un cubo de un metro por lado de un determinado material,



Si la diferencia de potencial entre los extremos del cubo, es de un volt y la intensidad de corriente de un ampere, se tendrá representada la unidad de resistencia eléctrica: $\frac{1 \text{ volt}}{1 \text{ ampere}} = 1 \text{ ohm}$

y también la unidad de resistividad: $1 \text{ ohm} \times \frac{\text{m}^2}{\text{m}}$, utilizada en registros eléctricos.

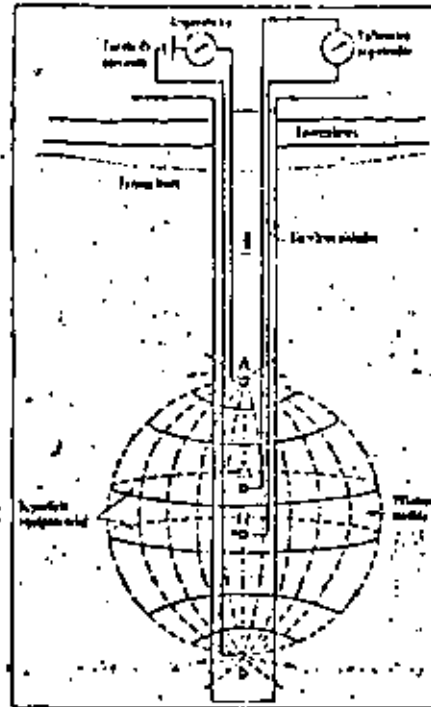
Si se tuviera el mismo volumen de roca y la misma corriente, pero una diferencia de potencial de 10 voltios, la resistencia en tal caso será: $\frac{10 \text{ voltios}}{1 \text{ ampere}} = 10 \text{ ohms}$ y la resistividad igual a: $10 \text{ ohms} \times \frac{\text{m}^2}{\text{m}}$, que puede expresarse más comúnmente como 10 ohm-metro.



MEASUREMENT OF RESISTIVITY IN THE WELL.— Para efectuar la medición de la resistividad en pozos, se pueden utilizar los registros convencionales de resistividad, en los cuales se envían corrientes a la formación a través de unos electrodos y se miden los potenciales eléctricos entre otros. La medición de éstos potenciales permite determinar las resistividades.

Considerando una formación homogénea, isotrópica y de extensión infinita, en la cual se encuentran los electrodos A, B, M y N. Una corriente eléctrica es enviada entre los electrodos A y B, la cual fluirá en una trayectoria esférica dentro de la formación. Utilizando los electrodos M y N para medir el voltaje entre ellos, se puede investigar la resistencia entre las dos superficies equipotenciales que pasan por M y N.

En la práctica el medio que rodea a los dispositivos de medición no es homogéneo, por lo que la corriente fluirá cerca al electrodo que se envía, en forma distorsionada.

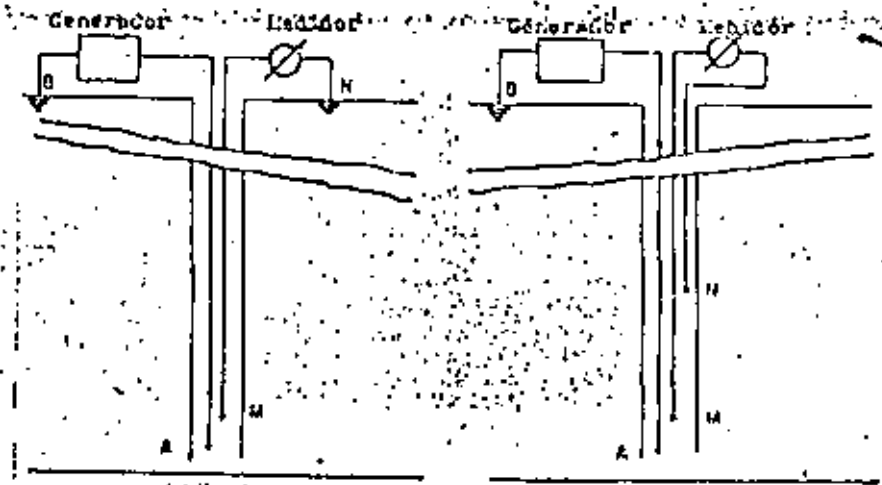


Los dispositivos usados para medir la resistividad, comúnmente llamados sondas, consisten fundamentalmente de un cable conductor múltiple que en el extremo que se introduce al pozo quedan dentro de un cilindro metálico, con orificios a ciertas distancias, en las cuales se localizan los electrodos. Con éstos - electrodos se puede formar distintos arreglos ó configuraciones de electrodos de medida y corriente. La distancia existente entre un electrodo de medida (M ó N de las figuras) y uno de corriente (A ó B en las figuras), se llama espaciamiento, teniendo la particularidad de que a distintos espaciamientos miden la resistividad de las rocas a diferentes distancias a partir del eje del pozo. El por penetración de la sonda se define el radio al cual la caída de potencial es el cincuenta por

ciento de la caída total, se tiene que para algunos arreglos la penetración de investigación es el doble del espaciamiento.

De acuerdo con el arreglo ó disposición de los electrodos de medida y de corriente, se construyen sondas que reciben - nombres convencionales para su identificación por parte del analista y su diferenciación entre ellas.

SONDA NOMINAL.- El dispositivo conocido con este nombre, técnicamente lo integran un electrodo de corriente A y un electrodo de medida M dentro del pozo. Estos electrodos tienen - una separación ó espaciamiento pequeño en comparación con - los otros electrodos B y N que cierran el circuito, que pueden quedar situados en la superficie. En la práctica el segundo electrodo de corriente B, también es bajado al pozo - pero a una distancia tal del conjunto AM, que la influencia que pudiese tener en el potencial medido por M, en la mayoría de los casos es despreciable. El objeto de introducir también el electrodo B dentro del pozo, es el de utilizar el circuito para medir simultáneamente el potencial espontáneo. La figura siguiente ilustra tanto el circuito teórico como el - arreglo real utilizado.



A).- CIRCUITO DE DOS ELECTRODOS B).- CIRCUITO REAL

Las características de las sondas se resumen en el siguiente cuadro:

Tipo de sonda	espaciamiento	radio de investigación
Normal corta	0.25 a 0.50 m.	0.50 a 1.00 m.
Normal larga	0.50 a 2.00 m.	1.00 a 2.00 m.
lateral	1.00 a 10.00 m.	4.00 a 10.00 m.

Características de investigación de diferentes tipos de sondas

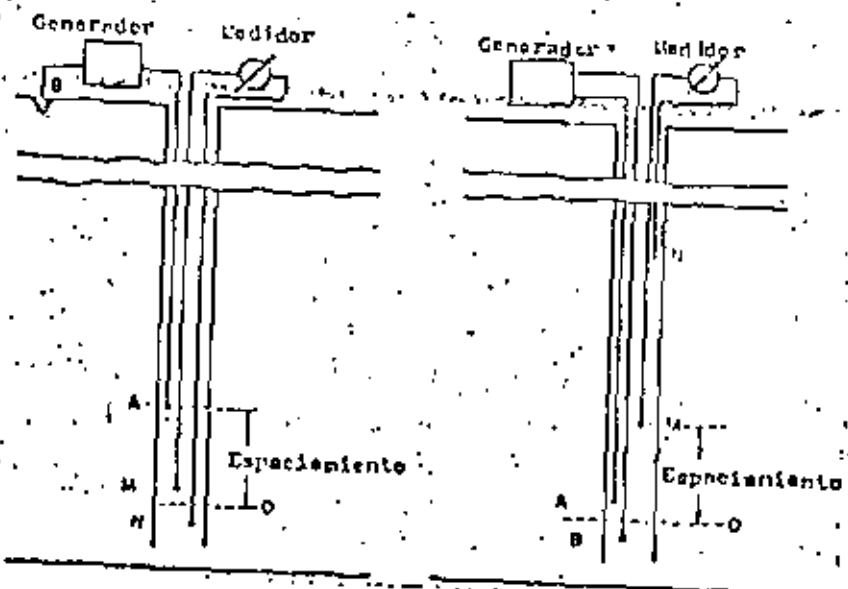
El concepto básico para la interpretación de las propiedades eléctricas de las rocas como acuíferos en el análisis de los fluidos contenidos en ellas, es el conocimiento que se tiene de que las rocas sedimentarias en general, tienen un cierto rango de porosidad ya sea de origen primario ó secundario y de que esos espacios intergranulares ó fracturas están ocupados generalmente por agua.

Una roca que tiene una porción de su volumen ocupado por agua, su resistividad depende en forma notable del tipo de agua contenida, pudiendo hacerse una diferenciación inicial entre una roca porosa que contiene agua salada y una roca semejante que contenga agua dulce, porque en el primer caso, o sea la roca con agua salada, como ésta es buena conductora de la electricidad, la resistencia ofrecida al paso de una corriente enviada a través de ese material será mínima, por lo que la resistividad medida en tales condiciones será baja; cosa distinta ocurre cuando ese mismo material poroso está ocupado por agua dulce, puesto que no es buen conductor eléctrico, dá por resultado que aparezcan valores más altos de resistividad al efectuarse su medición.

Esta característica general, que establece una diferenciación inicial entre los acuíferos de agua dulce y salada, por medio de sus resistividades, se combina con la medición del potencial espontáneo, que es la gráfica generada por los fenómenos electroquímicos de soluciones de distinta concentración, producidos en el pozo al entrar en contacto el filtrado del lodo de perforación, con el agua intersticial de las rocas. Efecto del filtrado del lodo en rocas permeables.- El lodo de perforación está constituido en términos generales por partículas coloidales y agua, siendo introducido durante la operación de perforación con una determinada presión por el interior de la tubería, sale por los orificios de la barrena en el fondo del pozo y regresa a la superficie por el espacio existente

SONDA LATERAL

Cuando se tiene un arreglo tal que sean tres electrodos los que se bajen al pozo, mientras que un cuarto electrodo es conservado en la superficie, se trata de un arreglo de tres electrodos o un arreglo "lateral". Este dispositivo lateral fue diseñado para atravesar la zona de influencia del agujero y la zona de invasión e investigar la resistividad de la roca sin alteraciones. En la figura del circuito, dos electrodos M y N están relativamente cerca con respecto del electrodo A. La distancia desde A hasta O, punto medio de M y N, es considerado el espaciamiento y al referirse a él se hará como AO.



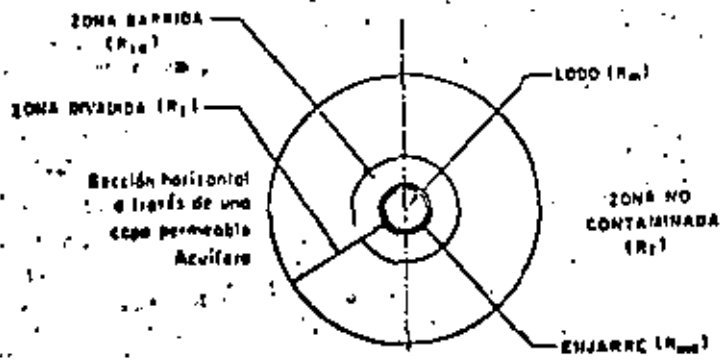
15.

entre el exterior de la tubería y las paredes del pozo.

En los intervalos permeables atravesados, la presión del lodo hace que se forme una película con las partículas en suspensión y penetra en la roca como constituyente del lodo, que recibe el nombre de filtrado del lodo. El agua o filtrado del lodo que penetra en la formación permeable, puede ser de distinta composición en cuanto a salinidad, que la existente en la roca, alterando por lo tanto la resistividad de la roca en esa zona en que ha penetrado el filtrado del lodo.

Debido a este fenómeno, se pueden distinguir a partir de la pared del pozo y en sentido horizontal, en la mayoría de las rocas permeables, las siguientes zonas:

- a). - Zona "barrida", que es la inmediata a la pared del pozo, y es donde probablemente haya habido un desplazamiento casi total del agua intersticial de la roca por la del filtrado del lodo.
- b). - Zona "invadida" ó de transición, es la zona inmediata a la zona barrida y que ha recibido parcialmente agua del filtrado del lodo.
- c). - Zona "no contaminada" que es la zona a donde no ha llegado el filtrado del lodo, conservándose intacta en cuanto a los fluidos originales de la roca.



La penetración del filtrado del lodo a la formación es variable, pues depende de varios factores que están un poco fuera de control, sin embargo, puede decirse que en lo relativo a la roca, mientras menor sea su porosidad, mayor será la penetración del filtrado del lodo.

Para conocer con cierta confiabilidad a partir de la resistividad de la roca, si ésta contiene agua dulce ó agua salada, es indispensable tener la certeza de que las lecturas de resistividad han sido hechas en la zona no contaminada. Esta es la razón fundamental por la cual existen varias posibilidades de arreglos en las sondas, como son normal corta ó larga y lateral, ya que con una sola de ellas, aunque en muchos casos es suficiente, existe la posibilidad de que esté afectada su lectura por fenómenos de invasión del filtrado del lodo.

Clasificación de formaciones.- Para el propósito de interpretación de registros en pozos de agua, se ha encontrado conveniente clasificar las formaciones entre los siguientes grupos:

1.- Acuíferos granulares limpios. Comprende gravas, arenas, arciscas y rocas carbonatadas que tengan porosidad granular. el aluvión podría agregarse a este grupo, si sus partículas no están compuestas de minerales arcillosos.

2.- Acuíferos granulares arcillosos.- Este grupo incluye cualquier acuífero granular que en parte esté compuesto de granos formados por minerales arcillosos ó contengan material arcilloso dentro de sus espacios porosos.

3.- Acuíferos fracturados. Representado por rocas fracturadas ó con juntas teniendo escape ó ninguna porosidad de tipo granular.

4.- Acuíferos complejos, en los que la porosidad es un tipo diferente de los especificados anteriormente, por ejemplo, carbonatos que tienen porosidad granular y por fracturamiento, lava y rocas cavernosas.

5.- Formaciones densas, ó sea, rocas que tienen una porosidad efectiva tan baja, que normalmente no se podría obtener agua de ellas. Aparte de algunas rocas carbonatadas, se incluyen anhidrita, yeso, sal, así como muchas clases de rocas ígneas y metamórficas.

6.- Arcillas. En este grupo se incluyen todas las formaciones que consisten de partículas muy finas, que reciben el nombre genérico de arcillas ó lutitas. Por tener todas ellas propiedades semejantes en cuanto al registro eléctrico y rayón gamma se refiere, por razones de simplicidad son llamadas arcillas.

Por conveniencia, especialmente en el análisis del registro de rayón gamma, cualquier formación de los grupos 1 a 5 es llamada "roca".

Si no considerara como un acuífero limpio, el constituido por una estructura rocosa no conductiva y agua intersticial, su resistividad queda determinada por:

- a).- La resistividad ó salinidad del agua.
- b).- La cantidad de agua que contiene ó sea la porosidad de la roca.
- c).- La distribución y continuidad del agua contenida en los espacios porosos.

De acuerdo con lo anterior, se ha encontrado que la resistividad R_t de un acuífero limpio puede expresarse así:

$$R_t = F \times R_w \quad (1)$$

en donde:

R_w = resistividad del agua.

F = es una constante que representa el efecto de la porosidad.

La constante F , es denominada factor de resistividad de la formación ó simplemente factor de formación y está dada por la siguiente fórmula:

$$F = A/\beta^2 \quad (2)$$

en donde:

β = porosidad efectiva.

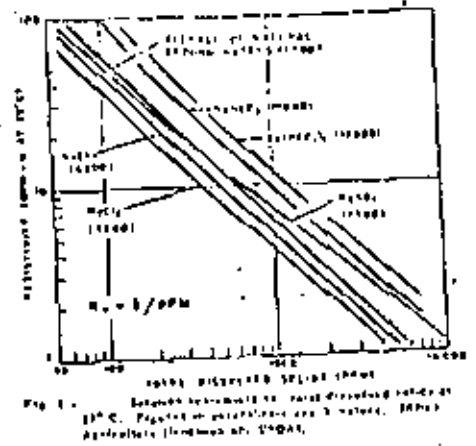
A = constante que se determina empíricamente.

u = factor de cementación.

La resistividad del agua R_w , decrece cuando la salinidad se incrementa. A una temperatura dada, la resistividad del agua está en relación con el contenido de sólidos disueltos, en partes por millón (ppm), de acuerdo a la siguiente expresión:

$$R_w = k/ppm \quad (3)$$

en donde k es un factor que es aproximadamente constante para una sal, cuando la concentración es baja (menos de 3000 ppm de sólidos disueltos). Para aguas de baja salinidad, $k=5500$ a $25^\circ C$.



Para rocas granulares limpias, que tienen una porosidad mayor del 10 por ciento, A y u tienen los siguientes valores: rocas poco cementadas ó no cementadas:

$$F = \frac{0.62}{\beta^{2.15}}$$

rocas que están más cementadas:

$$F = \frac{1}{\beta^2}$$

La siguiente figura ilustra la relación entre el factor de formación y la porosidad, utilizando los valores anteriores.

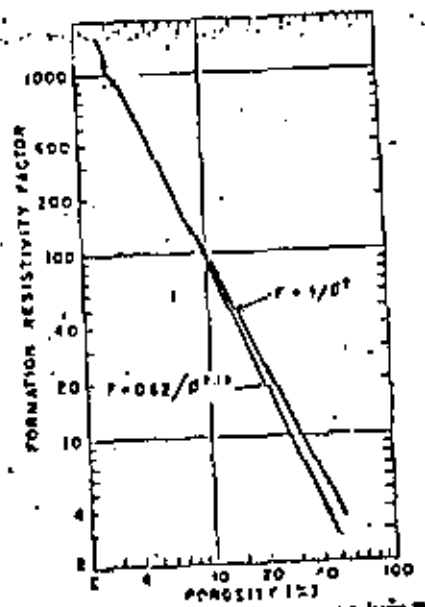


Fig. 2. Relación entre el factor de formación y la porosidad.

La curva ó curvas de resistividad, se toman simultáneamente con la del potencial espontáneo y su conjunto es, como se mencionó anteriormente, el registro eléctrico.

La ventaja de disponer de dos ó más curvas de resistividad en un registro eléctrico, es la posibilidad de establecer con mayor confiabilidad, aún en el análisis cualitativo, si las lecturas de resistividad de la roca están efectuándose sin la influencia de agua filtrante durante la operación del pozo.

Como una guía general para el análisis cualitativo del registro eléctrico, se puede considerar la siguiente figura que representa un registro con dos curvas de resistividad con diferente espaciamiento y el potencial natural; el lodo de perforación es de agua dulce.

Las formaciones A_1, A_2, \dots , son de lutita considerando:

a).- La uniformidad en la curva de potencial.

b).- La resistividad es baja y muy semejante en valor en las dos curvas.

La formación B es una arenisca con intercalación de lutitas por las siguientes razones:

a).- El potencial muestra amplitud negativa.

b).- La resistividad mostrada en ambas curvas, tiene un valor ligeramente mayor que el de las lutitas, indicando que están presentes arena y lutitas.

La formación C_1 es una arena con agua dulce por:

a).- La curva del potencial natural es positiva.

b).- Ambas curvas de resistividad muestran valores altos.

La formación C_2 es una arena petrolífera debido a:

a).- La curva de potencial espontáneo es negativa en forma amplia.

b).- La resistividad con el espaciamiento corto, es mayor que la del otro espaciamiento por la influencia del filtrado del lodo.

c).- La resistividad con el espaciamiento largo, también tiene valor alto, atribuible a la presencia de petróleo.

La formación C_3 , es una arena con agua salada por:

a).- El potencial muestra deflexión negativa amplia.

b).- La resistividad del espaciamiento corto, es alta, debido al desplazamiento del agua salada por agua dulce del filtrado del lodo.

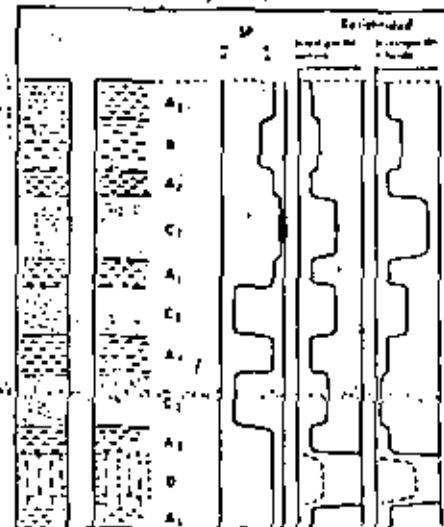
c).- La resistividad del espaciamiento largo es muy baja, por estar mezclada agua de la zona leuada en donde la roca tiene agua salada que es conductiva.

La formación E es de una colina dura por:

a).- El SP no tiene desplazamiento, indicando impermeabilidad en la roca.

b).- Ambas resistividades son muy altas.

Estas reglas básicas para la interpretación de registros eléctricos, se complementan con la información geológica del área, así como de la obtenida durante la perforación del pozo. Es conveniente cuando el caso lo amerite, disponer de información que proporcionen otro tipo de registros como el microregistro, sísmico, radiactivo, etc.



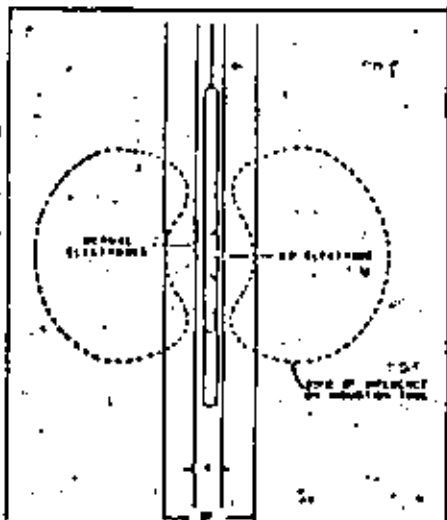
PRESENCIA ESQUEMÁTICA de los curvas eléctricas de los registros para explicar las reglas básicas de interpretación.

REGISTRO DE INDUCCION

Actualmente se encuentra generalizando el uso del registro de inducción para determinar de manera más confiable el tipo de fluidos contenidos en las rocas, sin influencia del filtrado del lodo que penetra en éstas durante la perforación del pozo.

El registro de inducción mide la conductividad de las formaciones, mediante corrientes alternas inducidas. La resistividad en las rocas es determinada con el cálculo de la recíproca de la conductividad que se mide con el registro de inducción, apareciendo en la gráfica tanto los valores de resistividad calculados como los de conductividad.

Las sondas de inducción tienen un grupo ó sistema de varias bobinas transmisoras y receptoras. En forma esquemática se puede ver en la figura siguiente una bobina transmisora que envía corriente alterna de alta frecuencia y de intensidad constante, generando un campo magnético que induce corrientes secundarias en la formación. Estas corrientes crean a su vez campos magnéticos que inducen señales en la bobina receptora. Las señales recibidas son proporcionales a la conductividad de la formación.



El registro de inducción proporciona valores que requieren poca ó ninguna corrección por diámetro de agujero, resistividad del lodo, invasión del filtrado ó espesor de las capas. Tiene además la ventaja en la perforación de pozos de agua de no requerir para su funcionamiento, que exista algún líquido dentro del pozo, por lo que es el más conveniente en aquellos pozos que se perforan con pulsera.

La combinación del registro de inducción es al igual que el registro eléctrico convencional, pudiendo ser juntamente con una curva de potencial natural ó con una de rayos gamma para definir los estratos ó cuerpos litológicos que se atraviesan.



- Resistividad recíproca de la conductividad.

- Resistividad de una curva normal.

- Curva de conductividad.

REGISTRO DE RAYOS GAMMA. - El registro de rayos gamma es una medida de la radiactividad natural de las formaciones. En las rocas sedimentarias refleja el contenido ó la presencia de lutita, esto es debido a que los elementos radioactivos tienden a concentrarse en arcillas y lutitas.

Las formaciones limpias (sin contenido de arcilla), tienen generalmente un nivel bajo de radiactividad, a menos que estén contaminadas con cenizas volcánicas, cantos rodados graníticos que sean radiactivos ó bien si sus aguas intersticiales tienen sales de potasio disueltas.

El registro de rayos gamma puede ser tomado en pozos que ya han sido adarados, lo cual lo hace útil en operaciones de recon-dicionamiento.

La particularidad del registro de rayos gamma de identificar por su contenido radiactivo a las arcillas, diferenciadas de otras rocas, se hace convenientemente cuantificable del potencial espontáneo cuando éste no es satisfactorio.

Los rayos gamma son ondas electromagnéticas de alta energía que son emitidas espontáneamente por algunos elementos radiactivos. Casi toda la radiación gamma en la tierra es emitida por el isótopo radiactivo del potasio de peso atómico 40 y por elementos radiactivos de la serie uranio y torio.

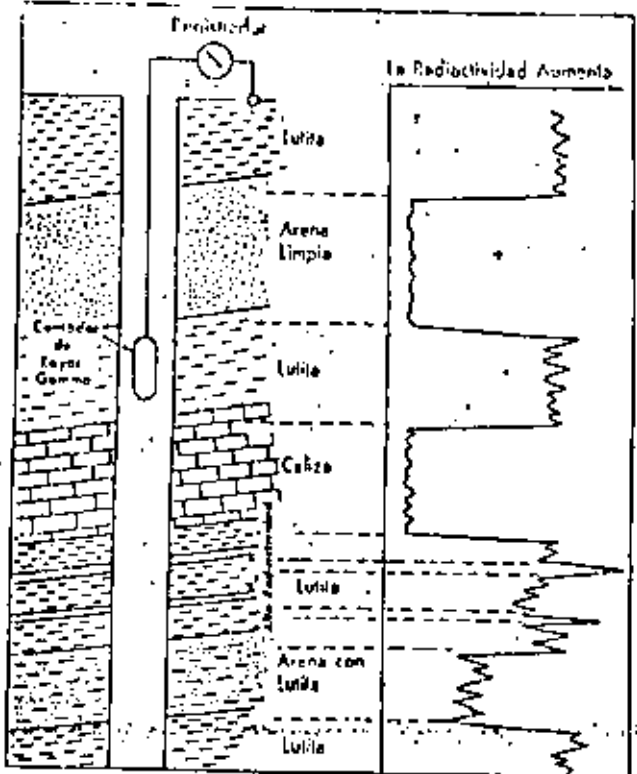
La emisión de los rayos gamma, por la desintegración de los elementos radiactivos, se hace juntamente con los rayos alfa y beta, pero éstos tienen un poder de penetración bajo a través de la materia por lo que no pueden ser medidos en un pozo.

La energía de los rayos gamma emitida por las rocas sedimentarias, es variable, pero en promedio es de 1 Mev, aunque la emitida por el potasio tiene una energía de 1.5 Mev.

Los rayos gamma, que son ondas electromagnéticas como la luz y el calor, no paran su penetración de forma repentina, sino que declina gradualmente con la distancia. En general se puede decir que la distancia investigada por el registro de rayos gamma es de aproximadamente 30 centímetros en escuiferos de arena y caliza. Medición de los rayos gamma.- Los rayos gamma no pueden ser detectados directamente, solamente a través de su interacción con la materia por medio del proceso de ionización; esto es liberando uno ó más electrones de átomos neutros. Debido a que tanto los iones y electrones están eléctricamente cargados, el proceso puede ser detectado.

Hay tres distintos tipos de detectores que han sido usados para el registro de la radiactividad natural: La cámara de ionización, el contador Geiger-Mueller y el de centelleo.

Una tonelada métrica de una lutita promedio, contiene aproximadamente unos 6 gramos de uranio, 12 de torio y 20 kg de potasio aunque el potasio es cerca de 1/10,000 menos radiactivo. La contribución respectiva del potasio, uranio y torio, es de importancia considerable.



En la figura aparece en forma generalizada la respuesta de una sonda con registrador de rayos gamma en distintas formaciones. La radiactividad natural de las rocas se grafica de menor a mayor cantidad a partir de la izquierda de la pista, dando un aspecto muy semejante a la gráfica del potencial natural para facilitar en caso necesario, su comparación ó correlación.

La radiactividad total según la registra el detector, se sugiere de expresar en términos del peso de un elemento (radio por ejemplo) que produzca una cantidad de radiación equivalente. Por lo tanto la intensidad de los rocas se puede calibrar en microgramos de radio equivalentes por tonelada métrica de esa formación. También se puede medir en unidades rayos gamma API. Las unidades API indican la radiactividad de una roca artificial que sirve de norma, en la que se han designado cantidades conocidas de uranio, torio y potasio. Todos los registros actuales están calibrados en unidades API.

La sonda de rayos gamma contiene un detector para medir la radiación originada en el volumen de formación cercano a la sonda. Se ha generalizado el uso de centímetros para la medición de la radiactividad en pozos. Son más eficientes que los contadores Geiger-Mueller que se usaban antes.

Los rayos gamma pueden ser registrados simultáneamente con otro tipo de curvas.

En la actualidad ningún equipo comercial permite la discriminación de rayos gamma del potasio y de la serie de uranio y torio. Un equipo tal tendría que ser sensible a variaciones en el nivel de energía de los rayos gamma.

Variaciones estadísticas. Dada la naturaleza estadística de la radiación, el número de rayos gamma que llegan al contador fluctúa incluso cuando la sonda está inmóvil en el pozo. Las variaciones son más grandes para un número bajo de cuentas ó pulsos. Sin embargo el número de rayos gamma contados por segundo sobre un período de tiempo suficientemente largo será prácticamente constante. El período de tiempo necesario para obtener un buen promedio de cuentas, usualmente es de varios segundos.

Se utilizan circuitos amortiguadores de variaciones estadísticas a base de acoplamiento capacitor-resistor en los circuitos de medida, pudiendo seleccionarse distintas "constantes de tiempo" de acuerdo con el nivel de radiactividad medido.

El circuito amortiguador de variaciones estadísticas introduce un retraso en el registro de la señal y para evitar una excesiva distorsión en la curva, se elige una velocidad de registro tal que el contador no se desplace más de un pie durante una constante de tiempo. Así por ejemplo para una constante de tiempo de 2 segundos, la velocidad de registro es de 1800 pies/hora (350 metros/hora.)

Aplicaciones del registro de rayos gamma.

1.- El registro de rayos gamma es particularmente útil para la definición de estratos de lutita, cuando la curva del SP está redondeada (en formaciones muy resistivas) ó cuando no tiene expresión por ser la resistividad del filtrado del lecho muy semejante a la del agua intersticial.

2.- Puede ser usado para efectuar correlaciones.

3.- Algunas veces el registro de rayos gamma es usado en relación con operaciones en que se usan trazadores radioactivos.

Bibliografía:

F.L. Bryan
Application of Electric Logging to Water Well Problems.
Water Well Journal, Vol. 4, No. 1, January-February, 1950.

Carl Catlin
Petroleum Engineering. Drilling and Well Completions.
Prentice-Hall, Inc. 1960.

Hubert Guyod:

"Interpretation of electric and gamma ray logs in water wells."
The Well Log Analyst - January-March 1966.

L.A. Puzin.

¿Qué es Perfilaje de Pozos?
Artículos publicados de junio a diciembre de 1962. Petróleo Interamericano.

R.C. Hamilton and J.I. Kyung.

Summary of Geophysical Well Logging. Mardwell Division.

Schlumberger Limited

Fundamentos de la interpretación de perfiles. julio de 1970.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

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

ING. RUBÉN CHÁVEZ GUILLEN

ABRIL, 1984

HIDRÁULICA DE POZOS

Por el Ing. Rubén Chaves Guillén.

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

I.- PROBLEMAS COMUNES.

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

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

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

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

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

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

c).- Diseño de campos de pozos.

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

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

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

e).- Drenaje vertical.

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

f).- Recarga artificial.

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

II.- PRUEBAS DE BOMBEO.

2.1.- GENERALIDADES.

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

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

2.2.- OBJETIVOS DE LA PRUEBA.

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

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

2.3.- SELECCION DEL SITIO DE PRUEBA.

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

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

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

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

2.4.- POZOS DE OBSERVACION.

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

Ubicación de los Pozos de Observación.

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

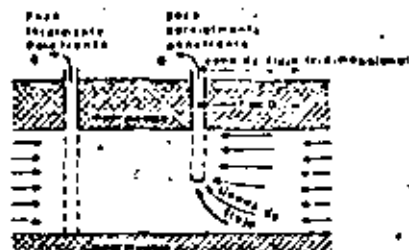
En acuíferos confinados la propagación de los efectos del bombeo es muy rápida y, por tanto, los abatimientos pueden ser medibles a distancias hasta de varios cientos de metros, incluso para tiempos cortos de bombeo. Por esta razón, en este tipo de acuíferos los pozos de observación pueden situarse bastante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

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

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

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

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



Profundidad de los Pozos de Observación. -

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

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

xión entre ellos. Así mismo, cuando se trata de acuíferos no confinados, es conveniente instalar también pozos de observación en el estrato semiconfinante, con el objeto de registrar los abatimientos provocados en él, lo que permite un conocimiento más preciso de su permeabilidad vertical.

Limitaciones.-

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

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

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

2.5.- DURACION DE LA PRUEBA.

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

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

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

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

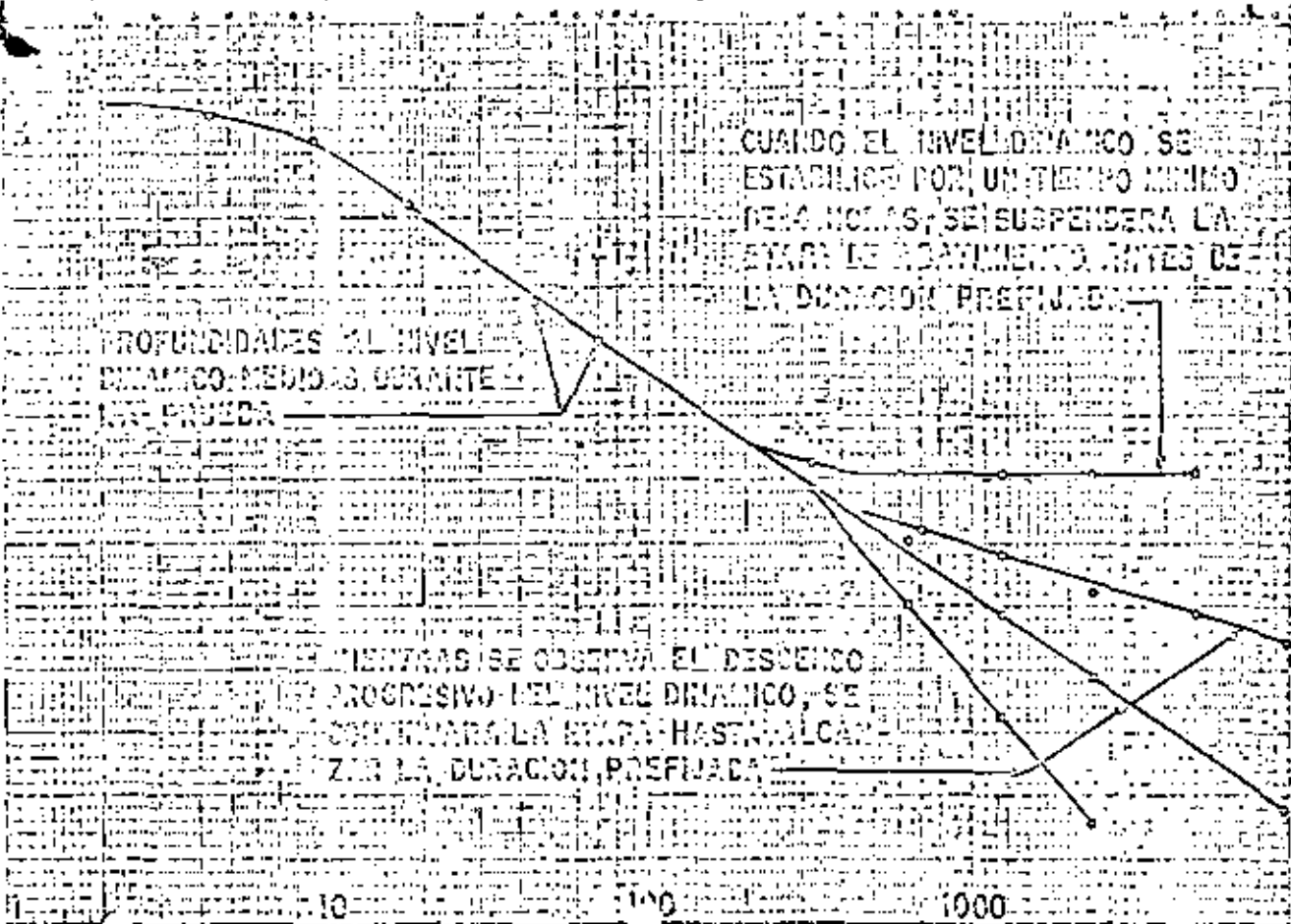
2.6.- EJECUCION DE LA PRUEBA.-

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

Siguientemente, se llevarán a cabo las activida- des siguientes:

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

TIEMPO DE BOMBEO, EN MINUTOS



CUANDO EL NIVEL DINAMICO SE ESTABILICE POR UN TIEMPO MINIMO DE 4 HORAS, SE SUSPENDERA LA ETAPA DE ADAVIMIENTO ANTES DE LA DURACION PREFIJADA

FIG. Nº 2

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

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

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

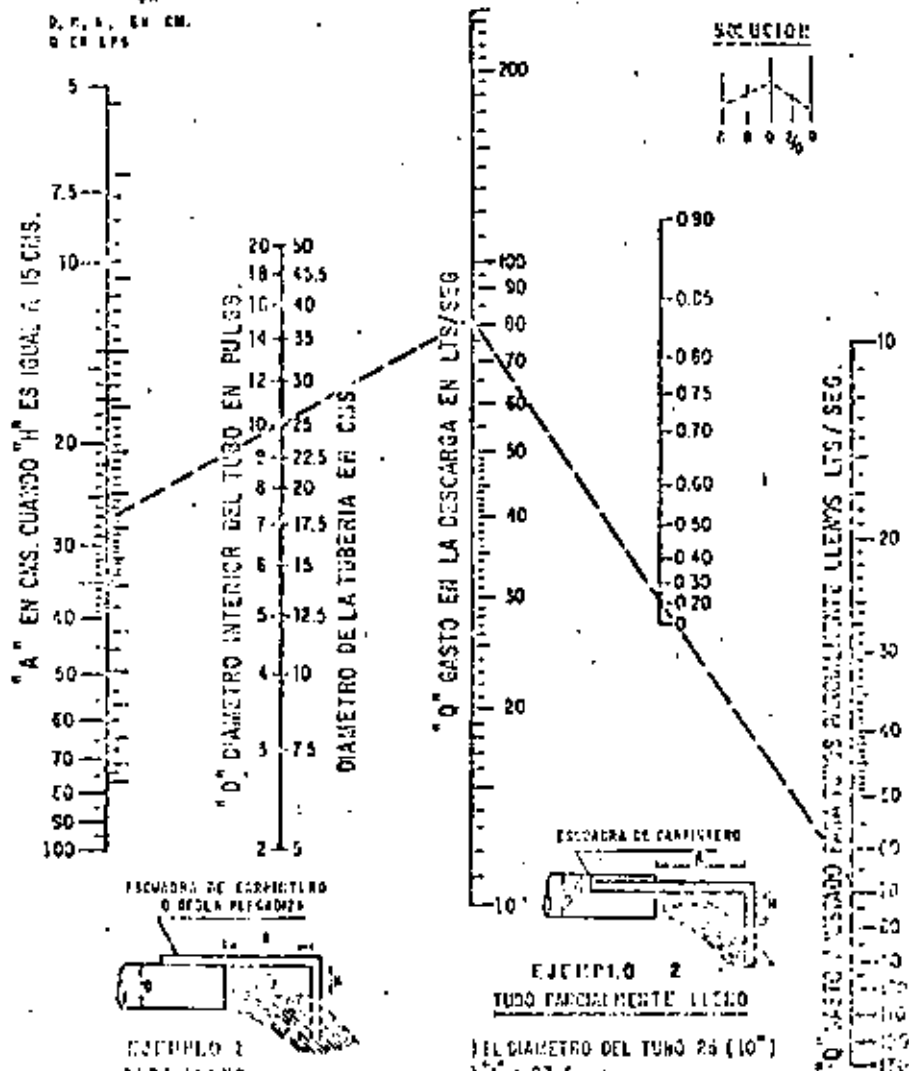
d).- Con las observaciones realizadas, se construirá, en el sitio de prueba, la gráfica de variación del nivel dinámico en el tiempo, para el pozo de bombeo y para cada uno de los pozos de observación. En la graficación podrá utilizarse papel con trazado aritmético o semilogarítmico (los tiempos se llevarán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

FORMULARIA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVÉS DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

$$Q = 10.0174 \frac{A \cdot D^2}{\sqrt{H}}$$

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



"A" EN CMS. CUANDO "H" ES IGUAL A 15 CMS.

"D" DIAMETRO INTERIOR DEL TUBO EN PULG.

DIAMETRO DE LA TUBERIA EN CMS.

"Q" GASTO EN LA DESCARGA EN LPS/SEG

SOLUCION



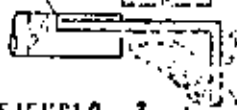
ESCUADRA DE CARPINTERO
O REGLA PEGADORA



EJEMPLO 1
TUBO LLENO

- } EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
- } A = 27.5 cm.
- } H = 15 cm.
- } Q = 63 LPS/SEG.

ESCUADRA DE CARPINTERO



EJEMPLO 2
TUBO PARCIALMENTE LLENO

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

$$Z/O = \frac{\text{CALANTE}}{\text{DIAMETRO}} = \frac{5}{25} = \frac{1}{5} = 0.20$$

Q = 68 LPS/SEG.

"Q" GASTO EN LA DESCARGA EN LPS/SEG

VALORES DEL COEFICIENTE
DE
DESCARGA K EN TUBERIAS

DIAMETRO DE ORIFICIO (")	DIAMETRO DE TUBERIA EN PULGADAS							
	3	4	5	6	7	8	10	12
2	0.439	0.543	0.592	0.553				
2 1/4	0.892	0.940	0.715	0.701	0.597			
2 1/2	1.243	0.973	0.921	0.881	0.772	0.539		
2 3/4		1.250	1.117	1.075	1.037	1.048		
3		1.932	1.720	1.699	1.676	1.651	1.471	
3 1/4		2.405	1.828	1.823	1.801	1.789	1.761	
3 1/2			2.914	1.824	1.797	1.781	1.755	
3 3/4			2.305	2.125	2.021	2.005	1.973	1.939
4			3.097	2.843	2.737	2.721	2.678	2.620
4 1/4				2.979	2.759	2.642	2.621	2.573
4 1/2				3.573	3.172	3.051	2.999	2.933
4 3/4				4.205	3.625	3.480	3.440	3.362
5				4.973	4.277	4.121	4.071	3.971
5 1/4					4.852	4.680	4.631	4.521
5 1/2					5.249	5.059	5.010	4.890
5 3/4					6.572	6.340	6.291	6.159
6						6.341	6.279	6.140
6 1/4						7.250	7.019	6.871
6 1/2						8.299	8.020	7.843
6 3/4							7.302	7.111
7							8.642	8.394
7 1/4							9.853	9.568
7 1/2							9.931	9.605
7 3/4							11.047	10.671
8							12.331	11.899
8 1/4							13.933	13.440
8 1/2								11.950
8 3/4								13.014
9								14.371
9 1/4								15.523
9 1/2								17.004
9 3/4								18.667
10								19.933

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

Q en lps

h en cm.

FIGURA No. 4)

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

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

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

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

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

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

2.7.- COMENTARIOS GENERALES.

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

III.- ANALISIS DE LAS PRUEBAS.

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

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

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

redes, introduciendo algunas hipótesis. Las más comunes son:

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

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

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

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

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

3.1.- MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO.

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

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

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

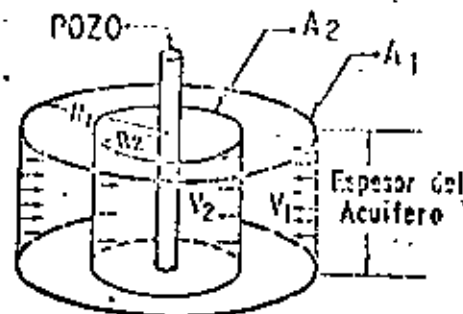
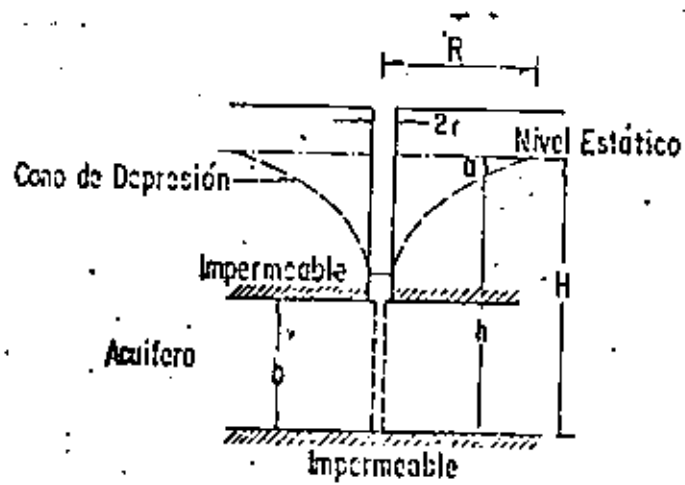
3.2.- POZOS EN ACUÍFEROS CONFINADOS.

Pruebas en régimen de flujo establecido.-

Puede demostrarse que la solución de la ecuación diferencial

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

MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO



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

$$V_2 = 2V_1$$

FIG. 125 C

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

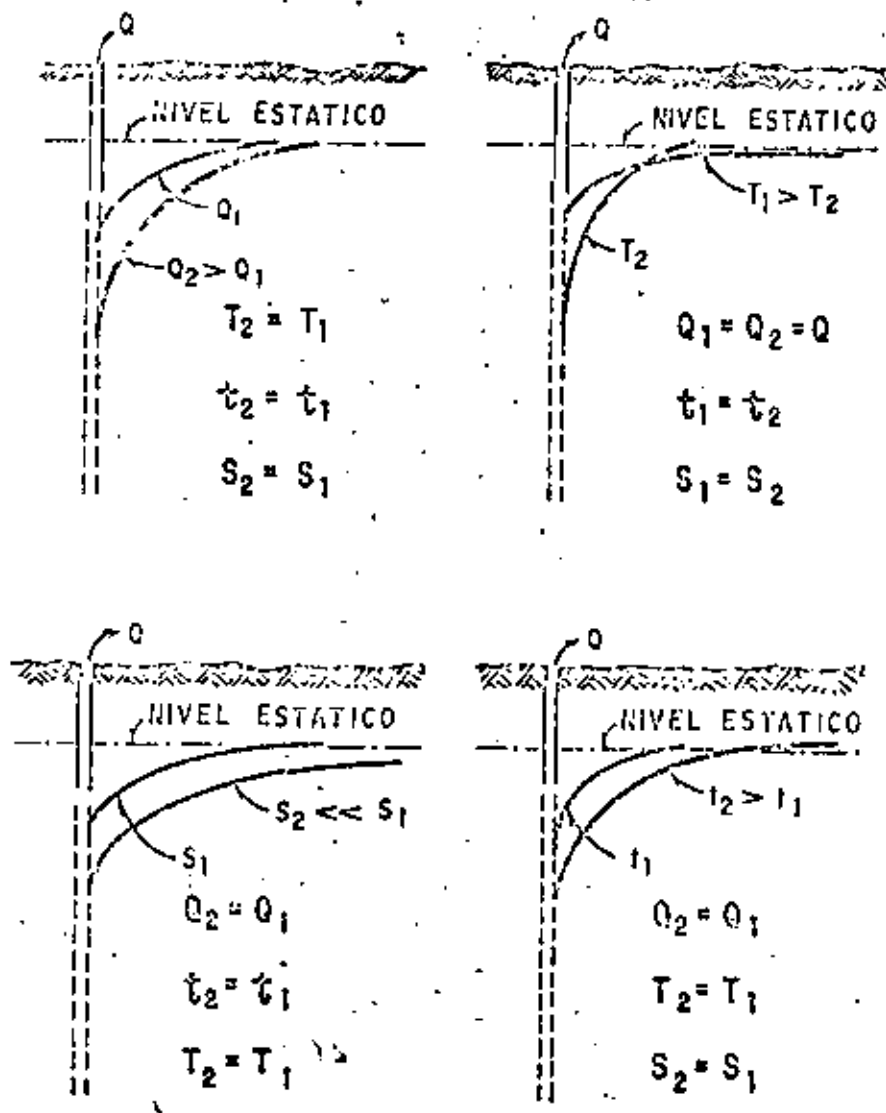
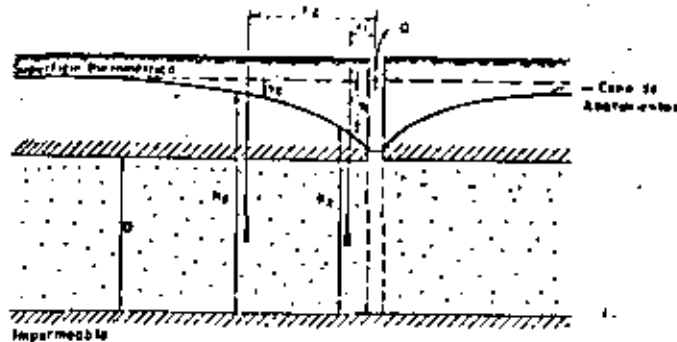


FIG. Nº C

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

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

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



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

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

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

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

IPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THIMM

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

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

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

Pruebas de bombeo en régimen transitorio.-

En 1915, C. V. Theis inició el estudio de la hidráulica de pozos en régimen transitorio, al desarrollar la fórmula que lleva su nombre. Mediante ella pueden deducirse los valores de los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, a partir de los abatimientos registrados en uno o varios pozos de observación para diferentes tiempos de bombeo, con la ventaja de que no es necesario esperar la estabilización del cono de abatimientos, como en el caso anterior.

La solución desarrollada por Theis, es:

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

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

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

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

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

HIPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THEIS

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

curva de campo y curva tipo.

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

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

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

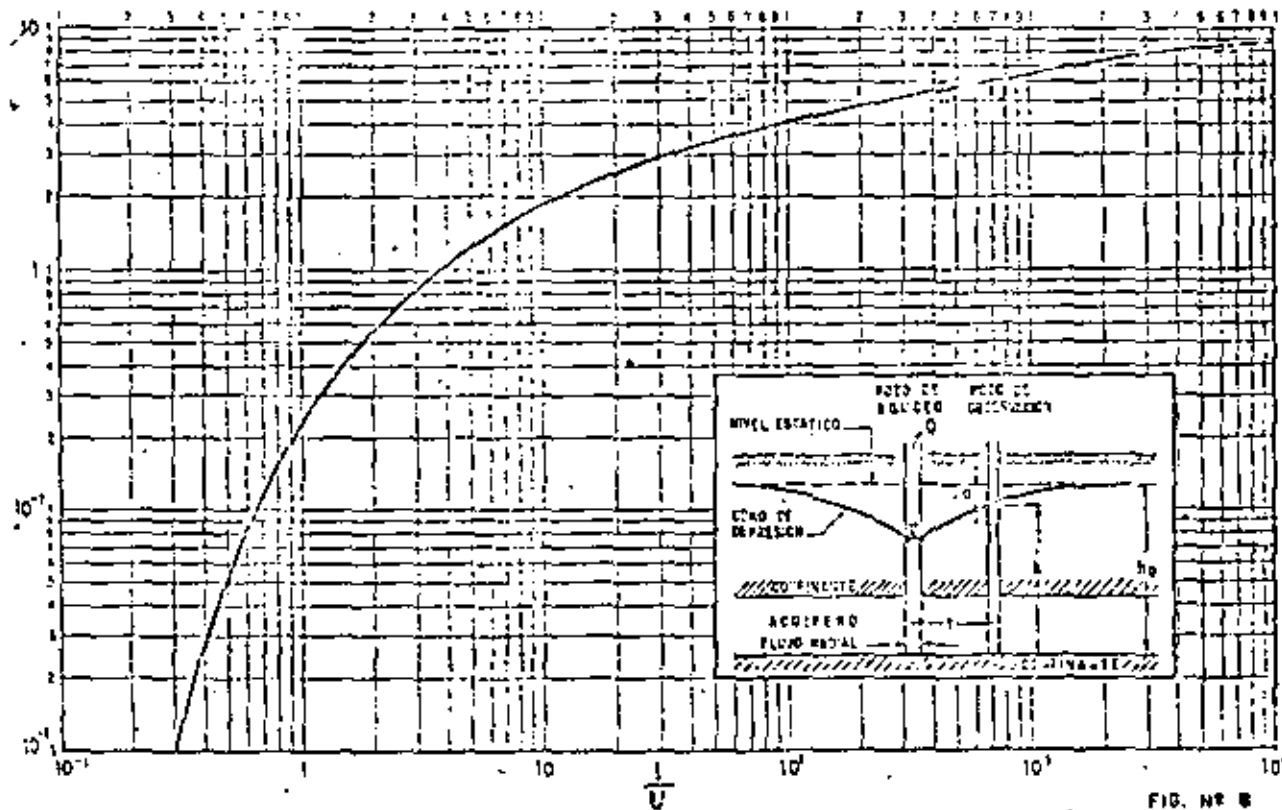
Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas, fué desarrollado por Jacob, quien observó -- que para tiempos largos ($t > 5Sr^2/T$), la ecuación (5) puede expresarse:

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

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

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

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



46

21

21

100

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

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

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

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

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

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

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

$$T = \frac{0.186 Q}{p}$$

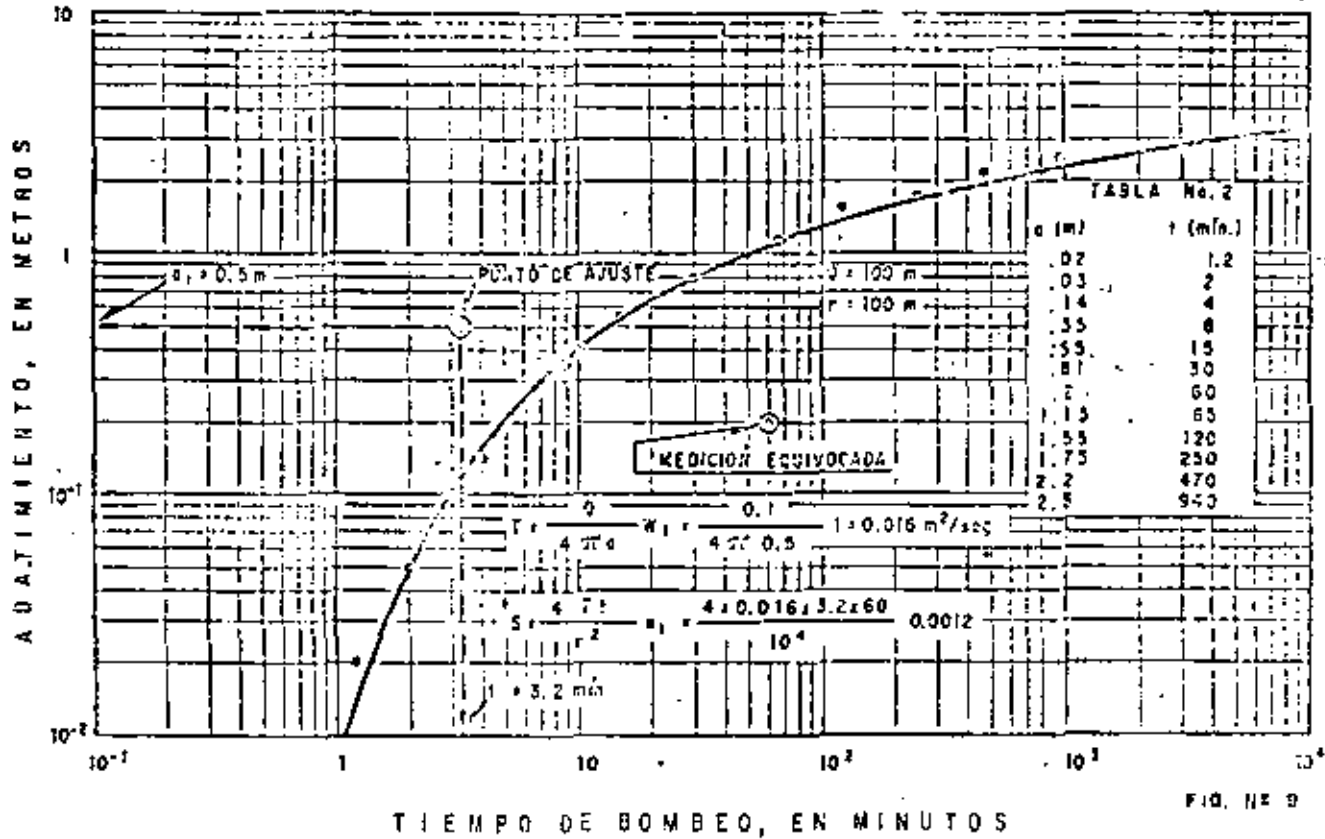
$$S = \frac{2.25 T t_0}{r_0^2}$$

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

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

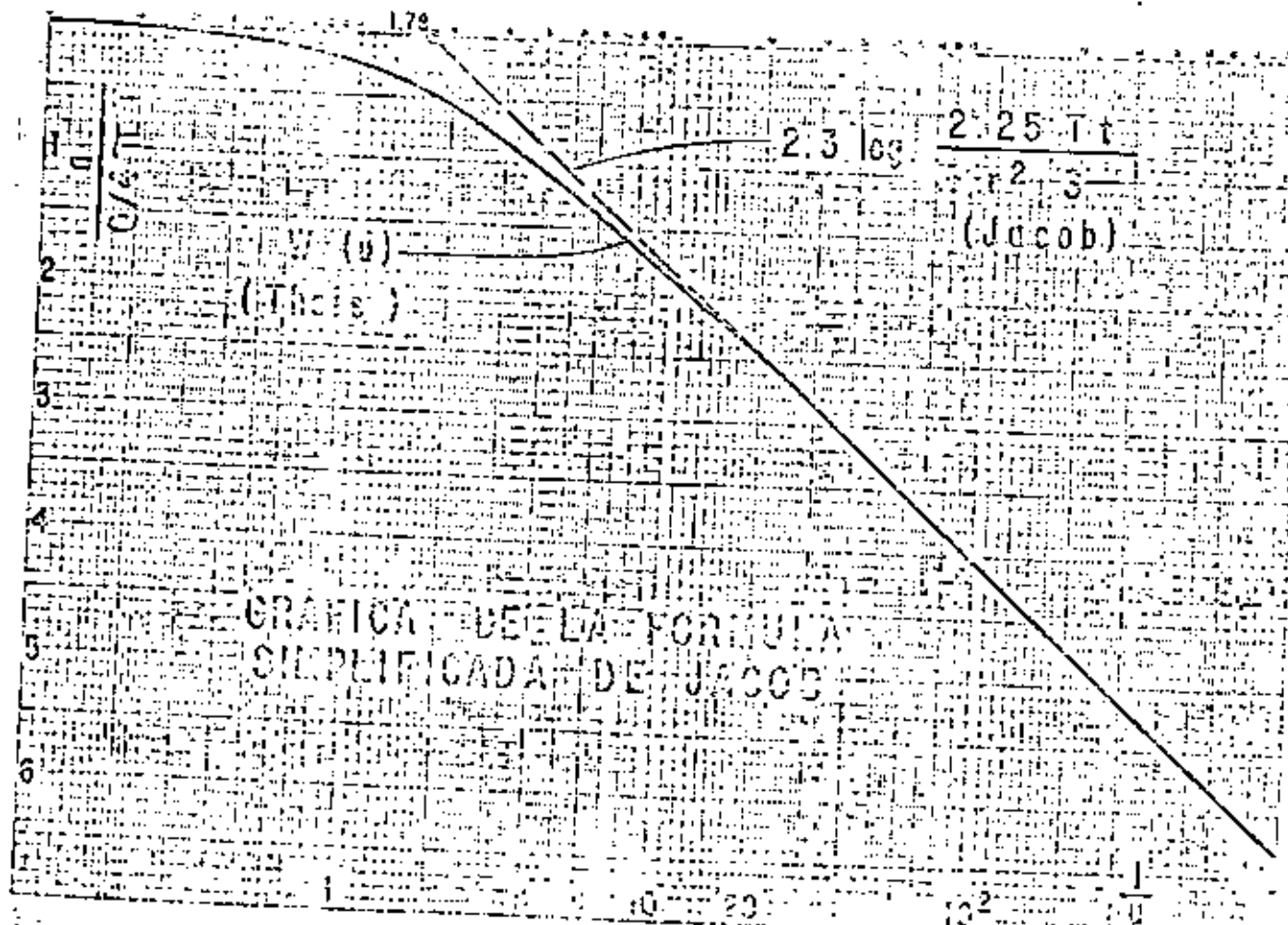
En la figura se compara la curva tipo de Theis con la aproximación de Jacob, en trazado semilogarítmico; en la figura se ejemplifica la aplicación del método.

INTERPRETACION DE UNA PRUEBA DE BOMBEO



26 26

FIG. No. 9



GRAFICA DE LA FORMULA
 SIMPLIFICADA DE JACOB

277

ABATIMIENTO, EN METROS

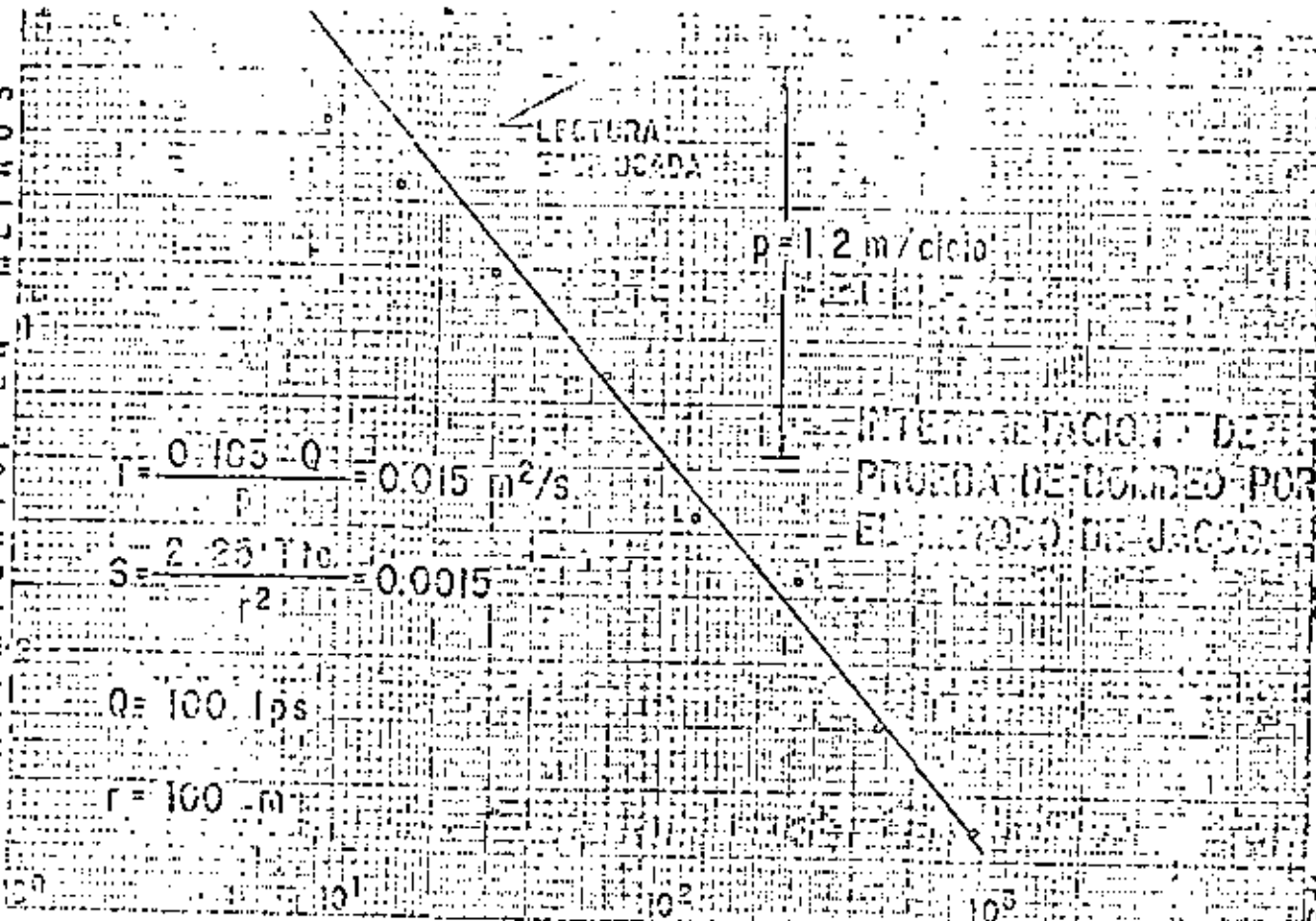
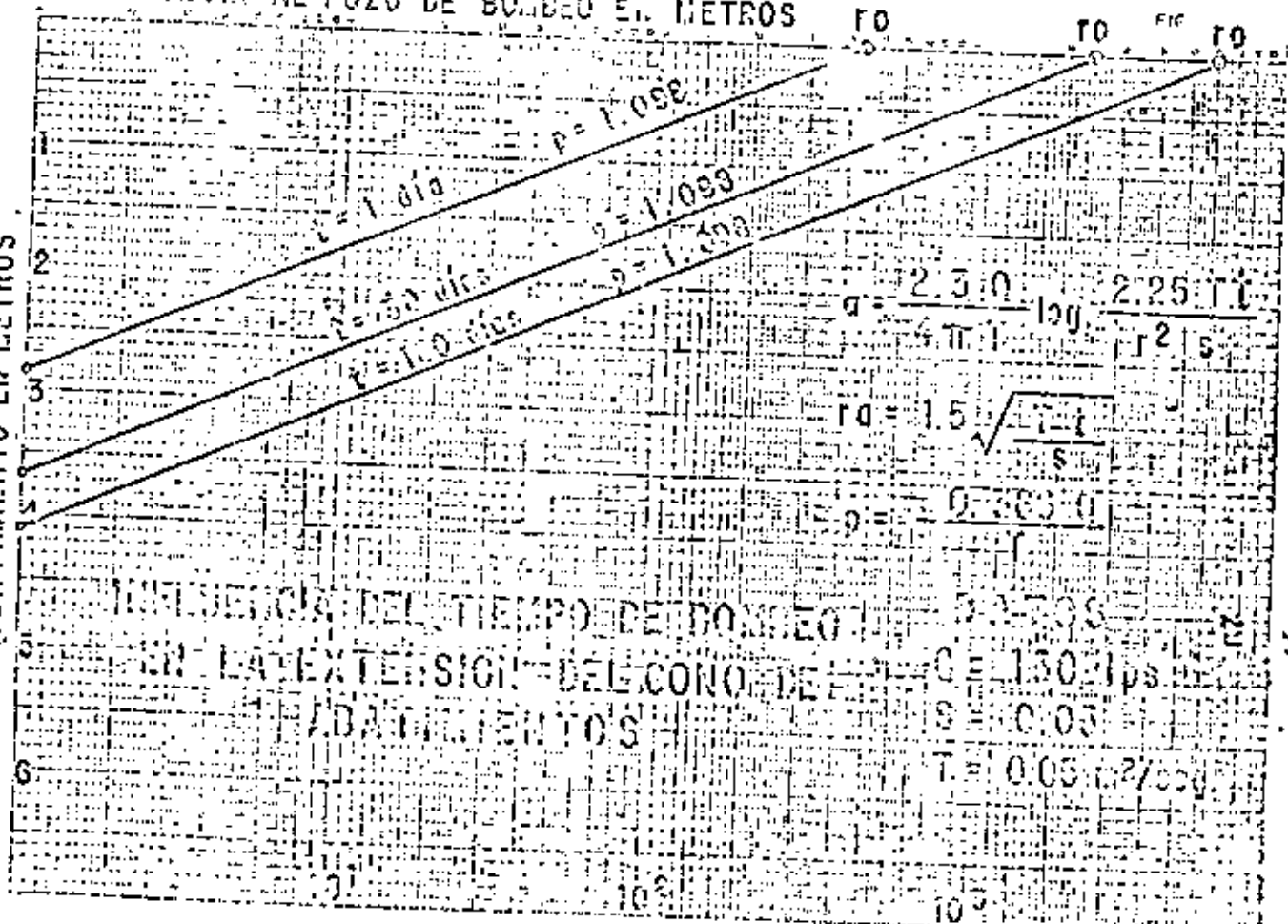


FIG. N° 11

DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO EN METROS

r_0 r_0 r_0

ABATIMIENTO EN METROS



INFLUENCIA DEL TIEMPO DE BOMBEO
EN LA EXTENSION DEL CONO DE
ABASTECIMIENTO S

$q = 2.30$
 $4 \pi h \log \frac{r_2}{r_1}$
 $r_0 = 15 \sqrt{\frac{1-t}{s}}$
 $p = 0.363 q$
 $C = 150 \text{ lps}$
 $S = 0.05$
 $T = 0.05 \text{ m}^2/\text{dia}$

97

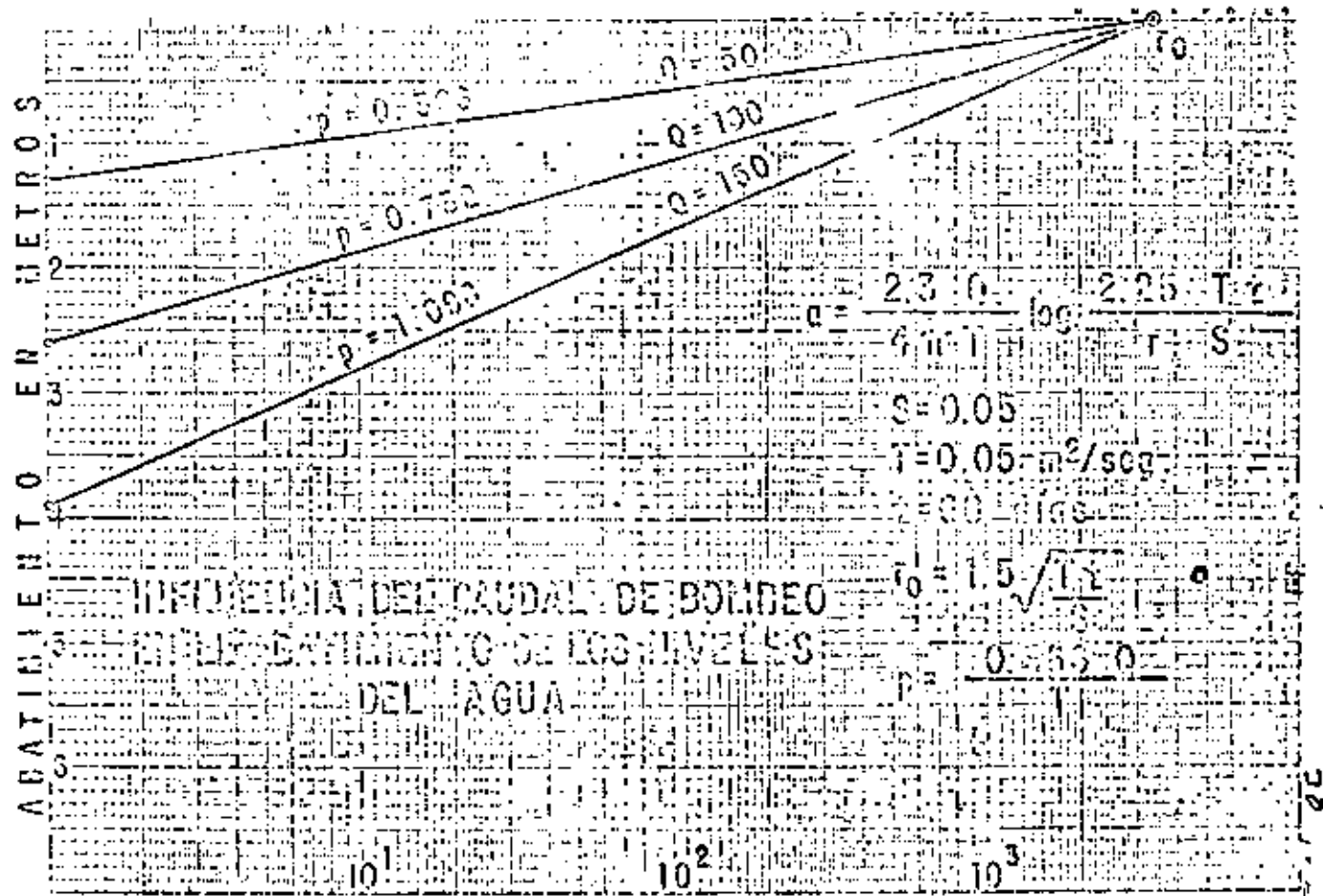
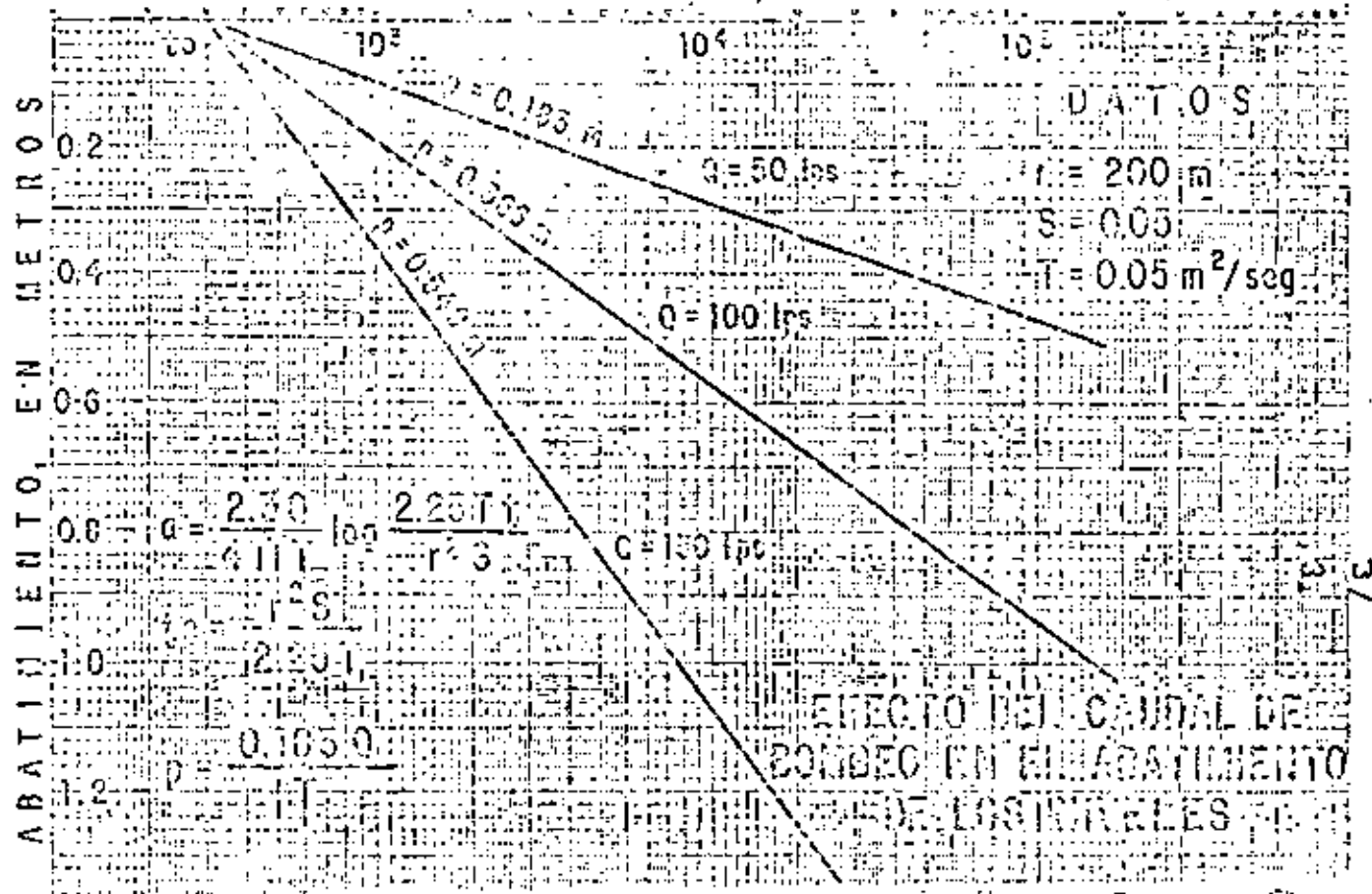
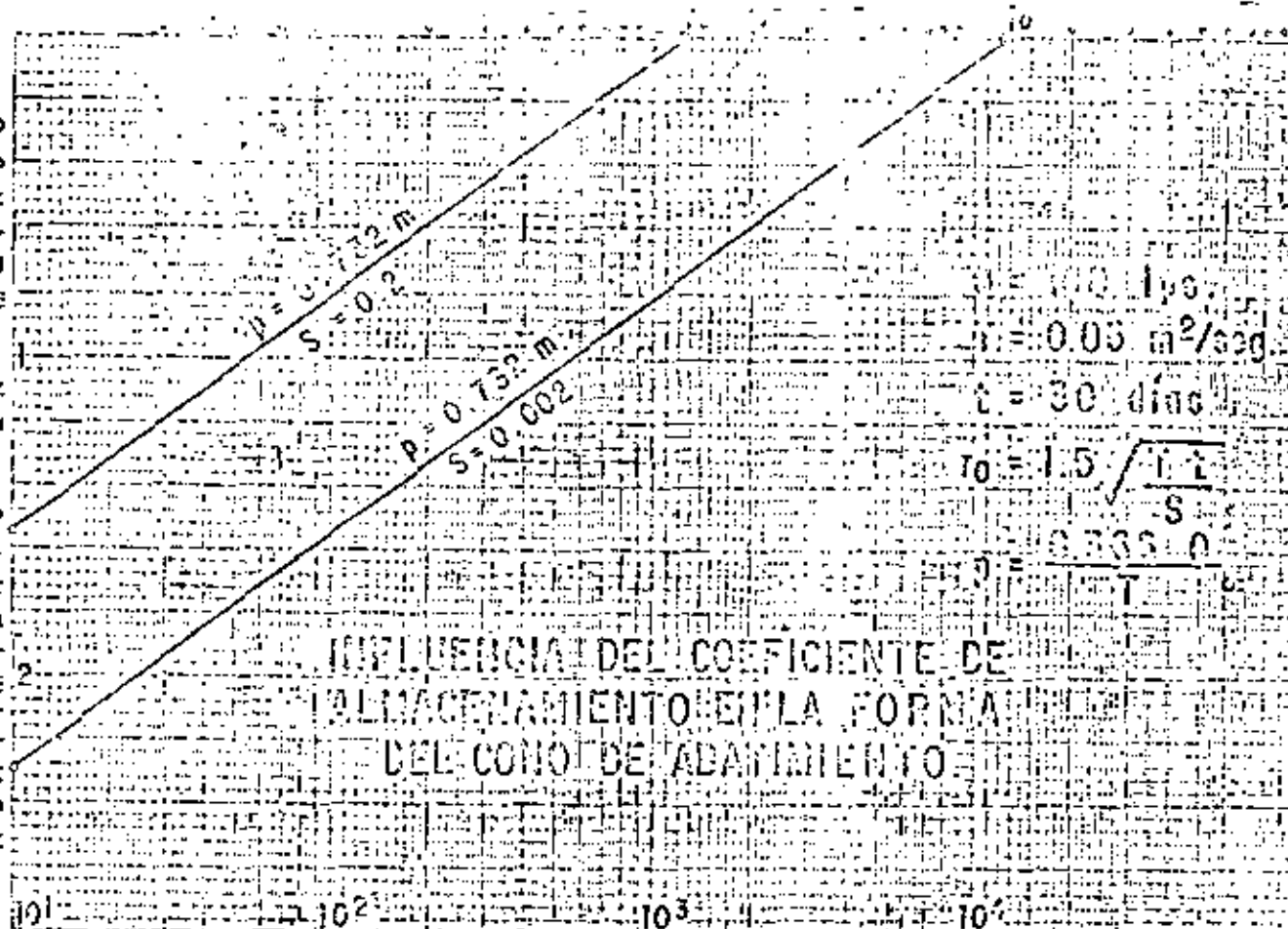


FIG. N° 13

TIEMPO DE BOMBEO, EN MINUTOS



ABATIMIENTO EN METROS

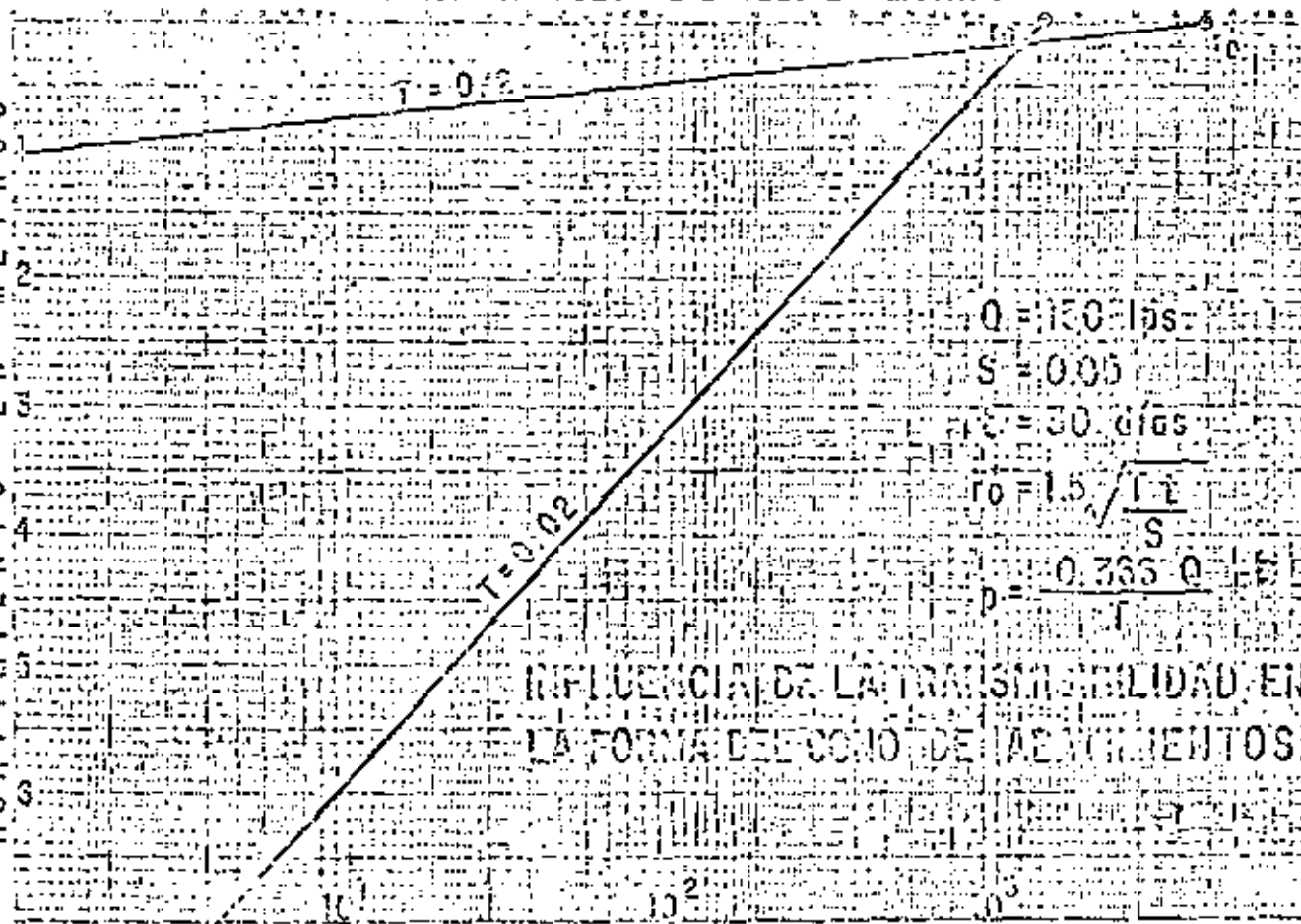


INFLUENCIA DEL COEFICIENTE DE
ALMACENAMIENTO EN LA FORMA
DEL CONO DE ABATIMIENTO

FIG. Nº 15

DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO EN METROS

ASATI MIENTO EN METROS



$Q = 100 \text{ lps}$

$S = 0.05$

$r_0 = 30 \text{ cms}$

$r_0 = 1.5 \sqrt{\frac{T \cdot t}{S}}$

$p = 0.365 \cdot Q \cdot \sqrt{\frac{t}{T}}$

INFLUENCIA DE LA TRANSMISIBILIDAD EN LA FORMA DEL CONO DE LAS VARIACIONES

33

33

Penetración Parcial.-

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

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

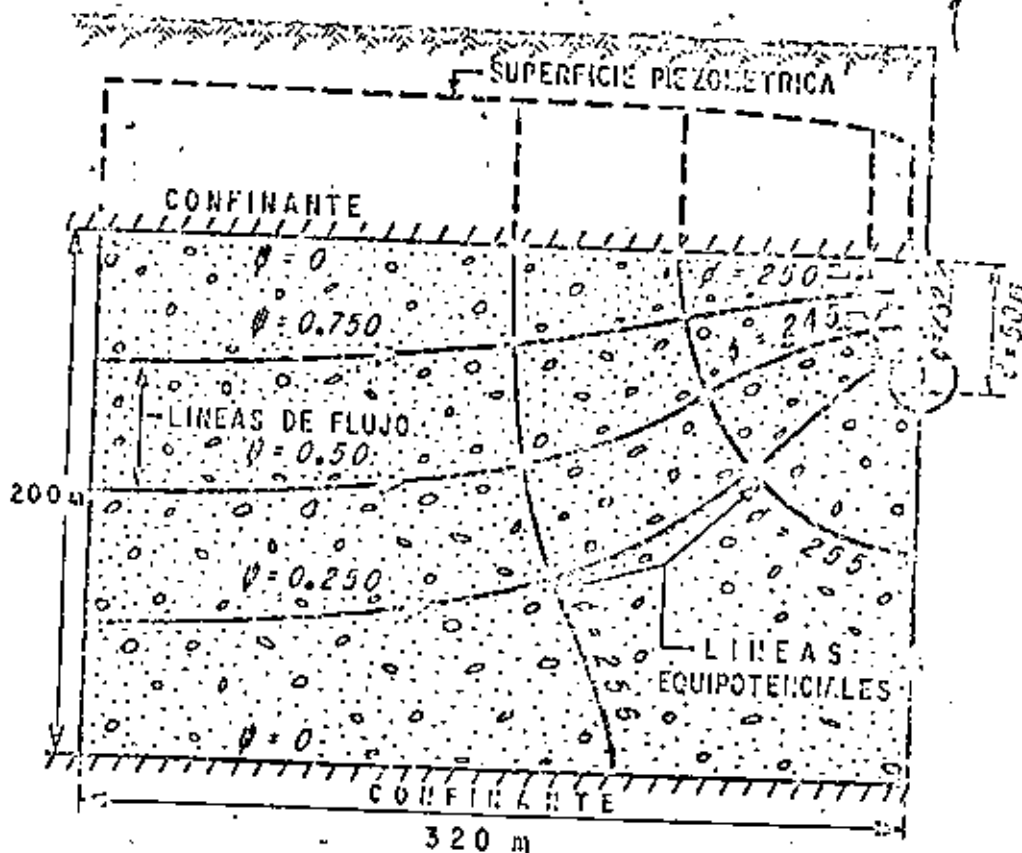
Para dar una idea aproximada de la disminución de la eficiencia hidráulica del pozo causada por la penetración parcial, considérese que si un pozo capta sólo la mitad del espesor saturado de un acuífero, el abatimiento provocado en él será algo menor que el doble del provocado en un pozo totalmente penetrante,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

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

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

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

FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE



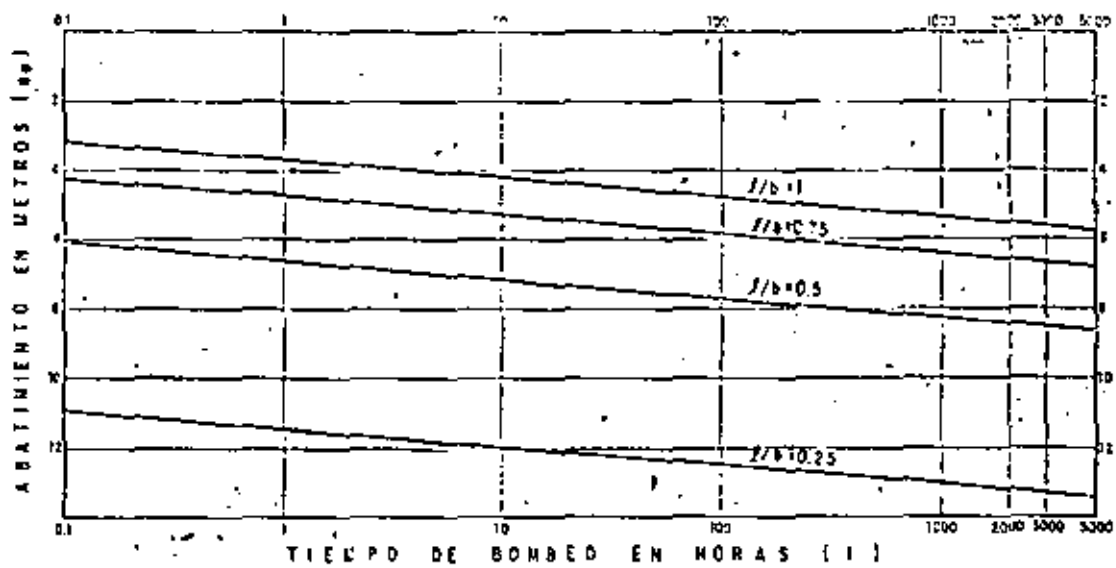
$$Q = 150 \text{ lps}$$

$$t = 2000 \text{ hrs}$$

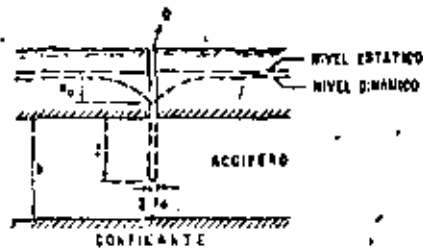
$$T = 0.02 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = 0.02$$

ESCALA 1:2000



$Q = 150 \text{ lps.}$
 $T = 5 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg.}$
 $S = 2 \times 10^{-3}$
 $b = 200 \text{ m}$
 $l_0 = 0.2 \text{ m}$

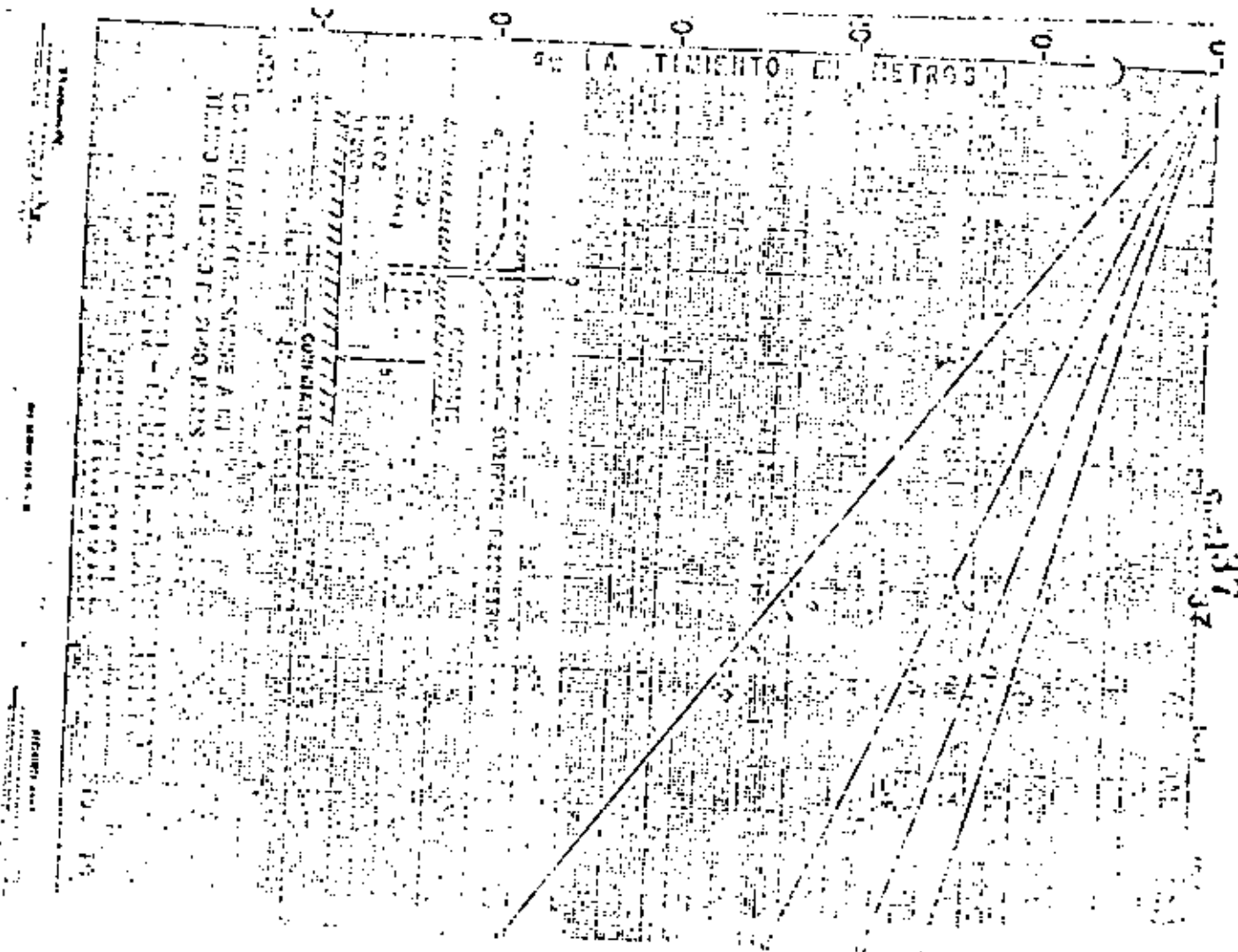


INFLUENCIA DE LA PENETRACION PARCIAL EN EL ABATIMIENTO DEL NIVEL DEL POZO DE BOMBEO
 FIGURA No 18

35

36

125



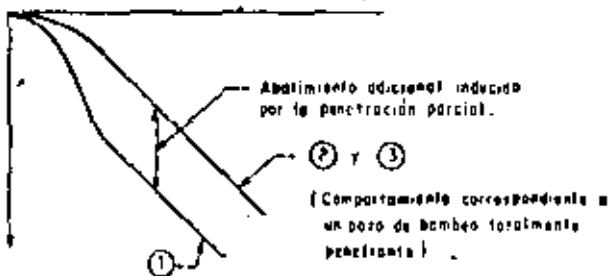
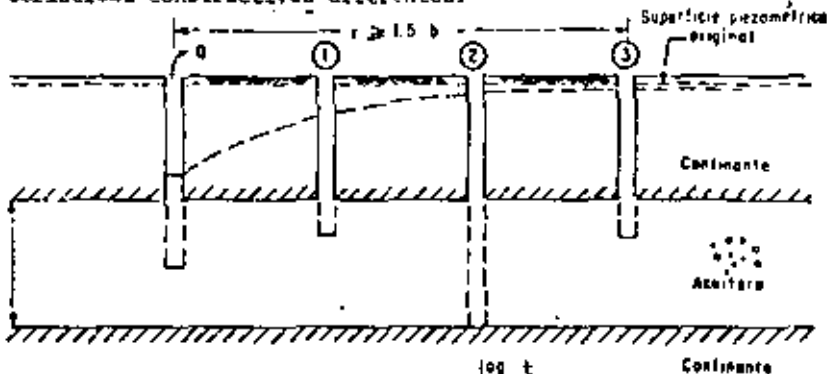
LÍNEA DE LÍMITES DE LOS TERREOS
 SUPERFICIE GEOMETRICA
 CONSIDERADA

No. 137
 37

137
 37

ra las características de los pozos utilizados en la prueba.

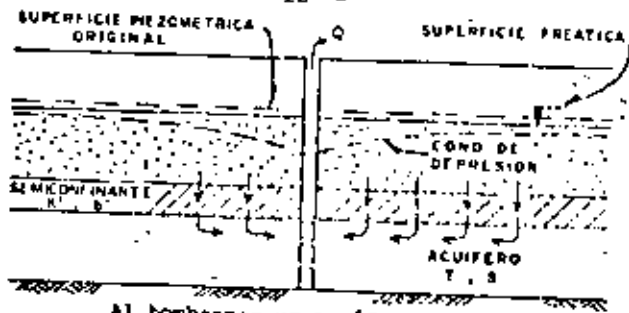
En la figura se ilustra el comportamiento del nivel del agua en pozos de observación a distancias y de características constructivas diferentes.



3.3.- POZOS EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS.

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

349 38



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

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

La solución correspondiente a este sistema es la siguiente:

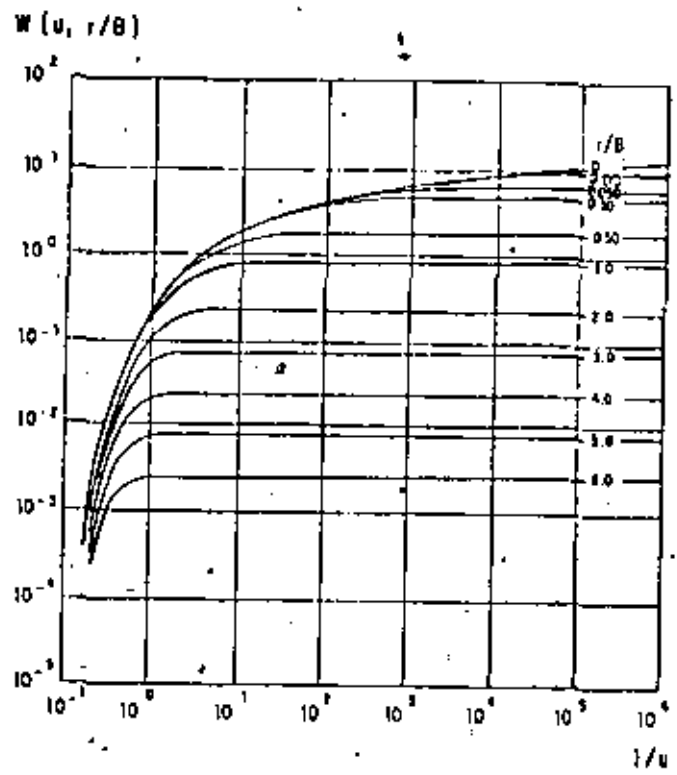
$$s = \frac{Q}{4 \pi r} W(u, r/B)$$

donde:

$$B = \sqrt{Tb'/k'}$$

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

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



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

3.4. - POZOS EN ACUÍFEROS LIBRES.

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

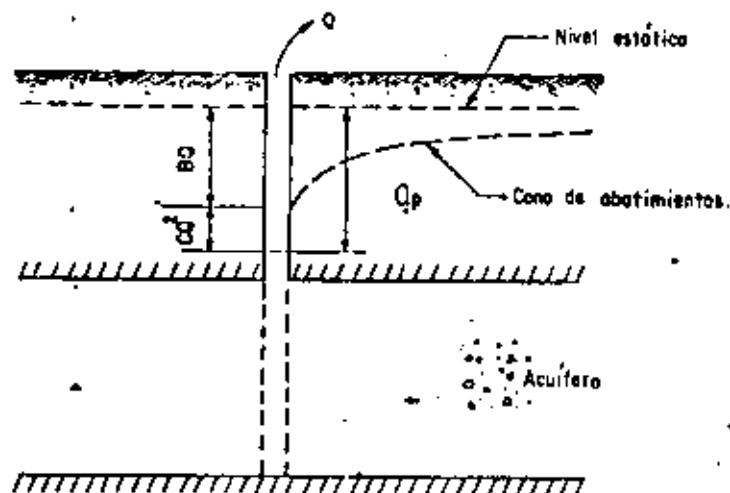
$$s_c = s - \frac{s^2}{2b}$$

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

IV. - HIDRAULICA DEL POZO DE BOMBEO.

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

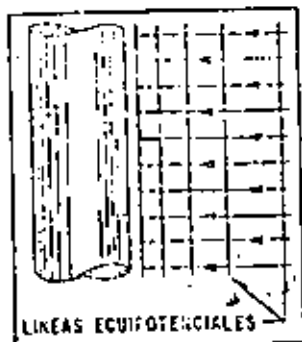
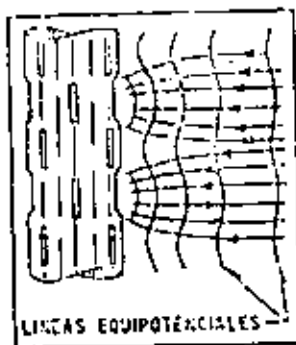
De acuerdo con lo anterior, el abatimiento total provocado en el pozo de bombeo tiene dos componentes principales: el abatimiento debido a la resistencia que opone la formación a la circulación del agua, el cual es directamente proporcional al caudal extraído; y el abatimiento provocado en el interior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



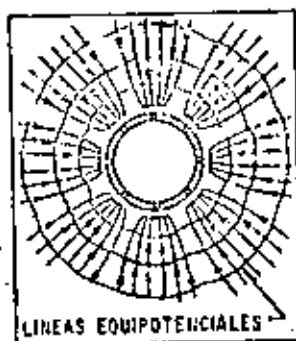
Lo anterior puede expresarse:

$$s_p = BQ + CQ^2$$

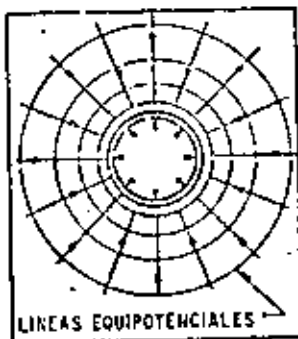
en la que: s_p es el abatimiento total en el pozo de bombeo; B , un coeficiente representativo de la resistencia del acuífero, y C , un coeficiente cuyo valor es función de las característi-



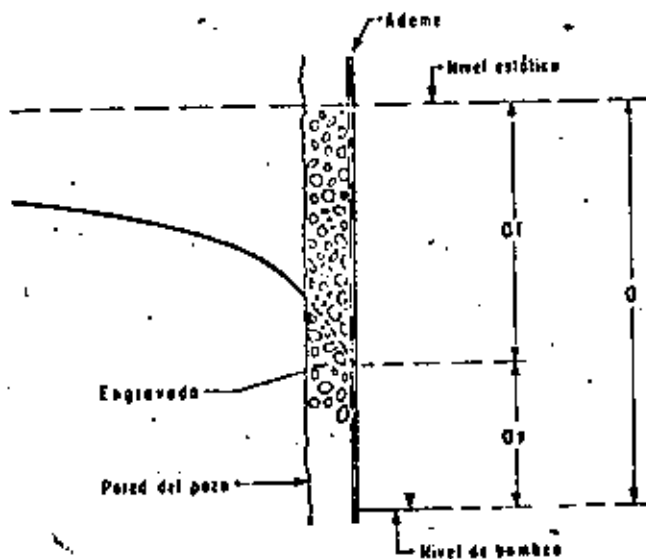
C O R T E



TUBERIA RANURADA



P L A N T A



cas constructivas del pozo.

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

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

por tanto:

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

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

$$\frac{Q}{Q_p} = \frac{1}{B + C_0}$$

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

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

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

coeficientes buscados. Para ello, se elige un tiempo menor o igual que la duración de cada etapa, de preferencia tal que el nivel de agua ya se haya establecido; se mide gráficamente el abatimiento total correspondiente a este tiempo, tomado a partir del inicio de cada etapa; se calcula el coeficiente en tre dichos abatimientos y los caudales respectivos, y con estos valores se traza la gráfica s/Q^2 U , mostrada en la figura.

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

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

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

INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO ESCALONADAS

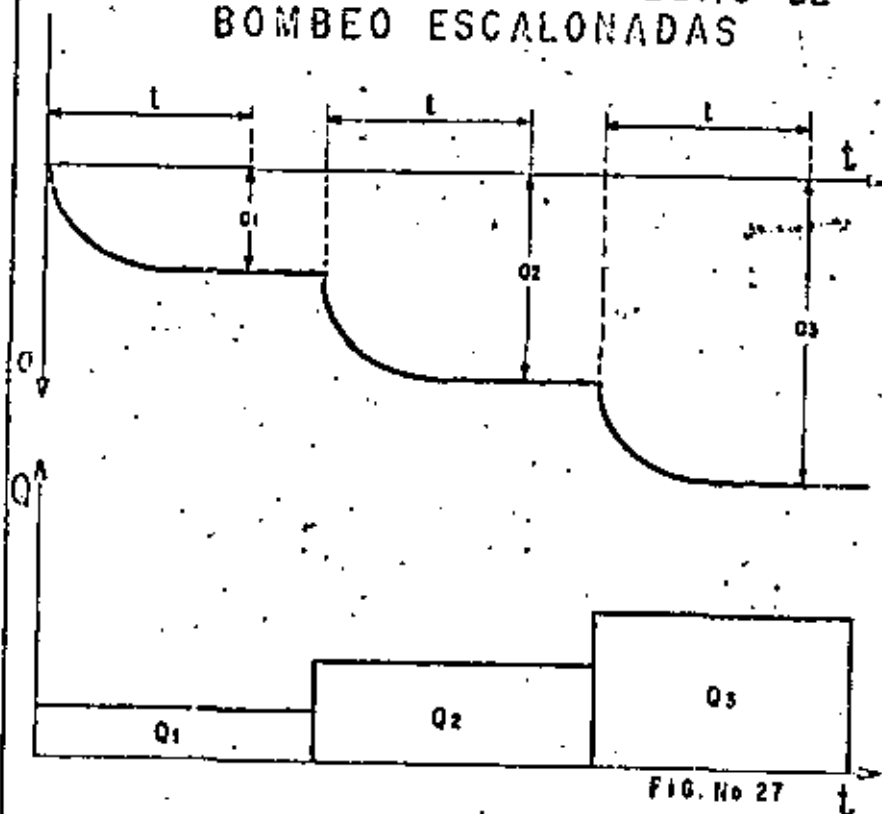
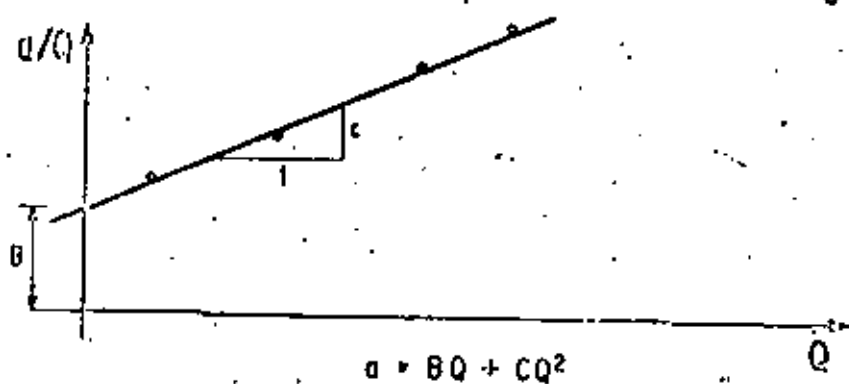


FIG. No 27

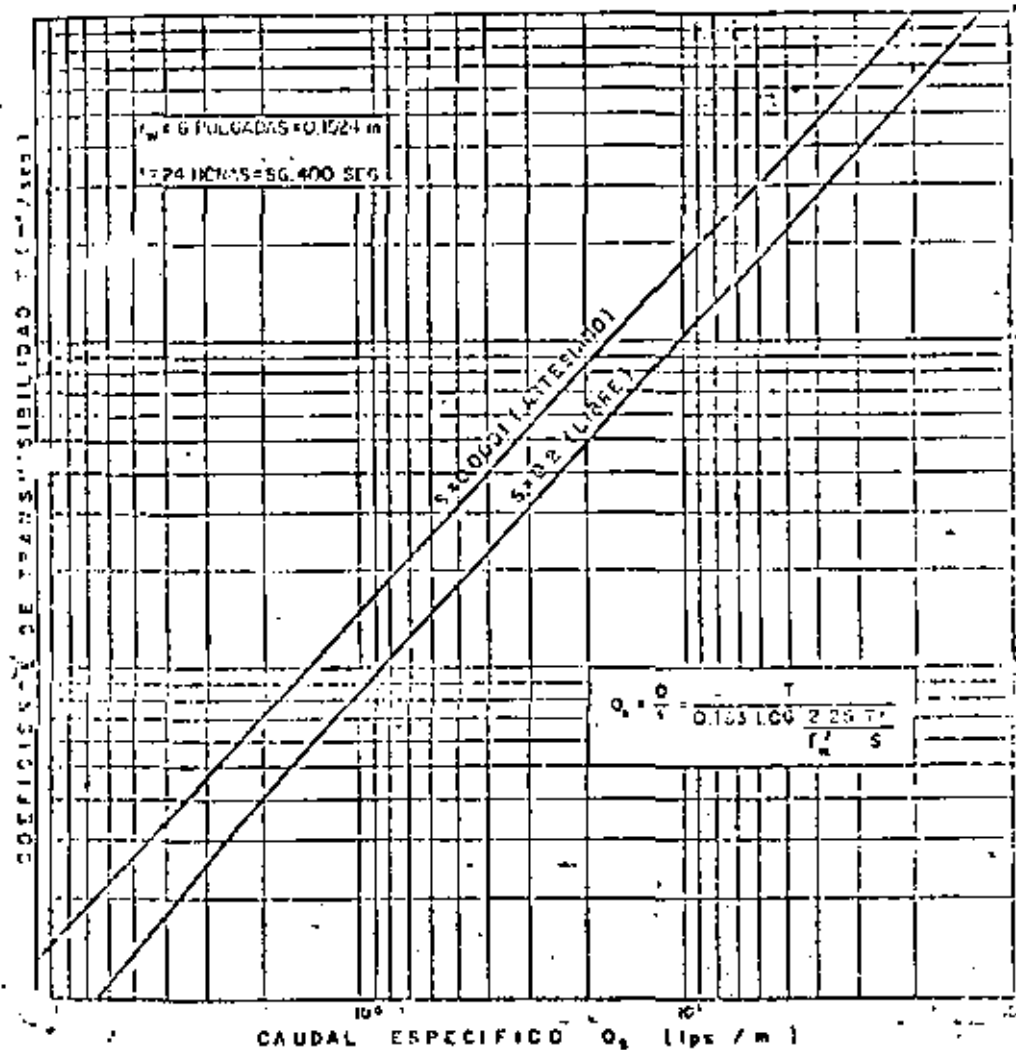


$$s = BQ + CQ^2$$

FIG. No 28

SUBDIRECCION DE GEOMORFOLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS

RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD



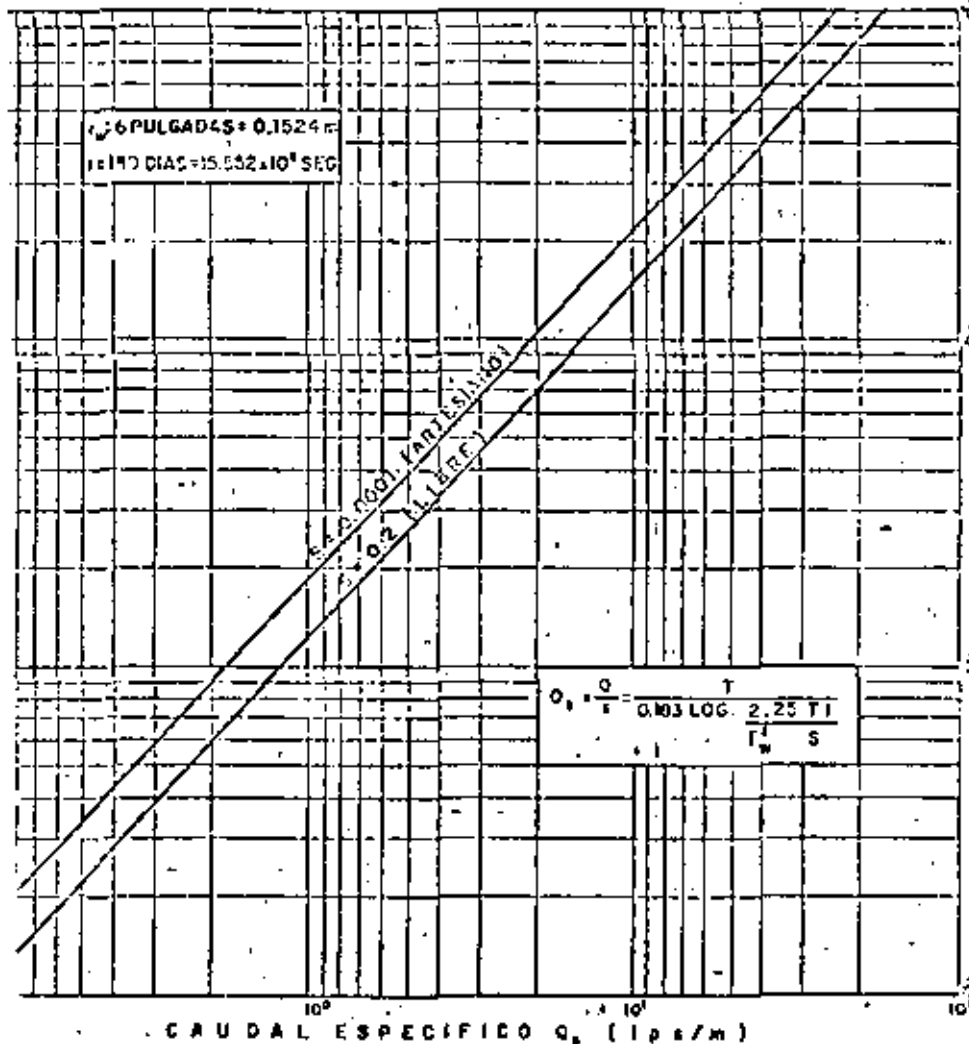
Forma: _____ Dibujo: _____

Fecha: _____
 DR. RUBEN CARLOS BULLER

DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA SUBSERVANCIA

SUBDIRECCION DE GEOMORFOLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS

RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD



Fecha: _____ Dibujo: _____

Revisó: _____
ING. ESPERIDIANO AMATEO

DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

ING. IGNACIO SAIZ ORTÍZ

ABRIL, 1984

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

En los campos de la Hidrología Superficial y de la Hidráulica, el pensamiento científico ha dispensado grandes esfuerzos para resolver eficientemente los problemas conectados con la captación y con los sistemas complejos de almacenamiento y conducción de aguas superficiales para su mejor aprovechamiento. En cambio, la Hidrología Subterránea y su interdependencia con el agua superficial, - hasta hace poco ha carecido de verdadero apoyo académico e institucional para su desarrollo; de aquí que el pensamiento científico en este campo esté limitado a contados especialistas, quienes a título casi personal y a base de esfuerzos y entusiasmo, ha logrado considerables avances en esta rama del saber.

La situación descrita no tuvo mayor significación en el pasado, tres o cuatro décadas atrás, porque la demanda de agua dulce era relativamente moderada, y la explotación de las aguas subterráneas no alcanzaba niveles preocupantes ni causaba, salvo en pocos casos particulares, efectos secundarios adversos que debieran evitarse. Sin embargo, en los últimos 20 años se ha presentado un sustancial incremento en la demanda de agua derivado del creciente desarrollo del país, lo que ha propiciado un aumento desmedido en la explotación de aguas subterráneas, especialmente en las regiones áridas y semi-áridas, donde la principal fuente de agua dulce se encuentra en el subsuelo. Resulta explicable que la comunidad científica y técnica no prestara mayor atención al estudio de las aguas subterráneas en el pasado, y que todo se redujera a identificar la presencia del agua en el subsuelo y perforar pozos más o menos bien diseñados; su operación no presentaba dificultades y no se percibían efectos adversos espectaculares que alertaran al personal técnico sobre la inconveniencia del régimen de extracciones imperantes o sobre el peligro de incrementar las explotaciones. Inconscientemente se olvidó que el recurso agua subterránea, aún cuando renovable, tiene sus limitaciones, y que si éstas no se respetan queda en grave riesgo el futuro abastecimiento de agua con el consecuente deterioro para la economía de la región. El desarrollo y explotación del agua subterránea generalmente se efectúa en forma caótica, interviniendo

diversas dependencias y particulares que olvidan tomar datos cruciales, la mayoría irrecuperables.

La realidad actual es preocupante. Muchas de las regiones del país presentan efectos adversos que deberían evitarse: intrusión salina en planicies costeras; abatimiento de niveles de bombeo próximos a lo antieconómico; hundimiento del terreno con dislocamiento en redes de servicios y edificios, y producción de grietas con peligro para estructuras importantes.

Sería inocente creer que todos los problemas de agua subterránea pueden resolverse en forma rápida y barata con tal de que el investigador sea suficientemente listo, y que si tiene acceso a una computadora electrónica no se necesita más. Los estudios de Hidrología Subterránea requieren, por una parte, el trabajo rutinario de acopio de información como piezometría e hidrometría, condiciones de fronteras, perforaciones de exploración, pruebas de bombeo, transmisibilidad, etc., y su interpretación adecuada; por otra parte, involucran procesos seriados de tomas de decisiones. En cada etapa, el investigador debe formular una hipótesis clara y plausible, y determinar si es correcta o incorrecta eligiendo las técnicas de investigación apropiadas. Por grande que sea su admiración hacia las técnicas modernas de cómputo, no debe abdicar su facultad de pensar y discernir para resignarse a la simple tarea de recopilar información rutinaria suponiendo que una máquina pueda llegar a pensar por él.

La computadora, por grande y elaborada que sea, no es más que una herramienta útil, que, atenta a las instrucciones contenidas en un programa que se le proporcione, procesa eficazmente los datos con que se le alimenta, sin que pueda discernir si el programa y los datos son los adecuados al problema que se pretende resolver; de aquí que la facultad pensante continúa siendo privativa del especialista, pero tampoco pretenda ser tan avisado que no necesite datos y medidas, hipótesis, cálculos y comprobaciones para resolver los problemas.

Así pues, continuemos pensando y midiendo, midiendo y pensando, para sustanciar las etapas que constituyen un estudio de hidrología

Subterránea.

La Hidrología Subterránea, como todas las ciencias, ha discurrecido por diversas etapas: de la fase filosófica puramente especulativa, pasó a la fase descriptiva, para tornarse después en explicativa y, finalmente, aún cuando con retraso, alcanzar la fase predictiva, que en última instancia es la que verdaderamente interesa desde el punto de vista práctico, ya que el técnico debe analizar los efectos que se derivarán de cualquier alternativa de explotación que se ocurra, en una fuente dada, a fin de proporcionar a los ejecutivos los elementos de juicio necesarios para tomar decisiones acertadas, conociendo de antemano el impacto y efecto de toda índole que provocarán tales decisiones.

La Hidrología Subterránea es compleja y requiere el concurso de diversas disciplinas científicas y técnicas que pueden arrojar luz sobre algunos aspectos del problema. Por lo tanto, requiere de grupos interdisciplinarios altamente calificados para alcanzar resultados satisfactorios que, a su vez, permitan planear racionalmente el futuro de las diversas regiones del país.

México, en vías de desarrollo social y económico, debe utilizar racionalmente todos sus recursos y, como ya se indicó, en especial el recurso agua. El empleo racional del agua subterránea implica, imprescindiblemente, un conocimiento cierto de sus características, tales como cuantía, distribución y calidad, así como la mejor forma de aprovecharla a largo plazo para garantizar el suministro de la región, y planear su desarrollo acorde con las disponibilidades de ese recurso, sabiendo de antemano los efectos secundarios que se producirán por la explotación propuesta. Sólo así se podrán evitar sobreexplotaciones que generen florecimientos efímeros y desplomes económicos posteriores que nulifican el progreso momentáneo y dejan al país con una cauda de males casi siempre irremediables.

Así pues hay que desterrar el lirismo y los zahoríes, por mucho tiempo que tengan en su actividad, y utilizar adecuadamente a

los científicos y técnicos con que cuenta México, fomentando la preparación de mayor número mediante incentivos apropiados, para que el progreso del país se realice sobre bases firmes y no en meras opiniones, si quien las emite no las fundamenta científicamente, pues como indica Mashall Walker : "La verdad del pensamiento científico descansa, no en la autoridad de los individuos, sino en la autoridad de la observación empírica", y, "El propósito inmediato del pensamiento científico es hacer predicciones correctas de los acontecimientos de la naturaleza, y su propósito último es la supervivencia del hombre".

La evaluación de los recursos de agua subterránea, en la actualidad tiene una connotación un tanto diferente a la que tenía hace unas cuantas décadas. En aquel entonces la preocupación básica de los estudios estribaba, casi exclusivamente, en tratar de determinar la cuantía de la recarga natural media en una zona o región, recurriendo a procedimientos más o menos elaborados, la mayoría de los cuales carecía de validez científica.

Una vez estimada la recarga anual, se adquiría una actitud estática, recomendando que en esa región se extrajera del subsuelo, como máximo, un volumen anual igual a la recarga media anual. A ese volumen se le etiquetó con el nombre de "rendimiento seguro" (safe yield). Con tal política, el almacenamiento subterráneo en una región, con frecuencia muy considerable, quedaba intocable y sin beneficio para nadie. Naturalmente, las presiones sociales, demográficas y económicas fomentaron el incremento de las explotaciones, en su mayoría en forma anárquica y sin conocimiento claro de sus consecuencias, dando por resultado que en algunas regiones la sobreexplotación ha causado daños en muchos casos irreversibles.

En la actualidad, gracias al avance de la técnica, es posible conocer las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos; establecer balances periódicos del agua subterránea; calcular la cuantía de la recarga y su evolución en el tiempo y, lo que es más importante, conocer el comportamiento de los acuíferos frente a la acción conjunta de la recarga y las explotaciones a las que se les

sujete. Es decir, se puede predecir con suficiente antelación, -
 cuál será el efecto que se producirá en un acuífero por las diversas
 alternativas de explotación que se deseen, proporcionando así, a -
 quien deba tomar las decisiones, los elementos de juicio para su -
 elección.

En la actualidad, el término "rendimiento seguro" adquiere
 un significado dinámico, pudiéndose decir, sin que esto pretenda ser
 una definición única, que es toda explotación de los acuíferos de
 una región que no produzca efectos secundarios permanentes indesea-
 bles, como intrusión de agua de mar en las planicies costeras; o
 contaminación de acuíferos salinos presentes en la región; hundimien-
 tos en la superficie del terreno, abatimientos piezométricos excesivos
 que hagan incosteable el bombeo, etc.

A medida que un acuífero se sobreexplota, los niveles piezomé-
 tricos se abaten. El abatimiento total no debe rebasar un nivel -
 crítico, que es el nivel medio mínimo que debería mantenerse para
 prevenir los efectos secundarios indeseables mencionados antes, sin
 olvidar que lo indeseable de tales efectos es cuestión de criterio
 humano. Así pues, la explotación segura significa que el recurso
 no se dañe por la propia explotación; sin embargo, esto no protege
 el recurso agua subterránea contra los daños causados por otros fac-
 tores tales como la contaminación, cambios de clima, etc.

ESTUDIO Y EVALUACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

El estudio de las aguas subterráneas abarca tres fases princi-
 pales que son :

- a).- Prospección del agua, que comprende los trabajos indispensables
 para identificar la presencia del agua subterránea en una región
 dada.
- b).- Determinar las características físicas e hidrodinámicas de los
 acuíferos en esa región.
- c).- Conocer la hidrología subterránea propiamente dicha, o séase, -

determinar el comportamiento de los acuíferos frente a la acción conjunta de la recarga y las explotaciones a las que se les sujeta; que es, como ya se dijo, la única forma de poder manejar racionalmente las aguas subterráneas y de programar la distribución y régimen de explotación más convenientes en cada caso y en cada época, que es realmente lo más importante desde el punto de vista práctico.

Cabe aclarar que dichas etapas no se trabajan separadamente sino paralelamente dentro de lo posible en cada caso.

PROSPECCION DEL AGUA:

La prospección del agua, especialmente en las regiones vírgenes de explotaciones, requiere un conocimiento previo de las condiciones hidrológicas superficiales, de las características geológicas regionales, y de un estudio detallado de sus peculiaridades, ya que las aguas pluviales y los escurrimientos superficiales constituyen la principal fuente de alimentación a los acuíferos, y las características geológicas forman el marco en el que fluyen las aguas subterráneas. Las inferencias que se deriven de tales estudios, respecto a la presencia de agua subterránea y probables tipos de acuíferos, deben verificarse mediante perforaciones de exploración convenientemente localizadas, y a suficiente profundidad para identificar posibles acuíferos profundos, confinados, cuya explotación pudiera convenir. Estas exploraciones se auxilian y complementan con sondeos geofísicos adecuados.

DETERMINACION DE LAS CARACTERISTICAS DE LOS ACUIFEROS.

Por lo que se refiere a la determinación de las características de los acuíferos, reviste dos aspectos: uno se refiere a las características físicas, o sea su tipo, extensión y espesor, que se determinan con perforaciones de exploración adicionales, también auxiliadas y complementadas con métodos geofísicos.

Los métodos geofísicos constituyen, en términos generales, una herramienta útil para extender a toda una área, en forma económica, los datos geológicos obtenidos en unas cuantas perforaciones de exploración específicas dentro de esa misma área, evitando el tener que tapizarla con perforaciones para adquirir, un conocimiento adecuado de la geología sepultada. Para esto, el geofísico mide desde la superficie del terreno determinadas anomalías físicas presentes en el subsuelo, las cuales debe interpretar en términos de geología profunda, calibrando su interpretación con los cortes geológicos obtenidos en las perforaciones mencionadas. Las anomalías comúnmente aprovechadas son las magnéticas, gravimétricas, las eléctricas y las elásticas; cada una tiene su aplicación y limitaciones y requieren tecnologías especiales.

El otro aspecto se relaciona con sus características hidrodinámicas o sea determinar si funcionan como acuíferos libres, confinados o múltiples y, fundamentalmente, conocer sus coeficientes de transmisibilidad y almacenaje, indispensables para calcular la cuantía del flujo subterráneo en un momento dado, así como las variaciones que ocurren en el volumen de agua almacenada al producirse variaciones en los niveles piezométricos; para esto, se efectúan pruebas de bombeo formales convenientemente distribuidas en toda el área, las que, interpretadas debidamente a la luz de las teorías más avanzadas y con los últimos métodos desarrollados, proporcionan la información deseada. Las pruebas de bombeo se realizan en aquellos pozos de explotación existentes cuyas características sean adecuadas y se complementan aprovechando las perforaciones de exploración, las cuales se terminan como pozos de explotación o como pozos de observación o estaciones piezométricas según el caso.

REGIMEN PIEZOMETRICO

Dado que el agua una vez infiltrada en el subsuelo queda fuera del alcance de toda medida directa convencional, hay que recurrir a determinar su régimen piezométrico para conocer el esquema del flujo

con todas sus características tales como dirección y sentido de las líneas de corriente, gradientes y evolución que sufren en el transcurso del tiempo.

Este renglón es de primordial importancia ya que su buen conocimiento, junto con el de las transmisibilidades y coeficientes de almacenaje en la región por estudiar, permiten determinar, para las fechas elegidas, los caudales que fluyen por los acuíferos y las fluctuaciones que sufre el almacenamiento en el período de tiempo elegido.

El conocimiento piezométrico se logra instalando el número de pozos de observación o estaciones piezométricas necesarias y con una distribución adecuada en la región, en la inteligencia de que para este objeto pueden utilizarse pozos de explotación existentes y convenientemente elegidos, complementándose con los que se instalen en las perforaciones de exploración.

GEOQUÍMICA :

La interpretación geoquímica de los análisis físico-químicos de las aguas subterráneas presenta gran utilidad, ya que independientemente de proporcionar una distribución de calidad de las aguas subterráneas, proporciona también información valiosa respecto al esquema del flujo regional, afinidad entre dos o más acuíferos, origen de las aguas, composición de las rocas por las que escurrido el agua, intrusión salina y algunos otros aspectos útiles.

Este renglón, complementado con las modernas técnicas isotópicas, particularmente utilizando los isótopos ambientales, ayuda a dilucidar diversos aspectos importantes de los estudios.

HIDROLOGIA SUBTERRANEA :

La Hidrología Subterránea propiamente dicha estudia el comportamiento de los acuíferos de una región frente a la acción combinada

de la recarga natural y las explotaciones a las que se les someta.

Este comportamiento depende del tipo y ubicación de las fronteras; de las características hidrodinámicas de los acuíferos y su distribución, de la cuantía y distribución de la recarga; el régimen con que fluye el agua subterránea, en la inteligencia de que tiene carácter transitorio; y por último, de la cuantía, distribución y régimen de las explotaciones. Una vez en posesión de estos conocimientos, se está en posibilidad de predecir, con base en las leyes de flujo subterráneo, cuál será el comportamiento futuro de los acuíferos frente a cualquier alternativa de explotación que se desee, tanto por lo que respecta a su monto como a su distribución.

Para cubrir esta fase, la más importante desde el punto de vista práctico, ya que su conocimiento representa la única forma de programar el desarrollo de una región garantizándole su abastecimiento de agua con un buen conocimiento de las consecuencias que puedan esperarse a futuro por la explotación que se programe, es necesario trabajar con métodos geohidrológicos directos, realizando los balances del agua ya infiltrada en el subsuelo y al abrigo de todas las indeterminaciones asociadas con los factores que influyen en la superficie para su infiltración. Una vez en posesión de los conocimientos derivados de esos balances, se está en posibilidad de estudiar el comportamiento futuro de los acuíferos.

El desarrollo de las computadoras electrónicas permite realizar, en forma rápida y económica, las predicciones necesarias mediante modelos, matemáticos si la computadora es digital o analógicos para los que sean de ese tipo. En los modelos se simulan las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos y se calibran imponiéndoles las condiciones de alimentación y explotaciones habidos en los períodos anteriores conocidos, debiendo reproducir el modelo la evolución de niveles observada en esos mismos períodos; una vez calibrado adecuadamente se puede obtener la evolución que se producirá en el futuro para la explotación que se desee estudiar. De lo anterior, resulta evidente que, interese la historia, o sea el

pasado, porque preocupa el futuro, única base racional para planear correctamente el desarrollo de las regiones y muy particularmente en las regiones áridas y semi-áridas que, como ya se indicó, tiene su principal fuente de abastecimiento de agua dulce en el subsuelo.

De todos los aspectos señalados que intervienen en los estudios del agua subterránea, algunos son estáticos y otros tienen carácter dinámico, ya que varían con el tiempo. Siendo todos importantes, su determinación o estudio debe jerarquizarse, prestando atención especial y continua a los aspectos variables. Las explotaciones varían constantemente y como el flujo subterráneo tiene carácter transitorio, los niveles piezométricos, los gradientes y trayectorias evolucionan continuamente, por lo que un dato que no se tome oportunamente es un dato irrecuperable. En cambio, a menos que se presente un cataclismo, la geología de una región no cambia en el tiempo tomado a escala humana, y la información geológica obtenida en cualquier momento es válida para los eventos hidrológicos anteriores y posteriores a la fecha del levantamiento geológico realizado. De aquí que deban enfocarse los primeros trabajos a establecer un servicio continuo para la obtención de datos en los aspectos variables, y si existen limitaciones presupuestales, los levantamientos de geología superficial pueden diferirse lo indispensable.

Sin embargo, lo anterior no debe tomarse como regla absoluta. Si bien en una zona de explotación el conocimiento de la cuantía y distribución de las extracciones, así como del régimen piezométrico y comportamiento hidráulico de los pozos, permite deducir con cierta aproximación el monto de los recursos en agua subterránea disponibles, cuando menos en lo que concierne a los acuíferos explotados, en las regiones vírgenes de explotación en las que el flujo y sus fronteras resultan muy complicados, los levantamientos geológicos y las exploraciones directas y con métodos geofísicos deben adelantarse.

Finalmente, para ubicar captaciones específicas de aguas subterráneas mediante pozos, galerías o túneles, es indispensable contar con levantamientos geológicos detallados de la zona, comple-

mentados con los sondeos específicos, a fin de que la ubicación y las características sean óptimas.

Para el aprovechamiento de los recursos de agua en una región, las aguas superficiales y las subterráneas deben manejarse como un elemento único y no separadamente, ya que el recurso total, visto desde el aspecto de su manejo actual, es mayor que la suma de los recursos separados, independientemente de que el aprovechamiento de uno puede afectar al otro.

Muy rara vez el hidrólogo cuenta, en un momento dado, con la información indispensable para calcular la cuantía de los recursos de agua subterránea en una región. Las explotaciones por medio de pozos proliferan en forma por demás caótica, perforados por dependencias oficiales y por particulares que descuidan tomar los datos cruciales. Es más, información valiosa que se sabe que existe en alguna parte, suele ser difícil de obtener.

Con base en información incompleta, el hidrólogo muchas veces debe tomar decisiones a corto plazo, para lo cual resultan útiles los siguientes criterios, tomados del artículo del Dr. Samuel Mandel⁽³⁾:

- a.- Los conceptos e hipótesis que maneje deben ser de naturaleza física.
- b.- Los criterios deben comprender una serie de situaciones físicas - globales discretas, más que un continuo espacial o temporal.
- c.- Los parámetros importantes deben ser susceptibles de evaluar mediante diversos métodos independientes a fin de que la consistencia de los resultados pueda cotejarse.
- e.- Los métodos que requieren gran número de datos observados en perforaciones, obviamente resultan poco útiles para las decisiones a corto plazo.

De los resultados que obtenga manejando con estos criterios la información disponible, dependen las decisiones preliminares, inclu-

yendo la posible necesidad de efectuar trabajos adicionales para conocer mejor los parámetros básicos.

1.- MÉTODOS Y CONCEPTOS :

La experiencia práctica ha demostrado la utilidad de los conceptos que siguen. Los métodos técnicos se mencionan pero brevemente; para mayores detalles el lector deberá recurrir a la literatura expresa.

- a.- El sistema natural de agua subterránea comprende los mecanismos de recarga y descarga de agua, las trayectorias naturales del flujo y las reservas almacenadas en el acuífero. No siempre es fácil identificar el sistema y las suposiciones más plausibles no necesariamente serán correctas. Los métodos geoquímicos, las consideraciones geológicas y las técnicas isotópicas son útiles para valorar las diversas facetas del problema.
- b.- Reservas de agua subterránea. La explotación de un acuífero, aún bombeando unos cuantos metros cúbicos en un pozo, cambia todas las reservas. Otros efectos como el descenso de niveles del agua, cambios en las direcciones del flujo, etc., son consecuencias de ese primer cambio. Dos tipos principales de reservas pueden distinguirse: las reservas "dinámicas" y las "ocultas".

Las reservas dinámicas se encuentran arriba de los niveles de las salidas naturales y generan la energía que provoca el flujo del agua. Si las reservas dinámicas son nulas, cesa la descarga natural del agua subterránea. Las reservas ocultas se encuentran abajo del nivel de las salidas naturales; no son aguas estancas sino que participan en el movimiento del agua subterránea en tanto exista flujo en el acuífero. (En los acuíferos costeros no es aplicable esta distinción). Ambos tipos de reservas pueden estimarse mediante consideraciones geohidrológicas. Las reservas dinámicas pueden calcularse mediante el análisis de las curvas de decaimiento (Mero, 1964). El concepto de reservas también es

inherente en los párrafos c y d siguientes.

c.- Tiempo de residencia : indica el tiempo que tarda el agua en moverse desde el punto de recarga hasta el punto de muestreo. Este parámetro también puede definirse como la relación entre el almacenamiento total y el flujo en el acuífero; de aquí su importancia. Lamentablemente, los métodos isotópicos que en principio facilitan su medida, se ven acosados por dificultades todavía no resueltas. Sin embargo, vale la pena cotejar cuándo, en una situación dada, los pocos y relativamente baratos análisis pueden proporcionar información útil.

d.- La relación reservas dinámicas/caudal (dimensión tiempo), indican qué tanto durarán las reservas si el flujo de salida continúa a su cuantía inicial. Si el acuífero descarga por manantiales, la relación se calcula fácilmente con el análisis de la curva de decaimiento. A veces son útiles los cálculos geohidrológicos gruesos, aún cuando son menos confiables.

e.- La recarga media anual es el primer aspecto cuantitativo que generalmente se estima en las investigaciones de agua subterránea. Es un hecho lo difícil de evaluar este elusivo parámetro. Las estimaciones basadas en "coeficientes de infiltración" supuestos, en áreas de recarga también supuestas, etc., a menudo están equivocados. Los cálculos geohidrológicos detallados (Mero, 1969) requieren muchos datos y rara vez son aplicables. La mejor estrategia es valuar la salida natural del acuífero en vez de la entrada. Para este propósito son invaluable las medidas de los niveles del agua y sus fluctuaciones durante las primeras etapas de desarrollo, antes de que las condiciones naturales se alteren mucho. La medida del flujo en manantiales constituye un método directo confiable de cálculo, siempre y cuando que el acuífero que alimenta el manantial esté definido correctamente. (En los acuíferos calizos a menudo dista esto de ser fácil). Si los aspectos c y d se han valuado, se puede cotejar la consistencia de los resultados.

f.- Factores físicos que limitan la explotación del agua subterránea.

El hidrólogo debe evaluar los cambios que se producirán debido a una explotación largamente continuada. La primera tarea es predecir el estado estable final, por ejemplo; Si el acuífero se explota continuamente a cierta tasa, los niveles del agua -- descenderán hasta cierta posición, los caudales de los manantiales declinarán hasta cierto valor; en los acuíferos costeros es comparativamente fácil predecir la posición final del "pie de la interfase" (la intersección de la interfase agua dulce-agua salada con el fondo impermeable del acuífero)... etc., Para evaluar la escala de tiempos en que ocurren los cambios, se requieren métodos de cálculo digital o análogo, utilizando varios juegos alternativos de parámetros naturales supuestos.

Solamente el ingeniero puede decidir qué es lo que constituye un efecto indeseable, y/o un factor limitante. Al sistema natural le tiene sin cuidado si los niveles del agua descienden a 500 m bajo el nivel del terreno o si todo el acuífero se llena eventualmente con agua de mar. Obviamente, no puede esperarse que la naturaleza proporcione criterios para lo que los individuos -- consideran "seguro" o "inseguro".

- g.- El nivel crítico del agua es el nivel medio mínimo que debería mantenerse para evitar los efectos indeseables definidos antes. Este parámetro es conveniente porque se mide fácilmente y porque los cambios globales en el acuífero son subsecuentes a los cambios del nivel del agua. Cuando se aproxima el nivel crítico del agua -- cuando muy tarde -- es tiempo de proceder a una reevaluación -- minuciosa de la situación, para un análisis detallado del acuífero y para emplear técnicas de optimización.

2.- ASPECTOS INGENIERILES

El ingeniero no necesita preocuparse por tecnicismos geohidro-

lógicos, pero debería estar en posibilidad de decidir la forma en que deben manejarse las reservas de agua subterránea. En principio se plantean las siguientes opciones :

a.- Explotación dentro de los límites del "rendimiento seguro". Se deben satisfacer dos condiciones: la explotación debe ser menor o igual a la recarga y el nivel del agua debe mantenerse arriba del nivel crítico. Debe recordarse que el "nivel crítico del agua" depende de la definición que se dé a "efectos indeseables", lo cual es cuestión de juicio humano. La búsqueda fútil de una definición de "rendimiento seguro" en términos puramente físicos le ha dado una mala imagen, pero lo consideramos útil como criterio ingenieril, que puede quedar razonablemente bien definido - como se expresó antes. La explotación del rendimiento seguro significa que el recurso no se daña por la propia explotación; sin embargo, no protege al recurso agua subterránea contra daños provocados por otros factores.

Si la explotación del "rendimiento seguro" se efectúa con perforaciones cercanas a la salida natural del acuífero (por ejemplo, perforaciones cerca de un manantial), las reservas de agua subterránea permanecen virtualmente intactas. Si el agua subterránea se extrae en perforaciones situadas lejos de la salida - que es lo que ocurre en la mayoría de los casos - los niveles del agua se abatirán gradualmente hasta una posición igual o arriba del nivel crítico y las reservas dinámicas disminuirán.

b.- La explotación de las reservas temporales se lleva a cabo escalonando la explotación hasta que los niveles del agua se aproximan a la posición crítica, reduciéndola entonces al rendimiento seguro. Si las reservas dinámicas son grandes, se pueden obtener cantidades considerables de agua con este procedimiento. Obviamente, deben tomarse medidas para la reducción prevista de la explotación. Sea que el abastecimiento de agua deba reducirse a cierta fecha (y raramente se acepta) o debe proveerse de abastecimientos de agua alternativos (por ejemplo, mediante acueductos desde una

fuente distante). Se requieren controles efectivos, tanto legales como administrativos para llevar a cabo la reducción requerida de la explotación de agua subterránea.

- c.- Minar el agua subterránea ocurre cuando la explotación excede al criterio anterior. Minar el agua no necesariamente es una mala práctica. En muchas áreas las reservas totales de agua subterránea son tan grandes que pueden minarse por muchas décadas sin deterioro apreciable, aparte del abatimiento de los niveles estáticos.
- d.- La recarga artificial algunas veces constituye una técnica conveniente para almacenar agua en el subsuelo para uso futuro. Ahora bien, es raramente factible corregir con este método serios efectos derivados de la sobreexplotación.

A guisa de ejemplo de cómo pueden calcularse los recursos de agua subterránea en una región en la que se desconoce la recarga natural a los acuíferos y los parámetros hidrodinámicos regionales de los mismos, incluyo aquí un Modelo Matemático Lineal desarrollado por el autor en 1964 para calcular, con la información disponible, los recursos de agua subterránea en el valle de Mexicali, hasta donde la cantidad y calidad de los datos lo permitieren. Aún cuando este modelo ya ha sido publicado, considero útil incluirlo aquí en su parte esencial:

Una vez depurada la información disponible, se obtuvo un conocimiento razonable de:

- a.- Ubicación de los pozos en el Distrito, su capacidad específica y el volumen aproximado de las extracciones en siete ciclos de riego completos.
- b.- Elevaciones de los niveles estáticos en los pozos antes de iniciarse cada ciclo de riego.
- c.- Volúmenes de agua superficial para el riego, procedentes de la presa Morelos.

La ecuación de balance indica que el volumen de las entradas, menos el volumen de salidas es igual a la variación habida en el almacenamiento. En este caso, las entradas al sistema acuífero están compuestas por el flujo subterráneo proveniente del norte y oriente y el volumen infiltrado de agua superficial en los canales de distribución y por excedentes de riego. Las salidas las constituyen el flujo subterráneo hacia el sur y poniente y el agua extraída por el bombeo. La variación en el almacenamiento está medida por el ascenso o descenso de los niveles piezométricos afectados por un coeficiente de almacenaje regional.

Con las lecturas de niveles piezométricos y sus elevaciones, se construyeron las redes de flujo para los siete períodos considerados. Con estas redes sería posible calcular el flujo subterráneo si se conociera el valor de las transmisibilidades y su distribución. Para esto hice una hipótesis única: que las transmisibilidades son proporcionales a las capacidades específicas, cosa que si bien no es totalmente cierta, es suficientemente aproximada para el objeto perseguido.

Con las variaciones de altitudes de niveles estáticos se calculó, para cada período anual el volumen de acuífero drenado, el cual, afectado del coeficiente de almacenamiento, da el volumen de agua drenada.

Por último, la recarga por flujo vertical procedente de las infiltraciones de agua superficial, se calculó a partir del volumen de agua total aplicado anualmente, afectado de un coeficiente de infiltración regional equivalente.

Así se plantearon las siete ecuaciones de equilibrio de agua, estando sus términos respectivos en función de una transmisibilidad (T) por determinar, de un coeficiente de almacenaje (S) regional equivalente, y de un coeficiente de infiltración (C) también regional equivalente.

Resuelto este sistema redundante, (siete ecuaciones, con tres incógnitas), por el método de mínimos cuadrados, se obtuvo la terna de valores de las incógnitas que mejor satisfacen el sistema. Una vez cotejados con las ecuaciones originales se obtuvieron diferencias menores del diez por ciento, que es excelente para esta clase de estimaciones, y lo cual era de esperarse pues los coeficientes de correlación múltiple resultaron ser de :

$$R_{1.23} = 0.83$$

$$R_{2.13} = 0.93$$

$$R_{3.12} = 0.90$$

Estudios posteriores de detalle, realizados entre 1969 y 1971, validaron el modelo, obteniendo valores muy próximos a los calculados, demostrando su utilidad.

Existen otros modelos desarrollados en México con su aplicación propia y cuya relación se incluye en la bibliografía.

SOLUCION DEL SISTEMA DE ECUACIONES DE EQUILIBRIO DINAMICO.

Un método directo de solución de un sistema de ecuaciones como el presentado, es el método de los mínimos cuadrados, según el cual los valores de los parámetros que representan con mayor aproximación la distribución de los datos, son aquellos que hacen mínimo el valor medio del cuadrado de la desviación. Entonces dado el sistema de ecuaciones de la forma :

$$aT + bC + cS = d,$$

el sistema normalizado correspondiente es :

$$T \sum a^2 + C \sum ab + S \sum ac = \sum ad$$

$$T \sum ab + C \sum b^2 + S \sum bc = \sum bd$$

$$T \sum ac + C \sum bc + S \sum c^2 = \sum cd$$

cuya solución nos da los valores de T, C y S.

Q. En el presente caso el sistema de ecuaciones es :

	a		b		c	=	d
1	1885.9T	+	2882.4C	+	215.9S	=	785.5
2	2138.5T	+	2790.5C	+	176.8S	=	693.6
3	2297.7T	+	2877.2C	+	129.6S	=	780.3
4	2415.3T	+	2958.4C	+	120.8S	=	861.5
5	2508.4T	+	3163.9C	+	940.5S	=	1067.0
6	2585.6T	+	3140.5C	+	1098.0S	=	1043.6
7	2651.9T	+	3335.2C	+	1028.2S	=	1238.3
Σ	16483.3T	+	21148.1C	+	3709.8S	=	6469.8

	a ²	b ²	c ²	ab	ac	ad	bc	bd	cd
1	3.557	8.308	0.047	5.436	0.407	1.481	0.622	2.264	0.170
2	4.573	7.787	0.031	5.967	0.378	1.483	0.493	1.935	0.123
3	5.279	8.278	0.017	6.611	0.298	1.793	0.373	2.245	0.101
4	5.834	8.752	0.015	7.145	0.292	2.081	0.357	2.549	0.104
5	6.292	10.010	0.885	7.936	2.359	2.676	2.976	3.376	1.004
6	6.685	9.863	1.206	8.120	2.839	2.698	3.448	3.277	1.146
7	7.033	11.124	1.057	8.845	2.729	3.284	3.429	4.130	1.273
SUMA	39.253	64.122	3.257	50.060	9.300	15.497	11.698	19.776	3.921

El sistema normalizado de ecuaciones queda :

$$\begin{aligned} 39.253T + 50.060C + 9.300S &= 15.497 \\ 50.060T + 64.122C + 11.698S &= 19.776 \\ 9.300T + 11.698C + 3.257S &= 3.921 \end{aligned}$$

Cuya solución es :

$$T = 0.07569 \text{ m}^2/\text{seg.}$$

$$C = 0.20068$$

$$S = 0.26664$$

Llevando estos resultados al sistema de ecuaciones original, las diferencias y porcentajes de error son :

ECUACION	VALOR ORIGINAL	VALOR CALCULADO	DIFERENCIA	POR CIENTO
1	785.570	778.754	6.717	0.86
2	693.570	769.004	-75.434	-10.88
3	780.260	785.868	- 5.608	- 0.72
4	861.490	808.718	52.772	6.13
5	1 067.039	1 075.572	- 8.533	- 0.80
6	1 043.609	1 118.715	-75.106	- 7.20
7	1 238.301	1 144.195	94.106	7.60
CONJUNTO	6 469.734	6 400.826	-11.092	- 0.17

Introducción

Es costumbre que al hablar de acuíferos se sobreentienda que se refiere a medios permeables por porosidad, pero los acuíferos constituidos por medios permeables por fisuración revisten un interés creciente de día en día. A pesar del interés que presentan, los estudios más serios respecto al flujo de agua en esos medios se han efectuado en el campo de la mecánica de rocas, y es lógico que estén enfocados especialmente a aspectos diferentes que los que puedan interesar a los estudios del flujo de agua como tal; además, estos estudios frecuentemente no pasan de ser puramente cualitativos o basados en leyes generales cuya aplicación práctica no está bien definida.

Esta clase de acuíferos forman conjuntos macroscópicamente heterogéneos y aún en los casos en que con buena voluntad pudiera considerarse homogéneos, su comportamiento es anisótropo.

Comportamiento Hidráulico.

Gran número de rocas consolidadas se comportan como prácticamente impermeables a pesar de tener una porosidad elevada; en esos casos, el agua sólo puede circular por grietas o fisuras, como ocurre en los basaltos vesiculares. Otras veces la roca tiene cierta permeabilidad y las fisuras actúan como colectores por donde se transmite el agua cedida por las paredes, además del agua que contienen. Por último, la roca puede ser apreciablemente permeable; entonces la circulación del agua por las fisuras disminuye mucho en importancia y se puede equiparar este caso al de los medios porosos no consolidados y en general se consideran válidas las leyes desarrolladas para éstos.

A veces las grietas son extensas y para los efectos prácticos de algunos cálculos pueden considerarse de longitud infinita; otras veces, aún siendo relativamente anchas, son de longitud reducida y están aisladas de otras grietas; lo que hace muy difícil la circula-

ción del agua y la recarga.

En los diferentes tipos de rocas consolidadas el comportamiento hidráulico es muy variable y depende de muchos factores externos e internos. Las diaclasas, planos de fractura y los plegamientos están condicionados por el tectonismo. La alteración superficial de la roca y la creación de mantos permeables los origina el clima, y esa alteración puede producir que las grietas y fisuras se colmen o estén libres de materiales finos poco permeables. Las acciones endógenas son responsables de la existencia de diques e intrusiones que favorecen o impiden el flujo de agua. También la erosión expone rocas antes enterradas y provoca una descompresión que ensancha las fisuras y crea otras nuevas.

Las rocas calcáreas, o sean las calizas y en menor grado las dolomitas, a veces son permeables por fracturación, otras veces por fracturación y permeabilidad de la propia roca y en muy contados casos por permeabilidad de la propia roca. No obstante, es muy frecuente que las grietas se hayan agrandado por disolución, unas más y otras menos, de modo que el sistema va evolucionando hacia una mayor heterogeneidad y con direcciones preferentes de flujo. A este fenómeno se le llama carsificación y complica sobremanera los cálculos hidráulicos, a tal grado que hace inabordable el tratamiento matemático de áreas reducidas.

En las rocas calcáreas, la zona carsificada puede quedar limitada a las proximidades del nivel freático, mientras que en la zona inferior sólo existen pequeñas fisuras que la hacen poco permeable o francamente impermeable. Así el flujo puede estar limitado a la zona superior carsificada que actúa como nivel de escurrimiento rápido, que a veces sólo funciona en épocas de lluvia.

La permeabilidad de las rocas fracturadas no suele ser mayor de unos cuantos metros por día y a veces mucho menor, como en los materiales volcánicos antiguos cuyos valores usuales están entre 0.01 y 1 m/día, siendo mucho mayores en los materiales volcánicos recientes.

Según Custodio, en calizas fracturadas los valores de permeabilidad más frecuentes están comprendidos entre 0.1 y 10 m/día. Puntualmente la permeabilidad puede variar enormemente, desde prácticamente cero hasta valores de muchos miles de m/día. Desde luego, en los puntos de muy elevada permeabilidad el flujo suele ser turbulento y la ley de Darcy no es válida, aunque según Moore esto es una excepción más que una regla.

Por lo que respecta a las porosidades medias suelen ser bajas, pero depende mucho de la densidad de fracturación y de la porosidad de la roca propiamente dicha.

La Figura No.1 muestra algunos tipos de fracturas en las rocas.

Cuando hay flujo de agua en rocas fisuradas, las grietas -- poseen un cierto nivel piezométrico en cada punto, y si existe una red de grietas interconectadas se pueden establecer superficies piezométricas, que son virtuales pues quedan definidas por las mallas de -- líneas piezométricas correspondientes a la intersección de las grietas con un plano horizontal, véase Figura 2. La superficie piezométrica representa la energía potencial del agua si esta fluye en régimen de Darcy, pues de otro modo hay que tener en cuenta la energía cinética.

El análisis de las superficies piezométricas debe hacerse con sumo cuidado, ya que puede haber varias fuentes de confusión, como es el caso de grietas aisladas en las que se han hecho extracciones y -- pueden tener niveles deprimidos localmente si tienen fácil desagüe.

Por lo que se refiere a la recarga de los acuíferos en roca fisurada, en los medios muy estratificados el flujo vertical del agua de infiltración es difícil y pueden formarse varios acuíferos colgados por encima del nivel freático. También, cuando las grietas son -- preferentemente horizontales su recarga directa es difícil; en cambio, las grietas verticales o inclinadas favorecen la recarga, pero pueden rellenarse fácilmente con arcillas.

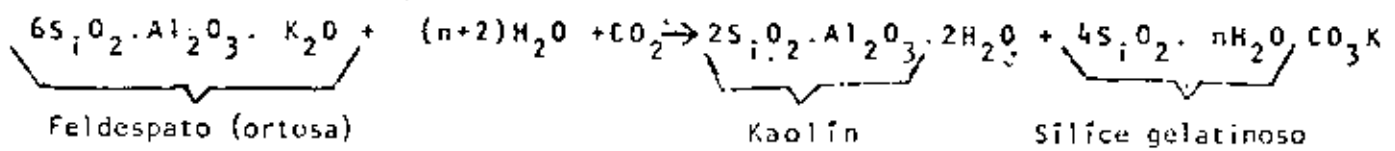
Heterogeneidad y Anisotropía

Respecto a la heterogeneidad y anisotropía de las rocas fracturadas, se puede decir que todo terreno fracturado es heterogéneo y anisótropo por su propia naturaleza, pero esto es con frecuencia un factor de escala. Si las fracturas son relativamente estrechas y abundantes, el terreno puede considerarse macroscópicamente como homogéneo, con una escala de homogeneidad mayor que en los terrenos porosos comunes. Sin embargo, en general se comportará como anisótropo dado que la anchura y frecuencia de las fracturas suele variar notablemente con la orientación del medio fracturado.

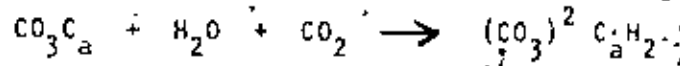
Según Rats y Chernyashov (1965), si el tamaño de la heterogeneidad es menor que la décima parte del tamaño de la zona de influencia de la experiencia, el medio puede considerarse como homogéneo para efectos prácticos. Por ejemplo, un medio fracturado puede considerarse como prácticamente homogéneo frente a una prueba de bombeo de larga duración (radio de influencia de varias centenas de metros) y heterogéneo frente a una prueba de bombeo de corta duración (por cuchareo, aire comprimido, etc., con radio de influencia de pocos metros).

Ahora bien, los medios fracturados con fracturas o grietas cársticas grandes, muy separadas y mal relacionadas, casi nunca pueden considerarse homogéneos y en ese caso hay que estudiar el efecto concreto de la fractura, la cual se comportará como un canal de circulación preferente.

La mayor parte de las veces las fisuras se encuentran rellenas con desechos arenosos y arcillosos provenientes de la descomposición de la roca por efecto de las aguas de infiltración cargadas con gas carbónico. En el caso del granito; por ejemplo, el feldespato se descompone en kaolín, sílice coloidal y carbonato de potasio, siendo arrastrados por el agua los dos últimos componentes. Los granos de cuarzo son inalterables y proporcionan arena. Se puede esquematizar esa descomposición del granito mediante la siguiente fórmula :



En el caso de las rocas calcáreas, la acción del CO_2 disuelto en el agua es extremadamente importante. El carbonato insoluble se transforma en bicarbonato soluble por la reacción.



La disolución de las rocas calcáreas puede alcanzar proporciones enormes, dando origen a grietas y verdaderos ríos subterráneos (Grutas de Cacahuamilpa), que son fenómenos cárnicos. Como ya se indicó, cuando se alcanza ese estado el agua escurre esencialmente por caminos privilegiados y no es posible hablar de permeabilidad del terreno.

Movimiento del Agua en Terrenos Fracturados.

Consideremos una fisura plana y suficientemente angosta para que el escurrimiento sea laminar (Fig. 3). Las ecuaciones generales de ese tipo de escurrimiento fueron establecidas por Navier partiendo de la ley de Newton.

$$F = \int \mu ds \frac{du}{dy} \quad (1)$$

en que ds es el elemento de superficie perpendicular al plano en que actúa la fuerza F . La constante μ depende del fluido; es la viscosidad dinámica con dimensiones $(\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1})$ y se mide en poises en el sistema c.g.s.; $\frac{du}{dy}$ es la variación de la diferencia de velocidad.

En el caso en que el movimiento sea suficientemente lento para poder despreñar las fuerzas inerciales, se pueden escribir estas ecuaciones para un líquido incomprensible:

$$\gamma \frac{\delta h}{(x, y, z)} = \mu \cdot \Delta (u, v, w) \quad (2)$$

γ es el peso específico

h la carga hidráulica

μ la viscosidad dinámica

$$\Delta = \frac{\delta^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2}{\delta y^2} + \frac{\delta^2}{\delta z^2} \quad \text{es el operador de Laplace}$$

u, v, w son las componentes de la velocidad.

En todos los puntos la velocidad es paralela al plano de la fisura, de suerte que la componente w es nula. De (2) resulta

$$\frac{\delta h}{\delta z} = 0$$

Entonces la carga será constante sobre una perpendicular al plano de la fisura. Por otra parte, dada la pequeña distancia entre las paredes de la fisura, las variaciones de la velocidad según Oz serán infinitamente más importantes que las variaciones en el plano de la fisura. (En efecto, la velocidad debe anularse en la paredes, - habiendo supuesto que el líquido se adhiere sin destizar). Entonces, en la expresión de los laplacianos del segundo miembro de (2), podemos despreciar los términos

$$\frac{\delta^2}{\delta x^2} \quad \text{y} \quad \frac{\delta^2}{\delta y^2}$$

Las ecuaciones generales se reducen a :

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta x} = \mu \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (3)$$

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta y} = \mu \frac{\delta^2 v}{\delta z^2}$$

Como h es constante a lo largo de Oz , podemos integrar dos veces respecto a z . Una primera integración da:

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} z = \mu \frac{\delta(u,v)}{\delta z} + C_1$$

La segunda integración da:

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} \cdot \frac{z^2}{2} = \mu (u,v) + C_1 z + C_2 \quad (4)$$

Para $x = 0$, nos encontramos sobre una cara de la fisura y $u=v=0$, entonces

$$C_2 = 0$$

Para $z = d$ nos encontramos en la otra cara, u y v siguen siendo nulas

$$\gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)} \cdot \frac{d^2}{2} = C_1 d$$

$$C_1 = \frac{d}{2} \gamma \frac{\delta h}{\delta(x,y)}$$

Introduciendo los valores C_1 y C_2 en (4), obtendremos :

$$(u, v) = - \frac{\gamma}{2\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta(x, y)} \cdot (d-z)z \quad (5)$$

Por lo tanto, tenemos una distribución parabólica de velocidades. Las cantidades

$$q_x = \int_0^d u dz \quad \text{y} \quad q_y = \int_0^d v dz$$

son los caudales que pasan por la unidad de longitud de fisura en las direcciones O_x y O_y . Se deduce fácilmente

$$q_x = - \frac{\gamma}{12} \cdot \frac{d^3}{\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta x} \quad (6)$$

$$q_y = - \frac{\gamma}{12} \cdot \frac{d^3}{\mu} \cdot \frac{\delta h}{\delta y}$$

que vectorialmente se puede escribir :

$$q' = C' \text{ grad } h \quad (7)$$

en la que :

q' es el vector caudal por unidad de longitud de fractura normal al flujo.

h es el nivel piezométrico.

C' es el coeficiente de caudal de la fisura.

$$C' = \frac{\gamma d^3}{12 \mu} \quad (\text{dimensiones } L^2 T^{-1}) \quad (8)$$

$$= \frac{g d^3}{12 \nu}$$

en que ν es la viscosidad cinemática.

g es la aceleración de la gravedad

Si las fisuras son anchas y abiertas, el escurrimiento será turbulento y no es aplicable la ley de Darcy. Además, las fisuras importantes no están ya repartidas regularmente en el terreno y no se puede considerar ya como globalmente homogéneo. Todo lo que se puede decir en un caso así es que hay una relación carga-caudal sensiblemente cuadrática de la forma

$$q = c\sqrt{i} \quad (9)$$

El movimiento del agua en terrenos fracturados depende mucho de la red de fisuras y de la inclinación relativa de unos sistemas respecto a otros.

Lo anterior pone de relieve que en el estado actual de la tecnología no se tiene un método cuantitativo con bases firmes para valuar el flujo en zonas de acuíferos constituídos por rocas fisuradas, cuyo exponente más conocido son las rocas calizas carsificadas. Si bien en los acuíferos granulares se puede determinar la red de flujo mediante la instalación de estaciones piezométricas convenientemente distribuidas, y se puede conocer la o las transmisibilidades realizando las pruebas de bombeo convenientes y con esto calcular el caudal del flujo subterráneo en la zona, así como la variación habida en el almacenamiento subterráneo en un período determinado, en los acuíferos cársicos los niveles piezométricos son virtuales y la forma de la superficie piezométrica depende de las orientaciones de las fisuras, su formación y ancho; las pruebas de bombeo no tienen más valor que el puramente local; una prueba idéntica en otro punto podrá dar valores totalmente distintos.

Un método confiable para determinar los recursos de agua subterránea en una región con acuíferos cársicos, consiste en el estudio

del comportamiento de los acuíferos mediante el análisis estadístico de los hidrogramas de manantiales y pozos que existan en la zona.

El aforo continuo de los caudales en un manantial permite - construir una gráfica caudales-tiempo. Observando esta gráfica se verá que hay períodos en que los caudales decaen paulatinamente; estudiando la forma de esa curva se puede deducir la ley de vaciado del acuífero que alimenta al manantial y si esto se repite durante varios años se obtendrá un valor confiable de los parámetros de la ley de vaciado.

Otro tanto se obtendrá con el análisis de la curva en período de recuperación por la recarga natural de los acuíferos; este análisis, correlacionado con la precipitación pluvial en la zona de recarga proporciona la ley de recarga de acuerdo a la precipitación.

Para el caso de análisis de los hidrogramas de pozos la secuela es semejante. Se lleva un buen registro de los volúmenes de agua extraídos y de las variaciones de niveles piezométricos. En este caso se relacionan los volúmenes de extracción con los niveles piezométricos y se procede en forma semejante.

Los acuíferos cársicos presentan muchas ventajas, pero también tienen fuertes desventajas. Entre las ventajas se puede señalar que cuando un pozo corta una o más fracturas amplias, se obtiene una capacidad específica elevada con ahorro de energía; también en la mayoría de los casos se puede ahorrar el ademe de los pozos. Entre las desventajas se pueden señalar las siguientes :

Si las grietas son horizontales la recarga natural es difícil y se obtienen rendimientos pobres.

Si el sistema de fracturamiento es separado, se corre el riesgo de perforar entre dos grietas y obtener un pozo seco.

Si las grietas son verticales o inclinadas la recarga es fácil, pero así de fácil es la contaminación del agua. En efecto, en zonas como la península de Yucatán, de alta carsicidad, es muy fácil que la lluvia arrastre al acuífero toda clase de pesticidas, abonos y -- desechos animales imposibles de evitar.

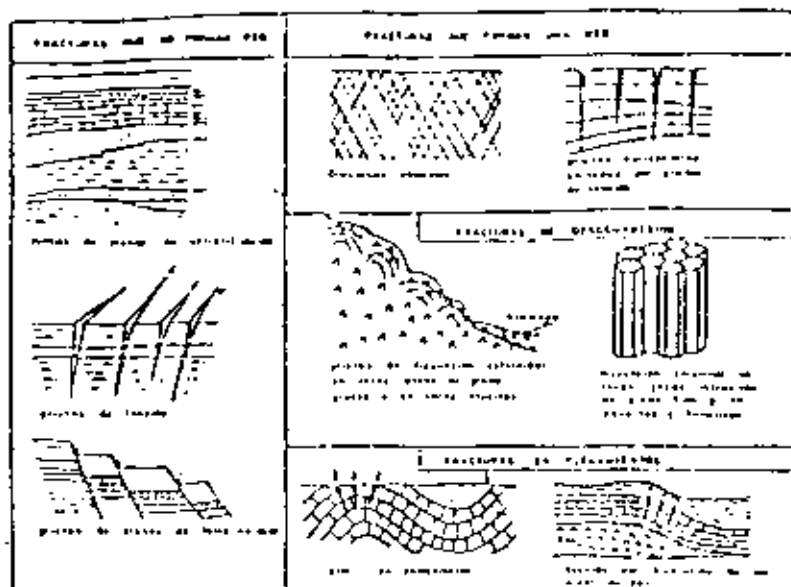


Figura 1

Diversos tipos de fracturación en las rocas
 (Tomado de Hidrología Subterránea
 E. Custodio y M. R. Llamas).

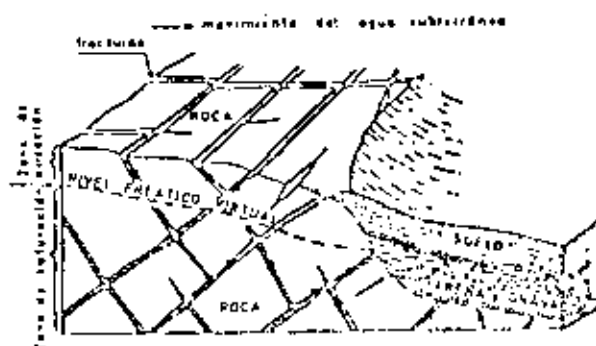


FIGURA 2

Esquema de la circulación del agua subterránea
 en una roca fracturada.

(Tomado de Hidrología Subterránea
 E. Custodio y M. R. Llamas)

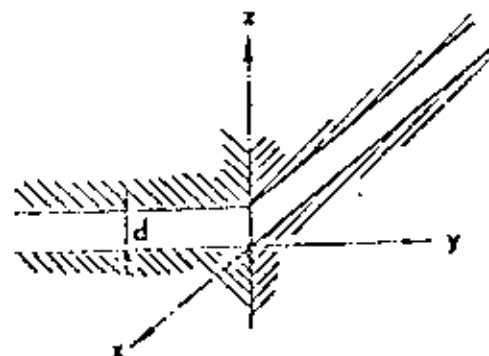


Figura 3

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

- 1.- MODELO LINEAL PARA EL ESTUDIO DE LOS BALANCES DEL AGUA SUBTERRANEA.- Ing. Ignacio Sainz Ortiz.- Congreso Internacional de Hidrología.- Dubrovnik 1965.
- 2.- METODOLOGIA PARA LOS ESTUDIOS DE AGUAS SUBTERRANEAS.- Ing. Ignacio Sainz Ortiz.- Simposio Internacional sobre la Planificación de Recursos Hidráulicos.- México, D. F., 1972.
- 3.- CRITERIOS DE DECISION PARA EL DESARROLLO Y EXPLOTACION DE LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA.- S. MANDEL.- Simposio Internacional sobre la Planificación de Recursos Hidráulicos.- México, D. F. Dic. 1972.
- 4.- MODELO MATEMATICO "DAS", para el análisis del comportamiento de acuíferos en una región, que permite efectuar predicciones a corto y largo plazo.- Ing. Carlos Cruickshank V. e Ing. Rubén Chávez Guillén, Revista Ingeniería Hidráulica en México No.1 Vol. XXIII - 1969.
- 5.- Les Eaux Souterraines.- H. Schoeller.- Masson & Cie.- 1962.
- 6.- Hydraulique Souterraine.- G. Schneebeli.- Eyrolles 1966.
- 7.- Groundwater Resources Evaluation.- W.C. Walton Mc Graw-Hill.-1970.
- 8.- Memoria del Simposio sobre Hidrología en Zonas Cársicas.- Dubrovnik.- UNESCO.- 1965.
- 9.- Hidrología Subterránea.- E. Custodio, M. R. Llamas Ed. Omega, S. A. 1976.

- 10.- UN METODO PARA EL ANALISIS DE LOS ABATIMIENTOS MEDIOS REGIONALES.
Ing. Germán Figueroa V. Boletín Técnico No. 27, C.H.C.V.M.
- 11.- MODELO MATEMATICO SIMPLIFICADO BASADO EN AREAS DE INFLUENCIA.-
Ing. Germán Figueroa V., Boletín Técnico No. 29 C.H.C.V.M.
- 12.- UN PRINCIPIO DE CORRESPONDENCIA PARA EL ESTUDIO REGIONAL DE
ACUIFEROS CONFINADOS.- Dr. Ismael Herrera e Ing. Germán Figueroa
V.- Contrato de Estudios AY-18-1968 de la S.R.H.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

ING. RUBÉN CHÁVEZ GUILLÉN

ABRIL, 1984

EVALUACION DE RESERVAS DE AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Gómez Guillón.

En cada zona, según las condiciones geológicas existentes, un cierto volumen de agua de lluvia, que no es medible en forma directa, se infiltra para alimentar a los acuíferos. El volumen infiltrado constituye el recurso renovable del acuífero; su conocimiento es indispensable para planear el aprovechamiento racional de las aguas subterráneas, pues la extracción de un volumen considerablemente mayor puede inducir efectos perjudiciales que, en algunas ocasiones, llegan a inutilizar parcialmente un acuífero.

MÉTODOS 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 la 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 cierta fracción de la potencial, que depende de las condiciones de humedad del suelo. Como estas últimas varían constantemente en el área y en el tiempo, en forma prácticamente imposible de conocer, cualquier valor que se le suponga a dicha fracción puede estar completamente fuera de la realidad.

Tomando en cuenta que la evaporación real no puede ser mayor que la precipitación, una estimación gruesa de la primera sería considerarla como un alto porcentaje de la segunda (75 a 90%). Sin embargo, es claro que los errores cometidos en esta estimación, los cuales pueden ser poco significativos en cuanto al orden de magnitud de la evaporación, pueden ser tan grandes o mayores que la infiltración calculada a partir de la ecuación del ciclo hidrológico. Así, el volumen infiltrado puede ser el 2, el 5, el 10, el 100 . . . del volumen precipitado, dependiendo de la evaporación que se suponga o se calcule.

El método, pues, carece de validez, pues los errores cometidos en la estimación de los demás términos de la ecuación (P, E y S) llegan a ser tales, que el volumen de infiltración calculado puede ser fácilmente lo mismo 3 o 5 veces el volumen real infiltrado que la tercera o la quinta parte del volumen real infiltrado.

Coefficientes de Infiltración.-

Este método consiste en aplicar coeficientes de infiltración a las formaciones geológicas que afloran en el área estudiada. Estos coeficientes hipotéticos (prácticamente inventados) representan el volumen infiltrado en una cierta formación, expresado como un porcentaje del volumen medio de lluvia precipitado sobre la misma.

Para aplicar el método se define en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifican los volúmenes medios de precipitación sobre cada una de ellas, mediante un mapa de isohietas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente de infiltración asignado a la formación y el volumen precipitado respectivo. El volumen total infiltrado en el área es la suma de los volúmenes infiltrados en cada una de las formaciones.

La principal deficiencia del método, estriba en que el fenómeno de la infiltración no guarda relación alguna con el volumen de lluvia, sino más bien con la intensidad de lluvias: no es lo mismo que un cierto volumen de lluvia anual se precipite distribuido más o menos uniformemente a lo largo de varios meses, a que el mismo volumen ocurra - concentrado en unos cuantos días o semanas.

Además, los coeficientes no toman en cuenta - factores tales como pendiente del terreno y vegetación. Por último, en la mayoría de los casos se utilizan, para la aplicación del método, planos geológicos convencionales en los que en una misma formación, clasificada atendiendo a su edad y origen, se engloban materiales con capacidades de infiltración tan diferentes como la arcilla y la grava.

Por todo lo anterior, este método carece también de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Por otra parte, cabe indicar que aun cuando pudiera ser estimado con cierta precisión, el volumen de infiltración no corresponde necesariamente a la recarga de un acuífero, pues una parte de él es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. En algunos casos, - incluso, puede ocurrir que todo el volumen infiltrado sea retenido y que el acuífero no reciba recarga alguna.

Es evidente, entonces, que los métodos indirectos son totalmente inadecuados para determinar la potencialidad de un acuífero.

BALANCE DEL AGUA 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:

Recarga - Descarga = Cambio de Almacenamiento.

Ahora bien: tanto la recarga como la descarga ocurren en diferentes formas. La recarga puede ocurrir por flujo subterráneo (R_h) y/o por recarga vertical en el área de balance (R). La descarga puede tener lugar por flujo subterráneo (S_h); aflorando en forma de manantiales, o a una corriente superficial (D); mediante pozos de bombeo (B), y por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero (E_v). Si llamamos y al cambio de almacenamiento, la ecuación puede expresarse también como:

$$R_h + R - S_h - D - B - E_v = \Delta V \quad (6)$$

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 R_h y S_h no aparecerán, ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo. Si el acuífero no tiene descarga por evapotranspiración ni por afloramientos, los términos D y E serán suprimidos de la ecuación. Por otra parte, la ecuación de balance para un mismo acuífero podrá variar de un intervalo de tiempo a otro: la ecuación correspondiente a un período de estiaje no incluirá el término R , - mientras que la correspondiente a un período lluvioso, sí lo incluirá.

En todos los casos, es necesario tener una idea

más o menos clara del comportamiento del acuífero, para plantear su ecuación de balance.

Área de Balance.-

El área utilizada para efectuar el balance de agua subterránea depende de varios factores. Por una parte, lo ideal sería efectuar el balance para todo el acuífero - - (valle, planicie) a fin de conocer su potencialidad total; - - sin embargo, esto no siempre es posible, debido a que la aplicación del balance requiere del conocimiento del comportamiento del acuífero, observado en pozos, los cuales no siempre se encuentran distribuidos en toda el área, sino solo en una porción de la misma. Por consiguiente, en muchas ocasiones el área de balance tiene que limitarse al área con datos disponibles.

Otras veces, aun cuando se dispone de información acerca del comportamiento y características de todo el acuífero, puede interesar, por alguna razón, conocer especialmente el funcionamiento y potencialidad de una porción del mismo. En este caso el área de balance se limitará a esa porción.

El área de balance puede estar limitada por - - fronteras reales, geológicas o hidrológicas, tales como afloramientos o masas de agua (mar, lagos, etc.), y por fronteras virtuales, imaginarias.

Cuantificación de los Términos de la Ecuación de Balance.-

Una vez seleccionada el área de balance se procede a valorar los términos de la ecuación.

Los volúmenes de entrada y salida por flujo subterráneo, E_h y S_h , se obtienen multiplicando los caudales de flujo que pasan por el perímetro del área de balance, calculados como se indicó en el capítulo "Flujo en Medios Porosos", por el intervalo de tiempo utilizado para plantear el balance. Es decir:

$$E_h = \sum_{j=1}^{n_e} Q_{jt} = \sum_{j=1}^{n_e} T_j B_j i_j t$$

en que T_j , B_j e i_j son la transmisibilidad, el ancho de flujo y el gradiente, del canal de flujo j , respectivamente; t es el intervalo de tiempo considerado para plantear el balance,

y n_e 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 en los taladros 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 líneas de riego o en caudales y tiempos de bombeo.

Una estimación bastante aproximada de la descarga del acuífero por evapotranspiración, E_v , se tiene aplicando la evaporación potencial medida, al área en que está ocurriendo este tipo de descarga.

El cambio de almacenamiento se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Mediante las curvas de igual evolución del nivel estático correspondientes al intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, se calcula, en el caso de un acuífero libre, el volumen de acuífero drenado o saturado en dicho intervalo, y en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión en el mismo intervalo. Este volumen o esta variación de presión, multiplicado por el coeficiente de almacenamiento respectivo, proporciona el cambio de almacenamiento. En algunos casos, el coeficiente de almacenamiento es conocido mediante pruebas de bombeo, o inferido a partir del conocimiento de la geología subterránea; pero en otros, su valor regional es muy dudoso. Cuando ocurre esto último, el coeficiente de almacenamiento se considera como una incógnita y se despeja 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 incluirlo en la ecuación, o ecuaciones de balance, es necesario tener un conocimiento aproximado de la forma en que ocurre y de su distribución en el tiempo. Es necesario saber, por ejemplo, si la recarga al acuífero se concentra en unos cuantos meses del año, o si ocurre a lo largo de todo el año como en el caso de

zonas agrícolas regadas con agua superficial, en las que los retornos de agua de riego y las pérdidas por infiltración - en los canales, propician la alimentación prácticamente continua del acuífero.

Número de ecuaciones de balance.

Dado que la recarga es un fenómeno cíclico, - se calcula su valor por ciclo; es decir, por año.

El número de ecuaciones de balance que deben plantearse, dependerá, en cada caso, del número de incógnitas a despejar. Si la única incógnita es la recarga, bastará con plantear una ecuación, que puede ser la correspondiente a un año o a la fracción del mismo en la que se considere que ocurre la recarga. La solución de la ecuación proporcionará la recarga anual buscada.

Si además de la recarga se tiene otra incógnita (un coeficiente de almacenamiento regional, por ejemplo), será necesario plantear dos ecuaciones, correspondientes a - dos intervalos de tiempo independientes, que pueden ser dos fracciones complementarias de un año; por ejemplo, enero-junio y julio-diciembre.

En general, será necesario plantear tantas - ecuaciones como incógnitas se tengan; aunque en la gran mayoría de los casos el número de incógnitas es de 1 a 2.

En cualquier caso, naturalmente, deberá contarse con la información necesaria para obtener los valores de los términos restantes de la ecuación, correspondientes a los intervalos de tiempo seleccionados; es decir, deberá contarse con las configuraciones piezométricas correspondientes al inicio y final de cada intervalo, y deberá conocerse la evolución piezométrica y el volumen descargado por el - acuífero, en cada uno de dichos intervalos.

En general, una evaluación basada en la información correspondiente a un año, proporciona una idea preliminar de la recarga al acuífero y de las condiciones de explotación en que se encuentra el mismo. Sin embargo, como - la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de - un año a otro con la cuantía y distribución de la precipitación entre otros factores, es necesario obtener la recarga - correspondiente a varios años con diferentes condiciones de precipitación, a fin de obtener una recarga media anual.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

MODELOS DE SIMULACION

ABRIL, 1984

MODELOS MATEMATICOS EN EL ESTUDIO DEL
AGUA SUBTERRANEA

Por: ING. PEDRO MARTINEZ I.

INTRODUCCION

Cuando se realiza la planeación de las operaciones de extracción de agua de un acuífero, es necesario el conocimiento del comportamiento del mismo en lo referente a la variación del nivel, volumen y calidad de agua para determinados regímenes de extracción y recarga.

Es imposible debido a su costo, llevar a cabo experimentos y pruebas en el acuífero mismo para conocer su respuesta o determinadas alternativas de operación y hacer comparaciones entre ellas, a fin de elegir la más conveniente (Fig.1)

Como en todas las ramas de la Ciencia de Ingeniería el tratamiento del sistema real o fenómeno es imposible, por lo que se hace necesario la utilización de modelos del fenómeno o sistema real, que en nuestro caso es el acuífero. Podemos también definir al modelo como la abstracción de algo real que puede ser usado para propósitos de predicción y control.

La mayoría de los sistemas reales y el acuífero no constituye una excepción, son realmente complicados, más allá de nuestra capacidad para tratarlos como tales, por lo que es necesario la introducción de diversas suposiciones, como por ejemplo, considerar al acuífero como un medio continuo e isotrópico.

Así con base en diversas suposiciones, el modelo matemático del almacenamiento de agua subterránea, es presentado en la forma de un conjunto de expresiones matemáticas cuya solución nos proporciona su comportamiento.

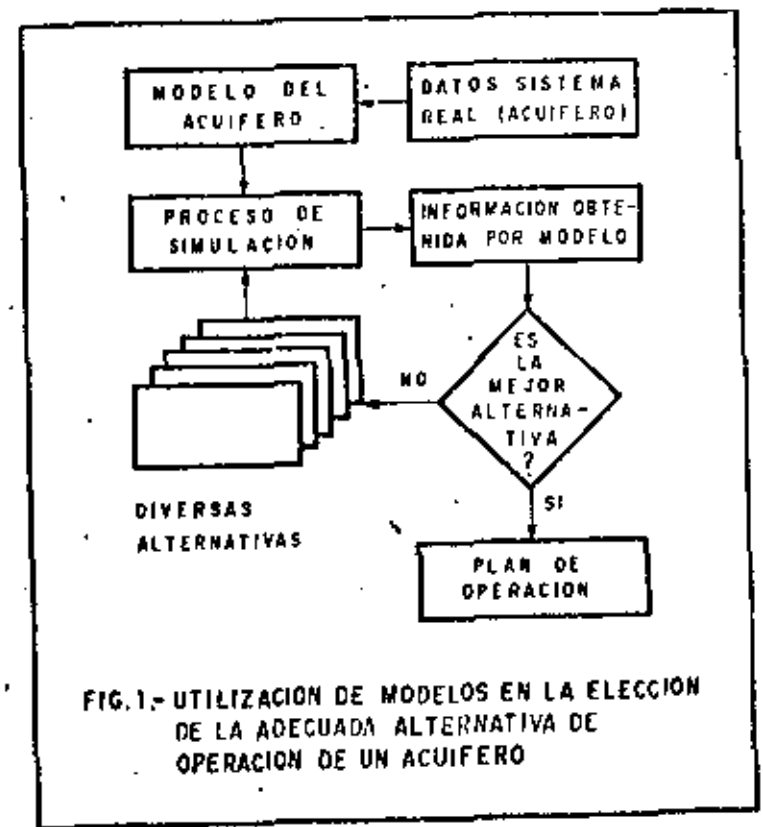


FIG.1.- UTILIZACION DE MODELOS EN LA ELECCION DE LA ADECUADA ALTERNATIVA DE OPERACION DE UN ACUIFERO

En la elección de un modelo para determinado acuífero, aparte de sus características físicas (Geología del acuífero), debe tenerse en consideración que el modelo sea lo suficientemente simple para ser objeto de un tratamiento matemático, pero no al grado que lleguen a excluirse aspectos interesantes de la investigación; así mismo aspectos económicos deben también ser tomados en cuenta.

En la elección del modelo es importante también contar con datos respecto al comportamiento pasado del acuífero en lo relativo a evolución del nivel estático, extracciones, recarga, etc., durante un periodo de al menos 5 años con la finalidad de efectuar el proceso de calibración del modelo (Fig. 2), que consiste en ajustar dentro de un rango de tolerancia los datos del comportamiento del acuífero obtenidos a través del modelo con los del comportamiento observado. Sería innecesario elaborar un modelo muy detallado que nos proporcionaría resultados muy exactos si el modelo no fuera adecuadamente calibrado.

CLASIFICACION DE MODELOS

Los modelos pueden ser clasificados en físicos y matemáticos, dentro de los primeros podemos mencionar, el de la caja de arena, el de la analogía de la membrana, el de la analogía del tanque electrofítico, el de la analogía eléctrica, el de placas paralelas, etc. En los modelos matemáticos el acuífero es modelado como un conjunto de expresiones matemáticas (ecuaciones diferenciales parciales o lineales algebraicas).

MODELO MATEMATICO CONTINUO

La ecuación diferencial parcial que gobierna al flujo bidimensional de agua subterránea en un acuífero confinado, no homogéneo y anisotrópico es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + R - D = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

Dadas:

- T Transmisibilidad del acuífero.
- h Potencial o altura piezométrica.
- t Tiempo
- R Recarga al acuífero (natural o artificial) por área unitaria.

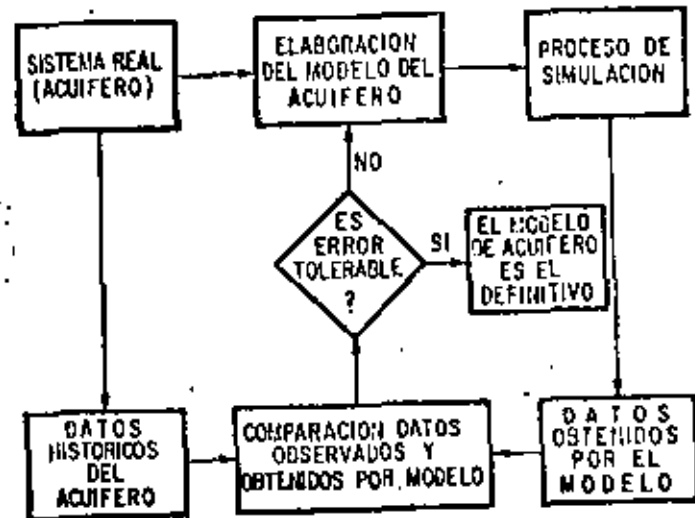


FIG. 2 PROCESO DE CALIBRACION DEL MODELO

B Extracción por bombeo por área unitaria.

S Coeficiente de almacenamiento.

x e y coordenadas rectangulares.

La ecuación (1) es también aplicable en acuíferos libres cuyos abatimientos son pequeños comparados con el espesor total del mismo.

Para la aplicación de la ecuación (1), es necesario definir la geometría del acuífero, establecer las condiciones iniciales de piezometría o sea: $h = h(x, y, 0)$ y las condiciones de frontera, por ejemplo: $h = f_1(x, y, t)$; $\frac{\partial h}{\partial n} = f_2(x, y, t)$

Una vez que el problema ha sido definido y las expresiones de bombeo, $B = B(x, y, t)$; recarga, $K = R(x, y, t)$ transmisibilidad, $T(x, y)$ y coeficiente de almacenamiento $S = S(x, y)$ especificadas y sustituidas en la ecuación (1) se determinan $h = h(x, y, t)$ o sea los valores del nivel freático o piezométrico en el punto (x, y) al tiempo t . Tal como ha sido planteado, la solución analítica de la ecuación (1) es posible cuando se trata de sistemas muy sencillos. Sin embargo, como en la práctica las distribuciones del coeficiente de almacenamiento, transmisibilidad, bombeo y recarga y fronteras no son dadas en forma analítica; una solución de este tipo es imposible, por lo que se hace necesario discretizar el espacio y tiempo dando lugar a un modelo de diferencias finitas.

MODELO DE DIFERENCIAS FINITAS.

La deducción de la ecuación de diferencias finitas a partir de la ecuación diferencial parcial y, consecuentemente el modelo de diferencias finitas a partir del matemático continuo, puede ser lograda de dos maneras: la primera, consiste en establecer el equilibrio hidrodinámico del elemento, mediante la ley de Darcy y el principio de conservación de la masa; la segunda, por medio de un tratamiento matemático convencional sustituyendo las derivadas parciales por diferencias finitas aproximadas, así el modelo continuo es reemplazado por un sistema de ecuaciones algebraicas.

Aquí desarrollaremos el modelo de diferencias finitas por medio de procedimientos físicos; el primer paso consistirá en dividir el acuífero en celdas, que podrán ser rectangulares (Fig. 3) o hionpoligonales de acuerdo al método del polígono de

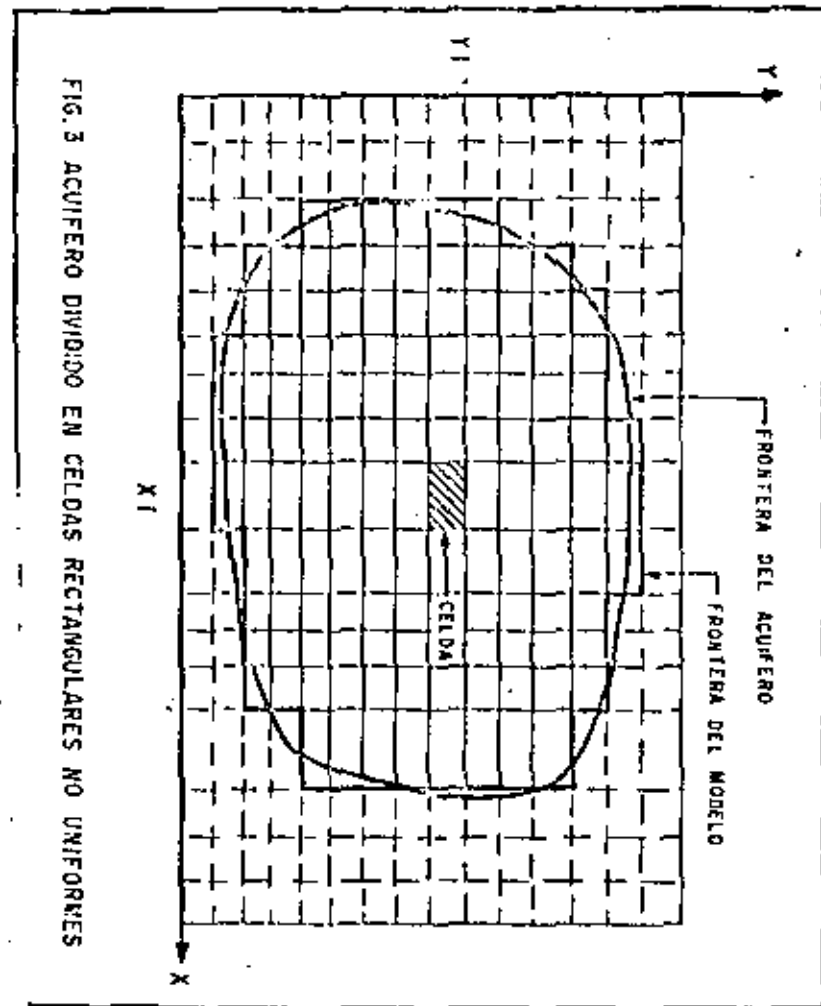


FIG. 3 ACUÍFERO DIVIDIDO EN CELDAS RECTANGULARES NO UNIFORMES

Thiessen con pozos o sitios donde se disponga información sobre niveles del agua y donde se requiera efectuar mediciones de operación (Fig. 4). La malla constituida por el conjunto de celdas tendrá una densidad que podrá ser variable, dependiendo de la información con que se disponga y se requiera en una cierta área.

Todas las variables y parámetros del acuífero serán referidos a los centros de las celdas, que denominaremos nodos y se supone que, el valor asignado a cada nodo es representativo de la totalidad de la celda a la cual pertenece; el flujo se considera, toma lugar entre los nodos; así este modelo, denominado también multicelda, es similar al de la analogía eléctrica compuesta de resistencias y capacitores.

La expresión básica del modelo de diferencias se obtiene establecido el balance de agua en cada una de las celdas en los cuales se ha dividido el acuífero, el balance en forma más simple se establece como:

Entradas - Salidas = Cambio de Almacenamiento.

Para el caso de una celda el balance será: Flujo neto + contribución exterior = cambio de Almacenamiento.

$$Q_{\text{neto}} = \frac{N}{L} Q_{pi}$$

siendo N; el total de celdas vecinas a la celda p (Fig. 5) -- El flujo entre la celda p e i de acuerdo a la ley de Darcy se expresará como sigue:

$$Q_{pi} = K_{pi} \cdot A_{pi} \frac{h_{pi} - h_p}{L_{pi}}$$

$$K_{pi} \cdot D_{pi} \cdot W_{pi} \frac{h_{pi} - h_p}{L_{pi}}$$

$$\text{Si: } T_{pi} = K_{pi} \cdot D_{pi} \cdot W_{pi} \quad ; \quad Q_{pi} = (h_{pi} - h_p) \frac{W_{pi}}{L_{pi}} T_{pi}$$

siendo:

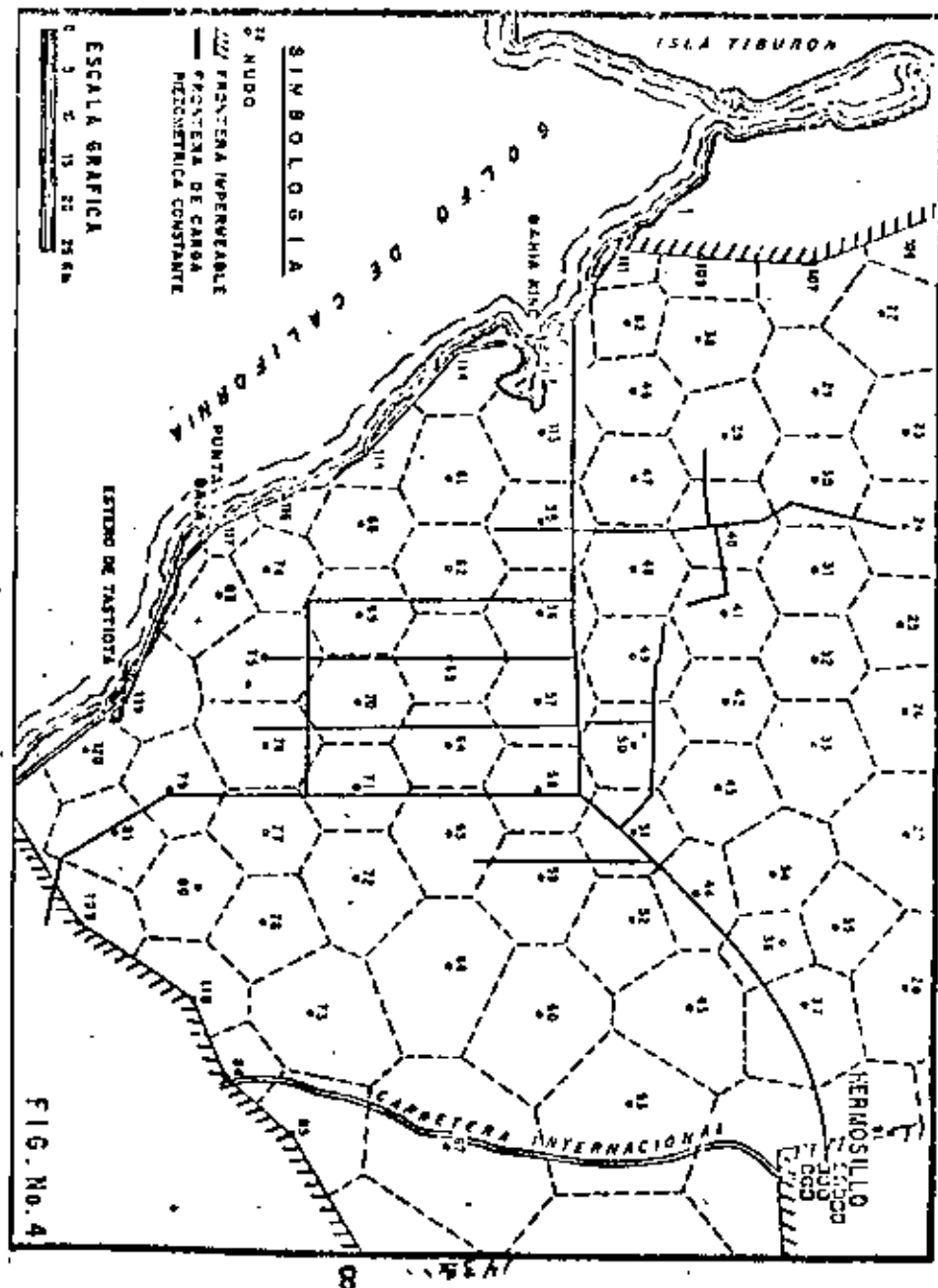
Q_{pi} = Flujo entre las celdas p e i.

K_{pi} = Permeabilidad entre p e i

T_{pi} = Transmisibilidad entre p e i

L_{pi} = Distancia entre nodos de las celdas p e i

W_{pi} = Ancho de contacto entre las celdas p e i



600 y43b

iii

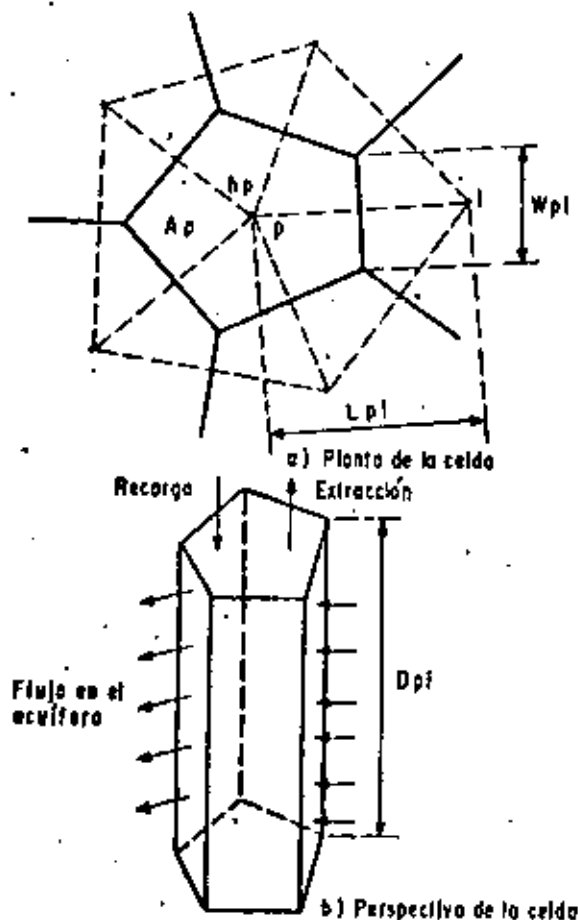


FIG. 8.- ESQUEMA DEL ELEMENTO VOLUMETRIC O CELDA

- D_{pi} = Altura desde una lugar el flujo entre p e i
- h_{pi} = Altura piezométrica de la celda i vecina de p .
- A_{pi} = Área de flujo entre la celda p e i
- h_p = Altura piezométrica de la celda p .
- N = Número total de celdas vecinas a p .

Por lo tanto el flujo neto de la celda p será igual

a:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi} - h_p) \frac{W_{pi}}{L_{pi}} - T_{pi}$$

La contribución exterior de la celda p será igual a:

$$R_{Ap} + R_{Np} - B_p$$

Siendo:

R_{Ap} = Recarga artificial de la celda p .

R_{Np} = Recarga natural de la celda p .

B_p = Bombeo de la celda p .

Podrá ser considerado el concepto de evapotranspiración cuando éste exista.

El cambio de almacenamiento en el intervalo t será:

$$\Delta v = s_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t}$$

donde:

s_p = Coeficiente de almacenamiento de la celda p .

A_p = Área horizontal de la celda p .

t = Intervalo de tiempo.

$h_p^{t+\Delta t}$ = Altura piezométrica en el instante $t + \Delta t$.

h_p^t = Altura piezométrica de la celda p en el instante t .

Habiendo definido los elementos que integran el balance de agua de la celda p éste estará expresado como:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi} - h_p) \cdot \frac{W_{pi}}{L_{pi}} T_{pi} + RA_p + RN_p - D_p = S_p \Delta_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t} \quad (2)$$

El conjunto de ecuaciones que resultan de obtener el balance de agua para la totalidad de las celdas (M) en que ha sido dividido el acuífero, constituye el modelo de diferencias finitas.

La solución del conjunto de ecuaciones nos proporcionará los valores de h_p desde $p = 1$ hasta M , para un intervalo Δt . Esto es, el comportamiento futuro del acuífero para un determinado régimen de recarga y bombeo.

No se ha especificado el instante de tiempo en el cual los valores de h_{pi} y h_p que aparecen en el miembro de la izquierda de la ecuación (2) son considerados, debido a que ello dará lugar a diversos métodos que se explicarán a continuación en el proceso de predicción.

PREDICCIÓN DE NIVELES DE AGUA POR EL MODELO DE DIFERENCIAS FINITAS.

La ecuación (2); o sea el modelo numérico, proporciona información sobre los niveles del agua únicamente en los centros de las celdas (nodos) y a determinados instantes de tiempo, previamente establecidos. El proceso de predicción puede ser llevado por medio de los métodos siguientes:

- a). - Método Explícito.
- b). - Método Implícito.

a). - Método Explícito.-

En este método el balance de agua es hecho para el intervalo de tiempo t y $t + \Delta t$; los valores de h_{pi} y h_p . Para determinar el gradiente y posteriormente el flujo neto, se toman en el instante de tiempo t de tal manera que la única incógnita de la ecuación (2) serán los valores de h_p para el instante $t + \Delta t$.

Si previamente hacemos:

$$\frac{W_{pi}}{L_{pi}} T_{pi} = C_{pi} \quad \text{y} \quad RA_p + RN_p - D_p = F_p$$

la ecuación fundamental del modelo numérico en la forma explícita es:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi} - h_p) C_{pi} + F_p = S_p \Delta_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t}$$

para $p = 1$, hasta M .

así como se estableció anteriormente, la única incógnita será h_p para el instante $t + \Delta t$, y éstos valores serán los iniciales de h_p para el siguiente intervalo y así sucesivamente.

Para el primer intervalo:

$$h_p^{t+\Delta t} = h_p^t + \frac{t}{S_p \Delta_p} \sum_{i=1}^N (h_{pi}^t - h_p^t) C_{pi} + F_p$$

para $p = 1, 2, 3 \dots M$

en el siguiente intervalo será:

$$h_p^{t+2\Delta t} = h_p^{t+\Delta t} + \frac{t}{S_p \Delta_p} \sum_{i=1}^N (h_{pi}^{t+\Delta t} - h_p^{t+\Delta t}) C_{pi} + F_p$$

para $p = 1, 2, 3 \dots M$

por ejemplo si $t = 30$ días la ecuación del primer intervalo se planteará entre 0 y 30 días. En el segundo intervalo será entre $t = 30$ y $t = 30 + 30 = 60$ días, y así sucesivamente.

El sistema tendrá tantas ecuaciones como celdas existan y habrá tantos sistemas de ecuaciones como intervalos de tiempo se requieran.

Así, la solución estriba en resolver por métodos numéricos y con auxilio de máquinas computadoras, el sistema de ecuaciones planteado.

El método explícito es el más simple, ya que únicamente existe una incógnita en cada ecuación, sin embargo su utilización tiene una gran restricción que lo hace impráctico, y ésta consiste en que:

$$\Delta t \leq \min \left[\frac{\Delta p \cdot S_p}{N \sum_{i=1}^N C_{pi}} \right] \text{ para } p = 1, 2, 3, 4 \dots M.$$

La violación de la condición anterior, hace que la solución numérica se aleje cada vez más en cada interacción.

del verdadero valor; esta condición requiere que los incrementos de tiempo Δt sean pequeños, especialmente en acuíferos caracterizados por su bajo coeficiente de almacenamiento y una alta transmisibilidad.

b).- Método implícito.

En este método los valores de h_p y h_{pi} para la determinación del gradiente, son considerados en el instante de tiempo $t + \Delta t$, valores que se desconocen, por lo que resulta más de una incógnita en la ecuación planteada para cada celda, que se expresará como sigue:

$$\sum_{i=1}^M (h_{pi}^{t+\Delta t} - h_p^{t+\Delta t}) \cdot C_{pi} + r_p = s_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t}$$

Las incógnitas serán: h_p para $t + \Delta t$ y h_{pi} desde $i=1$, hasta M , para $t + \Delta t$.

El sistema de ecuaciones o modelo matemático, será desarrollado a continuación hacia una forma más simple considerando $t + \Delta t$ como j y t como i así la expresión fundamental será:

$$\sum_{i=1}^M (h_{pi}^j - h_p^j) \cdot C_{pi} + r_p = s_p A_p \frac{h_p^j - h_p^i}{\Delta t}$$

si hacemos $C_{pp} = \left(\frac{s_p \cdot A_p}{\Delta t} + \sum_{i=1}^M C_{pi} \right)$

y $M_p = \left(r_p + \frac{s_p \cdot h_0}{\Delta t} \cdot h_p^i \right)$

ya que son constantes para cada celda, la expresión fundamental en el esquema implícito se reduce a:

$$\sum_{i=1}^M h_{pi}^j \cdot C_{pi} + C_{pp} \cdot h_p^j = M_p$$

Consideramos el caso ideal, para fines ilustrativos de un acuífero compuesto de 6 celdas (Fig.6). Para el instante j , la ecuación de la celda (1) que tiene como celdas vecinas a la (2), (3) y (4) será:

$$C_{12}h_2^j + C_{13}h_3^j + C_{14}h_4^j + C_{11}h_1^j = M_1$$

para la celda (2):

$$C_{21}h_1^j + C_{23}h_3^j + C_{25}h_5^j + C_{22}h_2^j = M_2$$

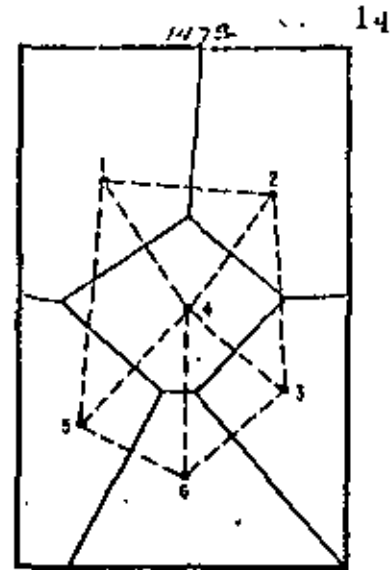


FIG.- 6 ACUÍFERO IDEALIZADO DE 6 CELDAS POLIGONALES

para la celda (3)

$$C_{31} h_1 + C_{32} h_2 + C_{34} h_4 + C_{35} h_5 + C_{36} h_6 + C_{33} h_3 = M_3$$

para la celda (4)

$$C_{41} h_1 + C_{43} h_3 + C_{46} h_6 + C_{44} h_4 = M_4$$

para la celda (5)

$$C_{52} h_2 + C_{53} h_3 + C_{56} h_6 + C_{55} h_5 = M_5$$

para la celda (6)

$$C_{63} h_3 + C_{64} h_4 + C_{65} h_5 + C_{66} h_6 = M_6$$

resulta un sistema de 6 ecuaciones con 6 incógnitas, este sistema expresado en forma matricial es como sigue:

C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	0	0	h_1	M_1
C_{21}	C_{22}	C_{23}	0	C_{25}	0	h_2	M_2
C_{31}	C_{32}	C_{33}	C_{34}	C_{35}	C_{36}	h_3	M_3
C_{41}	0	C_{43}	C_{44}	0	C_{46}	h_4	M_4
0	C_{52}	C_{53}	0	C_{55}	C_{56}	h_5	M_5
0	0	C_{63}	C_{64}	C_{65}	C_{66}	h_6	M_6

La solución de este sistema de ecuaciones para encontrar los valores de h_1 h_2 h_3 h_4 h_5 h_6 para el instante t puede ser llevado a cabo por el método de inversión de matrices ó métodos iterativos como el de eliminación de Gauss-Seidel.

Si el número de celdas es de cientos y aún de miles, el método implícito llega a ser más ineficiente debido a que ocupa más espacio en la memoria de la computadora y consume más tiempo en su procesamiento, por lo que el método de Dirección Alternante variante del método implícito, puede ser utilizado.

PROCESO DE CALIBRACION

Una vez que el modelo matemático (sistema de ecuaciones algebraicas) ha sido elaborado, se hace necesario efectuar el proceso de calibración del modelo que, como se mencionó en la introducción es un procedimiento de tanteo, con la intención de ajustar, dentro de cierto rango de tolerancia una evolución piezométrica calculada por medio del modelo a una observada.

Durante este proceso se hacen varias aquellas parámetros en los que se tenga más incertidumbre respecto a su valor real, esos parámetros generalmente son: el coeficiente de transmisibilidad, el de almacenamiento, la recarga y en ocasiones el bombeo.

Existen varias combinaciones de los parámetros que permiten lograr el ajuste; pero no todas son representativas de las condiciones reales, por lo que, siempre deberá tenerse presente al hacer la calibración que los parámetros sean representativos del sistema real que se está analizando.

Es conveniente durante el proceso de ajuste, la elaboración de diferentes representaciones gráficas, para definir qué parámetro o parámetros son los que se requieren variar ya que una variación al ser no conduciría a ningún resultado positivo. Las principales representaciones gráficas que se utilizan son las siguientes:

- Evolución piezométrica puntual en un periodo de terminado de tiempo.
- Evolución piezométrica para un cierto periodo de tiempo, (curvas isoevolución)
- Perfiles piezométricos correspondientes a varias secciones para un cierto tiempo.

11
ERRORES EN LA UTILIZACION DE MODELOS

I.- ERRORES DE CALCULO EN LA UTILIZACION DE MODELOS

Sea:

- S = Solución exacta de la ecuación diferencial.
- D = Solución exacta de la ecuación de diferencias finitas.
- N = Solución numérica del sistema de ecuaciones.

Las diferencias:

- S-D = Error de truncación
- D-N = Error de redondeo
- S-N = Error total

Error de truncación.- Depende del esquema empleado para las diferencias finitas.

Error de redondeo.- Depende de la tolerancia adaptada en la solución del sistema de ecuaciones.

II.- ERRORES DEBIDOS A LA SIMULACION DE UN SISTEMA HIDROLOGICO COMPLEJO POR MEDIO DE UN MODELO MATEMATICO SIMPLIFICADO.

- 1.- T y S Se supone constantes en el espacio y tiempo. En realidad pueden variar con la permeabilidad y el espesor saturado en el área y en el tiempo.
- 2.- Flujo bidimensional.- Puede haber áreas con componentes verticales de flujo muy significativas, en las zonas de recarga y descarga.
- 3.- Posición y comportamiento de las fronteras.- Puede ser mal ubicadas o tener un comportamiento deficiente al supuesto.

III.- ERRORES DEBIDOS A LAS MEDICIONES DE EXTRACCIONES, RECARGA, TRANSMISIBILIDAD, ALMACENAMIENTO Y ELEVACIONES INICIALES.

18
REFERENCIAS

MECANICA DE SUELOS TOMO III

JUAREZ HABILLO Y RICO RODRIGUEZ, ED. LINGEN

CONCEPTS AND MODELS IN GROUNDWATER HYDROLOGY PAVIC, A. DOMENICO. MC. GRAW HILL

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS ALBERTO BERTIZ ED. DOSSAT, S.A.

GROUNDWATER RESOURCE EVALUATION WALTON DE. GRAW HILL

HYDROGEOLOGIA

SELECTED DIGITAL COMPUTER TECHNIQUES FOR GROUNDWATER RESOURCE EVALUATION

F.A. PRICKETT AND C.G. LONNQUIST

THE EFFECT OF PUMPING OVER AND AREA

ROBERT E. GLOVER

FORECASTING WATER LEVELS IN AQUIFERS BY NUMERICAL AND SEMI-HYBRID METHODS

E. ISLIZ, U. SHAMIR AND J. BEAR



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

A N E X O S

ING. ROBERTO RODRÍGUEZ H.

ABRIL, 1984

FORMULAS EMPIRICAS 10

Rohwer

$$E = 0.771 (1.465 - 0.0186B) (0.44 + 0.11BV)^2 / (\bar{P}_w - P_a)$$

- E : evaporación en pulgadas:
- B : presión barométrica ("Hg)
- V : Velocidad media del viento 6" arriba del terreno (millas/hora)

\bar{P}_w o P_a : presión de vapor saturado a la temperatura media del agua y presión media del vapor de agua en el aire (pulgadas Hg)

Thornthwaite

$PE = (C/30) \cdot UPE$ b, latitud, horas de día

$UPE = 1.6 (10T/I)^a$ T temp. media del periodo

$a = (8.75 \times 10^{-7}) I^3 - (7.71 \times 10^{-5}) I^2 + (1.79 \times 10^{-2}) I + 0.49$

$E = \alpha PE$ $\alpha = \frac{1}{1.514} \ln \left(\frac{1}{1 - \frac{T_m}{E}} \right)$ T_m = temp. med. mens. (Tm)
 α = emul. de Humedad del suelo

Para calcular la evaporación

Método de Rohwer.

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

$$\psi = 0.44 + 0.118W$$

Para calcular la evapotranspiración

Método de Thornthwaite

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

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

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

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

METODO DE TURC:

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

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

t ~ Temp media anual en °C

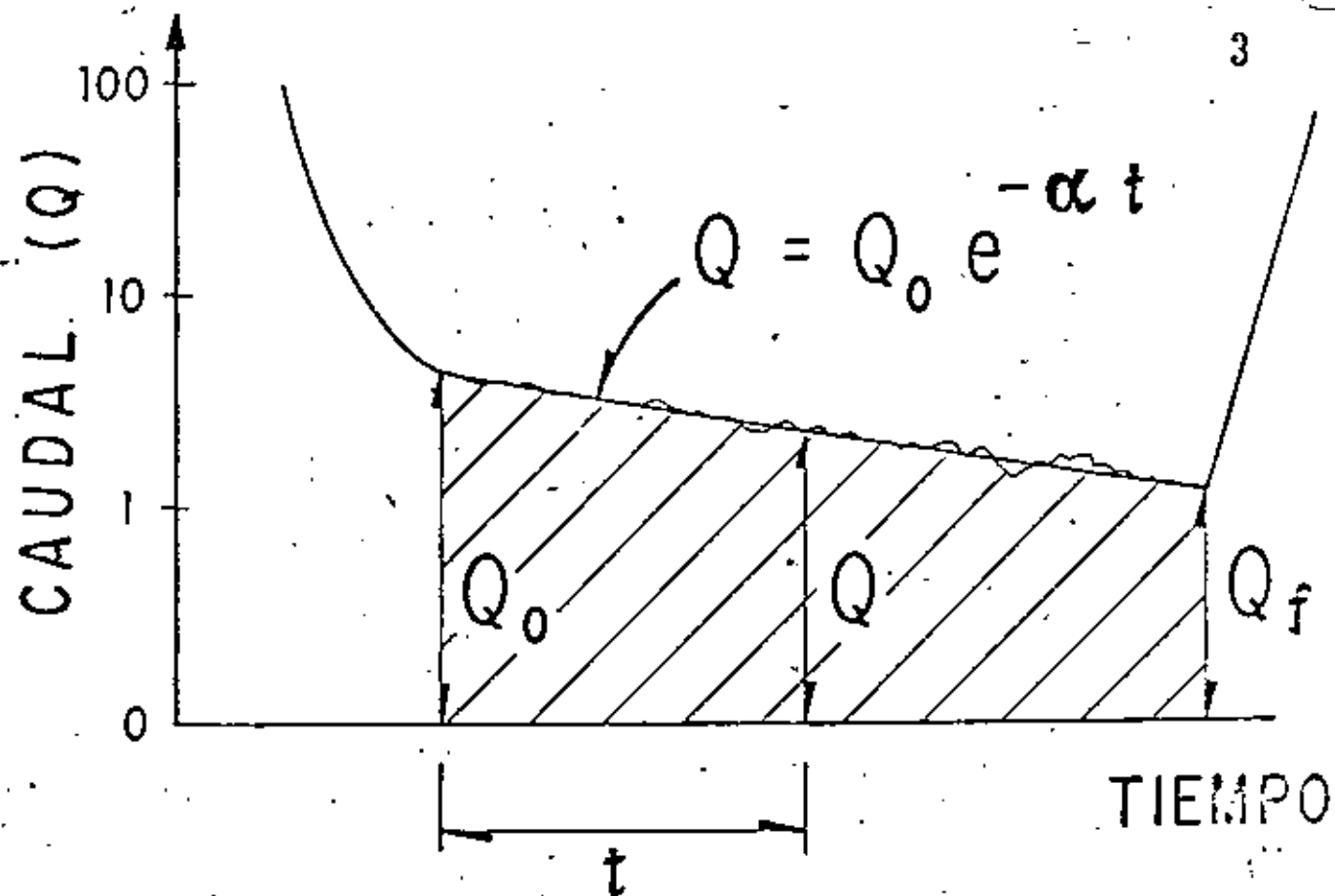
P ~ Precipitación en mm.

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

$$E = P$$

20	5	10%	E
155	25		

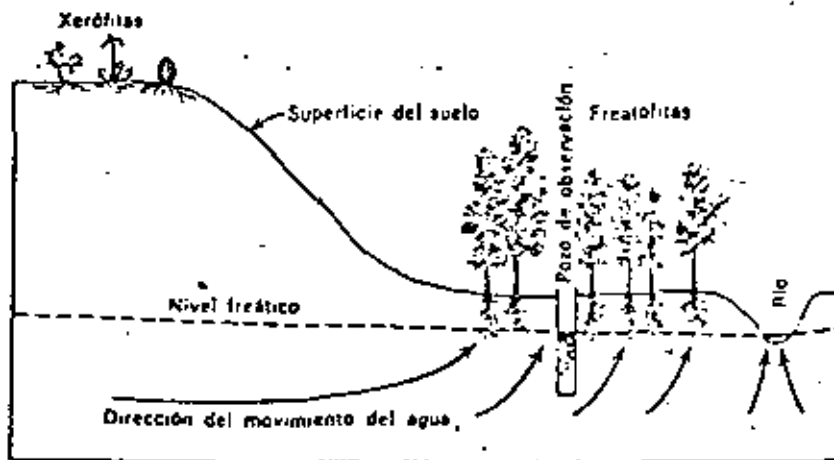
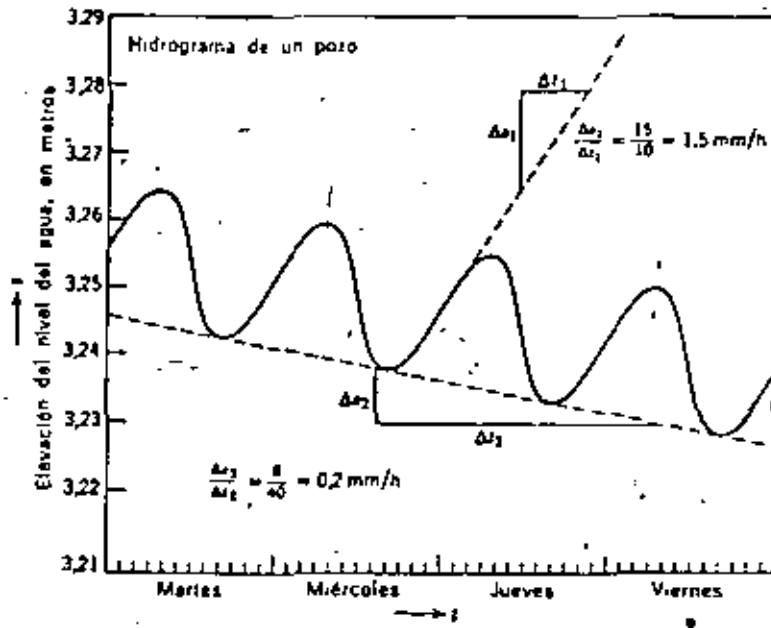
ANALISIS DEL CAUDAL BASE



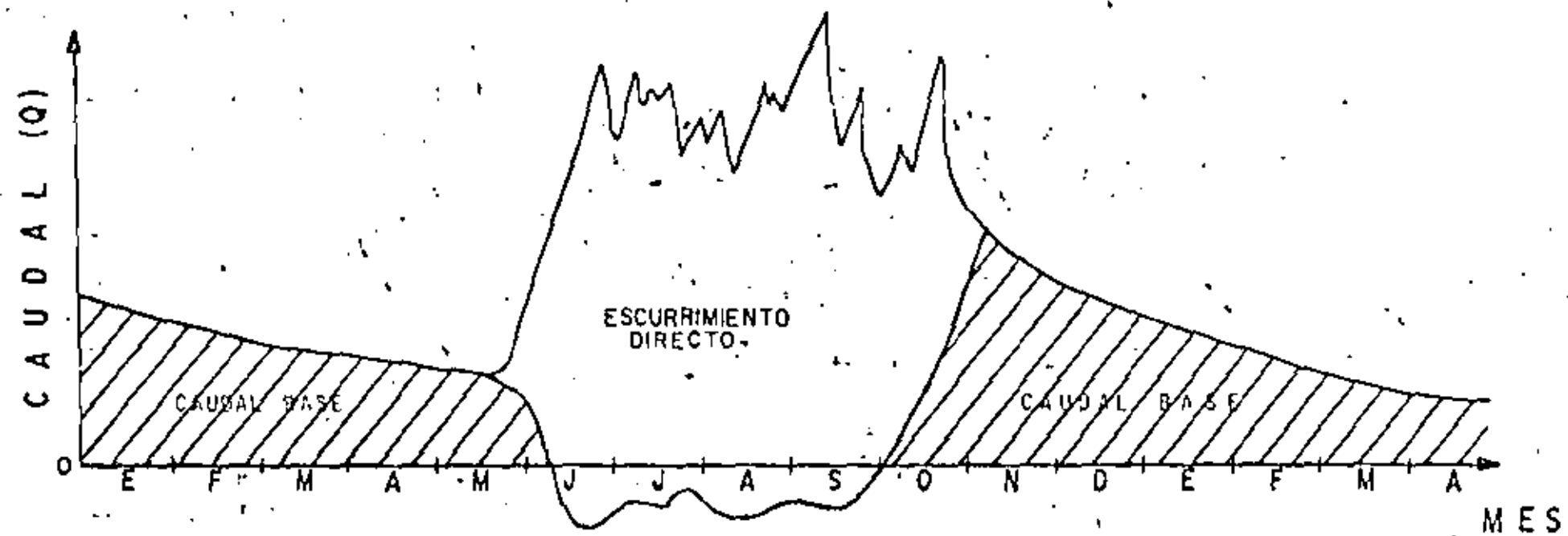
$$\alpha = \frac{2.3 \log. \frac{Q_0}{Q}}{t}$$

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

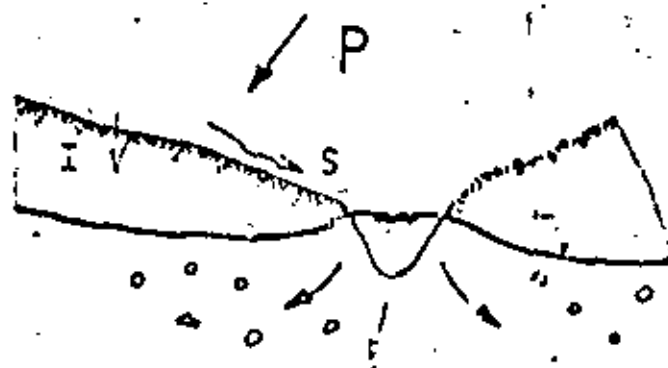
$$D = \frac{Q_0 - Q_f}{\alpha}$$



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



← TEMPORADA DE LLUVIAS → ← ESTIAJE →



RIO INFLUENTE



RIO EFLUENTE

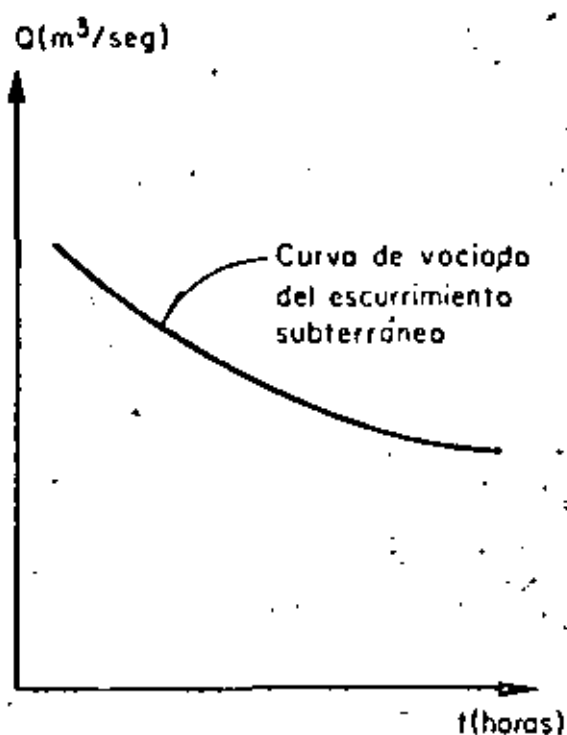
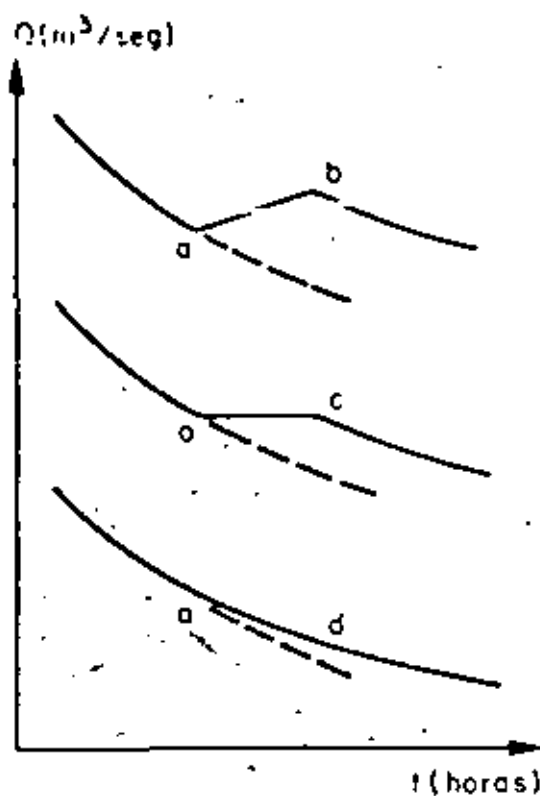
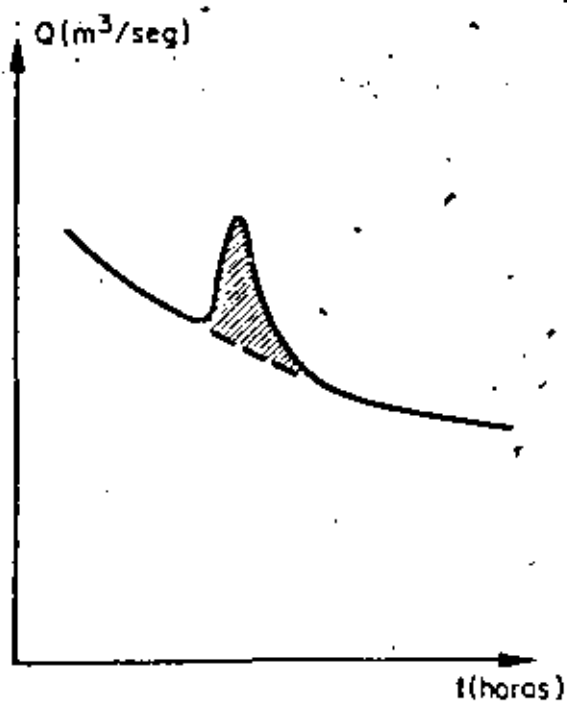
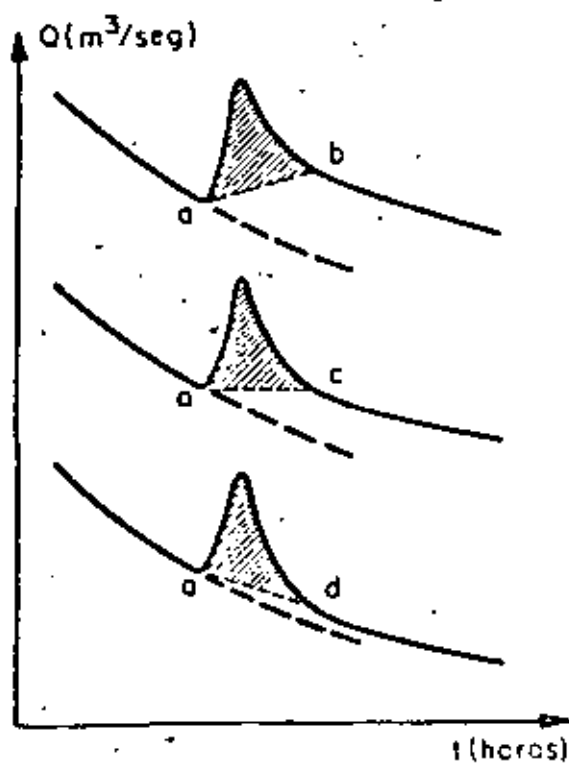
a) Tipo 0 ($i < f$ y $F < \text{DHS}$)b) Tipo 1 ($i < f$ y $F > \text{DHS}$)c) Tipo 2 ($i > f$ y $F < \text{DHS}$)d) Tipo 3 ($i > f$ y $F > \text{DHS}$)

Fig 4.3 Tipos de hidrogramas idealizados para tormentas aisladas

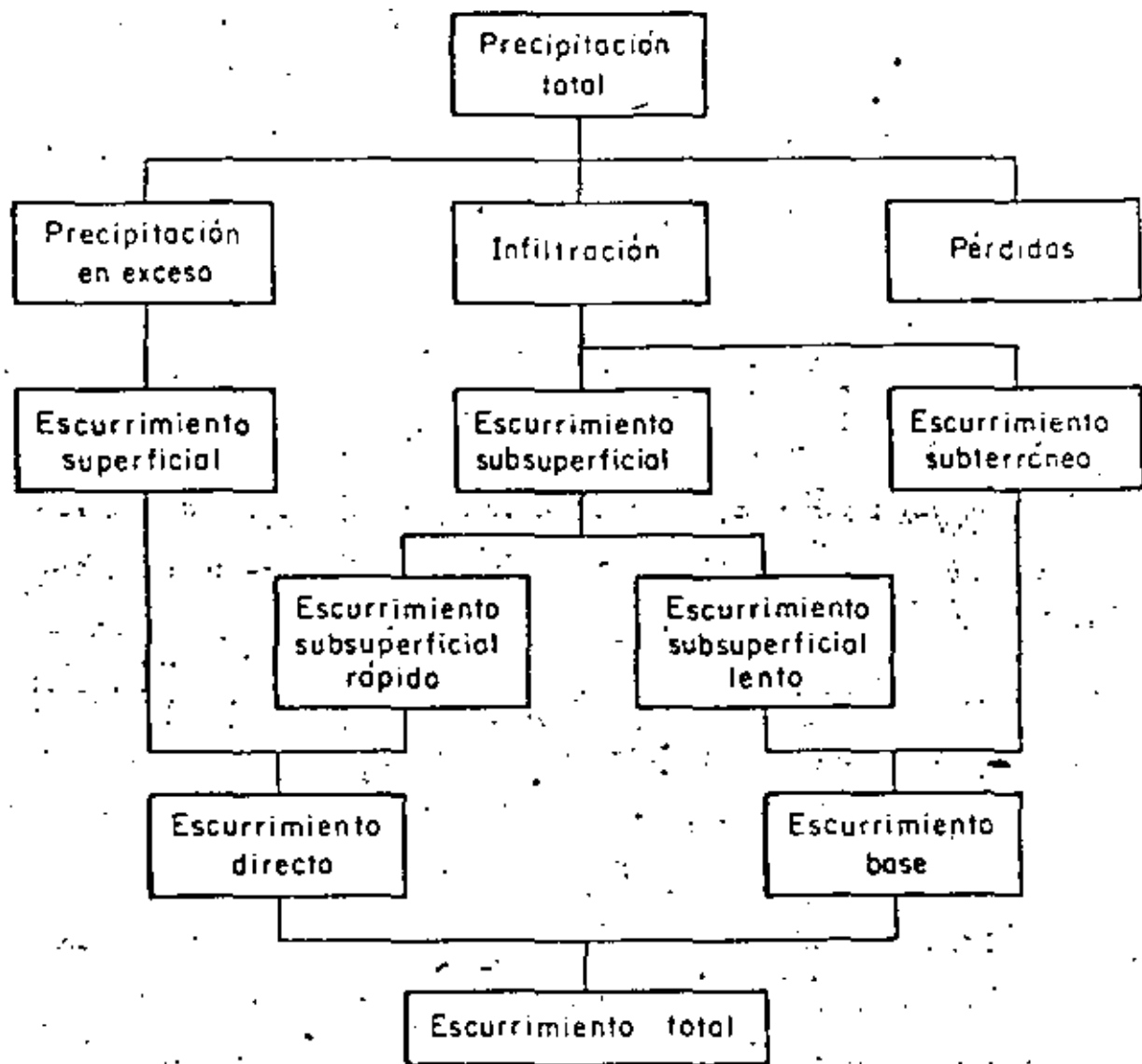
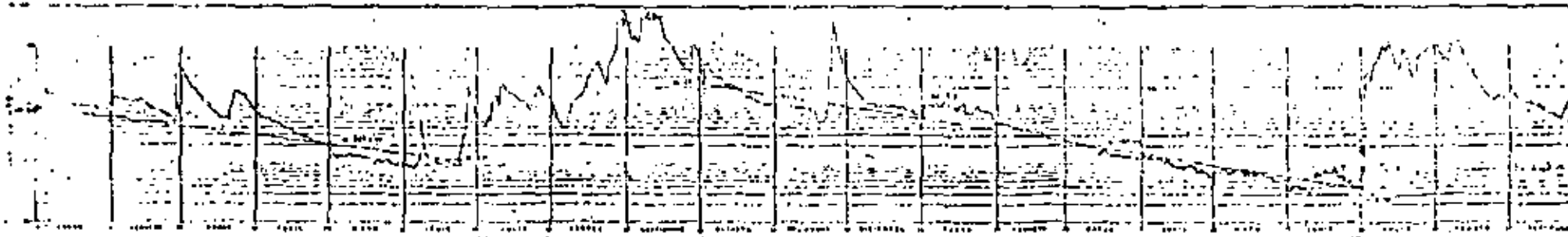
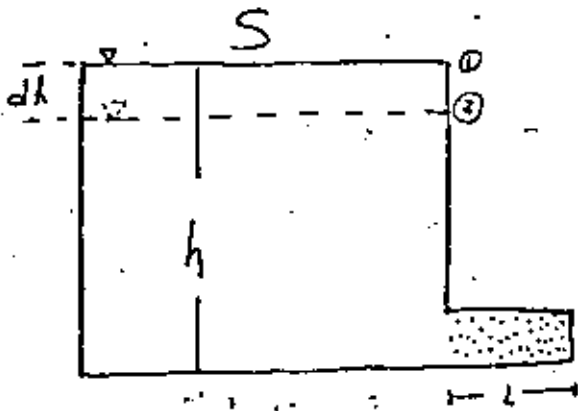
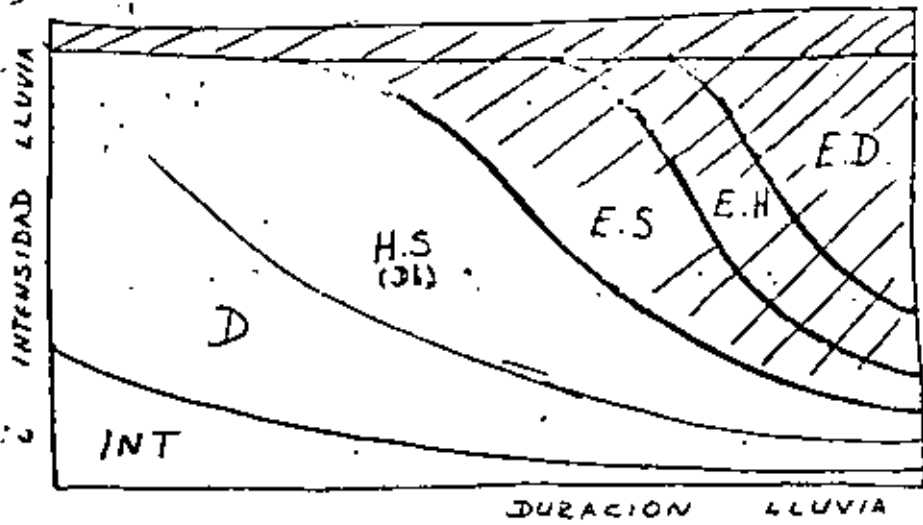


Fig 4.1 Relación entre la precipitación y el escurrimiento total



ESTACION PALMIFO





INTEGRANDO

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

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

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

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

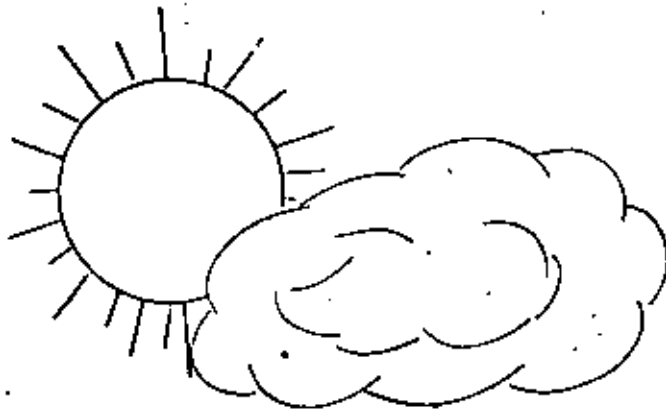
$$dt \cdot dh \quad dq = k \frac{s'}{L} dh$$

$$S dh = -q dt$$

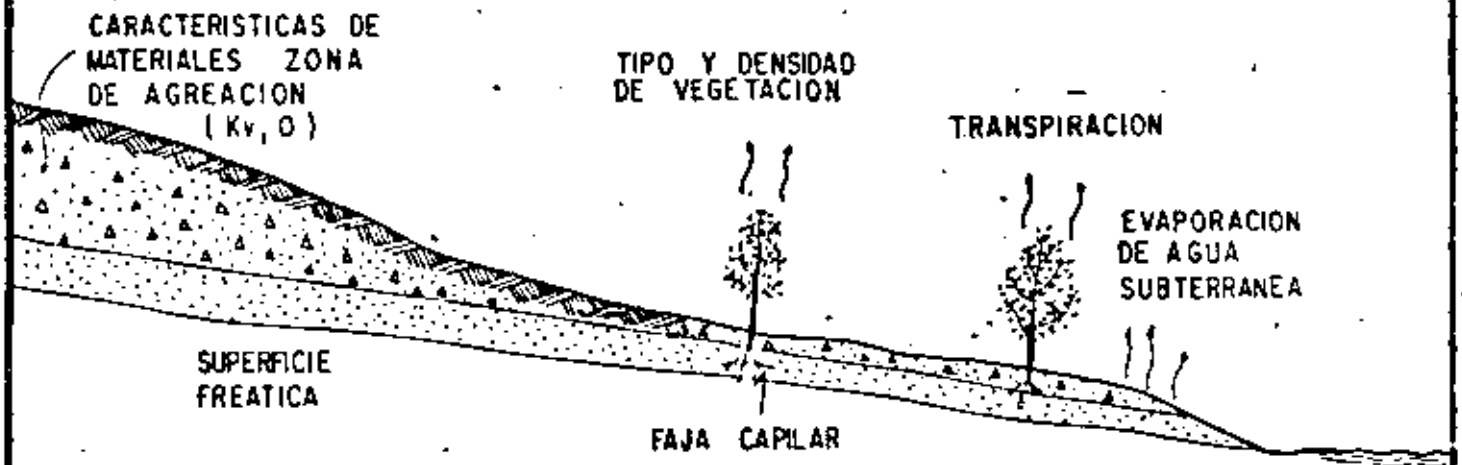
$$\frac{dq}{q} = -\alpha dt$$

$$\alpha = \frac{k s'}{S L} = \text{cte}$$

FACTORES QUE CONTROLAN LA EVAPOTRANSPIRACION REAL



FACTORES ATMOSFERICOS



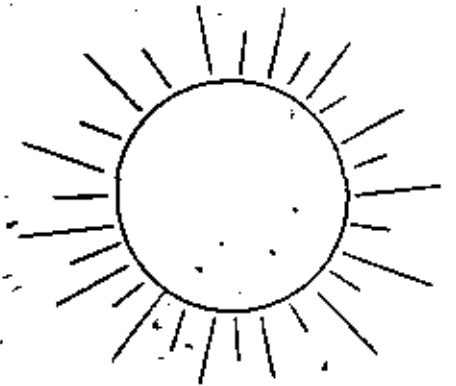
FACTORES QUE CONTROLAN LA CAPACIDAD
EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA
(EVAPORACION POTENCIAL)



HUMEDAD
RELATIVA


PRESION
ATMOSFERICA

TEMPERATURA




RADIACION
SOLAR

VELOCIDAD
DEL VIENTO



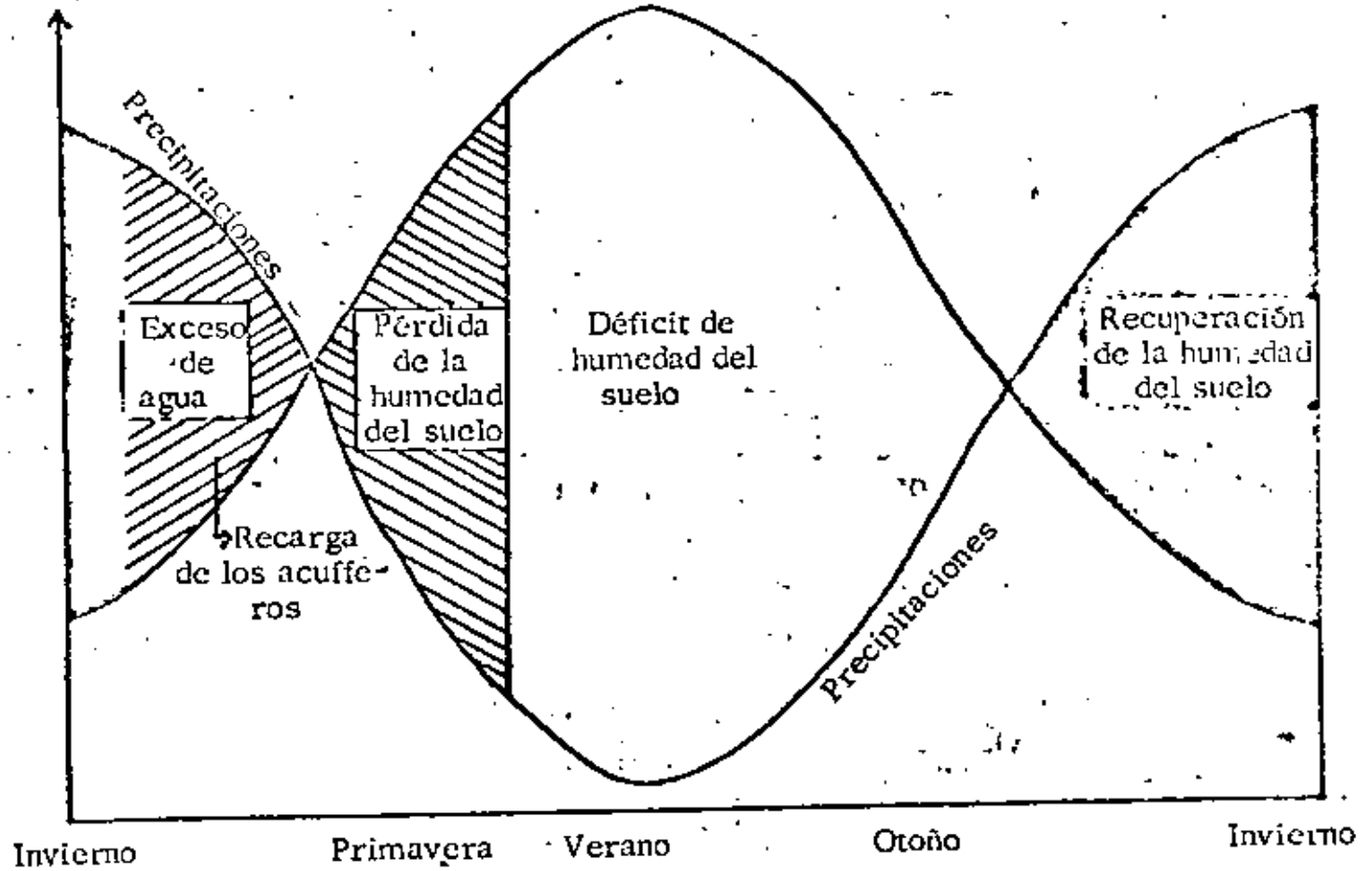
EVAPORACION



EVAPORIMETRO

Cantidad
de agua

Evapotranspiración potencial





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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

LA SEÑAL DEL ZAHORI

ABRIL, 1984

MUNDO CIENTÍFICO

LA RECHERCHE, *versión en castellano*

DE EDITORIAL FONTALE

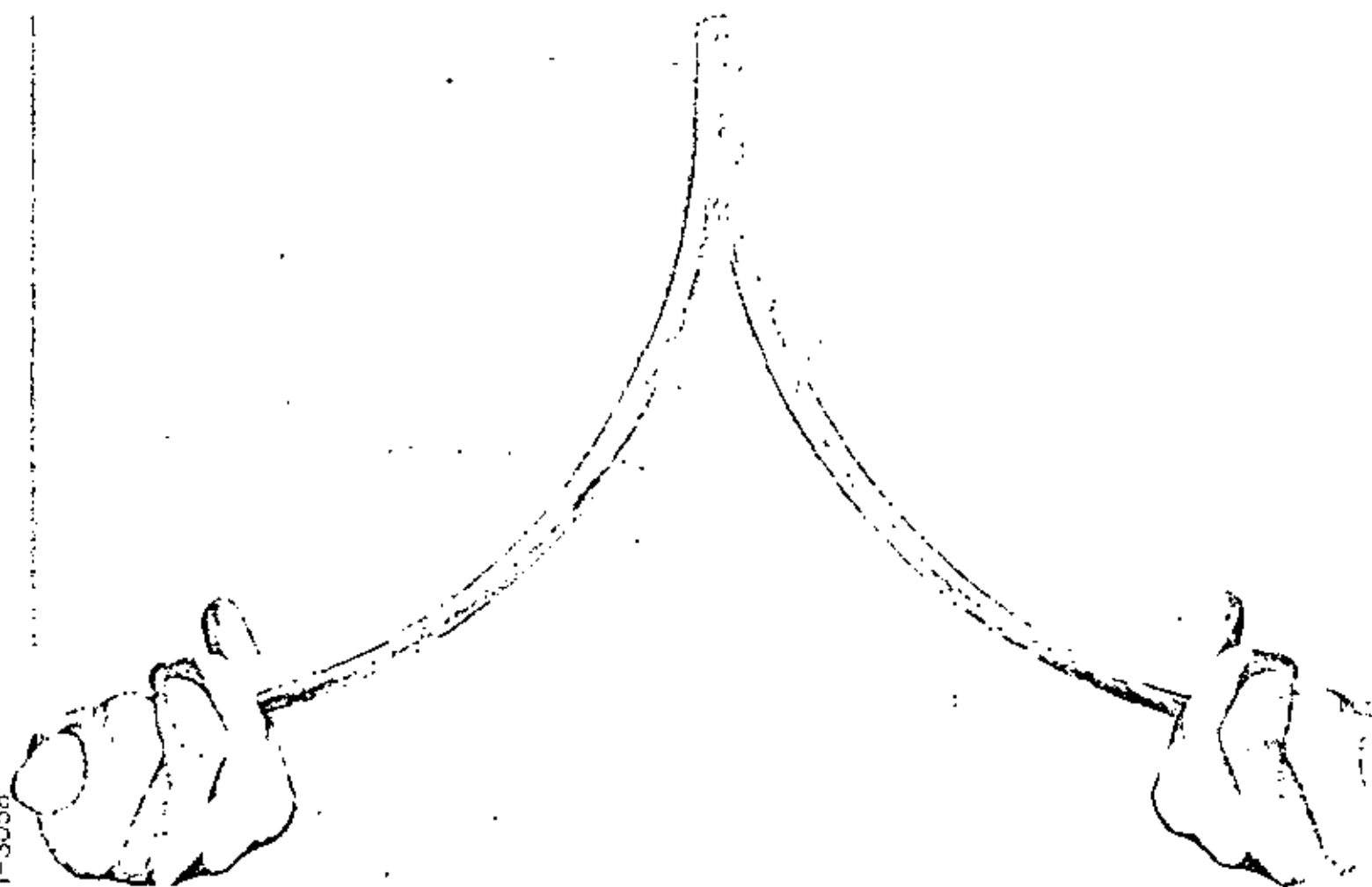
La señal del zahorí • La orquesta barroca

¿Tomarán los biólogos el poder?

Envejecimiento: Ciencia y Ficción

La caries dental • Cáncer y reparación del ADN

Nº. 7
MENSUAL
250 Ptas



Yves Rocard dirigió el laboratorio de física de la Escuela normal superior entre 1945 y 1973. Matrimonio llevado su interés por la geofísica a menudo a investigaciones de campo, se ha visto intrigado por el problema de los zahoríes.

■ ¿Se puede detectar la presencia de agua en el subsuelo con ayuda de una 1 3? Los científicos, en general, se muestran escépticos y se niegan a hablar de la «señal del zahorí». Con mayor razón, se han abstenido de hacer de ello objeto de sus investigaciones.

■ Desde hace una veintena de años, sin embargo, la situación ha cambiado. El autor del presente artículo y diversos físicos soviéticos y norteamericanos han estudiado experimentalmente la rdomancia (es decir, el arte de detectar las fuentes gracias a la varita). Según éstos, el «reflejo del zahorí» puede explicarse dentro del marco de la física clásica. Éste se desencadenaría por una variación del campo magnético en general sin relación con el agua o sólo de forma muy indirecta.

■ En la actualidad, sería imprudente considerar esta interpretación como definitivamente establecida. Pero diversos hechos hacen pensar que es menos frágil de lo que podría creerse a primera vista. Así, dos investigadores del Caltech, Presti y Pettigrew, acaban de demostrar que las palomas perciben el campo magnético; otros animales parecen dotados de este mismo sexto sentido.⁽¹⁾ Por otra parte, los experimentos de R.R. Baker, del departamento de zoología de Manchester, muestran que el hombre posee también un sentido magnético.⁽²⁾ Finalmente, recientes observaciones realizadas en Woods Hole parecen indicar que algunas bacterias marinas se orientan por el campo magnético terrestre cuando nadan.⁽³⁾

■ Según la opinión común, los zahoríes son personas capaces de descubrir yacimientos de agua subterránea, gracias a una varita que se les escapa de las manos cuando llegan a una zona en la que existe agua. Históricamente, parece ser que las primeras varitas aparecieron hacia 1400 en Bohemia. Los mineros de esta región se servían de ellas para localizar filones metálicos (Véase fig. de la pág. siguiente). El testimonio de una primera utilización con el fin de hallar un manantial se remonta al descubrimiento de las aguas ferruginosas de Château-Thierry, en 1832, por Marie de Berterrau.⁽⁴⁾

El éxito de la varita bifurcada como instrumento capaz de ayudar a encontrar agua captable, extendió su utilización en una sociedad de gentes más bien sencillas. Pero también ha habido personas más curiosas que le han reconocido otros poderes: la detección de subterráneos, grutas, etc. Algunos incluso han ido más lejos. Así, hacia 1693, un zahorí charlatan, Jacques Aymar, pretendía una serie de éxitos en el campo de la moral: decía reconocer un bolso robado, un mojon desplazado, un asesino.... Esto produjo polémicas encarnizadas, de las que la varita y el péndulo,⁽⁵⁾ descubiertos mientras tanto (hacia 1800), salieron desprestigiados. En 1700, el sentido común se encuentra más bien del lado de los jesuitas, que suponen una intervención del diablo para los casos de orden moral. Pero, en 1800, el mismo sentido común hace trinitar a la razón al negar el reflejo mismo: «Dado que ninguna acción física puede provocar el pequeño temblor de la mano que sostiene el péndulo», Che-

vreul considera, en 1853, que el operador obedece a una acción inconsciente de su pensamiento, de su voluntad. Varitas y péndulos rozan en esos momentos el limo. El astrónomo A. Lalande, llamado en 1785 para controlar las hazafías de un zahorí muy dotado (Bleton), pregunta: «¿cómo queréis que yo, miembro de tres academias, crea en estas tonterías?».

A partir de entonces la causa está vista, las personas de tendencia racionalista se refugian en el chevreulismo, es decir, se protegen tras la opinión del gran Chevreul (muerto a los 103 años) que ha pensado por ellos, mientras que éstos en general ni siquiera han leído su extraño razonamiento dado más arriba. Los zahoríes son condenados y marginados a un ghetto: se les niega el derecho a expresarse dentro del mundo científico.⁽⁶⁾

Este malentendido tiene como consecuencia que un científico de buena fe que quisiera reexaminar el problema no encontraría ninguna literatura sensata que le sirviera de guía. «Autosugestión» es el término científico que resume la interpretación de Chevreul: «se detecta lo que se ve, lo que se sabe que se tiene que detectar». Pero, si uno se deja impresionar por el temor a la autosugestión, tampoco pueden hacerse experiencias: el zahorí que ha sentido una señal en un primer momento no tendría ni siquiera el derecho de volver a pasar una segunda vez por el mismo lugar, no podría comparar dos varitas sobre la misma zona de aguas subterráneas, verificar sobre una misma señal su sensibilidad de un día a otro, etc. Seamos serios y no dudemos en presentar aquí los re-

sultados obtenidos a través de experimentos repetidos.

La varita y el reflejo

Vayamos a los hechos: el zahorí tiene en sus manos una varita bifurcada que debe ser flexible y deformable, puede ser natural (una rama de un avellano joven es conveniente) o artificial (dos ramitas de rola de 6 mm de diámetro y 45 cm de longitud, atadas juntas por un extremo). La varita puede sostenerse (fig. 1) en una posición inestable en la que se encuentra ya un poco baja, presta a deslizarse girando hacia abajo, o un poco alta, presta a enderezarse hacia arriba. Hay que aprender cómo sostener la varita, y algunas personas pueden aportar variantes de acuerdo con su comodidad muscular.

El zahorí, andando a su paso natural pero evitando toda sacudida mecánica, siente que su varita se le escapa de las manos y se dirige hacia abajo (o hacia arriba) si llega a una zona de aguas. Ésta puede reducirse a una zona definida de un metro aproximadamente, o incluso menos, de terreno. Hay que señalar que el zahorí no ha cambiado su actitud en nada; su cerebro envía siempre la misma orden a los músculos de sus manos para mantener la varita en posición.

En el punto en que nos encontramos podemos ya decir que el reflejo geomántico se reduce a una simple ordenada del tono de los músculos empleada para sostener la varita, siendo desentendida esta bajada por la llegada a una zona de aguas. Por otra parte, un paso en falso, un ruido inesperado, una sacudida que haga perder el equilibrio, pueden también desencadenar a la varita. En

(1) Presti, Pettigrew *Nature* 285, 99, 1980.
(2) Muy recientemente, Baker ha demostrado que algunos estudiantes de la Universidad de Manchester, conducidos con los ojos vendados a 5 o 10 km de su colega, indicaban vagamente la dirección. Su sensibilidad parecía ser magnética y que se la destruía quitándoles un imán sobre las orejas. Cf. *La Recherche* n.º 116 p. 1319, 1980.
(3) *Science News*, 119, 202, 1981.



En 1546, Agricola (que trabajó en Bohemia) publicó *De Re Metallica*, tratado sobre la metalurgia de su tiempo. Los mineros ocupan en él un buen lugar, y varias figuras los representan buscando filones con la varita. Describe su uso como una curiosidad pero concluye que solo los mineros, «gente sin religión», la emplean, con resultados a veces inciertos, y que un hombre que conoce su oficio no tiene necesidad alguna de utilizar tales procedimientos para encontrar yacimientos metálicos: este es, realmente, un punto de vista objetivo. (Dibujo de Agricola, *De Re Metallica*: 1530)

(4) Señalamos una obra reciente: Michel Vallée, *L'aventure magique de Martine Bertereau*, seguido de la reedición de sus obras. Editions Boumendil, Niza. (5) El péndulo se mueve por un resorte involuntario muy parecido al de la varita. En este artículo consideraremos únicamente esta última (6) Cf. Imbert Vergall: «Les sciences occultes nées pas des sciences», de acuerdo, pero la geomancia no es una ciencia oculta.

este caso es evidente que al encontrarse otros músculos accionados por la sorpresa, el tono de los músculos que sostienen la varita no pueden más que bajar, cuando la energía disponible en el cuerpo, de pronto, se requiere en otra parte. El reflejo geomántico provoca sensaciones muy claras en el operador. Éste tiene la impresión de que sus manos son incapaces de retener la varita, que continúa girando: simplemente, las fuerzas musculares desarrolladas entonces no bastan para ejercer sobre la varilla un freno que se oponga a su rotación. Existen otros dispositivos, aparte de la varita bifurcada, sobre todo el péndulo, que dan lugar a un reflejo geomántico. Los desencadenamientos

son también igual de sutiles, pero no se manifiestan a través de una poderosa torsión, como en el caso de la varita. Sin embargo, el proceso fisiológico es el mismo: una perturbación del tono, que se traduce por pequeños temblores musculares inconscientes.

¿Es todo el mundo zahori?

Sin más dilación, ofrezcamos los resultados de los experimentos hechos en Francia, Estados Unidos y la Unión Soviética. En Francia, yo mismo he realizado, de 1962 a 1964, pruebas con distintos individuos, en lugares diversos y con varitas corrientes. Puede llegarse a la conclusión de que existe la capacidad del reflejo geomántico en las dos

terceras partes de personas. Las pruebas norteamericanas realizadas en Utah, por D.G. Chadwick y L. Jansen, se hacían con alumnos que tocaban una varita por primera vez. Este experimento muestra que 149 individuos sobre 150 acusan una señal geomántica, también es verdad que con un instrumento muy inestable. En la URSS, unos geólogos han construido una varita más exigente, capaz de una verdadera rotación continua. La han confiado a operadores de experiencia y se ha evidenciado que las mujeres eran más sensibles a la señal que los hombres, un 40% frente a un 20%.

Estos tres tipos de experimentos nos autorizan a declarar que una mayoría de



Figura 1. El primer documento que represente a un zahorí con una varita en las manos data de 1420. Para mostrar la manera de sostenerla, hemos escogido una ilustración publicada en «La physique occulte» del Abad de Vallemont, en 1692. El sostenimiento de la varita no ha cambiado desde su descubrimiento. Los antebrazos, casi horizontales, pero torcidos de forma que las palmas de las manos quedan hacia arriba, los pulgares hacia el exterior. Se fuerzan las dos ramas para que se deformen. En este caso se constata que puede intervenir en la forma de sostenerla, de modo que la punta de la varita apunte un poco hacia abajo (en la mayoría de sujetos), produciendo un esfuerzo de las dos manos, que deben retenerla un poco para que no gire sola deslizándose hacia abajo. Antes de tomar esta postura, un poco sospechosa para muchas personas, ya que la varita está «inestable», el «zahorí» se pone a andar con cuidado de atenuar las sacudidas de sus pasos. (Dibujo de Vallemont, *La physique occulte*, 1692.)

seres humanos se encuentran dotados de este reflejo. ¿Por que no todos los hombres? Esto lo veremos más tarde. Pero, por el momento, está claro que el chevreulismo, más que el racionalismo, no tiene derecho a negar la realidad de los hechos.

En 1632, cuando la zahorí Martine de Bertereau buscaba agua, se rodeaba de fórmulas mágicas para despistar a la concurrencia; en 1692, Jacques Aymar no se inmutaba en echarse faroles; en 1785, destacó entre todos el caso de un zahorí excepcional, Bleton, que detecta ha incluso sin varita, de manera que la gente sencilla podía llegar a creer que únicamente eran sensibles determinados seres excepcionales. Nada de esto; cualquier hombre es sensible. Si se ponen a prueba los miembros de una «unión racionalista» o los de un comité

para el estudio de los fenómenos paranormales, puede afirmarse que existirá entre ellos una mayoría de zahoríes que ignoran serlo.

A partir de ahora llamaremos zahorí a todo individuo que percibe el reflejo, sin ocuparnos más de la búsqueda de agua. La siguiente pregunta a la que intentaremos responder es: ¿cuál es la naturaleza del fenómeno que desencadena el reflejo?

El efecto es magnético

Yo emité esta hipótesis en 1962¹⁷⁾ tras una serie de experimentos, y la mantengo todavía hoy en día, aunque aportando algunas precisiones. Mi interpretación consiste en que únicamente el campo magnético puede constituir un soporte a la señal, y que la causa desen-

5 4

cadena del reflejo es una pequeña anomalía magnética que modifica localmente el campo magnético terrestre. En otras palabras, mientras que el zahorí anda por un campo magnético constante, la regulación de la tensión de sus músculos se mantiene, y la varita no gira. En cuanto llega a un gradiente de campo, es decir, a una región en la que el campo magnético cesa localmente de ser uniforme, detecta su variación. Esta anomalía desencadena el reflejo. En general, el zahorí constata la anomalía al atravesarla en su marcha, pero la detecta también inmóvil en un gradiente local suficiente o si es el campo el que se desplaza en relación con él (un coche que pasa produce este efecto). El ideal corresponde al recorrido de una cresta o pico magnético de 10^{-4} gauss (equivalentes a 10γ) sobre 2 o 3 m, situado en un trayecto en el que el campo es más plano que la anomalía. Esta última debe sobresalir claramente en el mapa del campo.

Es sorprendente que el estímulo sea tan débil: 10γ no representa más que 5 milésimas partes del campo magnético terrestre. Una sensibilidad tal asombra a físicos, como yo, y a biólogos, pero es así. Señalémoslo para reconfortarnos que James L. Gould¹⁸⁾ (*La Recherche*, n.º 116, p. 1318, noviembre de 1980), da también 10γ como límite de la sensibilidad magnética de las palomas. ¿Será el mismo mecanismo el que actúa en ambos casos? Quizá no. Pero el mismo elemento sensible, el mismo captador, podría ser empleado indistintamente en el hombre y en la paloma: he aquí un bonito programa de investigaciones a realizar.

Pero volvamos a las observaciones que me han llevado a conjeturar que el efecto es magnético. Al querer verificar una detección de agua, me he interesado en un emplazamiento que poseía un pequeño dique que bordeaba un estanque, con fugas de agua (fig. 2); yo mismo encontré allí con persistencia una señal geomántica que otros también han sentido. Al poder disfrutar del primer magnetómetro de resonancia magnética construido en Francia, podía finalmente esperar medir campos de muy débil intensidad y confirmar mi hipótesis. Las medidas magnéticas me dieron un mapa magnético con un pico de 30γ , un poco más allá un pico de 20γ , etc. Las señales geománticas coincidían con estas anomalías y, por primera vez en la historia, se poseía una prueba sólida del efecto magnético sobre el zahorí y, en general, sobre el hombre. La coincidencia entre las anomalías magnéticas y las señales sobre el terreno ha sido observada en un 100% de casos. Estos 100%, por lo demás, constituyen la prueba del efecto, pero la naturaleza de los terrenos era tan diversa que era qui-

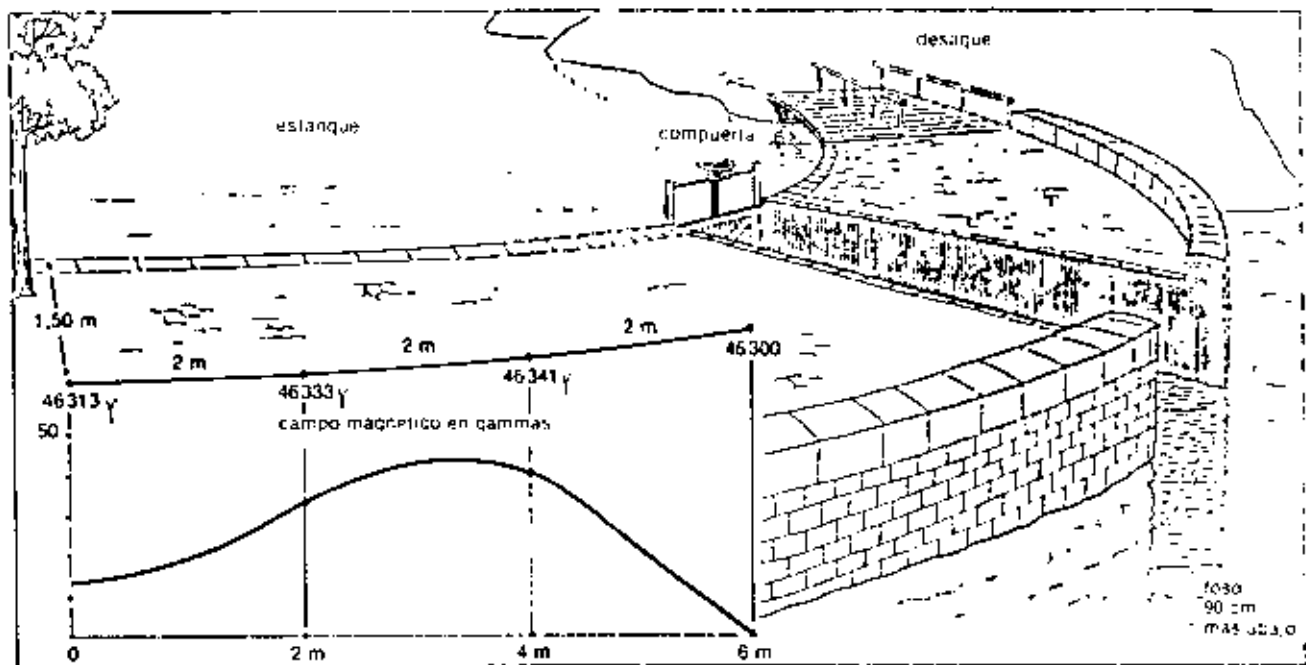


Figura 2. Un zahori, que anda a 1,50 m del borde de este pequeño malecón que bordea un estanque, detecta una señal cuando aun no ha franqueado la fuga de agua. La señal no se debe, pues, a la presencia de aguas subterráneas sino, por el contrario, puede atribuirse a una anomalía del campo magnético. Las medidas magnéticas parecen confirmarlo. En efecto, si en el recorrido del zahori se efectúa cada 2 metros un mapa magnético con un magnetómetro de protones, se registra un pico de 13 γ , un poco más lejos otro de 30 γ y más tarde otro de 40 γ . Como hecho notable, estas anomalías coinciden con las señales geománticas en un 100% de casos. Dado que el agua no se encuentra presente en este recorrido, la detección del zahori viene dada por otro factor: la heterogeneidad del suelo. Éste se encuentra compuesto de grava calcárea laponeada de arcilla y el subsuelo del malecón es de ladrillos. Estos ladrillos y la arcilla son materiales muy paramagnéticos y bastan para crear la anomalía requerida por el reflejo del zahori; es decir, un pico de 40 γ en 8 m.

mérico atribuir el efecto a una presencia de agua subterránea

En 1962, en mis primeras publicaciones, señalaba que el agua que se filtra en un medio poroso desarrollaba una diferencia de potencial de electrofiltración. Este efecto eléctrico había sido demostrado por Quincke, en 1850. Aunque es verdad que una diferencia de potencial puede hacer circular una corriente creando por sí misma un campo magnético, es poco probable que este último pueda desencadenar el reflejo zahori. En efecto, para que sea así, se necesitaría que las corrientes de cierre fueran de tal forma disimétricas (la simetría anula el campo magnético) que nunca, por decirlo así, el terreno ofrece esta posibilidad. E incluso si se presentara el caso, al ser los efectos proporcionales a la inversa de la distancia o de su cuadrado, no se detectaría más que agua a una profundidad muy débil. Ahora bien, las pretensiones de los zahoríes ideólogos son muy distintas, y los hechos comprobados con el magnetómetro son también otros.

La varita no detecta el agua

No debido pues aceptar la evidencia: la electrofiltración no desempeña en la práctica un papel suficiente, y la verdadera causa de la señal geomántica es la heterogeneidad geológica del terreno,

que se manifiesta creando la anomalía magnética. En otras palabras, el zahori no obtiene jamás, por decirlo así, una señal debida al agua misma. Su varita reacciona cuando, en el suelo, surge una heterogeneidad química suficiente para crear la anomalía magnética que la desencadena. Felizmente para el zahori, esta heterogeneidad está creada a menudo por fallas en las que el agua se infiltra y acumula. De hecho, el zahori es alertado por la falla pero, si se cava, el agua está ahí; por lo demás a un nivel más profundo que la causa misma de la señal. Tomamos el caso de una presa (fig. 2) cuyo dique en tierra está reforzado por dos muros cuyos basamentos son de ladrillo. Supongamos que las antiguas fugas hayan sido taponadas con arcilla rellena a presión. Al ser la arcilla y los ladrillos materiales muy paramagnéticos, 20 o 30 veces más que la grava calcárea sobre el emplazamiento, una estructura tal basta ampliamente para presentar anomalías magnéticas de diez a veinte veces mayores que las que se producirían por electrofiltración. Su intensidad supera con mucho las 10 γ de variación en 2 o 3 m que en general desencadenan al zahori. Una vez más no es la presencia del agua la que el operador detecta. ¡Y sin embargo la hay!

Al poder ser rechazadas estas observaciones de campo por falta de rigor

científico, pensé en unos experimentos de verificación cuyos resultados no pudieran ser negados. Hacia 1964, propuse un experimento que entonces creí ideal. Se busca en la naturaleza un recorrido sin anomalía magnética (verificado con el magnetómetro); se instala un pequeño cuadrado bobinado con alambre eléctrico y se produce un campo magnético del orden de 20 γ en un metro, haciendo circular una corriente eléctrica; a continuación, se intenta verificar si el zahori es capaz de detectar, al pasar por delante, la perturbación magnética creada sin él saberlo. En 1964, di a conocer que tres series de cinco, cinco y siete ensayos respectivamente habían dado un 100% de éxitos en dos buenos operadores elegidos por sus actuaciones anteriores. Se había adoptado un valor de campo bastante débil, del orden de 20 γ sobre el pecho del zahori, en el momento en que éste pasa lo más cerca del cuadrado, colocado sobre un caballete de pintor bastante bajo. Esta era la primera constatación de un efecto de campo magnético sobre el ser humano.

Sin embargo, con la distancia, me siento inclinado a criticar este experimento. Se debería haber evitado la tensión psíquica provocada por la presencia del cuadrado visible por el zahori. El azar de los golpes (corriente o no corriente) habría debido ser el mismo que

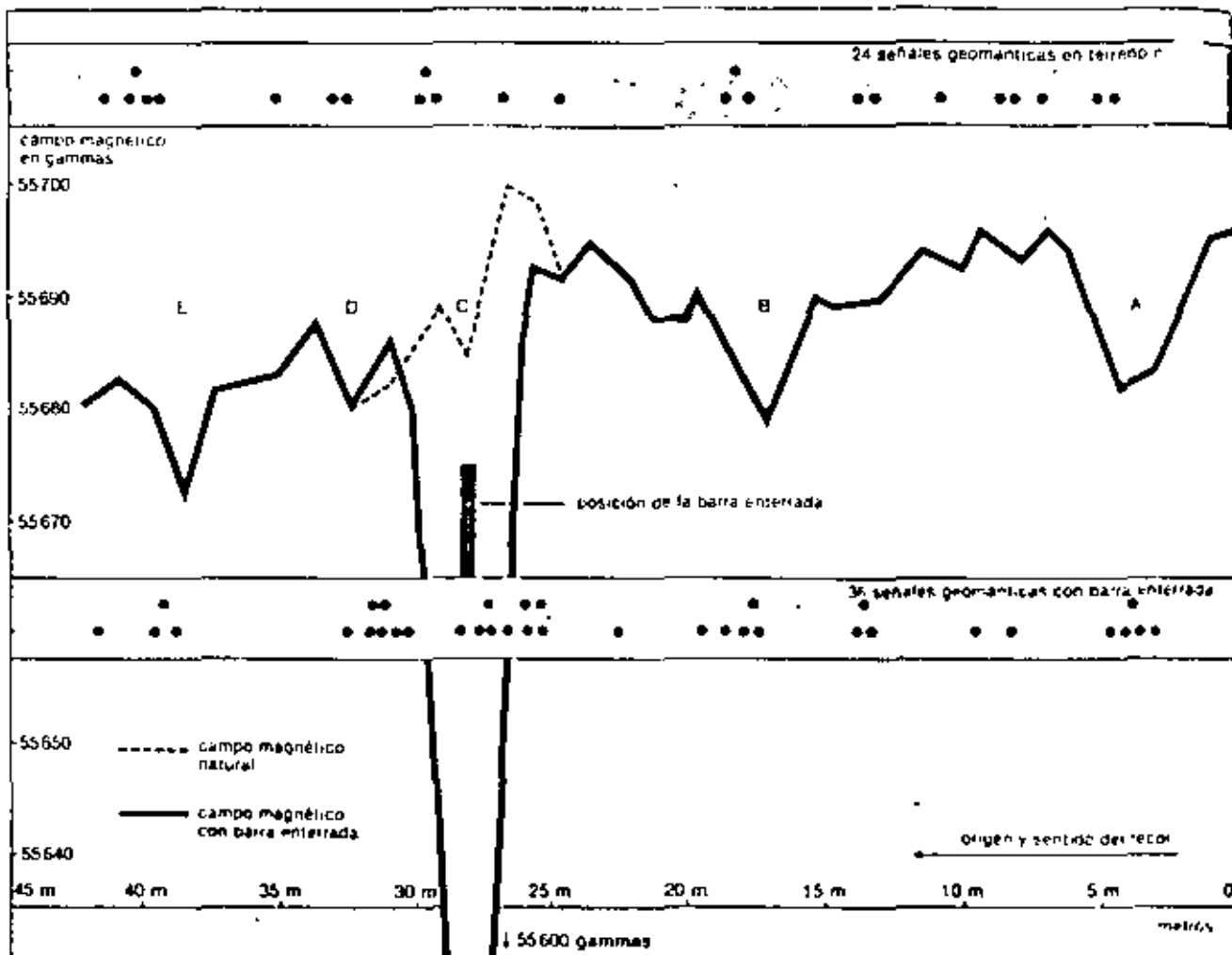


Figura 3. Estos resultados han sido extraídos del informe del experimento realizado sobre 150 estudiantes de la Universidad de Utah. Este consistió en hacer pasar a los sujetos una sola vez por un recorrido en el que se había enterrado un blanco artificial, sin conocimiento de los operadores. Este blanco era una barra de hierro de 1,20 m, hundida verticalmente. Ésta creaba una perturbación magnética de 120 γ , mientras que las anomalías naturales eran picos o depresiones de 5 a 20 γ .

Entre los recorridos existía uno que era un huerto de manzanos. El campo magnético fue señalado únicamente sobre el eje del trayecto, y cada 1,50 m más o menos, de forma que la apreciación del gradiente magnético ha sido rudimentaria: un gradiente perpendicular al trayecto escapa completamente... Diecisiete sujetos fueron ensayados en este trayecto en estado natural y, a continuación, otros en el mismo trayecto con una barra de hierro. El gráfico ilustra las conclusiones del experimento. De él se desprenden cuatro tipos de correlaciones:

Correlación con el azar: existe una posibilidad sobre dos mil de que la distribución de los puntos geomagnéticos se deba al azar. Correlación entre el campo magnético y la reacción geomagnética: se decide arbitrariamente denominar zona geomagnética a todo intervalo de 3 m en el que se observa un cambio de pendiente del campo magnético superior a 1,55 gammas por metro. El número medio de reacciones de la varilla es entonces de 2,1 por intervalo en la zona geomagnética, y de 1,3 por intervalo en las demás zonas.

Correlación de zahores entre sí: es muy satisfactoria, hasta de un 80%.

Correlación de un zahori consigo mismo, con dos o tres meses de intervalo: es mucho menos satisfactoria, del orden del 60-65%. El sujeto puede encontrarse más o menos bien dispuesto o el magnetismo ha podido variar.

Podemos señalar que en el huerto, la presencia de montículos de tierra ha podido perturbar los resultados. Una señal geomagnética no se distingue de una señal emitida por un artefacto mecánico durante la marcha, una pequeña guadaña, por ejemplo, de la que se resiente la estadística.

echa los dados o las cartas, y yo lo habla contando a la iniciativa de un operador. Retrospectivamente, mis primeros resultados pueden ser declarados válidos, pero los experimentos no eran ideales. Los rusos, y sobre todo los norteamericanos, han ideado otros medios menos absolutos pero más completos.

En la URSS, hacia 1966, un grupo de geólogos especializados en manantiales subterráneos se impuso a los medios oficiales.⁽⁹⁾ Conquistó a las comisiones del Plan, pulverizando así al "chévruelismo" o, por menos, a su com-

ponente soviética. Los líderes del grupo, Matveev y Sochevanov han dirigido experimentos a lo largo de los cuales 700 zahores son lanzados en el Kazajstán, Carelia del Norte, etc. Cuatro helicópteros los siguen y realizan estadísticas magnéticas allí donde éstos declarar haber descubierto deslizamientos de sulfuros metálicos gracias a la varilla. Esta operación de gran envergadura muestra que la correlación de zahori a zahori es excelente, del orden de 80-90%, y que la correlación entre puntos geomagnéticos y anomalías magnéticas

es muy real. A partir de la primera constatación puede deducirse que la señal posee una causa física.

En cuanto a las medidas, hay que señalar que éstas han sido tomadas con un magnetómetro de fluido continuo, sensible únicamente a 10 γ , es decir un poco insuficiente a nuestro parecer. Desde el punto de vista de la sensibilidad, el zahori vence al aparato de continuo, pero, a su vez, es superior por el magnetómetro de resonancia magnética nuclear, sensible a menos de 1 γ .

(9) Un artículo de Tom Williamson, *New Scientist*, 8 feb 1979 analiza cuatro memorias rusas publicadas en revistas de geología de las que da las referencias, de 1967 a 1976.

En Norteamérica, el Utah Water Research Laboratory, aunque escéptico con respecto a los zahoríes, por honestidad profesional patrocinó unos experimentos de campo. Los resultados han sido publicados en 1971 en un folleto titulado «Detección de los campos magnéticos causados por las aguas subterráneas y correlación de tales campos con la búsqueda de agua por los zahoríes». Indudablemente, los autores de estas pruebas, D.G. Chadwick y L. Jan sen, se inspiraron en mi obra de 1964. Hicieron recorrer a 150 estudiantes, una sola vez, cuatro itinerarios que éstos no habían conocido con anterioridad. Dos de los recorridos eran relativamente tranquilos, no teniendo más que algunas débiles anomalías naturales (de 10-15 γ) y, eventualmente, una barra de hierro enterrada en vertical (de más de 100 γ). Éstos prueban que la distribución de las detecciones de fuentes de agua no tiene más que una posibilidad sobre 6 000 de establecerse al azar, que la correlación de las fuentes subterráneas entre sí es buena y que las reacciones se encuentran estrechamente relacionadas con los gradientes magnéticos señalados en los trayectos (fig. 3).

Otro recorrido da resultados menos buenos, parece ser que a causa de una presencia demasiado importante de anomalías magnéticas ocultas en el terreno. Un cuarto recorrido por las orillas del Potomac ha dado resultados pero relacionados con el magnetismo, aunque ha debido admitirse que las grandes estelas de numerosas canoas de motor sobre el río, y también los transportes de motor eléctrico en una región demasiado habitada, producen campos magnéticos parásitos variables que inutilizaban la experiencia. Los autores, antizahoríes de partida, concluyen con gran sorpresa que la correlación entre la reacción geomántica y las pequeñas anomalías magnéticas no puede ponerse en duda. Esta verificación obtenida en Norteamérica es menos sofisticada que nuestros experimentos con un cuadrado. Éstos se desarrollan en condiciones mucho más naturales, satisfacen mejor la ausencia de coacción psíquica en los individuos y, sobre todo, concierne a un número mucho más elevado de casos: 150 individuos cualesquiera, en lugar de 2 o 3 operadores seleccionados. Además, ha señalado con interés que la barra de hierro enterrada produce una anomalía magnética mucho más natural que mis cuadrados. El campo creado por la barra es vertical, y se adapta, pues, a la componente vertical del campo magnético terrestre. Su valor, su módulo para ser precisos, varía, y precisamente el módulo del campo total

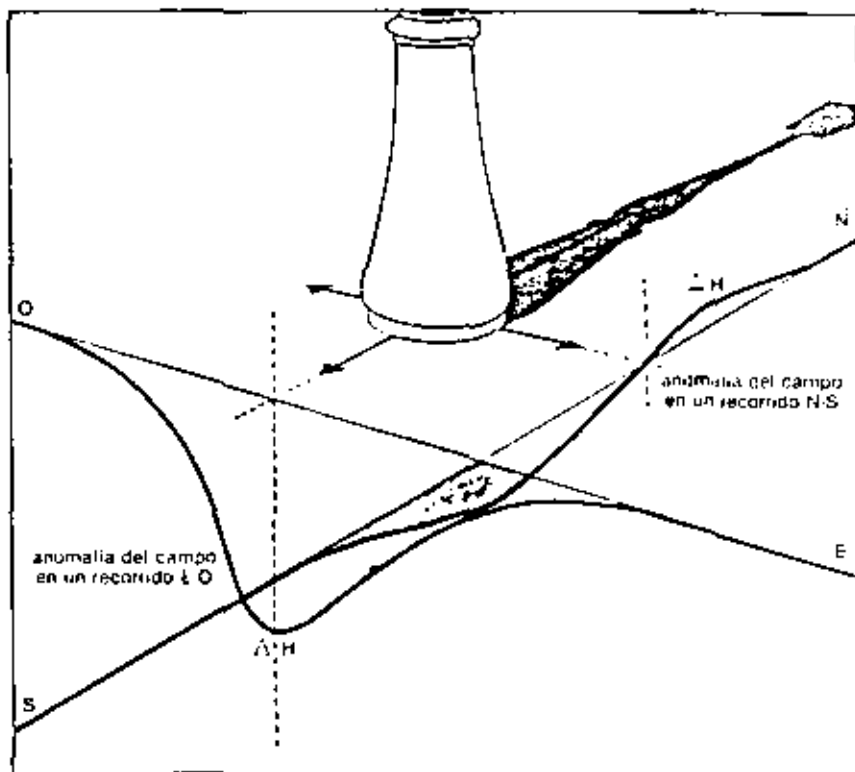


Figura 4. Un mechero de gas en algunos lugares públicos se convierte, con respecto al campo terrestre, en un imán de eje vertical con un polo norte en su base, más o menos a la altura del zahorí. Si se pasa a 1 m, se encuentra un campo más o menos horizontal, debido a la predominancia del polo norte a la altura local. Este campo de anomalía se proyecta sobre el campo terrestre en la dirección del norte o del sur, y le es perpendicular en las direcciones este y oeste. Pidamos a un zahorí detectar el mechero pasando cerca: si se desplaza de sur a norte, pasa lo más cerca al este o al oeste del mechero y no encuentra anomalía alguna. Si hace un recorrido este-oeste, pasa al norte o al sur del mechero de gas y, al pasar a la anomalía máxima, acusa una reacción mucho más clara. Experimentos repetidos de este tipo en varios lugares nos han aportado una confirmación cualitativa pero clara de este hecho.

Vemos por este ejemplo que, al no juzgar el zahorí las anomalías más que en función de su efecto sobre la magnitud del campo, habrá que tener cuidadosamente en cuenta en todos los experimentos las orientaciones de los blancos y de los recorridos.

y no su dirección es lo que se mide con un magnetómetro de resonancia. Debe suceder lo mismo a nivel del o de los captadores magnéticos del hombre. Nunca se los ha visto, pero parece difícil imaginar que puedan restituir componentes vectoriales. También, sería bueno admitir, llegado el momento de sacar algunas consecuencias, que sólo la variación del campo total desencadena la reacción fisiológica.

La primera consecuencia es que una anomalía magnética no será eficaz más que a partir del momento en que posea una componente no nula en el sentido del campo terrestre, al no ser percibida, de todas formas, su componente particular. De ello se desprende que, sobre el terreno, la detección dependerá de la orientación de los blancos, lo que es muy fácil de verificar frotando un mechero de gas en un jardín público (fig. 4). El zahorí que se acerca por el norte o por el sur no percibe precisamente la misma detección que el que pasa por el este o el oeste.

Después de numerosas constataciones de este tipo y de una serie de medidas tomadas con el magnetómetro, concluimos, pues, que la sensibilidad a la fuente de agua pasa por una percepción fisiológica del módulo del campo magnético total reinante. Para que una heterogeneidad magnética sea detectada con la varita, se necesita que uno de los componentes del campo perturbador se encuentre en la dirección del campo terrestre y posea una intensidad apreciable, por lo menos de 10 γ . Esta condición que enunciamos aquí por primera vez es, en la práctica, siempre satisfactoria cuando la anomalía procede del suelo. Por el contrario, si se crean campos artificiales a la altura del hombre, se necesita ajustar su orientación para hacerlos eficaces.

¿Es éste el único efecto fisiológico? Nos inclinamos a responder negativamente a partir de que recientes experimentos de pasturología parecen indicar un segundo efecto: la adaptación al campo.

Uno, dos... y, después, varios efectos magnéticos

La posturología tiene como finalidad estudiar el equilibrio del hombre estando de pie. Los experimentos consisten en aplicar un estímulo sobre el sujeto y registrar los pequeños movimientos de su centro de gravedad. De ellos se extrae información sobre los mecanismos de control del equilibrio. Así, un estímulo eléctrico, una corriente de un miliamperio que pasa de la sien izquierda a la muñeca derecha, por ejemplo, hace que el sujeto se incline sin darse cuenta y, sin embargo, el efecto es muy medible

Junto con el Dr. J.B. Baron del hospital Sainte-Anne, hemos descubierto recientemente que un estímulo magnético también sufre efecto. Así, un paciente sometido a un aumento del campo magnético de 0,10 gauss, aplicado horizontalmente a nivel de los tobillos, tiende a caer hacia delante o hacia atrás; a continuación, en dos segundos más o menos, recupera la vertical. Existe, pues, una reacción del cuerpo a los cambios del campo magnético (fig. 5). Ésta tiene como efecto mantener al sujeto en equilibrio, regulando el tono de ciertos músculos. Una acción de este tipo debe producirse también en el caso

de la varita. Ésta tiene como papel oponerse al pequeño derrumbamiento muscular responsable de la huida de la varita. Reconocemos en ello un segundo efecto magnético sobre el hombre, que llamaremos mecanismo de readaptación al campo. En consecuencia, si un zahorí avanza subiendo un gradiente magnético que aumenta o disminuye progresivamente el campo que él sufre, puede intervenir la readaptación y hacer que el zahorí no detecte ninguna señal, a pesar de haber tenido tiempo para ello. Como el efecto de readaptación está suficientemente comprobado a nivel experimental, hemos juzgado útil bus-

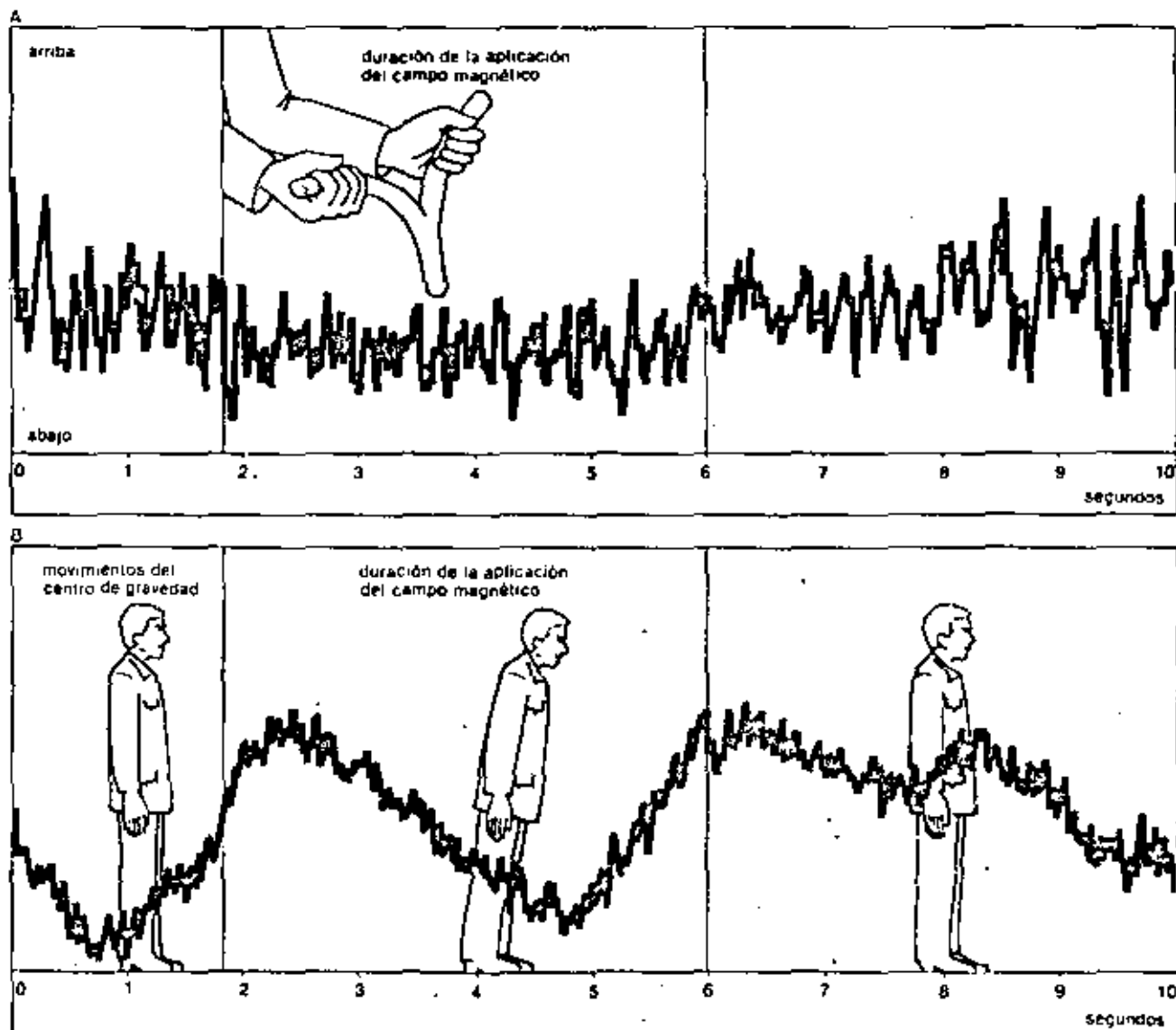


Figura 5. Estas curvas han sido registradas a partir de un experimento de posturología consistente en aplicar un campo magnético horizontal a nivel de los tobillos a un sujeto provisto de una varita. El campo aplicado, doce veces seguidas, durante 4 segundos, aumentaba la componente horizontal del campo magnético terrestre en 0,1 gauss a nivel de los tobillos y de 120 y a nivel de los rodos. A partir de estos experimentos se han puesto en evidencia dos efectos. En A, la varita baja durante la aplicación del campo, por tanto no hay desencadenamiento del reflejo saturado dentro del ambiente magnético del laboratorio. En B, la postura del sujeto se va afectado por el estímulo magnético. Y, sin darse cuenta, se inclina hacia delante. Si se invierte el sentido del campo, el sujeto se inclina hacia atrás. Tanto en un caso como en otro el desplazamiento no es permanente, el sujeto se recupera pronto. Otros experimentos han demostrado que, en general, no se producían efectos cuando el campo aplicado era perpendicular al campo terrestre.

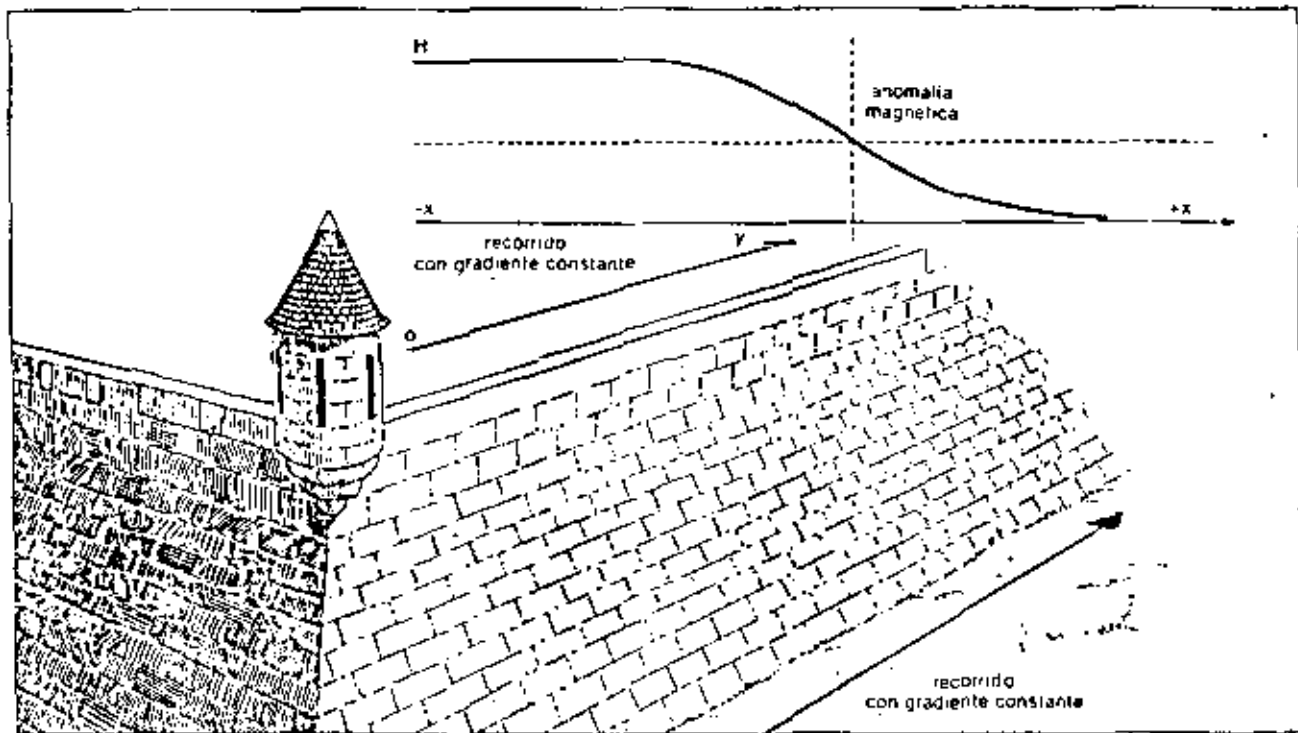


Figura 6. El recorrido de un zahorí al borde de un acantilado o de una muralla nos aporta una situación de detección pura, sin readaptación al nuevo valor del campo. En efecto, si el acantilado es rectilíneo, el zahorí, al recorrerlo bordeándolo, sufre de derecha a izquierda un gradiente magnético constante. Se desplaza, pues, en un campo magnético estacionario, cuyo mapa permanece inalterable. En estas condiciones, evidentemente, no se produce ningún mecanismo de readaptación al campo, y asistimos a un efecto de detección pura. El experimento demuestra que el zahorí, al abordar oblicuamente el borde del acantilado y, a continuación, al recorrerlo, sufre, durante algunos metros, un desencadenamiento irresistible de la varita, volviéndose imposible recogerla. Si se detiene, la varilla continúa girando en sus manos mientras la acatlana: éste es un efecto estático, muy parecido al del péndulo. Un tal desencadenamiento tiene lugar en no importa qué punto del borde del acantilado, dependiendo del sitio por donde se empieza. La regularidad del fenómeno es perfecta, y ésta es el caso ideal para obtener sin complicaciones la reacción zahorí pura en un sujeto dado.

car una situación en la que este mecanismo no intervenga. El mejor recorrido consiste en bordear un acantilado (fig. 6) o una muralla al estilo de Vauban. La magnetización de la roca aporta una anomalía del campo magnético cómoda, en sentido perpendicular al acantilado. Si se avanza paralelamente al borde, a 1 o 2 m, el campo medio permanece, sin embargo, constante, de forma que el mecanismo de readaptación no interviene. Este experimento muestra que, al bordear un acantilado, el zahorí obtiene en algunos segundos una rotación de la varita que persiste a lo largo del recorrido e incluso en su detención al ser el gradiente constante. Con un magnetómetro señalarnos a lo largo de un acantilado con una vertiente de 40 m unos gradientes cercanos a 10-20 γ/m , allí donde tenemos una torsión de varita irresistible y continua. Todo parece indicar que un campo magnético del orden del campo terrestre no es nunca lo bastante intenso para el hombre, ya que éste se readapta a él con rapidez. Por el contrario, una anomalía demasiado intensa bloquea el reflejo geomántico. Esto explica entre otras cosas por qué un gran pilar de 25 m de altura, lleno de chatarra, incapacita a un zahorí en 10 o

12 m. En una situación tal, ¿qué dice el magnetómetro? Precisamente, nada en absoluto: ya que un magnetómetro de protones se niega a funcionar si el gradiente supera las 2 000 γ/m (leemos en el informe). La sensibilidad a la fuente subterránea presenta un efecto de saturación análogo: más allá de las 500-600 γ/m las señales se ven debilitadas. Hay que destacar que nunca la naturaleza, a través del juego de magnetismo de las rocas, ha aportado señales lo bastante intensas como para saturar al homo sapiens a lo largo de su evolución. Sólo la civilización del hierro ha embolado su percepción magnética.

El reflejo geomántico reaviva el estudio del biomagnetismo

La realidad física, actualmente probada, de la señal del zahorí sobre el terreno explota, pues, una curiosa sensibilidad del ser humano a muy pequeñas desigualdades del campo magnético terrestre, del orden de magnitud de sólo una diezmilésima de gauss. Aunque no se conozca con detalle el mecanismo de la acción fisiológica de tan pequeñas diferencias, puede suponerse que el efecto geomántico no es sólo una mani-

festación de la acción del campo magnético sobre los seres vivos. J.L. Gould⁴⁰ considera que la paloma se orienta con respecto al campo magnético, y que la precisión con la que encuentra su nido (de 2 a 5 km), traduce una sensibilidad de una variación del campo magnético del orden de 10 γ . ¿Como el zahorí!

Esta situación ha suscitado un vivo interés en el Dr. J.B. Baron; juntos, hemos decidido realizar toda una serie de pruebas de posturología sometiendo a los sujetos al estímulo magnético. Los resultados son numerosos y muy estimulantes. Hemos constatado que la postura de un hombre de pie se encuentra afectada por un impulso magnético, y que la toma de la varilla por un zahorí se debilita si se aplica un campo artificial suplementario a nivel de los codos. Éste provoca un descenso del tono muscular, incluso si la saturación por el gradiente en el laboratorio impide el desencadenamiento completo del reflejo.

Algunos movimientos del hombre están controlados por la vista y no llegamos a modificarlos más que por la acción de un campo magnético. Por el contrario, si el sujeto cierra los ojos, estos movimientos sufren una desviación

DIRECTORIO DE ALUMNOS DEL CURSO "EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHA
MIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS" IMPARTIDO EN ESTA DIVISION
DEL 21 DE MAYO AL 1o. DE JUNIO DE 1984.

- 1.- BUCIO CONTRERAS DANIEL AMERICO
ISTME
PROYECTO DE DISEÑO
LEGARIA No. 252
COL. PENSIL
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
399-69-22
AMERICAS No. 125-1
COL. MODERNA
DELEGACION BENITO JUAREZ
696-16-72
- 2.- BRIZUELA VENEGAS MARIO
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
ING. GEOLOGO
PUERTO PRINCIPE No. 489
COL. NUEVA SAN ISIDRO
7-38-04
RIO GUADALQUIVIR No. 1251
COL. ESTRELLA
TORREON, COAH.
593-16-45
- 3.- BUSTAMANTE BARRERA IVAN DARIO
UNIVERSIDAD AUTONOMA CHAPINGO
CATEDRATICO
DOM. CONOCIDO
CHAPINGO, EDO. DE MEXICO
C.P. 56230
TEL. 585-45-55
JOSE GUADALUPE POSADAS No. 15
COL. ISSSTE
56230 TEXCOCO, EDO. DE MEXICO
- 4.- CARDONA BENAVIDES ANTONIO
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
AUXILIAR DE PROYECTO
OKLAHOMA No. 85
COL. NAPOLES
PRESA DON MARTIN No. 5
COL. IRRIGACION
- 5.- CORREA A. RAUL
- 6.- CORTES MOLOTLA JOSE TRINIDAD
S. A. R. H.
ANALISTA TITULAR
AV. NUEVO LEON No. 210 PISO 11
COL. EXHIPODROMO CONDESA
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
564-73-20
CALLE LOS ANGELES No. 25
COL. TULYEHUALCO
16700 XOCHIMILCO, EDO. DE MEXICO
- 7.- DOMINGUEZ MARIANI ELOISA
ROCHA Y ASOCIADOS
GEOLOGO
RETORNO LICENCIADO MIGUEL
LANZ DORET No. 62
COL. PERIODISTA
557-30-85
AV. GRAN CANAL No. 450
COL. 20 DE NOVIEMBRE
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA
795-20-43

- 8.- GARCIA ARROYO AMPARO
ROCHA Y ASOCIADOS
ING. QUIMICO
RETORNO LIC. MIUGEL LANZ/
DORET
COL. PERIODISTA
557-30-85
- VALLE DE CARBAJAL 78-B-304
COL. VALLE DE ARAGON
EDO. DE MEXICO
- 9.- HERNANDEZ ROSALES EFREN ALEJANDRO
INSTITUTO NACIONAL DE INV. NUCLEARES
ING. GEOLOGO
SALAZAR, EDO. DE MEXICO
518-23-60 ext. 443
- JUAN ENRIQUEZ No. 538-331-A-002
COL. JUAN ESCUTIA
DELEGACION IZTAPALAPA
09100 EDO. DE MEXICO
765-97-96
- 10.- HIDALGO CEDILLOS CARLOS
COMISION FED. DE AGUA POTABLE
DE MORELOS
SUBDIRECTOR DE INGENIERIA
CALLE AURORA No. 26
COL. BUGAMBILIA
CUERNAVACA, MORELOS
- STA. FE No. 46
COL. BUGAMBILIA
CUERNAVACA, MOR.
13-33-94
- 11.- LANAGRAVE NEGRETE JORGE
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
ING. GEOLOGO
OKLAHOMA No. 85-5o. PISO
COL. NAPOLES
687-06-99 ext. 248
- PUERTO MEXICO No. 17
COL. PILOT A. LOPEZ MATEOS
DELEGACION ALVARO OBREGON
01290 MEXICO, D.F.
516-31-61
- 12.- MENDOZA MONTIEL BENJAMIN
S. P. P.
JEFE DE DEPTO.
- CHARTRES No. 12
COL. VILLA VERDUN
DELEGACION ALVARO OBREGON
680-55-82
- 13.- MIRANDA DIAZ ARMANDO
SEDUE
AUXILIAR DE SUBDIRECTOR
REFORMA No. 77-9o. PISO
COL. SAN. RAFAEL
DELEGACION CUAUHTEMOC
546-70-61
- CRUCES No. 18-401
CENTRO
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA
06060 MEXICO, D.F.
522-06-89
- 14.- PERA GARCIA PABLO
INSTITUTO NACIONAL INVEST. NUCLEARES
KM. 35.5 CARRETERA MEXICO TOLUCA
EDO. DE MEXICO
518-23-60 ext. 444
- RIO BLANCO 76
COL. VICENTE VILLADA
CD. NEZAHUALCOYOTL
EDO. DE MEXICO

- 15.- RAMIREZ PALMA ARNULFO
DIRECCION DE OBRAS MARITIMAS
S. C. T.
AUXILIAR EN AVANCE DE OBRAS
DIRECCION DE OBRAS MARITIMAS
COL. DEL VALLE
VICTORIA No. 113
SAN LORENZO TEZONCO
DELEGACION IZTAPALAPA
- 16.- REYES ARRIETA CARLOS ARTURO
CUIPSA
RESIDENTE
13 PONIENTE No. 2113
COL. LA PIEDAD
72180 PUEBLA, PUE.
91-2241-10-02
PRIV. CHIAPAS No. 404
EL CARMEN
72410 PUEBLA, PUE.
91-2242-12-91
- 17.- RIVAS AGUILAR ROBERTO
SERV. INDUSTRIALES PEROLES, S.A.
INGENIERIA Y ESTUDIOS ESPECIALES
REFORMA No. 383
COL. CUAUHTEMOC
06500 MEXICO, D.F.
211-00-54
COLINA DE HERNAN No. 41
COL. BULEVARES
53140 NAUCALPAN DE JUAREZ
EDO. DE MEXICO
572-04-25
- 18.- RODRIGUEZ TURRET HECTOR
S. A. R. H.
DIRECTOR DE PLANEACION
TEPIC No. 40-1er. PISO
COL. ROMA
DELEGACION CUAUHTEMOC
06760 MEXICO, D.F.
574-17-50
PENNSYLVANIA No. 191-201
COL. NAPOLES
DELEGACION BENITO JUAREZ
03810 MEXICO, D.F.
- 19.- RODRIGUEZ SANTANA VICTOR MANUEL
INGENIERIA DE SISTEMAS DEL TRANS.
METROPOLITANO
JEFE DE SECCION
LEGARIA No. 252
COL. PENSI
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
299-69-22 ext. 237
ARGENTINOS No. 10
COL. NA. G. DE GARCIA RUIZ
DELEGACION ALVARO OBREGON
01160 MEXICO, D.F.
271-01-91

DIRECTORIO DE ALUMNOS DEL CURSO "EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS" IMPARTIDO EN ESTA DIVISION DEL 21 DE MAYO AL 1o. DE JUNIO DE 1984.

- 1.- BUCIO CONTRERAS DANIEL AMERICO
ISTME
PROYECTO DE DISEÑO
LEGARIA No. 252
COL. PENSIL
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
399-69-22
AMERICAS No. 125-1
COL. MODERNA
DELEGACION BENITO JUAREZ
696-16-72
- 2.- BRIZUELA VENEGAS MARIO
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
ING. GEOLOGO
PUERTO PRINCIPE No. 489
COL. NUEVA SAN ISIDRO
7-38-04
RIO GUADALQUIVIR No. 1251
COL. ESTRELLA
TORREON, COAH.
593-16-45
- 3.- BUSTAMANTE BARRERA IVAN DARIO
UNIVERSIDAD AUTONOMA CHAPINGO
CATEDRATICO
DOM. CONOCIDO
CHAPINGO, EDO. DE MEXICO
C.P. 56230
TEL. 585-45-55
JOSE GUADALUPE POSADAS No. 15
COL. ISSSTE
56230 TEXCOCO, EDO. DE MEXICO
- 4.- CARDONA BENAVIDES ANTONIO
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
AUXILIAR DE PROYECTO
OKLAHOMA No. 85
COL. NAPOLES
PRESA DON MARTIN No. 5
COL. IRRIGACION
- 5.- CORREA A. RAUL
- 6.- CORTES MOLOTLA JOSE TRINIDAD
S. A. R. H.
ANALISTA TITULAR
AV. NUEVO LEON No. 210 PISO 11
COL. EXHIPODROMO CONDESA
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
564-73-20
CALLE LOS ANGELES No. 25
COL. TULYEMUALCO
16700 XOCHIMILCO, EDO. DE MEXICO
- 7.- DOMINGUEZ MARIANI ELOISA
ROCHA Y ASOCIADOS
GEOLOGO
RETORNO LICENCIADO MIGUEL
LANZ DORET No. 62
COL. PERIODISTA
557-30-85
AV. GRAN CANAL No. 450
COL. 20 DE NOVIEMBRE
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA
795-20-43

- 8.- GARCIA ARROYO AMPARO
ROCHA Y ASOCIADOS
ING. QUIMICO
RETORNO LIC. MIUGEL LANZ/
DRET
COL. PERIODISTA
557-30-85
- 9.- HERNANDEZ ROSALES EFREN ALEJANDRO
INSTITUTO NACIONAL DE INV. NUCLEARES
ING. GEOLOGO
SALAZAR, EDO. DE MEXICO
518-23-60 ext. 443
- 10.- HIDALGO CEDILLOS CARLOS
COMISION FED. DE AGUA POTABLE
DE MORELOS
SUBDIRECTOR DE INGENIERIA
CALLE AURORA No. 26
COL. BUGAMBILIA
CUERNAVACA, MORELOS
- 11.- LANAGRAVE NEGRETE JORGE
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
ING. GEOLOGO
OKLAHOMA No. 85-50. PISO
COL. NAPOLES
687-06-99 ext. 248
- 12.- MENDOZA MONTIEL BENJAMIN
S. P. P.
JEFE DE DEPTO.
- 13.- MIRANDA DIAZ ARMANDO
SEDUE
AUXILIAR DE SUBDIRECTOR
REFORMA No. 77-90. PISO
COL. SAN. RAFAEL
DELEGACION CUAUHTEMOC
546-70-61
- 14.- PERA GARCIA PABLO
INSTITUTO NACIONAL INVEST. NUCLEARES
KM. 35.5 CARRETERA MEXICO TOLUCA
EDO. DE MEXICO
518-23-60 ext. 444
- VALLE DE CARBAJAL 78-B-304
COL. VALLE DE ARAGON
EDO. DE MEXICO
- JUAN ENRIQUEZ No. 538-331-A-002
COL. JUAN ESCUTIA
DELEGACION IZTAPALAPA
09100 EDO. DE MEXICO
765-97-96
- STA. FE No. 46
COL. BUGAMBILIA
CUERNAVACA, MOR.
13-33-94
- PUERTO MEXICO No. 17
COL. PILOT A. LOPEZ MATEOS
DELEGACION ALVARO OBREGON
01290 MEXICO, D.F.
516-31-61
- CHARTRES No. 12
COL. VILLA VERDUN
DELEGACION ALVARO OBREGON
680-55-82
- CRUCES No. 18-401
CENTRO
DELEGACION VENUSTIANO CARRANZA
06060 MEXICO, D.F.
522-06-89
- RIO BLANCO 76
COL. VICENTE VILLADA
CD. NEZAHUALCOYOTL
EDO. DE MEXICO

15.- RAMIREZ PALMA ARNULFO
DIRECCION DE OBRAS MARITIMAS
S. C. T.
AUXILIAR EN AVANCE DE OBRAS
DIRECCION DE OBRAS MARITIMAS
COL. DEL VALLE

VICTORIA No. 13
SAN LORENZO TEZONCO
DELEGACION IZTAPALAPA

16.- REYES ARRIETA CARLOS ARTURO
CUNIPSA
RESIDENTE
13 PONIENTE No. 2113
COL. LA PIEDAD
72180 PUEBLA, PUE.
91-2241-10-02

PRIV. CHIAPAS No. 404
EL CARMEN
72410 PUEBLA, PUE.
91-2242-12-91

17.- RIVAS AGUILAR ROBERTO
SERV. INDUSTRIALES PERILES, S.A.
INGENIERIA Y ESTUDIOS ESPECIALES
REFORMA No. 383
COL. CUAUHEMOC
06500 MEXICO, D.F.
211-00-54

COLINA DE HERNAN No. 41
COL. BULEVARES
53140 NAUCALPAN DE JUAREZ
EDO. DE MEXICO
572-04-25

18.- RODRIGUEZ TURRET HECTOR
S. A. R. H.
DIRECTOR DE PLANEACION
TEPIC No. 40-1er. PISO
COL. ROMA
DELEGACION CUAUHEMOC
06760 MEXICO, D.F.
574-17-50

PENNSYLVANIA No. 191-201
COL. NAPOLES
DELEGACION BENITO JUAREZ
03810 MEXICO, D.F.

19.- RODRIGUEZ SANTANA VICTOR MANUEL
INGENIERIA DE SISTEMAS DEL TRANS.
METROPOLITANO
JEFE DE SECCION
LEGARIA No. 252
COL. PENSI
DELEGACION MIGUEL HIDALGO
299-69-22 ext. 237

ARGENTINOS No. 10
COL. NA. G. DE GARCIA RUIZ
DELEGACION ALVARO OBREGON
01160 MEXICO, D.F.
271-01-91