

543.086
I 59
1978
F. I. y Arg.

093044
E.S.A.

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

INSTALACIONES PILOTO EN UN POZO GEOTERMICO

SEMINARIO DE GRADUACION

PRESENTADO POR:

ANA ELIZABETH MAYEN CABRERA
ANA MARGARITA MERINO MEJIA
SONIA DEL CARMEN PEÑA CARPIO
JOSE TOMAS CERNA TRUJILLO

PARA OPTAR AL TITULO DE:

INGENIERO QUIMICO

MAYO 1978





UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
CONSEJO DE ADMINISTRACIÓN PROVISIONAL

SECRETARIO: DR. RAFAEL ANTONIO O. VILLATORO

FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA

DECANO: ARQ. MANUEL ENRIQUE ALFARO

SECRETARIO: ING. LUIS CARBAJAL VALDEZ

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA QUÍMICA

JEFE DEL DEPARTAMENTO: LIC. JOSE ANTONIO SILVA

CUERPO DE ASESORES

DIRECTOR: LIC. JOSE ALONSO MARTINEZ MALTEZ

ASESORES: SR. GUSTAVO ALFONSO CUELLAR
ING. ARTURO VENTURA SALAZAR

RECONOCIMIENTO

Queremos patentizar nuestro agradecimiento a la Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Ríc Lempa (CEL), al Cuerpo de Asescres, a los Ingenieros Mario E. Choussy y Tomás Campos, así como a todas aquellas personas que de una u otra forma colaboraron en el desarrollo del presente trabajo.

Ana Elizabeth Mayén Cabrera
Ana Margarita Merino Mejía
Sonia del Carmen Peña Carpio
José Tomás Cerna Trujillo

San Salvador, Mayo de 1978

D E D I C A T O R I A

A MI PADRE: ELISEO MAYEN MARTINEZ

A MI MADRE: ANA JULIA DE MAYEN

ELIZABETH

D E D I C A T O R I A

A MI PADRE: JESUS MERINO ARGUETA

A MI MADRE: ISABEL DE MERINO

MARGARITA

D E D I C A T O R I A

A MI PADRE: MANUEL DE J. PEÑA

A MI MADRE: ANA VICTORIA DE PEÑA

A MIS HERMANOS: MANUEL Y ALFREDO
 VILMA Y CONCHY
 ANA MARIA Y JANETH

A MI ESPOSO: VICTOR HUGO VALENZUELA

A MI ADORADO HIJO: TATO

SONIA

D E D I C A T O R I A

A MIS PADRES:

RAFAEL CERNA RIVAS

MARIA LUISA DE CERNA

A MIS ABUELOS:

CONCHA RIVAS DE CERNA

MARIA VELADO

TOMÁS

I - ESTRUCTURA Y COMPORTAMIENTO DE UN
CAMPO GEOTÉRMICO

Í N D I C E

		Pag.
1	DEFINICIÓN DE UN CAMPO GEOTÉRMICO	1
2	TIPOS DE CAMPOS GEOTÉRMICOS	3
3	CONDICIONES GEOLÓGICAS DE UN CAMPO GEOTÉRMICO	4
4	FUENTE DE CALOR	5
5	EL RESERVORIO	7
6	CAPA ROCOSA	8
7	CAMPO GEOTÉRMICO LARDERELLO	8
	GEOLOGIA	8
	CARACTERÍSTICAS DEL CAMPO LARDERELLO	10
	ANÁLISIS DEL FLUIDO PRODUCIDO EN EL CAMPO LARDERELLO	10
	COMPORTAMIENTO DEL CAMPO	11
	HIPÓTESIS CON RESPECTO AL ORIGEN DEL VAPOR NATURAL EN EL ÁREA LARDERELLO	11
	HIPÓTESIS SOBRE LA CAUSA DEL SOBRE- CALENTAMIENTO DEL VAPOR.	14
	HIPÓTESIS SOBRE EL COMPORTAMIENTO DEL CAMPO GEOTERMICO LARDERELLO	14
	TEMPERATURA DEL VAPOR ENDOGENO EN VARIAS ZONAS PRODUCTIVAS	22
	VARIACIONES DE LA TEMPERATURA DEL VAPOR LIBERADO CON EL TIEMPO	22
8	CAMPO GEOTÉRMICO GEYSERS	25
	GEOLOGIA	25
	CARACTERÍSTICAS DEL CAMPO GEYSERS	25
	COMPOSICION DE LOS GASES NO CONDENSA- BLES	26
	MODELO DEL CAMPO	26

	Pag.	
9	SISTEMAS DE VAPOR DOMINANTE	27
10	CAMPO GEOTÉRMICO WAIRAKEI	31
	GEOLOGIA	31
	CARACTERISTICAS DEL CAMPO WAIRAKEI	31
	ANALISIS DEL AGUA DEL CAMPO WAIRAKEI	
	ANALISIS DE LAS PROPIEDADES TERMODINAMICAS Y CONCENTRACION DE LOS GASES EN EL AREA WAIRAKEI	35
	EFECTO DE LA DISMINUCION DE LA PRESION EN EL ACUIFERO	36
	CLASIFICACION DE LOS POZOS SEGUN LA CONCENTRACION DEL GAS	38
	CARACTERISTICAS DE LA DESCARGA	38
11	CAMPO GEOTÉRMICO DE OTAKE	43
	VOLCANISMO Y GEOLOGIA	43
	COMPARACION DEL AREA GEOTERMICA OTAKE Y OTRAS MANIFESTACIONES TERMALES	45
12	SISTEMAS DE AGUA CALIENTE	45
13	CONCLUSIONES	47
14	MANIFESTACIÓN GEOTÉRMICA EN EL SALVADOR	48
	ELEMENTOS GEOLOGICOS	48
	ELEMENTOS ESTRATIGRAFICOS	48
	ELEMENTOS TECTONICOS	49
15	GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE AHUACHAPÁN	51
	MORFOLOGIA	55
	ESTRATIGRAFIA	55

	Pag.
16. FUENTES TERMALES DE EL SALVADOR	62
17. MANIFESTACIONES GEOTÉRMICAS EN AHUACHAPÁN	67
AGUA SHUCA	69
PLAYON DE AHUACHAPAN	69
EL SAUCE Y SAN JOSE	70
SAN CARLOS, CERRO BLANCO, LA LABOR, EL PLAYON DE SALITRE	71
CUYANAUSOL	73
18. MODELOS SOBRE LA ESTRUCTURA DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE AHUACHAPÁN	74
FUENTE DE CALOR	74
EL RESERVORIO	76
CAPA ROCOSA	76
HIPOTESIS DE LA CALDERA	77
HIPOTESIS SOBRE EL MODELO DE LA FUENTE TERMAL DISTANTE	77
REFERENCIAS	82

I N T R O D U C C I O N

Este capítulo trata sobre la "Estructura y Comportamiento de un Campo Geotérmico"; es por ello que se define - en términos generales el concepto de un Campo Geotérmico, se explica la estructura del mismo, se comentan los tipos de Campo Geotérmico que se conocen y se habla sobre el comportamiento del Area Geotérmica Larderello y Geysers como el prototipo de Sistemas de Vapor Dominante. Como ejemplo de Sistemas de Agua Caliente se escogió el Campo Geotérmico de Otake y el Area Wairakei. Se establecen conclusiones para los dos Sistemas Geotérmicos con el objeto de manifestar tanto diferencias como similitudes.

En este trabajo, se le da importancia a la manifestación geotérmica en El Salvador; particularmente en Ahuachapán, por lo que se describen los Ausoles descubiertos en esa Zona y al mismo tiempo se presentan algunas hipótesis que tratan sobre la estructura del Area terminal de Ahuachapán.

1. DEFINICIÓN DE UN CAMPO GEOTÉRMICO.

Energía Geotérmica; es la energía calorífica propia de la tierra que fluye desde la masa hirviente de roca de retida llamada magma a través de fisuras en el medio sólido y en el medio sólido-líquido hacia capas geológicas más externas; donde si encuentra características favorables para su acumulación, permanece transmitiéndose a las aguas meteóricas. Por medio de pozos diseñados específicamente, estas aguas meteóricas, con alta energía térmica, salen a la superficie, causando -- tal fenómeno fuentes calientes, geysers o fumarolas -- que son aprovechados por el hombre para la obtención -- de energía eléctrica.

Zonas geotérmicas se encuentran usualmente cerca de -- montañas geológicamente recientes, Algunas de estas -- áreas forman una faja, que se extiende desde América -- del Sur hasta Alaska y desde el Oeste del Pacífico hasta la península de Kamchatka, Japón, Filipinas, Indone^{sia}, y desde el Sur de Asia hasta el Sur de Europa. Es^{tas} áreas, levantan lo que ha sido llamado en el pacífico "Anillo de Fuego" . (Fig. 1).

La energía calorífica de la mayoría de los sistemas -- geotérmicos, está normalmente en el rango de 350-600°F, pero temperaturas superiores a los 700°F pueden ser en^{contradas}.

El calor que proviene de la fuente calórica magmática puede únicamente ser explotado si se encuentra conteni^{do} en un fluido, el cual puede ser conducido a la su^{perficie} en cantidad suficiente para generar energía.

Para obtener energía geotérmica se han efectuado perfo^{raciones} en zonas productivas, (aunque a veces hendidu^{ras} subterráneas que pueden ser estratos subterráneos permeables o fallas, por las cuales se mueve el fluido caliente, se extienden a la superficie originando fuma^{rolas}).

El costo de perforación se incrementa rápidamente con la profundidad. Por ejemplo, un pozo de 5,000 pies es 2 1/2 veces más caro que uno de 2,500 pies; y uno de -- 10,000 pies de profundidad es cuatro veces más caro -- que uno de 5,000 pies. (10).

A pozos más profundos, la longitud que el vapor tiene que viajar es mayor, por lo que la presión disminuye

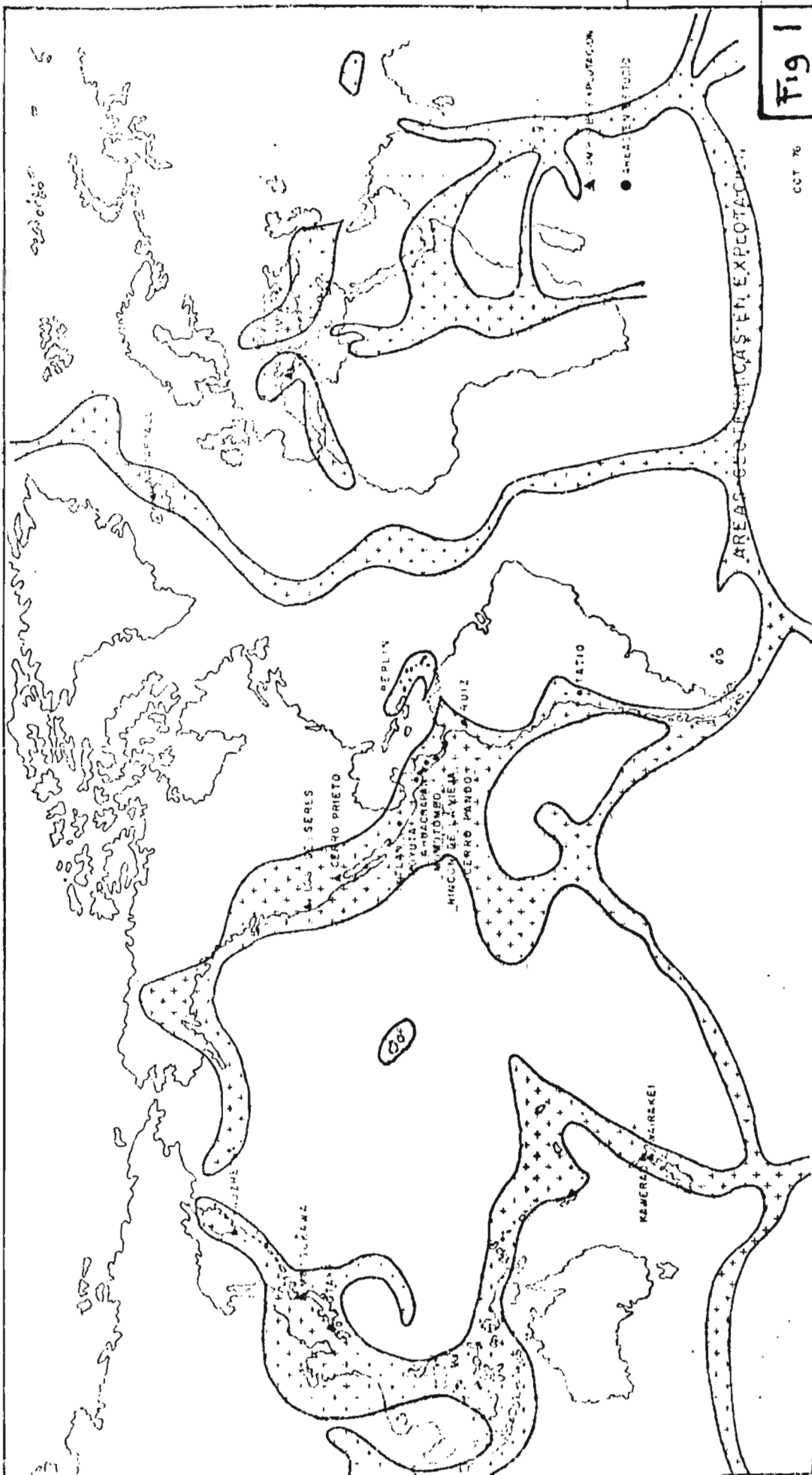


Fig 1

CCT 76

"ANILLO DE FUEGO"

debido a pérdidas por fricción.. Un pozo a 10,000 pies por ejemplo produce casi el 20% menos que uno de 5,000 pies (10).

Debido a que el vapor una vez alcanzada la superficie pierde tanto presión como calor, éste no puede ser transportado una distancia mayor de una milla; es por ello que las plantas generadoras de energía eléctrica deben de ser construidas dentro del campo geotérmico.

2. TIPOS DE CAMPO GEOTÉRMICO.

Una primera clasificación de los tipos de Campo Geotérmico, distingue tres clases; a saber:

- a) Campo de Agua Caliente
- b) Campo de Vapor Húmedo
- c) Campo de Vapor Seco

CAMPO DE AGUA CALIENTE.

El agua en el reservorio tiene una temperatura comprendida en un rango de 60-100°C y la profundidad a la que puede ser encontrada oscila entre 1800-3000 mts. El -- gradiente térmico es de 33°C/Km.

Las características del área donde pueden ser investigados los campos de este tipo son:

- i) La temperatura del reservorio de agua es de al menos 60°C y la profundidad inferior a 2000 mts.
- ii) El flujo de calor es al menos de 2.2 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$
- iii) La producción del pozo es grande,

Ejemplos de este tipo de campo: Hungarian Basin, Arzag Basin y Kamchatka.

CAMPO DE VAPOR HUMEDO

El agua en el reservorio presenta una temperatura que excede los 100°C. Cuando la presión del agua caliente subiendo a la superficie es reducida, agua puede ser sprayada en vapor; obteniéndose mezclas vapor agua bajo condiciones saturadas que son usadas para la gene-

ración de energía eléctrica. La entalpía de las mezclas varía ya que la proporción de agua-vapor es diferente para cada pozo.

Como ejemplo de campos de vapor húmedo están: Wairakei, Cerro Prieto, Reykjavik, Salton Sea, Otake y Ahuachapán.

CAMPO DE VAPOR SECO.

Los pozos encontrados en este campo, se caracterizan por producir vapor seco o sobrecalentado (los grados de sobrecalentamiento varían de 0°C - 50°C) geológicamente el campo de vapor húmedo es algunas veces similar al campo de vapor seco. El pozo puede producir vapor húmedo en un período y vapor seco en el siguiente período.

Ejemplos del campo de vapor seco: Larderello, Monte Amiata, Geysers y Matsukawa.

3. CONDICIONES GEOLÓGICAS DE UN CAMPO GEOTÉRMICO.

Los tipos de manifestaciones externas que hacen suponer la existencia de corrientes o intrusiones magmáticas son tres:

- a) Tipo de yacimiento de Larderello (Italia); que consiste en rocas de granito plutónico cercanas a la superficie, pero sin llegar a ella.
- b) Tipo de Monte Amiata (Italia), que se caracteriza por la presencia en la superficie de rocas magmáticas; las cuales salieron con la energía suficiente para dar origen a volcanes plioscénicos o cuaternarios, actualmente extinguidos.
- c) Tipo Wairakei, (Nueva Zelandia), que consiste en zonas volcánicas activas.

Para que exista un campo geotérmico económicamente explotable, es necesario, que además de la presencia de la fuente calórica concurren otras dos condiciones favorables; a saber:

- 1) La existencia de capas geológicas permeables e impermeables alternadas; las cuales tienen como obje

to la formación de una "trampa" térmica e hidráulica del yacimiento.

2) La existencia de un depósito acuífero considerable.

Las capas geológicas (Figura 2), generalmente deben encontrarse en el siguiente orden:

- i) Depósito magmático, cubierto de rocas impermeables, a través de las cuales se transmite y almacena el calor endógeno. Esto constituye la fente de calor.
- ii) Capa muy porosa, densa y permeable, donde se acumula adecuada cantidad de agua. Esta capa es llamada: Reservorio.

El depósito de agua se ha encontrado por estudios geoquímicos e isotópicos que generalmente es de origen meteórico, teniendo solamente 5% de agua de origen magmático.

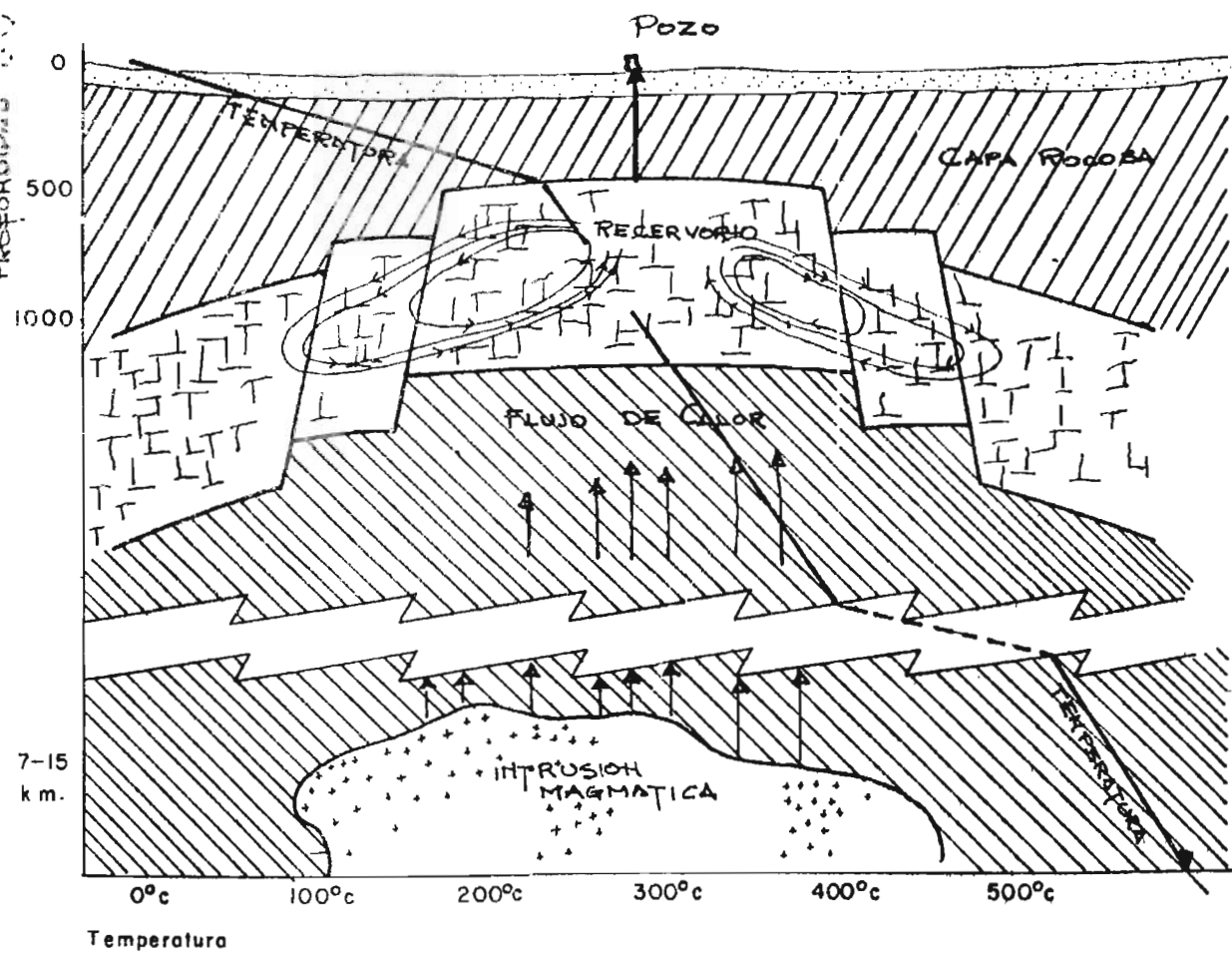
- iii) Capa impermeable de rocas, que sirve como "tapón" del sistema geotérmico. Este estrato es llamado: Capa rocosa y se encuentra localizado sobre el reservorio. La permeabilidad de esta capa, tiene que ser baja; con el objeto de prevenir el escape de agua caliente fuera del reservorio.

4. FUENTE DE CALOR.

La fuente de calor, es una intrusión magmática dentro de la corteza terrestre; la cual posee una temperatura comprendida en un rango de 600 a 900°C y generalmente se encuentra a una profundidad del orden de 7-15 Km. Se estima que las intrusiones magmáticas han sido formadas dentro del pasado medio millón de años, de lo contrario intrusiones más viejas probablemente estarían enfriadas ahora. (7)

La presencia de intrusiones magmáticas es detectada en dos tipos de ambiente geológico, a saber:

- 1) Valles agrietados con grandes depresiones. Entre las depresiones más conocidas se encuentran: The great east African Rift Valley, la cual pasa por Tanzania, Danakil, Mar Rojo, Valle de Jordania, Libano y Siria; este es un lugar de actividad volcánica cuaternaria en donde la actividad termal



MODELO BASICO DE UN CAMPO DE VAPOR

es común. Otra área de esta clase es la que pasa por: el golfo de California y Salton Sea en el -- Norte de California.

Se cree que las depresiones son los sitios preferidos de las intrusiones magmáticas, de tal manera que el magma puede introducirse en ellas.

2) Areas Turbulentas.

Larderello, Monte Amiata y The Geysers; están localizados en un ambiente geológico turbulento. La estructura general y estatigráfica de otras áreas termales es similar a la de Larderello, en donde muchas intrusiones graníticas del Mioceno han sido encontradas. Además estas zonas presentan un alto gradiente térmico.

5. EL RESERVORIO.

El manteniendo de altas velocidades de producción de vapor implica un alto grado de permeabilidad en el reservorio. Cualquier roca permeable puede servir para constituir el reservorio geotérmico; en los Geysers - existe roca basáltica con fisuras permeables, en Larderello hay rocas de carbonato que presentan permeabilidad y en Wairakei rhyolitas.

Dependiendo de las condiciones del depósito subterráneo, los fluidos geotérmicos pueden estar en forma de vapor seco o de agua caliente a presión. El vapor seco es el más deseable para la producción de electricidad como ocurre en los pozos geysers. Pero también el agua caliente se usa como fuente de energía en países como: Nueva Zelanda, Iceland y México.

Existen dos métodos para producir energía de pozos de agua caliente; uno de ellos consiste en reducir la presión subterránea del agua que sale a la superficie sprayando así el agua dentro de una mezcla vapor-agua. De esta manera el vapor puede ser usado del mismo modo que el vapor seco natural después de ser separado.

El otro método; llamado método de la turbina de vapor, o ciclo binario, consiste en conducir agua caliente a la superficie en un sistema cerrado; manteniendo presión, temperatura y estado líquido original. El agua, es bombeada a través de un intercambiador de calor en donde un segundo fluido es calentado y evaporado. Para

la generación de energía eléctrica se utiliza el vapor del fluido secundario.

6. CAPA ROCOSA.

Como se mencionó con anterioridad, esta capa posee una baja permeabilidad. Este estrato puede llegar a ser impermeable, como resultado directo de la actividad termal; esto puede ocurrir por medio de dos procesos geoquímicos:

- a) Deposición de minerales de la solución, principalmente sílice.
- b) Alteración hidrotermal de rocas, causando kaolinización. Este tipo de alteración, consiste en un proceso de cimentación de fracturas con materiales provenientes de la interacción entre el fluido geotérmico y el ambiente mineralógico de la formación que cubre el reservorio.

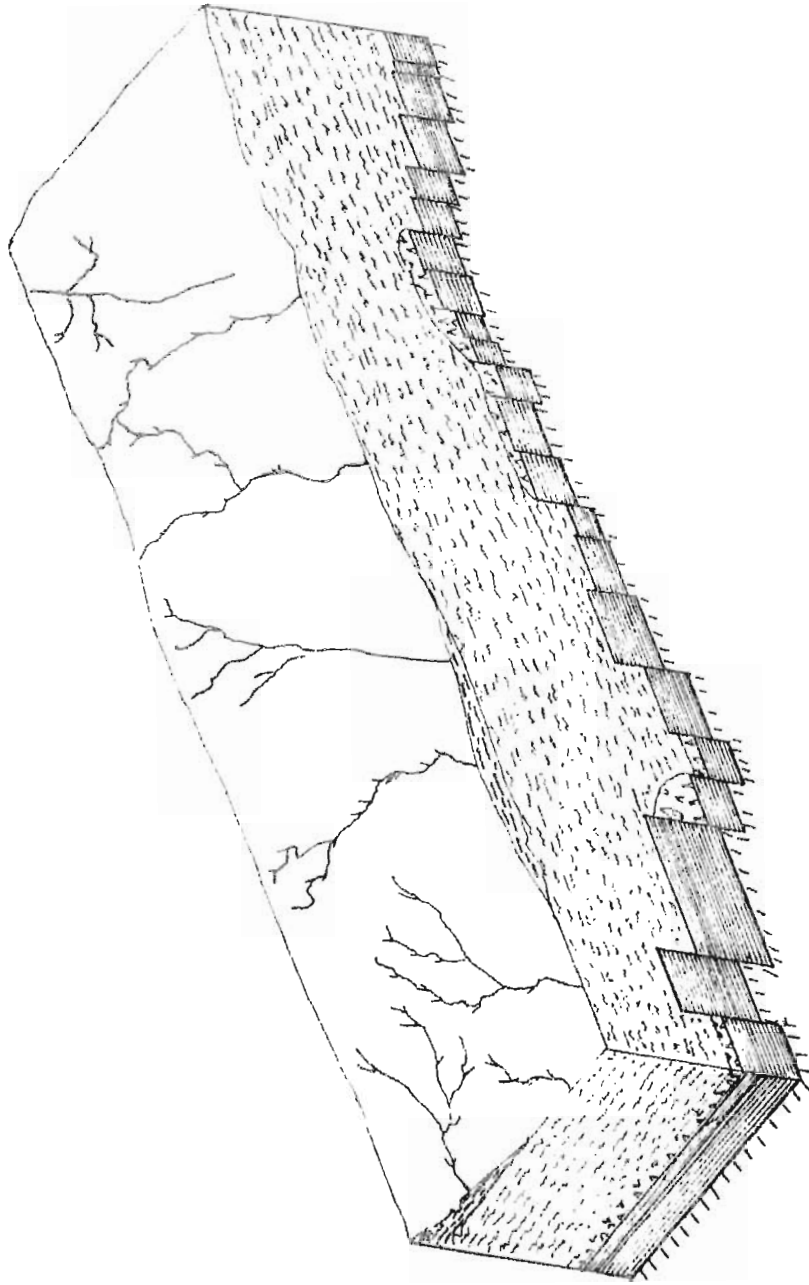
7. CAMPO GEOTÉRMICO LARDERELLO.

El campo Larderello, está ubicado en Toscana (Italia), al este del Siena. Este campo produce vapor sobrecalentado. La temperatura del agua caliente y la del vapor oscila en un rango de 100°C a 190°C (9) .

GEOLOGIA.

Las series estratigráficas que constituyen este campo son las siguientes (Figura 3):

- Grupo 1: Arcilla, arena del plioceno y del mioceno superior.
- Grupo 2: Formación Flysch: piedra calida, de los períodos Eoceno y Jurásico.
- Grupo 3: Piedra arenisca, de los períodos oligoceno y cretaceo.
- Grupo 4: Radiolaritas, capas de anhidrita, piedra caliza con cuarzo, piedra caliza con magnesio, del Jurásico superior y Triásico superior.



- 1. ARCILLA
- 2. PIEDRA CALIZA
- 3. PIEDRA ARENISCA
- 4. RADIOLARITA
- 5. CUARZO

CAPAS GEOLOGICAS DEL CAMPO LARDERRELO

Grupo 5: Cuarzo del Triasico superior y Carbonífero superior.

Los grupos 2 y 3 constituyen la capa rocosa y los grupos 4 y 5 forman el reservorio. La piedra caliza del reservorio presenta alta permeabilidad y el grosor de éste varía alcanzando varios cientos de metros (8).

CARACTERISTICAS DEL CAMPO LARDERELLO.

En el área Larderello no hay volcanes recientes. El flujo anormal de calor lo provee la roca derretida llamada magma, la cual se encuentra a profundidad desconocida.

Las manifestaciones geotermales que ocurren en este campo son: chorros de vapor y agua caliente (cerca de la superficie de baja permeabilidad). La temperatura observada en la parte superior de las series es sobre los 200°C y no hay incremento sensible de ésta con la profundidad; lo cual es una evidencia de la existencia de corrientes convectivas en el agua (9).

DATOS FUNDAMENTALES DEL CAMPO LARDERELLO.

Número de pozos produciendo	160
Profundidad promedio	700 m
Profundidad máxima	1,600
Vapor producido ton/hr	2,850
Temperatura promedio	200°C
Temperatura máxima	245°C
Gas no condensable	5 %

ANALISIS DEL FLUIDO PRODUCIDO EN EL CAMPO LARDERELLO.

Vapor	955 gr
CO ₂	42.5 gr
Hidrocarburos + H ₂	0.19 gr
H ₂ S	0.88 gr
N ₂	0.16 gr
H ₃ BO ₃	0.30 gr
NH ₃	0.30 gr
He, Ar, Ne	1 mt ³

COMPORTAMIENTO DEL CAMPO.

Se supone que antes de que la producción de vapor comenzara, el reservorio estaba lleno de agua líquida con una temperatura cercana al punto de ebullición (Figura 4). Posteriormente al perforar el pozo, el agua fue desplazada hasta el domo del reservorio formándose espacios de evaporación. A medida que se taladró el pozo se esprayó agua caliente y con el transcurso del tiempo los espacios de evaporación se unieron produciéndose la condición propuesta en la Figura 4, en la cual la parte superior del reservorio está llena con vapor y gas y la parte más baja del mismo contiene agua (7).

Hasta hace pocos años, el área geotérmica Larderello (figura 5) fue subdividida en varias zonas: Larderello, Castelnuovo, Serrazano, Sasso, Monterotondo, Lago ni Rossi y Lago.

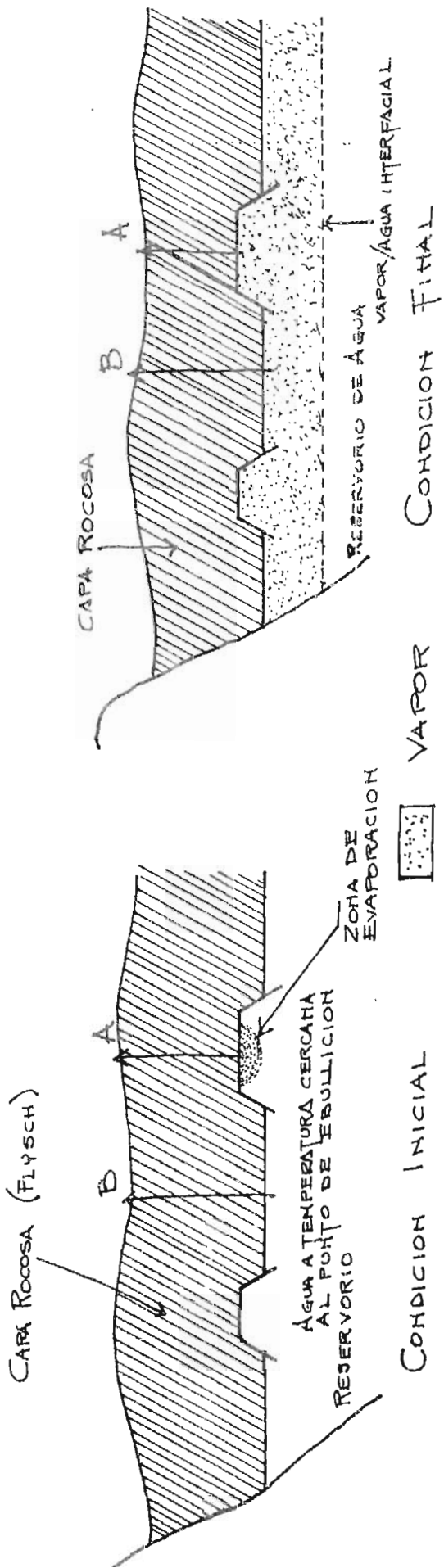
Las manifestaciones geotérmicas han sido encontradas principalmente en áreas con una capa rocosa impermeable que presentan un grosor de varios cientos de metros. El flujo total de agua, vapor y gas es del orden de algunos cientos de toneladas por hora.

HIPOTESIS CON RESPECTO AL ORIGEN DEL VAPOR NATURAL EN EL AREA LARDERELLO.

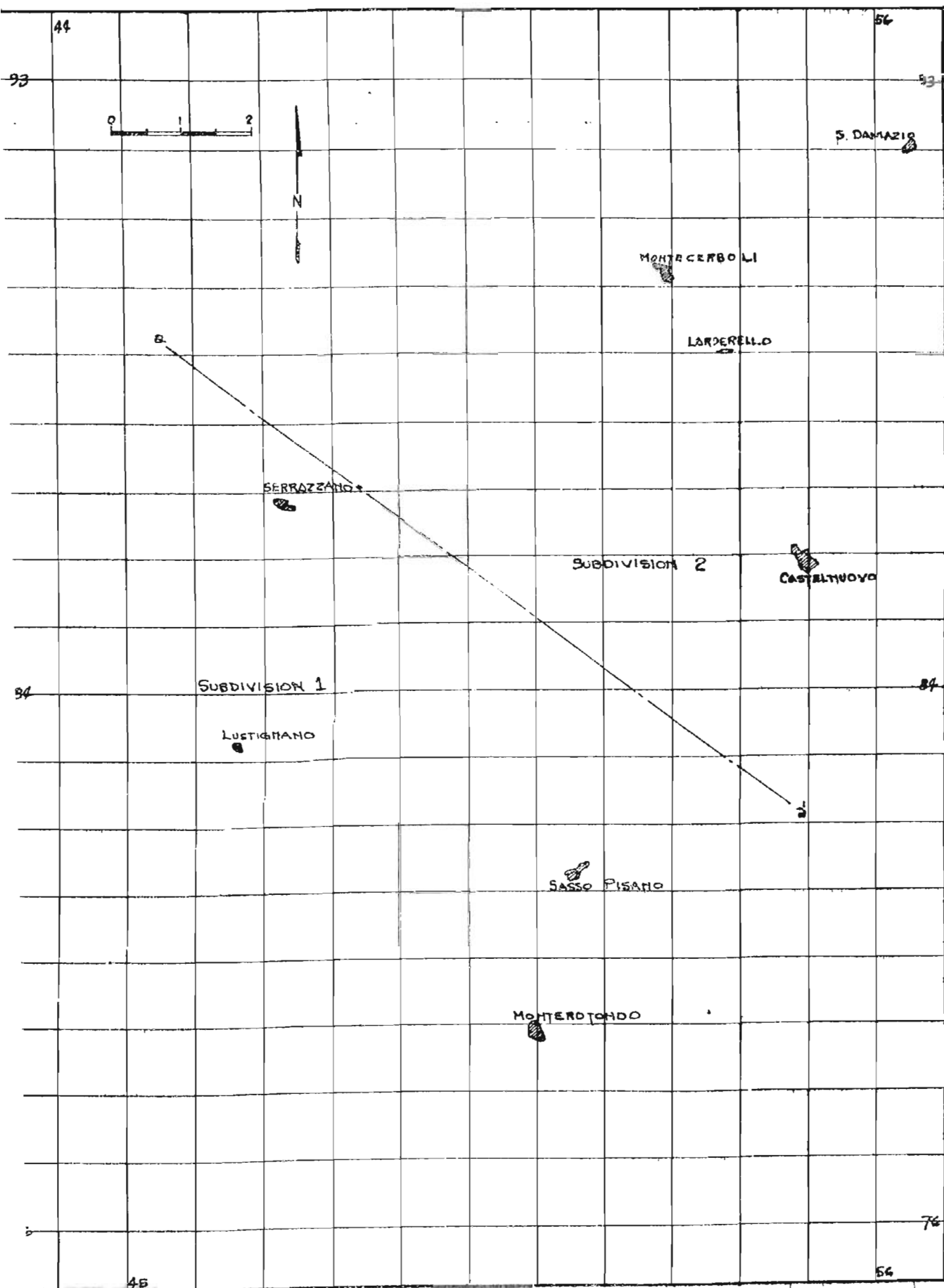
Estudios realizados han demostrado que el vapor natural obtenido en el área Larderello se origina en la profundidad por evaporación de agua, la cual es predominantemente agua meteórica (16).

La hipótesis que el vapor endógeno se origina por esprayado del agua que circula a alta temperatura en la profundidad fue estudiada por Goguel. El dice que existen dos posibilidades.

- a) El agua líquida en la profundidad origina corrientes convectivas, por medio de las cuales se transfieren calor hacia arriba. Cerca de la superficie, en la parte superior ocurre esprayado, lo cual constituye la causa del vapor endógeno.
- b) El agua en la profundidad cerca de las rocas magmáticas se encuentra en estado crítico y se eleva hacia la superficie en donde no ocurre esprayado del agua sino enfriamiento del vapor sobrecalentado que proviene de la profundidad.



EVOLUCION PROBABLE DEL CAMPO LARDERELLO



AREA GEOTERMAL LARDERELLO

Se sabe que la entalpía del vapor generado por esprayado no puede ser mayor que 670 Kcal/Kg. Este valor puede ser alcanzado en un rango de presión de 30 a 33 ata. y en un rango de temperatura de 232°C a 238°C (16). Si el vapor saturado en esas condiciones de máxima entalpía es inmediatamente separado del agua después del esprayado y expandido sin pérdida de calor, éste puede mantener la entalpía inicial y caer en el sobrecalentamiento de acuerdo a la transformación teórica del proceso AA' (Figura 6). La transformación podría proceder sobre las líneas AB, AB₁ y AB₂ debido a la imposibilidad de la existencia de las condiciones teóricas mencionadas arriba. Si el vapor generado no es completamente separado del agua la transformación seguirá la curva límite AC del vapor saturado (Figura 6).

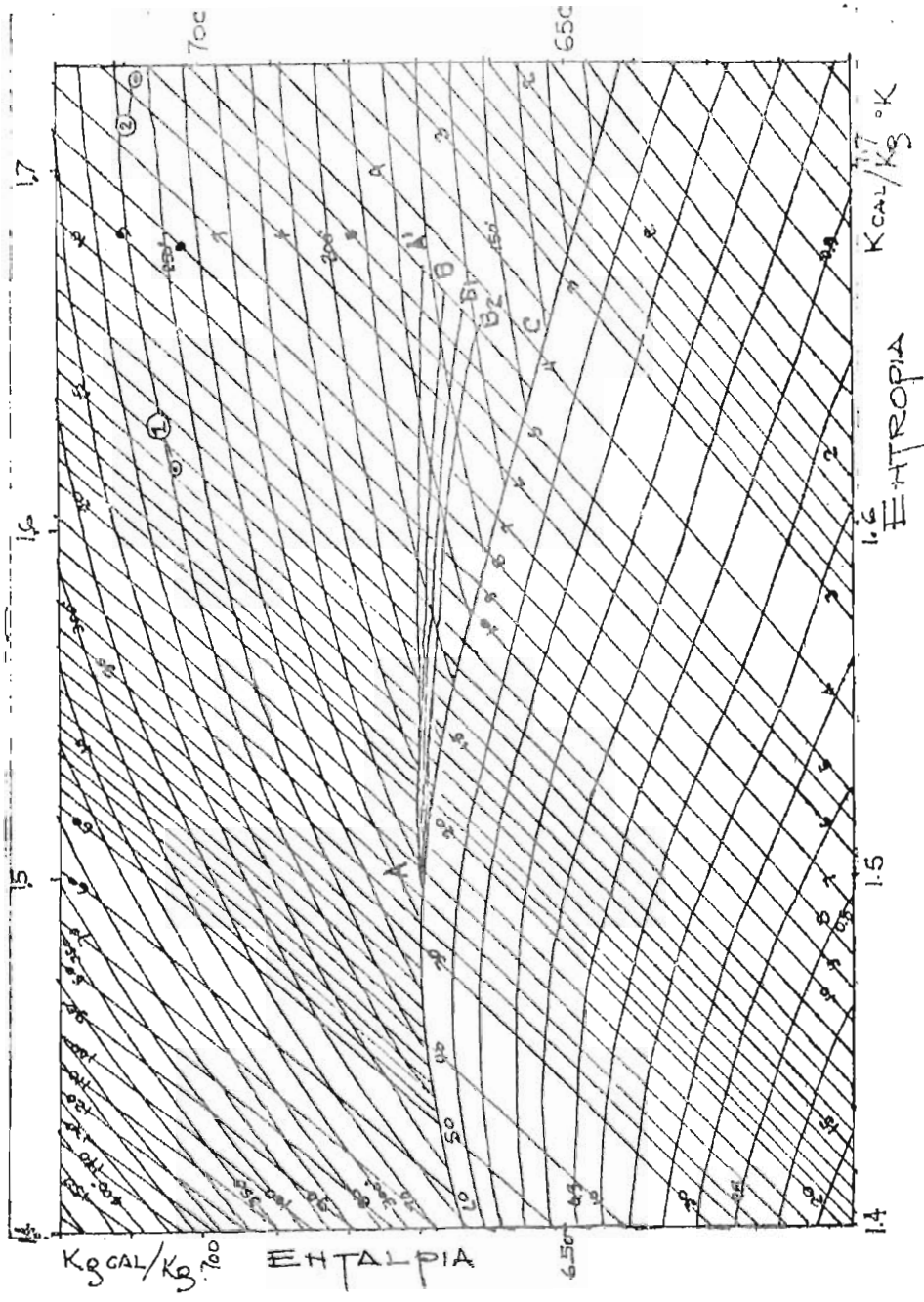
En el área geotérmica Larderello la entalpía del vapor es usualmente mayor que 670 Kcal/kg y alcanza valores de aproximadamente 705 Kcal/Kg como indican los puntos 1 y 2 de la Figura 6, los cuales representan el estado del vapor liberado en dos pozos. Esta observación permite excluir la teoría que el vapor endógeno puede ser generado por esprayado del agua.

HIPOTESIS SOBRE LA CAUSA DEL SOBRECALENTAMIENTO DEL VAPOR.

Goguel en 1953 postuló una hipótesis en la cual afirma que existe calor acumulado en la capa permeable, el cual calienta al vapor que es generado por esprayado del agua (con la consecuente disminución del nivel del agua). Ninguna diferencia es en cambio notada en el valor de sobrecalentamiento del vapor liberado en muchos pozos localizados en zonas donde la capa permeable tiene un grosor considerable y zonas que no poseen esta capa. Por lo tanto la teoría no puede ser aceptada.

HIPOTESIS SOBRE EL COMPORTAMIENTO DEL CAMPO GEOTERMICO LARDERELLO.

En muchas zonas donde por años la velocidad de flujo ha alcanzado un valor estable, se ha observado que con el rompimiento de nuevos pozos la velocidad de flujo se eleva alcanzando un valor máximo y posteriormente desciente hasta alcanzar un nuevo valor estable que generalmente es mayor que el alcanzado antes del rompimiento de nuevos pozos. Este fenómeno puede ser expli



EXPANSION DEL VAPOR
EN UN DIAGRAMA DE MOLLIER

Fig. 6

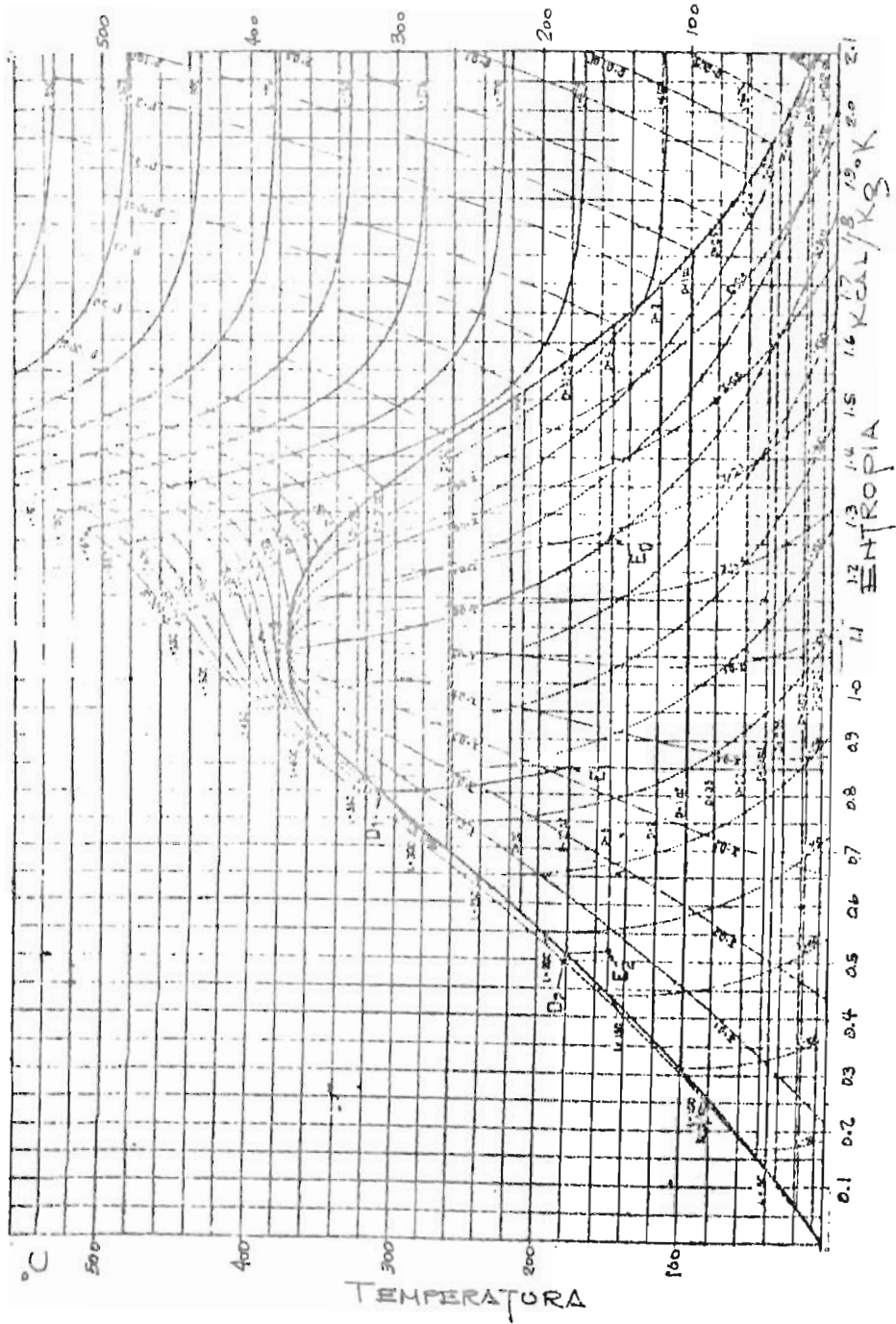
cado por medio de la figura 7. Asumiendo una presión sobre el nivel del agua constante, antes del esprayado (punto D_1) a una temperatura de 310°C y una presión de 100 ata. la transformación sigue la isoentalpía D_1E_1 y el agua es transformada parcialmente a vapor a 10 - ata. y 179°C y en agua residual a 179°C . (punto D_2); - la cual puede producir vapor siguiendo la curva D_2E_2 y agua residual. Como se observa el vapor en el punto - E_2 está a una presión menor que en el punto E_1 (5 ata). El agua residual cada vez se encuentra en menor proporción y el vapor generado por ella también (declinación de la velocidad de flujo).

Una vez que la acumulación es exhausta, el régimen se torna estacionario, con la velocidad de flujo de vapor dependiendo estrictamente de la temperatura del agua y de la presión del reservorio. En estas condiciones el nivel del agua se eleva ya que la velocidad de flujo - del agua de alimentación es considerablemente mayor -- que el flujo de agua evaporado por esprayado.

Con el rompimiento de nuevos pozos la presión sobre el nivel del agua desciende y la producción de vapor alcanza un valor máximo transitorio. La figura 8 muestra mediciones efectuadas en Serrazzano entre 1952 y 1969. Después de años de estabilización con una velocidad de flujo de 140 t/h con la apertura de cuatro nuevos pozos entre 1954 y 1957 la velocidad alcanzó un valor - máximo de 305 t/h en 1957, con el consecuente descenso temporal de presión de los pozos. En febrero de 1958 la velocidad de flujo de vapor fue de 260 t/h a 5,3 - ata. y en mayo de 1961 la velocidad de flujo fue de - 180 t/h a la misma presión. La figura 8 muestra un - repentino descenso en la cabeza de presión del pozo durante 1957 debido a la disminución de presión sobre la meseta de agua, causado por el rompimiento de un nuevo pozo de gran capacidad. La temperatura de los pozos tiende a elevarse de una manera poco significativa.

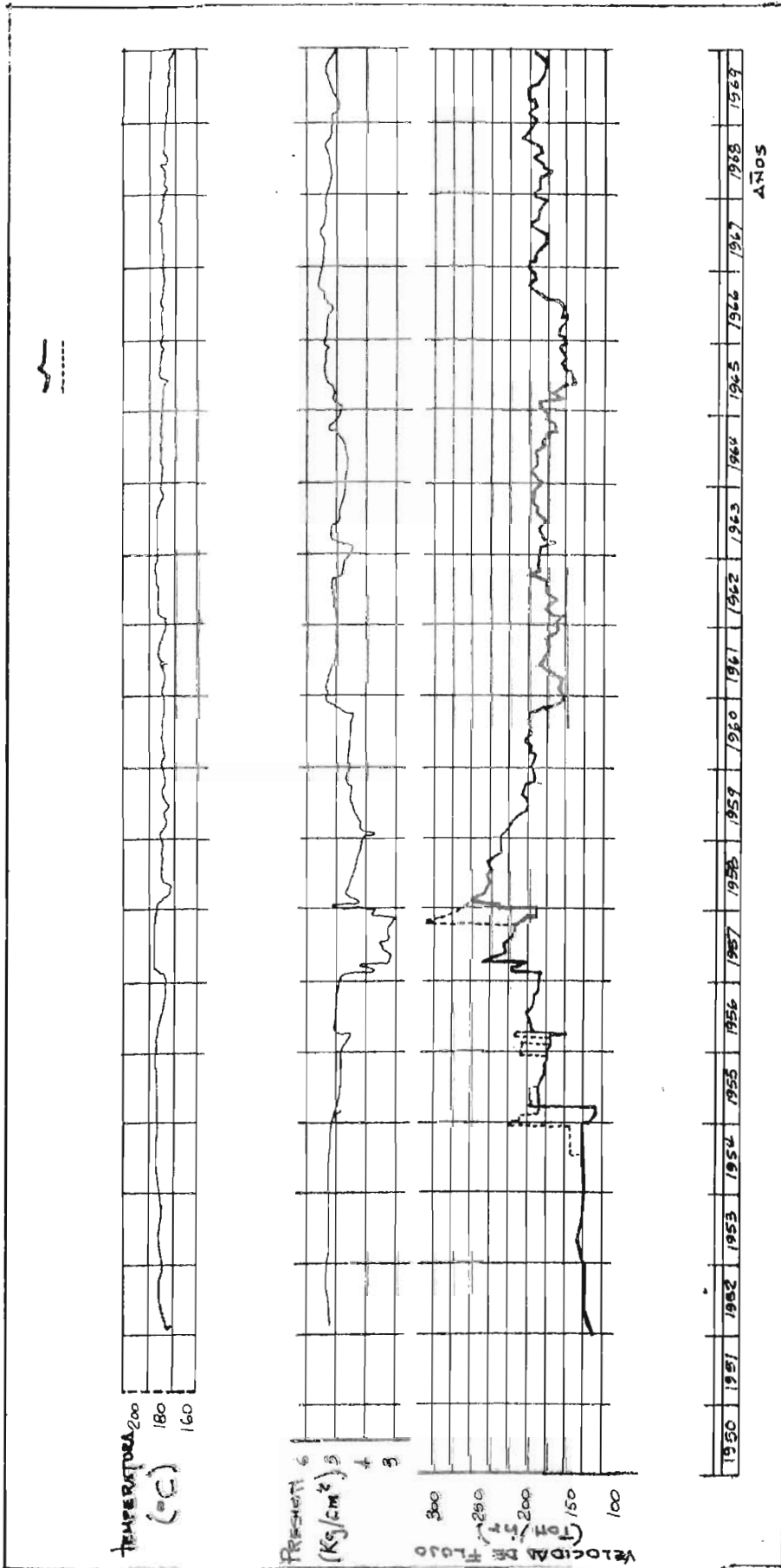
En la figura 9 se observa la velocidad de flujo para el área Central de Larderello. Durante 1954 - 1955 la velocidad de flujo fue de aproximadamente 2100 t/hr y posteriormente desciende hasta 1968 (a un valor de - 1100 t/hr). La tendencia de la temperatura de varios pozos es uniforme y se eleva ligeramente. Resultados similares fueron encontrados al Noroeste de Larderello y zona Prata.

La contemporaneidad de variaciones similares de temperatura durante un período en zonas diferentes dentro



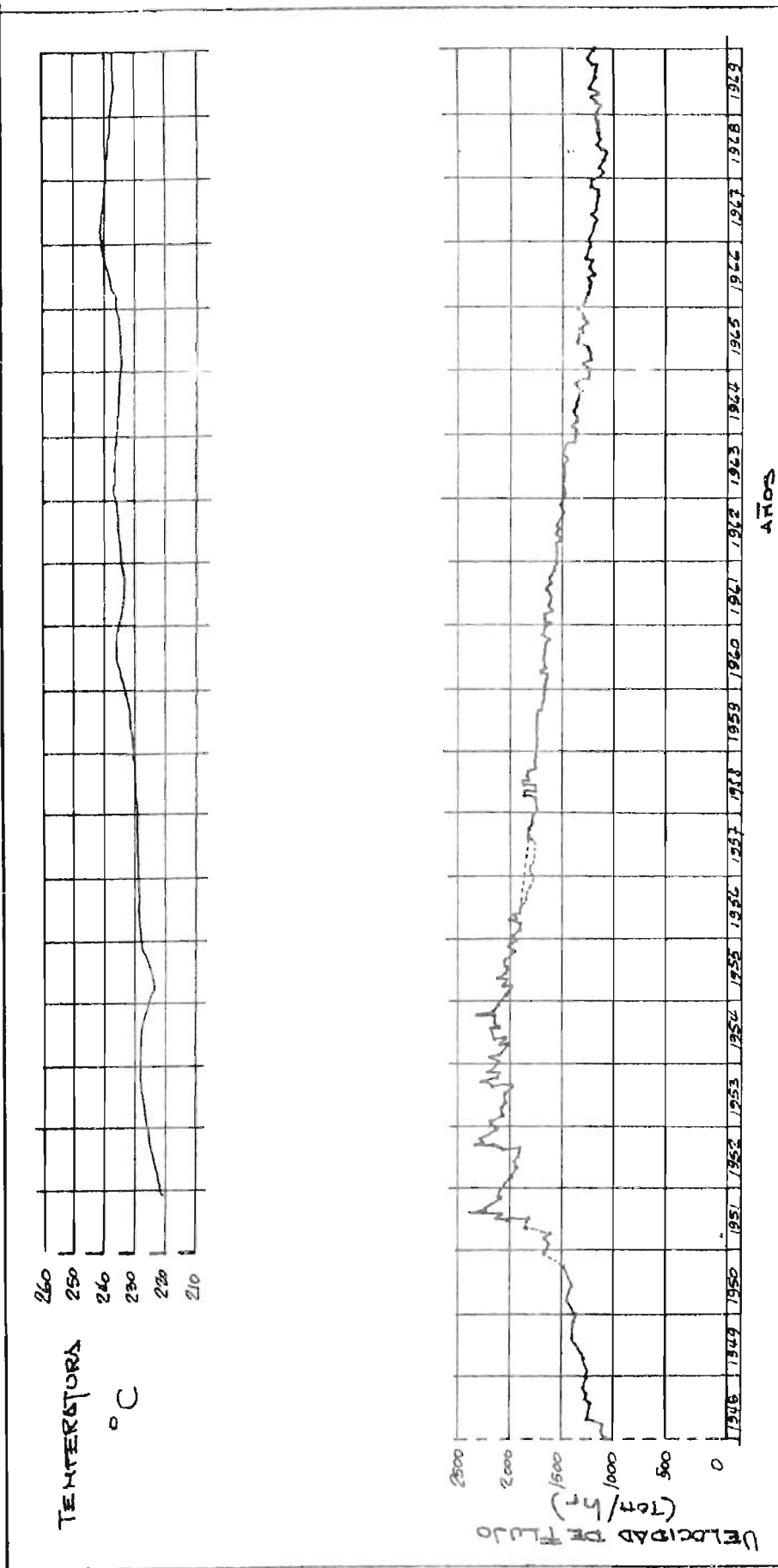
TRANSFORMACION DEBIDO A LA CAIDA DE PRESION EN UN DIAGRAMA T, S.

Fig. 7



ZONA SERRAZANO : TEMPERATURA DEL FLUIDO, PRESION Y VELOCIDAD DE FLUJO.-

Fig 8



ZONA CENTRAL DE LARDERELLO

Fig 9

del área Larderello excluye la posibilidad de la hipótesis de que el nivel del agua y la evaporación de la misma se lleve a cabo a relativa corta distancia del pozo.

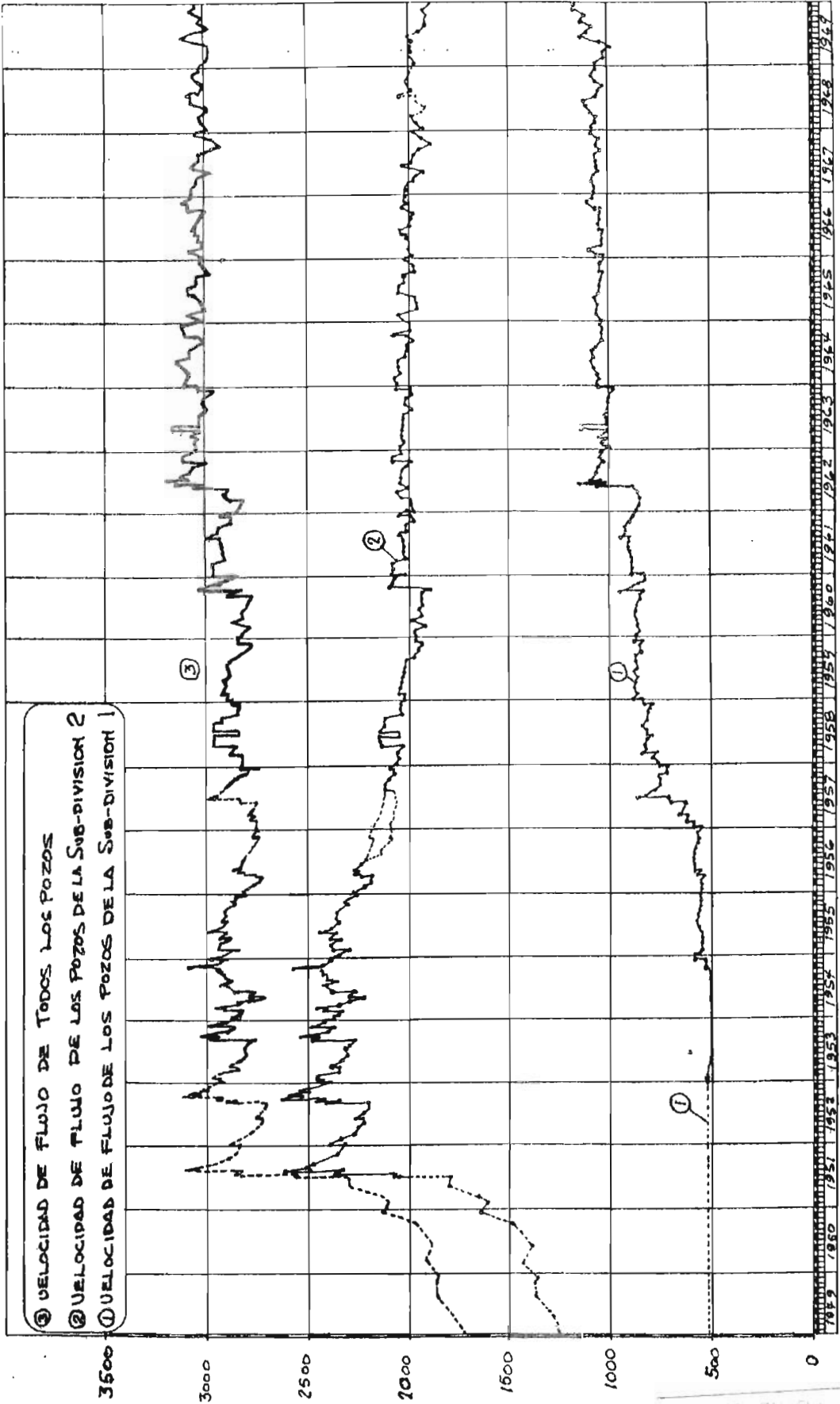
Ahora se examinará la figura 10. Sobre la figura 5, la línea AA' divide el área geotérmica en dos grupos de zonas productivas:

- a) La zona de Serrazzano, Prata, Sasso, Monterotondo, Lago y Lagoni Rossi; la cual tiene una velocidad de flujo total que es mostrada en la figura 10, como el sub total 1.
- b) Zona de Castelnuovo, Larderello Central, Valle Secolo y Larderello Noreste con una velocidad de flujo total mostrada en la figura 10 como el subtotal 2.

Desde 1949 a 1955 el subtotal 1 es constante, mientras que el subtotal 2 se incrementa (debido a la apertura de nuevos pozos en Larderello Central, Valle Secolo y Castelnuovo) alcanzando un total de aproximadamente 3000 t/hr. como máximo con una tendencia a estabilizarse alrededor de 2700 t/hr. Entre 1955 a 1960 el subtotal 1 se incrementa debido al rompimiento de nuevos pozos en Serrazzano y Prata y contemporáneamente el subtotal 2 desciende de manera que el total permanece prácticamente constante. Entre 1960 y 1962 perforaciones incrementan los dos subtotales y el total máximo alcanzado es de 3200 t/hr.

Desde 1963 hasta 1970, las siguientes observaciones han sido efectuadas:

- 1) Debido al rompimiento de nuevos pozos y a la declinación de otros pozos en la subdivisión 1 el subtotal 1 permanece constante.
- 2) En la subdivisión 2 se observó un incremento en la velocidad de flujo al Noroeste de Larderello y un descenso del flujo en Larderello Central y Valle Secolo por lo que el subtotal 2 permanece constante.
- 3) Entre junio de 1969 y 1970 las velocidades de flujo incrementan en la subdivisión 1 debido a la apertura de nuevos pozos; contemporáneamente la velocidad de flujo de la zona Larderello desciende por lo que el total permanece constante.



VELOCIDAD DE FLUJO DE LOS POZOS DEL AREA LARDERELLO Fig 10

TEMPERATURA DEL VAPOR ENDOGENO EN VARIAS ZONAS PRODUCTIVAS.

La temperatura del vapor producido en diferentes pozos del área difiere en un 10% del valor promedio (220 -- 230°C) con una presión de liberación de aproximadamente 5 ata.

La tabla 1 muestra velocidades de flujo, presiones de operación y temperatura medidas durante 1969 de algunos pozos en el área Larderello (16).

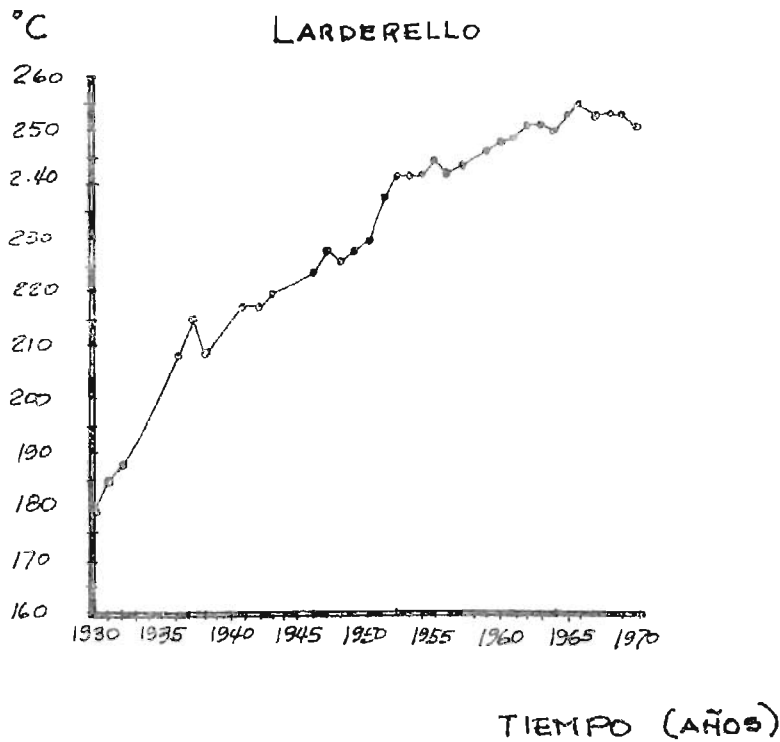
Las excepciones a esta relativa uniformidad en temperatura se deben a:

- 1) Pozos con velocidad de flujo menor que 10 t/hr. El calor conducido a través de la capa impermeable sufre considerable pérdida por unidad de velocidad de flujo de vapor. Cuando la velocidad de flujo es del orden de 1-3 t/hr el vapor se condensa sobre las paredes de la capa impermeable.
- 2) Pozos en la zona Carbolli. Estos pozos liberan una mezcla de agua y vapor teniendo una temperatura de vapor saturado a la presión de operación.
- 3) Pozos situados en la capa impermeable. La alteración de la temperatura se debe a que la capa impermeable admite circulación de agua.

VARIACIONES DE LA TEMPERATURA DEL VAPOR LIBERADO CON EL TIEMPO.

La figura 11 muestra la temperatura máxima en la zona Larderello y Serrazzano medida desde 1930. La temperatura no se refiere al mismo pozo sino a un número de pozos cerca uno de otro.

Para la zona Larderello durante un período de 36 años el incremento es de 75°C. Este incremento está asociado con la velocidad de flujo de vapor debido a la ruptura de nuevos pozos realizada en 1930 y 1931. Los incrementos en temperatura no pueden ser atribuidos al calentamiento progresivo de la capa impermeable. En 1951 la superficie perforada cubrió aproximadamente 30 Km², en 1962-63 ésta área creció aproximadamente 100 Km² (16). La figura 11 muestra que desde 1966 las dos zonas muestran un descenso en la temperatura.



TEMPERATURA DEL FLUIDO EN LAS ZONAS
LARDERELLO Y SERRAZZANO..

TABLA 1

Zona Productiva y Pozo	Velocidad de flujo (t/h)	Presión (ata)	Temperatura °C
Gabro			
Gabro 3	103.7	6.26	230
Gabro 6	71.2	8.07	239
Gabro 9	96.3	6.32	226
Central Larderello			
Nº 85	44.4	4.98	236
Pacciana 3	15.7	4.79	225
Larderello Secolo			
Nº 82	40.7	4.51	239
Nº 145	58.6	6.40	240
Central Castelnuovo			
Nº 91	15.6	2.05	225
Nº 98	11.3	2.05	210
Serrazzano			
Pozzaje 2	35.4	5.37	195
Soff. 1	15.3	5.28	204
Prata			
VC/10	90.0	8.2	259
Prata 2	48.3	6.3	225
Lago			
L 6	55.6	5.98	218
L 7	42.5	6.09	213
Monterotondo			
Nº 9	23.9	6.50	196
S. Amicie 2	25.4	6.08	214
Sasso			
H.4	13.5	4.74	202
Vallino	20.6	4.66	194

8.. CAMPO GEOTÉRMICO GEYSERS..

El Campo Geysers está localizado en la provincia de California, a 140 Km de San Francisco.. Es uno de los campos de vapor seco que actualmente está siendo explotado con éxito (70 pozos produciendo de un total de 75 perforaciones). El campo todavía está en desarrollo. - La actividad termal consiste en fuentes calientes, fumarolas y alteraciones rocosas hidrotermales (7).

GEOLOGIA.

Esta área está formada por volcares plioscénicos y volcanes recientes, constituidos por las siguientes series geológicas:

- a) Serie Cretácea: Arenisca de color café amarillenta y gris.
- b) Formación Knoxville: del Jurasico superior.
- c) Formación Francisca del Jurásico superior

A poca profundidad hay una capa de rocas impermeables. El reservorio está constituido por roca basáltica de la formación Francisca y tienen una permeabilidad primaria casi nula, pero debido a fracturaciones intensas la permeabilidad secundaria es alta (7).

CARACTERISTICAS DEL CAMPO GEYSERS.

La actividad volcánica es sobresaliente en estos lugares y se encuentran zonas porosas con vetas abiertas. Grandes alteraciones y fragmentaciones son provocadas por la actividad hidrotermal. En el centro del Campo, está la montaña Cobb la cual es un domo de ryalita. En el área Middletown existen muchos respiraderos volcánicos, flujos de lava y tobas. Hacia el norte se encuentra la montaña Hanna y la Montaña Konocti.

Presión y temperatura de tres campos en el área Geysers.

Presión Kg/cm ²	Temp. Observada °C	Temp. de Ebullición (a la presión del - cabezal del pozo)
4.2	169.5	144
4.4	170.5	147
5.1	181	152
6.6	184	162
7.3	180.5	166
9.3	197.5	175

COMPOSICION DE LOS GASES NO CONDENSABLES.

CO ₂	88.73
Hidrocarburos	5.49
H ₂	0.74
H ₂ S	2.96
NH ₄	0.79
N ₂	1.29

MODELO DEL CAMPO

En un principio se creyó que la producción de vapor sobrecalentado ocurría únicamente a lo largo de zonas de falla. Sin embargo, perforaciones recientes han demostrado que mucho del vapor produciéndose en pozos ha sido encontrado en áreas donde no han sido detectadas fallas. Se ha encontrado en pozos perforados en zonas de falla que la temperatura y composición química del vapor es similar para todos los pozos. Estos factores -- junto con la evidencia geoquímica han demostrado que, -- únicamente pequeña cantidad de vapor de este campo (menos del 10%) se origina en el magma.

Con ayuda de una síntesis de todos los datos recogidos en los últimos 8 años se ha establecido un modelo del

Campo Geysers; el cual ha servido para predecir sitios en donde no se creía que existieran campos geotérmicos, obteniéndose excelentes resultados (Figuras 12 y 13).

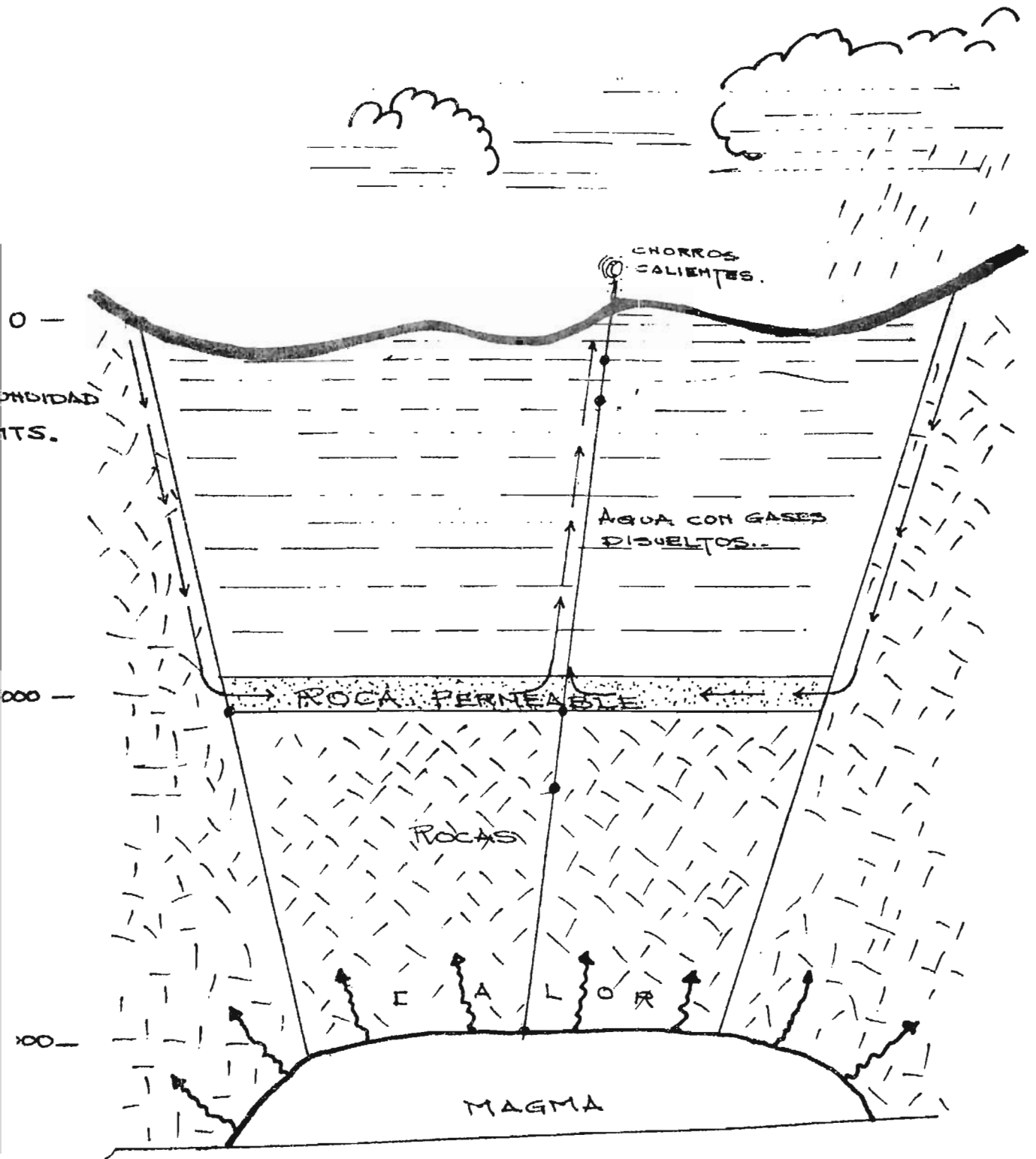
Una importante falla vertical se nota en la figura 13, este trazo es de Oeste a Este, (debajo de Big Sulphur Creek) y ha sido detectada por diferencias litológicas de rocas de la parte Norte y rocas de la parte Sur (7). Hacia el Norte la roca basáltica gris predomina desde el tope hasta el fondo; mientras que hacia el Sur existe una zona definida de rocas impermeables, la cual tiene un grosor de 2,000 ft y una profundidad cercana a los 3,500 ft. Las rocas basálticas sellan junto con las rocas Francisca la parte Norte del campo.

El reservorio de vapor se extiende a una gran profundidad, se cree que después de muchos años de producción la parte superior de éste contiene vapor y gases y la parte inferior del mismo está llena de agua caliente. Posiblemente una cantidad moderada de vapor juvenil asciende a través de las capas de roca hasta el reservorio; el cual es calentado por conducción desde la intrusión magmática (figura 12).

9. SISTEMAS DE VAPOR DOMINANTE.

Los campos geotérmicos anteriores: Larderello en Italia y los Geysers en California, (los cuales producen vapor seco o vapor sobrecalentado con líquido no asociado), son comunmente conocidos como sistemas de "vapor seco". No obstante, White Muffler y Truesdell concluyeron que el agua líquida y el vapor normalmente coexisten en el reservorio, con el vapor como la fase continua controlando la presión. Por lo tanto, el término "Sistema de Vapor dominante" es el término más apropiado (20).

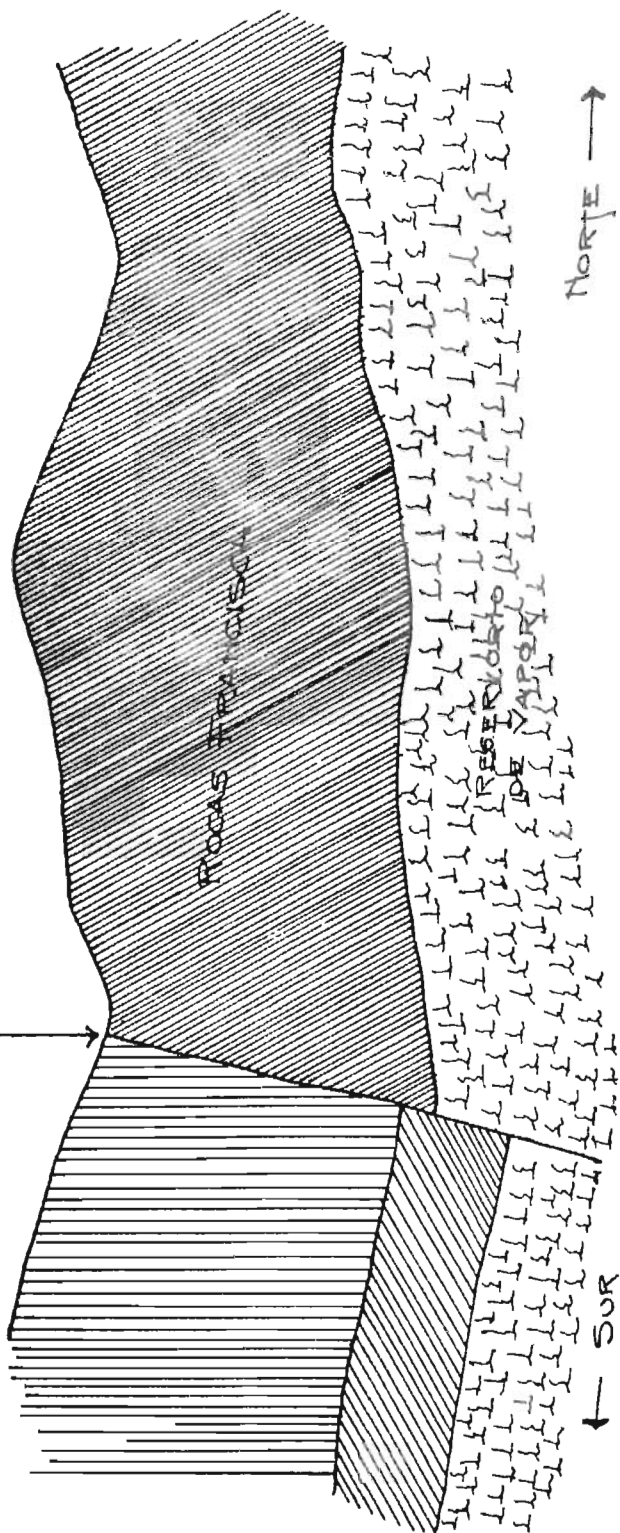
Opiniones sobre la naturaleza física del fluido inicial en el campo Larderello incluye líquido saturado inicialmente y vapor sobrecalentado en el reservorio que conforme se produce es llenado de nuevo por el agua hirviendo en lo profundo del pozo que puede ser salmuera. De acuerdo a White, Muffler y Truesdell el sistema de vapor dominante del tipo Larderello se desarrolló inicialmente de sistemas de agua caliente, caracterizados por poseer un alto suministro de calor y una baja cantidad de carga. Cuando el abastecimiento de calor del sistema se desarrolló, una gran cantidad de agua estaba hirviendo; dando ello origen a la formación de un reservorio dominante. La fracción de líquido descargado que



MODELO BASICO DEL CAMPO
GEOTERMICO GEYSERS.

Fig 12.

BIG SULPHUR CREEK



MODELO SIMPLIFICADO DE UN
CAMPO GEYSERS.

excede al cargado es suplida por agua previamente almacenada en una gran fractura porosa.

Las características físicas, químicas y geológicas de los Geysers, Larderello y Matsukawa son consistentes -- con el modelo descrito y pueden ser resumidas como sigue:

- 1) Reservorios que se encuentran a aproximadamente 350 m hacia abajo, tienden a tener una temperatura inicial cerca de 240°C y las presiones cerca de 35 Kg/cm² (20).
- 2) La temperatura y presión inicial son evidentemente influenciadas por la entalpía máxima del vapor saturado (669.7 cal/gr a 236°C y 31.8 Kc/cm²) (20). Las características físicas cambian enormemente según el contenido de gas en el vapor.
- 3) Las presiones en los reservorios de vapor dominante están debajo de la hidrostática y con pocas excepciones la diferencia se incrementa con la temperatura.
- 4) Fumarolas, hornos volcánicos y charcos turbulentos son características de las áreas de descarga donde la superficie activa es más intensa. Chorros en tales áreas son generalmente ácidos debido al H₂SO₄ producidos por oxidación del H₂S en el gas escapado. El pH es bajo, de 2 a 3 excepto donde NH₃ es abundante para neutralizar el ácido. El contenido de sulfatos tiende a ser alto, pero el contenido de cloro es uniformemente bajo (< 15 ppm) (20). Las áreas escasas de actividad superficial son carentes de ácido y escasas en alcalinidad, como bicarbonatos y sulfatos.
- 5) Se ha observado en sistemas de vapor dominante que la descarga natural de fluidos antes de la explosión es considerablemente baja (en un rango de decenas a varios cientos de litros por minuto).
- 6) La producción de los pozos es normalmente vapor sobrecalentado o seco (50°C de sobrecalentamiento); sin embargo, agua líquida es producida en pozos no comerciales y pozos que cambian de vapor húmedo a vapor seco.
- 7) Mucho del contenido de calor del reservorio es almacenado en fase sólida las cuales generalmente transportan del 80% al 90% del calor total.

10. CAMPO GEOTÉRMICO WAIRAKEI.

Wairakei, se encuentra localizado hacia el Norte de Nueva Zelandia. Esta es una región volcánica de 240 Km de largo y se extiende desde el centro de la Isla hasta Bay Plenty. (Figura 14). Estructuralmente, es una falla llena de volcanes. Es un campo de vapor húmedo; en donde el rango de temperatura oscila entre 200°C - 260°C.

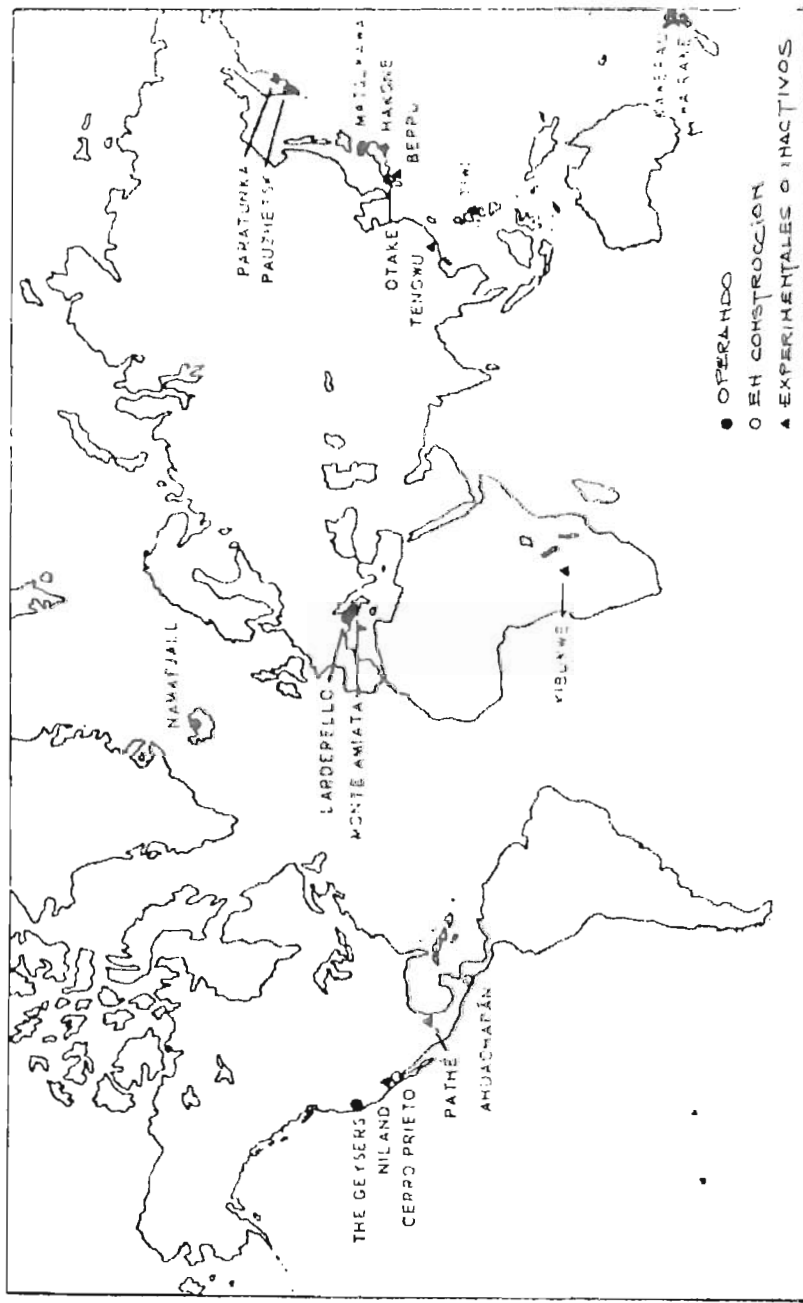
GEOLOGIA.

Wairakei se encuentra localizado en un gravamen de principios de la era cuaternaria. Tanto la capa rocosa como el reservorio están constituidos por piroclásticos, ignimbrita, domos de lava y grava del Pleistoceno. El basamento está formado por roca gris del Cretáceo y Triásico (Figura 15). Las series estratigráficas de Wairakei consisten enteramente de volcanes (Figura 16) (muchos de ellos activos). Entre las series principales se encuentran (12):

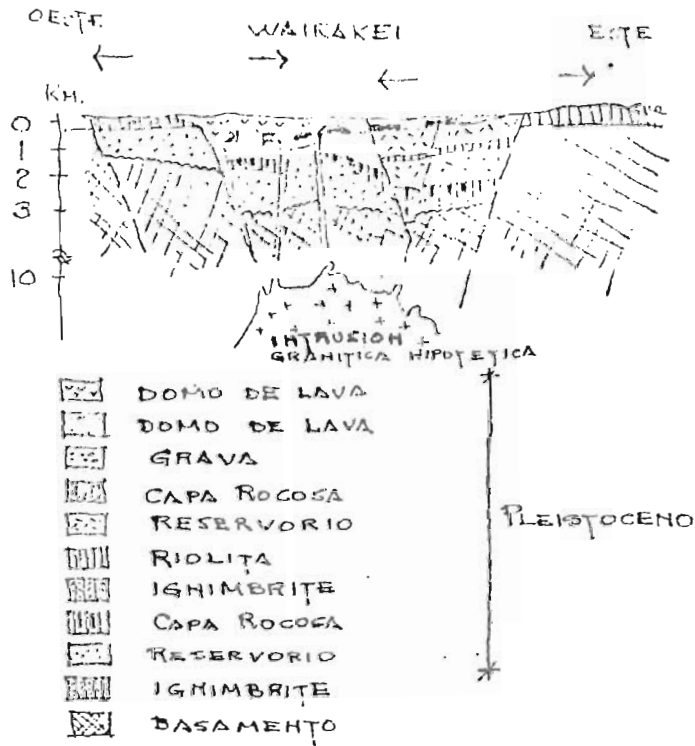
- a) Wairakei Breccia: arenisca pómez
- b) Formación Huka: piedra arenisca lacustre impermeable.
- c) Formación Waiora: Pómez poroso con flujo de andesita en pequeña proporción. El acuífero productor se encuentra en esta formación a 500-1000 mts o más. El agua está a una temperatura de 260°C.
- d) Wairakei Ignimbrites: Secuencia relativamente impermeable de rocas. A menos de 600 mts.
- 3) Bajo Acuífero: capa de Piroclásticos porosa, se encuentra bajo Wairakei Ignimbrites. No ha sido penetrado en la exploración de pozos.
- f) Basamento Permiano Mezozoico: Roca basáltica gris y arcilla, se cree que está a 2,000 mts.

CARACTERÍSTICAS DEL CAMPO WAIRAKEI

Wairakei, es una zona compleja de falla; en donde el flujo anormal de calor es mantenido por conducción a través de rocas impermeables. Tres son las principales



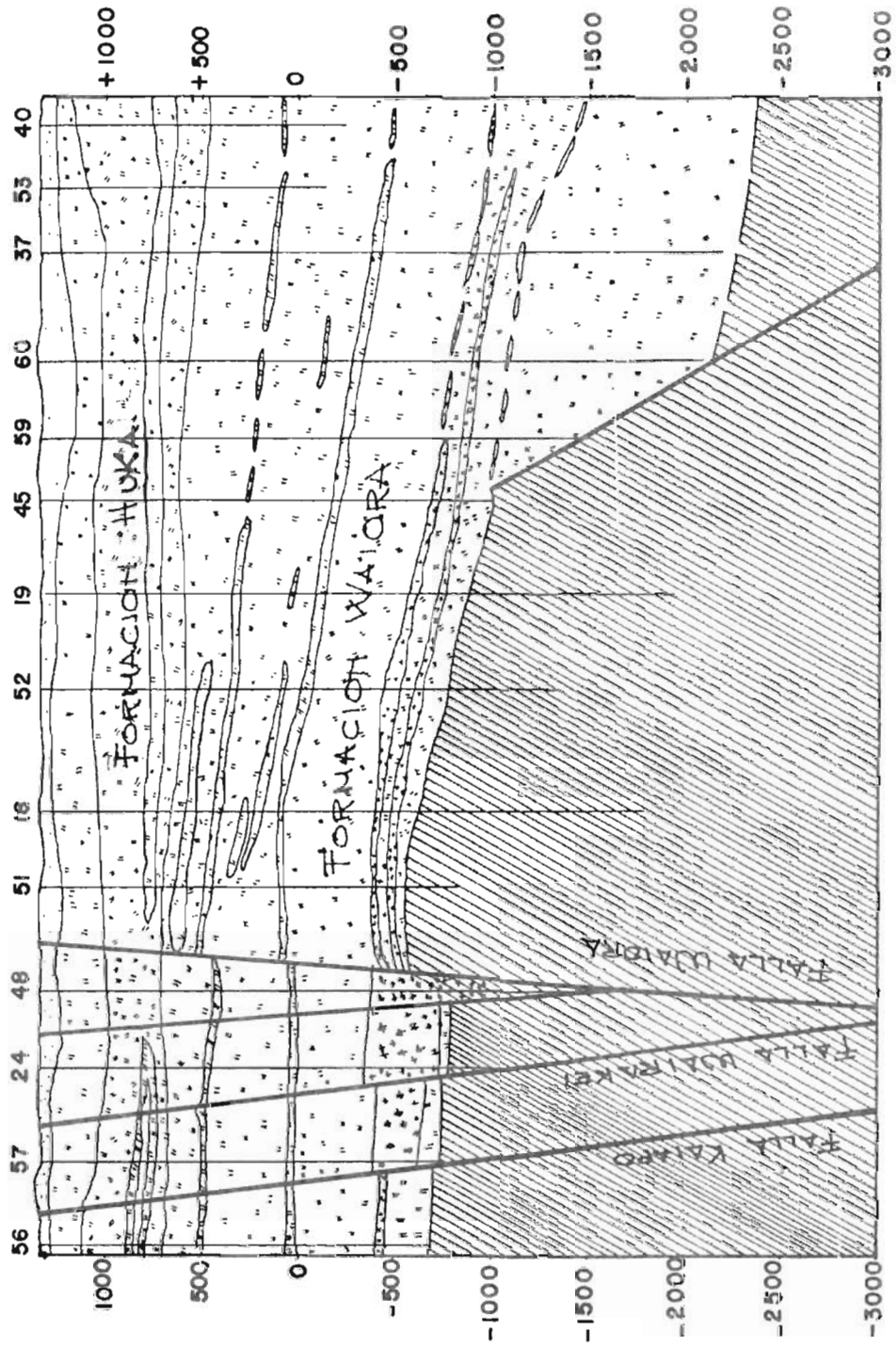
ESTACIONES ELECTRICAS GEOTERMICAS Fig 14



CAPAS GEOLOGICAS DEL CAMPO WAIRAKEI

Fig 15

GEOTERMICO WAIRAKEI



- MANTOS DE CENIZA Y ALUVIONES
- LINOLITA, POMEZ Y DIATOMITA
- POMEZ Y TOBAS
- ANDESITA VALLE WAIRARA
- ▨ WAIRAKEI IGNEOSITE

Fig 16

fallas que alimentan al acuífero Waiora, ellas son: -- Wairakei, Waiora y Kaiapo (Figura 16). Investigaciones realizadas en el área Noreste y Sureste indican la existencia de otras fallas de menor importancia (12).

En la cima del acuífero la temperatura alcanza el punto de ebullición correspondiente a la presión en dicho punto y no hay incremento de la temperatura con la profundidad ; lo cual indica presencia de corrientes convectivas en el acuífero (12).

La formación Huka impermeable, es el factor controlador de la acumulación de calor. La actividad térmica está concentrada en las zonas de falla de esta formación; el agua caliente asciende hasta el acuífero a través de zonas abiertas de falla. Aparentemente la actividad térmica, es un indicador de que el calor está presente en el Acuífero Waiora, pero ésto no es una guía segura para la localización de grietas alimentadoras del acuífero (debido al extenso esparcimiento del flujo de calor).

ANALISIS DE LAS PROPIEDADES TERMODINAMICAS Y CONCENTRACION DE LOS GASES EN EL AREA WAIRAKEI.

Los tipos de pozos se agruparon tomando como base el valor entálpico y la concentración de los gases.

GRUPO 1.

Pozos perforados descargando agua en los que no hay pérdidas de vapor.

La entalpía de la descarga tiene un valor aproximado de 488 BTU/lb (equivalente a una temperatura del agua de 260°C). La concentración de CO₂ es de 16 a 22 milimoles/100 moles. La razón CO₂/H₂S es aproximadamente 30, ejemplos pozo # 27 (Tabla 2).

GRUPO 2.

Pozos perforados descargando agua en los que hay pérdida de vapor.

La entalpía de la descarga es menor que 488 BTU/lb, la concentración del gas es menor que 16 milimoles/100 moles. La razón CO₂/H₂S es menor que 30, ejemplos: pozo # 50 (Tabla 2).

GRUPO 3.

Pozos perforados descargando únicamente vapor.

La entalpía de la descarga tiene un valor aproximado de 1200 BTU/lb. La concentración del gas usualmente es sobre 100 milimoles /100 moles. La razón $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ dependerá de si se mantuvo equilibrio durante la separación del vapor o si no se mantuvo equilibrio o si se separación en múltiples etapas ocurrieron. Ejemplo: Pozo: 203, 9 y 45 (Tabla 2).

GRUPO 4.

Pozos perforados descargando agua que tienen inicialmente pérdida de vapor y que ganan vapor mientras migran a través del campo.

Si se añade vapor y anticipadamente éste es separado rápidamente la descarga tendrá una concentración relativamente alta de gas para su valor entálpico. Ejemplo: Pozo 18 (Tabla 2). Mientras que si se añade vapor posteriormente la concentración del gas es baja para su calor entálpico, Ejemplo: Pozo 92 (Tabla 2).

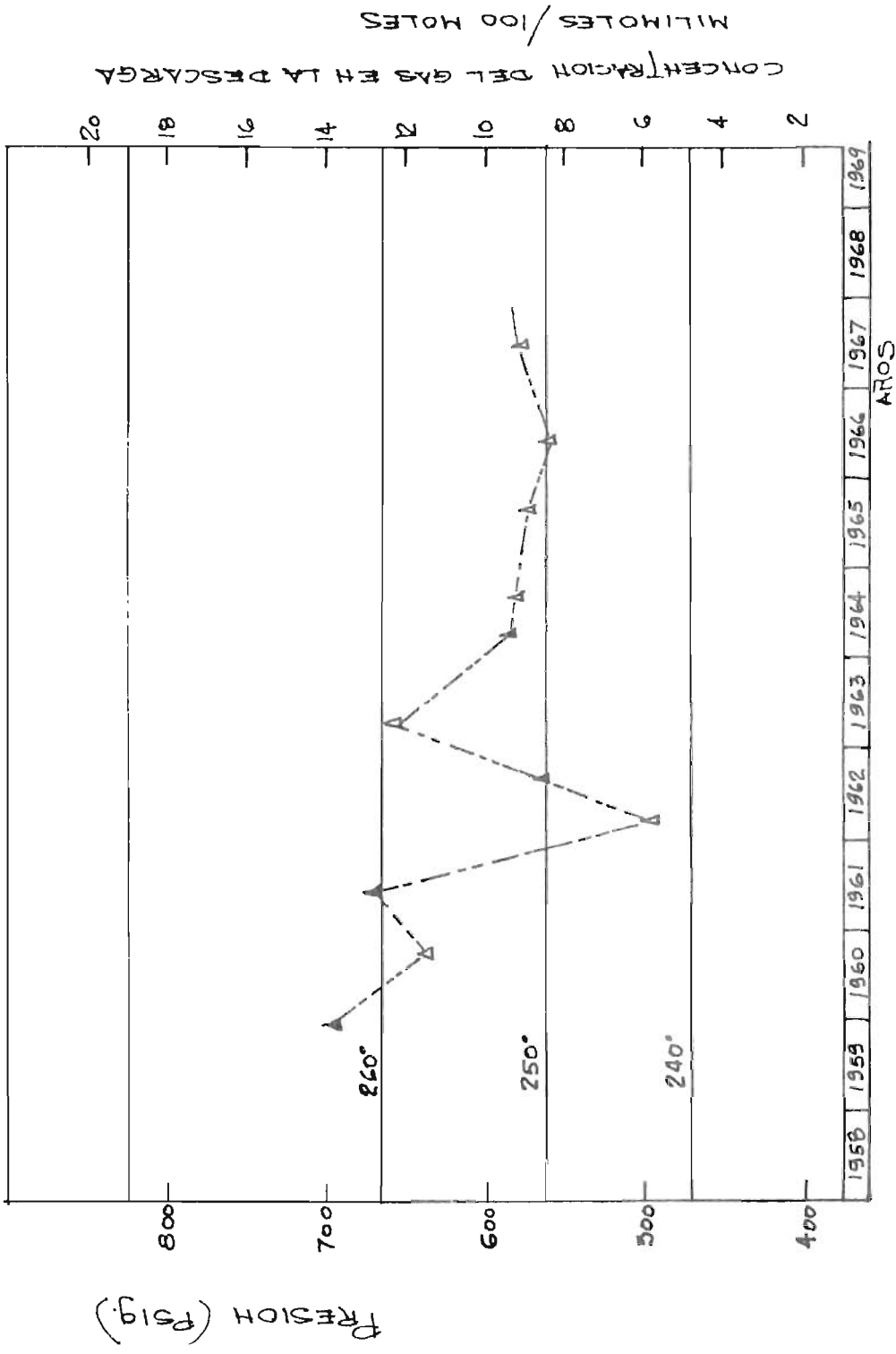
GRUPO 5.

Pozos perforados descargando agua que tienen pérdidas de vapor debido a separación en múltiple etapa (o no equilibrio).

La entalpía de la descarga será menor que 488 BTU/lb. La razón $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ y la concentración de CO_2 es relativamente más baja que la del grupo 2. Ejemplo: Pozo 30 (Tabla 2).

EFECTO DE LA DISMINUCION DE LA PRESION EN EL ACUIFERO.

La figura 17 muestra los cambios de presión en el área Oeste de producción desde junio de 1958 hasta diciembre de 1968. La presión decrece desde 1958 hasta 1968 y la mayor velocidad de cambio es en 1962-1963 y corresponde a un gran incremento en la producción (11). Las presiones declinan a velocidades más lentas después de 1963 pero se elevan cerca de las 15 psi durante tres meses cuando la masa saliendo en el área productora del Oeste fue reducida a aproximadamente el 75%. Las líneas



CAMBIOS DE PRESION Y CONCENTRACION DEL GAS EN EL AREA WAIRAKEI.

horizontales en la figura 17 representan la presión de vapor de agua a diferente temperatura y es posible ver la fecha a la cual el agua a una temperatura dada podría hervir a 600 ft en el año 1963.

CLASIFICACION DE LOS POZOS SEGUN LA CONCENTRACION DE GAS.

La concentración del gas (CO_2 y H_2S) en el vapor se incrementa, con la temperatura. De acuerdo a la concentración del gas en la descarga Mahon clasifica los pozos perforados en tres grupos:

GRUPO A: 0 a 10 milimoles de gas/100 moles de H_2O

GRUPO B: 10 a 20 milimoles de gas/100 moles de H_2O

GRUPO C: Mayor que 20 milimoles de gas/100 moles de H_2O .

De 29 pozos perforados en octubre de 1960; 10 pertenecen al grupo A, 8 al Grupo B y 11 al Grupo C.

CARACTERISTICAS DE LA DESCARGA.

La tabla 3 muestra datos de la descarga de pozos perforados en el área Wairakei. Desde 1960 a 1962 la entalpía fluctuó entre 470 a 475 BTU/lb mientras que el total de gas descargado y la razón $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ varían desde 16.1 a 13.2 y desde 26.5 hasta 24.3 respectivamente, esto sugiere que la separación del vapor estuvo ocurriendo a profundidades donde la presión estuvo descendiendo. El rompimiento de once nuevos pozos en Abril y Mayo de 1963 detuvo el decrecimiento de la concentración de gas en el vapor. En 1964 la concentración del gas decreció de nuevo a pesar del incremento en la entalpía (11). Los datos de concentración de gas para el período 1966-67 sugieren que la presión se mantuvo estable (Figura 17). De lo expuesto anteriormente se puede concluir que el rompimiento de nuevos pozos afecta la presión sobre el nivel de agua (bajo la tierra) y ésto a su vez la concentración de gas en el vapor a la salida de un pozo.

T A B L A 2
CARACTERISTICAS DEL GAS EN EL CAMPO WAIRAKEI

Pozo Nº:	Fecha	Presión de Separa- ción (psig)	Entalpía (BTU/lb)	Vapor (kl/h)	Gas CO ₂ H ₂ S (lb/h)	% Peso - del gas en el va- por	Gas en el vapor a la presión de separación (mi- limoles/100 mo- les)	Gas en la des- carga (milimo- les/100 moles)	Razón molecu- lar CO ₂ /H ₂ S
							CO ₂	H ₂ S	
4/1	12-59	200	450	30	113	0.37	150	5.9	25.4
"	9-60	208	420	18	47	0.26	104	4.1	25.4
"	5-61	210	430	24	47	0.19	77	3.6	21.4
"	1-62	200	481	24	104	0.44	177	6.2	28.7
"	7-62	200	466	29	130	0.45	179	6.2	28.6
"	5-63	188	528	38	190	0.50	201	6.8	29.7
"	5-64	180	1200	28	133	0.48	191	6.1	31.1
"	10-64	173	1200	29	150	0.52	207	6.7	30.9
"	9-65	184	1200	33	186	0.56	226	7.0	32.1
"	5-66	168	1072	34	181	0.54	214	6.4	33.3
"	6-67	176	1028	30	169	0.57	227	6.5	34.7
"	1-68	162	1046	33	178	0.54	215	6.4	33.4
"	4-68	76	1049	52	163	0.31	125	4.8	26.0
"	3-69	70	1196	39	205	0.53	211	6.1	34.4
9	12-67	70	734	14	28	0.20	76	6.8	11.3
14	9-60	63	1035	15	104	0.69	274	9.9	27.7
"	5-61	78	1019	15	90	0.60	240	9.0	26.7
"	3-62	75	988	14	62	0.44	173	8.6	20.1
"	7-62	80	966	15	63	0.42	164	8.3	19.8
"	4-63	65	1037	22	93	0.42	166	8.3	20.1
"	9-64	77	1080	21	58	0.27	106	6.7	15.9
"	9-65	78	1070	20	53	0.27	105	6.4	16.3
"	6-66	75	1043	15	37	0.24	94	5.9	16.1
"	6-67	76	940	9	25	0.27	106	6.8	15.6
"	12-67	62	915	8	22	0.27	104	5.9	17.7
"	4-68	70	756	6	17	0.28	108	7.4	14.6
"	2-69	72	876	6.7	18	0.27	106	6.9	13.2

Pozo Nº	Fecha	Presión de Separa- ción (psig)	Entalpía (BTU/lb)	Vapor (kl/h)	Gas CO ₂ H ₂ S (lb/h)	% Peso del gas en el va- por	Gas en el vapor a la presión de Separación (mi- lmoles/100 mo- les)		Gas en la des- carga (milmo- les/100 moles)		Razón - Molecu- lar CO ₂ /H ₂ S
							CO ₂	H ₂ S	CO ₂	H ₂ S	
26A	6-67	181	432	32	27	0.08	33	1.9	3.0	0.18	16.9
"	4-48	181	432	31	20	0.07	25	2.9	2.3	0.18	12.8
"	2-69	183	433	32	21	0.07	26	1.7	2.5	0.16	15.4
27	9-60	215	483	58	176	0.30	121	4.1	16.5	0.55	29.5
"	5-61	211	488	52	155	0.30	119	4.0	17.5	0.60	29.7
"	3-62	220	441	48	109	0.23	93	4.2	7.9	0.36	22.0
"	8-62	220	443	49	114	0.23	93	3.8	8.0	0.33	24.0
"	3-63	205	445	57	120	0.21	85	3.8	8.3	0.37	22.7
"	3-64	195	453	64	84	0.13	52	3.4	5.6	0.36	15.3
"	9-64	190	444	65	69	0.11	41	2.9	4.1	0.29	14.0
"	9-65	200	435	54	51	0.09	36	2.8	3.1	0.24	12.9
"	5-66	186	437	54	45	0.08	32	2.5	3.0	0.24	12.6
"	6-67	182	427	48	40	0.08	32	2.5	2.7	0.21	12.7
"	4-68	178	429	51	26	0.05	20	2.3	1.8	0.21	8.5
"	2-69	184	454	50	28	0.06	22	2.4	2.5	0.29	8.8
30	2-60	235	500	81	205	0.25	101	3.9	15.0	0.60	25.9
"	9-60	223	455	78	137	0.17	53	3.1	7.0	0.30	22.2
"	5-61	231	463	72	102	0.14	55	2.9	6.0	0.30	19.1
"	3-62	225	453	74	89	0.12	46	3.0	4.5	0.29	15.3
"	8-62	220	442	74	82	0.11	43	2.1	3.7	0.26	13.9
"	3-63	208	433	51	45	0.09	34	2.6	2.8	0.21	12.8
"	4-64	188	444	57	34	0.06	23	2.7	2.4	0.28	8.6
"	10-64	186	437	54	28	0.05	20	2.2	1.9	0.21	8.9
"	9-65	195	429	40	18	0.05	17	2.0	1.4	0.17	8.4
"	6-66	182	431	40	16	0.04	15	1.9	1.5	0.16	7.7
"	6-67	184	427	32	12	0.04	15	1.9	1.2	0.16	7.6
"	4-68	186	440	42	17	0.04	14	2.2	1.5	0.23	6.7
"	2-69	180	440	42	12	0.03	11	1.9	1.1	0.10	5.6
45	9-64	184	1200	44	147	0.33	131	5.9	131	5.9	22.1

T A B L A 3

CARACTERISTICAS DE LA DESCARGA EN EL CAMPO WAIRAKEI

F e c h a	12/59	9/60	5/61	3/62	9/62	4/63	4/64	10/64	9/65	6/66	6/67	12/67 --1/68	2/68	4/68	2/69
Número de Pozos	17	29	33	27	34	45	48	54	58	60	61	31	28	62	60
Vapor (Lb/h)	853	1339	2067	1285	1870	2537	2526	2977	2704	2783	2848	1557	1345	2966	2826
Entalpía (BTU/Lb)	480	470	479	475	475	483	500	497	496	492	489	553	554	484	484
Presión Promedio de Separación (psig)	208	185	133	185	200	158	170	165	162	165	138	128	110	127	130
Gas(Lb/h)	2988	3955	4748	3376	4642	6625	5873	6307	5568	5385	5258	3839	3188	4134	4549
CO ₂ en la Descarga (millines/100 moles)	19.1	16.1	15.7	14.7	13.2	17.0	16.3	14.8	14.2	13.1	13.2	26.0	25.4	9.9	11.4
CO ₂ /H ₂ razón Molar	29.1	26.5	25.0	22.5	24.3	23.0	20.9	21.2	21.1	21.5	21.5	22.7	21.1	17.2	19.3

ANALISIS DEL AGUA DEL CAMPO WAIRAKEI
EN PARTES POR MILLON *

	1er. Grupo (Pozo 16)	2º Grupo (Pozo 27)	3er. Grupo (Pozo 28)
pH	8,2	8,5	8,4
Li	14,8	13,5	13,4
Na	1340	1300	1320
K	245	215	220
Rb	3,3	3,3	2,9
Cs	10	10	10
Mg	3	4	3
F	7,7	8,3	8,0
Cl	23,00	22,10	22,40
Br	5,8	6,1	5,2
I	-	0,6	0,6
SO ₄	-	31	34
HBO ₂ Total	122	112	115
SiO ₂ Total	-	690	660
As	4,5	4,8	4,7
NH ₃ Total	0,25	0,15	0,15
CO ₂ Total	15	23	31
H ₂ S Total	2	-	2

*Colectada en el vertedero (8).

11. CAMPO GEOTÉRMICO DE OTAKE (JAPÓN).

Muchas áreas geotérmicas están asociadas con actividad volcánica. Así Otake, Beppu, parte norcentral de Japón y zona suroccidental están distribuidas a lo largo de una zona volcánica cuaternaria. Se presume que existe una depresión de este a oeste en el Japón llamada zona Beppu-Kujyu Aso, la cual es predominantemente volcánica y en donde algunas capas permeables constituyen acuíferos.

Muchas áreas geotérmicas en el mundo están dentro de una zona de depresión; especialmente dentro y a lo largo de la zona volcánica que circunda al Pacífico (Figura 1).

VOLCANISMO Y GEOLOGIA.

La historia volcánica de esta región comprende desde el Mioceno hasta el Holoceno. Los movimientos de tierra ocurridos fueron vigorosos en Japón y dieron origen a la famosa depresión Magna y numerosas fallas importantes. La actividad volcánica en esta región se divide en dos grupos:

- 1) Complejo volcánico Kujyu, formado desde el Holoceno hasta el Pleistoceno medio.
- 2) Complejo volcánico Hohi del Pleistoceno inferior

El complejo volcánico Kujyu se caracteriza por presentar lavas viscosas, rocas voluminosas y un volcán en medio de la región.

El complejo volcánico Hohi, muestra volcanismo Pleistoceno inferior, muchos domos de lava (Figura 18) y domos constituidos de minerales que se cree formar el reservorio de vapor de Otake.

Existen centros volcánicos algunos de los cuales se encuentran activos y están relacionados con el área geotérmica de Kyushu. En algunas zonas se localizan centros de erupción a intervalos de 100 Km (15).

La serie geológica de la región Kujyu y Otake se muestran en la Figura 18. Las fallas en esta región se dirigen de este a oeste (15). La mayoría de las manifestaciones geotérmicas se relacionan con esas fallas y

también con fisuras y subfallas los cuales sirven de ductos por donde corre el fluido termal.

Existe una línea tectónica (Figura 18) llamada: Oitaku mamoto que divide a Kyushu en dos distritos:

- a) El distrito norte en donde se encuentra una gran depresión formada por sedimentos del Paleozoico y Mezozoico.
- b) El distrito sur, que consiste en cristales paleozoicos, sedimentos Mezozoicos y fallas de estructura complicada. Se localizan en esta región formaciones constituidas por piroclásticos, riolitas, dacitas, y andecitas.

COMPARACION DEL AREA GEOTERMICA OTAKE Y OTRAS MANIFESTACIONES TERMALES.

Existe similitud desde el punto de vista geológico, tectónico y geotérmico entre Otake y otras áreas termales como: Wairakei (Nueva Zelandia), Salton Sea (U.S.A.), - Cerro Prieto (México), Zunil (Guatemala), Ahuachapán -- (El Salvador) y otras.

Haciendo una comparación entre secciones geológicas de Otake y Wairakei se nota una similitud admirable. Wairakei está en una fosa cuaternaria, en una zona de depresión formada por capas piroclásticas asociada a zona de volcanes activos. El tamaño de la zona de depresión de Wairakei es equivalente al de la zona Aso-Beppu (21).

Ejemplos similares se encuentran en la banda volcánica cenozoica que circunda el Pacífico tal como: la zona de depresión en El Salvador y Nicaragua, depresión Guatemala- Quezaltenango (22), área geotérmica Salton Sea y México (13), etc.

12. SISTEMA DE AGUA CALIENTE.

Se caracterizan por la presencia de agua líquida. Algo de vapor puede estar presente como burbujas discretas en la zona poco profunda y de baja presión. Las características generales de este campo son:

- 1) Chorros de agua, donde el nivel de agua está cerca de la superficie de la tierra. La mayor parte de la descarga del sistema es visible como chorros calientes.
- 2) Chorros que presentan alta temperatura y alto contenido en SiO₂, Cl, B, Na, Li, Rb, Cs y As.
- 3) La temperatura promedio del sistema Wairakei, es cerca de los 260°C. La temperatura de algunos -- otros sistemas con moderada baja salinidad (< 500 ppm) es más alta que los 300°C.
- 4) El Sistema Salton Sea tiene una temperatura de -- 360°C y Cerro Prieto de baja California tiene una temperatura de 388°C, tales temperaturas están cerca o sobre la temperatura crítica del agua pura -- (373°C), y pueden ocurrir en agua salada porque -- las propiedades físicas difieren del agua pura (20).
- 5) SiO₂ es el componente más importante de sistemas de agua caliente. Cuarzo y Calcedonita son generalmente dominantes a temperaturas sobre 140°C; capas rocosas, zeolitas, minerales y calcitas son igualmente importantes (20).
- 6) Sistemas de alta temperatura con temperatura máxima sobre 180°C tienden a decrecer la permeabilidad en la parte superior con el tiempo debido a que sellan por sí mismos. Perfecto sellado puede ocurrir raras veces, ya que escapes tienen lugar a través de cualquier canal permeable disponible. Nuevos canales -- pueden formarse y viejos canales pueden reabrirse -- debido a fuerzas tectónicas o por gradientes de presión vertical.
- 7) Pozos de reservorio permeables generalmente producen 70% a 90% de flujo másico de H₂O. La proporción de vapor que se forma cuando la presión se reduce está relacionada a la temperatura del fluido inicialmente y a la presión de separación final.
- 8) Pozos de baja permeabilidad sin embargo pueden producir agua y vapor, los cuales pueden entonces cambiar de sistema de vapor húmedo a sistemas de vapor seco.
- 9) En muchos campos de agua caliente, el único fluido que produce el pozo es agua líquida. El flujo del pozo permanece líquido hasta que la presión decrece.

ce lo suficiente para que burbujas de vapor se formen.

- 10) El cloro es el constituyente crítico para distinguir sistemas de agua caliente de sistemas de vapor dominante. Muchos metales clorados son altamente solubles en agua líquida y el cloro de muchas rocas es fácilmente filtrado por agua a temperatura alta. Los metales clorados comunes, sin embargo, tienen volatilidad despreciable a temperaturas tan altas como 400°C y no son apreciablemente solubles en vapor a baja presión. Por lo tanto si $Cl > 50$ ppm indica sistema de agua caliente (20).

13. CONCLUSIONES.

Es probable que depresiones tales como: fosas, fallas y zonas agrietadas están asociadas con actividad volcánica. Muchas áreas geotérmicas del mundo se encuentran dentro de tales depresiones especialmente en la banda cenozoica que circunda el Pacífico (Figura 1).

Las similitudes encontradas entre estas áreas geotérmicas se pueden resumir de la siguiente manera:

- 1) Las áreas geotérmicas se encuentran localizadas en depresiones (fosas, fallas y zonas agrietadas), las cuales se formaron a principios de la Era Cuaternaria y están asociadas con zonas volcánicas frecuentemente acompañadas por domos y calderas.
- 2) Las depresiones están constituidas por formaciones cuaternarias, sedimentos terciarios, formaciones permeables y lavas impermeables (las dos últimas constituyen acuíferos).
- 3) En los campos geotérmicos son comunes las fallas paralelas vecinas a las zonas de depresión. Algunas de ellas son fallas cuaternarias por donde corre el fluido termal desde la profundidad.

También son importantes las intersecciones de varias fallas: Ejemplo: San Vicente en El Salvador.

- 4) Son de interés las intrusiones volcánicas ácidas y las depresiones caldera ya que afectan la estructura geológica volviéndola más complicada a fin de que las fallas y fisuras sirvan de conductos para el fluido termal.

14. MANIFESTACIÓN GEOTÉRMICA EN EL SALVADOR.

ELEMENTOS GEOLOGICOS.

El Salvador es un país joven en donde se encuentran los siguientes elementos que constituyen primordialmente la geología:

a) Formaciones Sedimentarias.

Las formaciones sedimentarias están constituidas - por rocas sedimentarias marinas, (rocas calizas y calcáreas) las cuales se encuentran en el extremo NW de la República, cerca de Metapán, cubriendo un área de aproximadamente 200 Km² .

b) Formaciones Volcánicas.

La mayor parte de El Salvador está cubierta por rocas de origen volcánico es decir: andesitas, riolitas y basalto. De este tipo de rocas están formadas las siguientes regiones: Sierra de Tacuba, Cordillera del Bálsamo, Cordillera de Jucuarán, Zona entre San Miguel y San Isidro y zona al norte de - Santa Ana.

c) Formaciones Intrusivas.

Rocas intrusivas de carácter granítico-diorítico - se conocen cerca de Metapán y Chalatenango y en en pocos lugares de la Montaña Norteña.

ELEMENTOS ESTRATIGRAFICOS.

A continuación se presenta una secuencia estratigráfica bastante general para El Salvador, la cual proporciona un conocimiento global al respecto.

- 1) Aluvión. Esta unidad estratigráfica es de edad reciente y está constituida por grava, arena y arcilla. Depósitos de este material se encuentran en ríos, depresiones locales, en la planicie costera hacia el SW y SE de la República.
- 2) Estratos de San Salvador. Aquí se encuentran productos efusivos de volcanes, corrientes de lava, - tobas fundidas, pómez y cenizas volcánicas. La edad

de esta unidad se calcula que data desde el Holoceneo hasta el Pleistoceno.

- 3) Estratos de Guazapa. Se formó esta unidad durante el pleistoceno inferior hasta el Plioceno superior. Está formada por productos efusivos de volcanes de la cadena volcánica vieja que atraviesa la parte - norte de El Salvador.
- 4) Estratos de Bálsamo. Se formó durante el Plioceno y está formado por tobas volcánicas endurecidas y corrientes de lava cubiertas en la parte superior por basalto y en la parte inferior por andesitas. - Este estrato se encuentra hacia el oeste de El Salvador.
- 5) Estratos de Chalatenango. Consta de rocas volcánicas ácidas de carácter riolítico-dacítico y tobas - muy endurecidas de color claro. El estrato se formó durante el Mioceno superior.
- 6) Estratos de Metapán. Existen tres capas formadas - en diferente época:

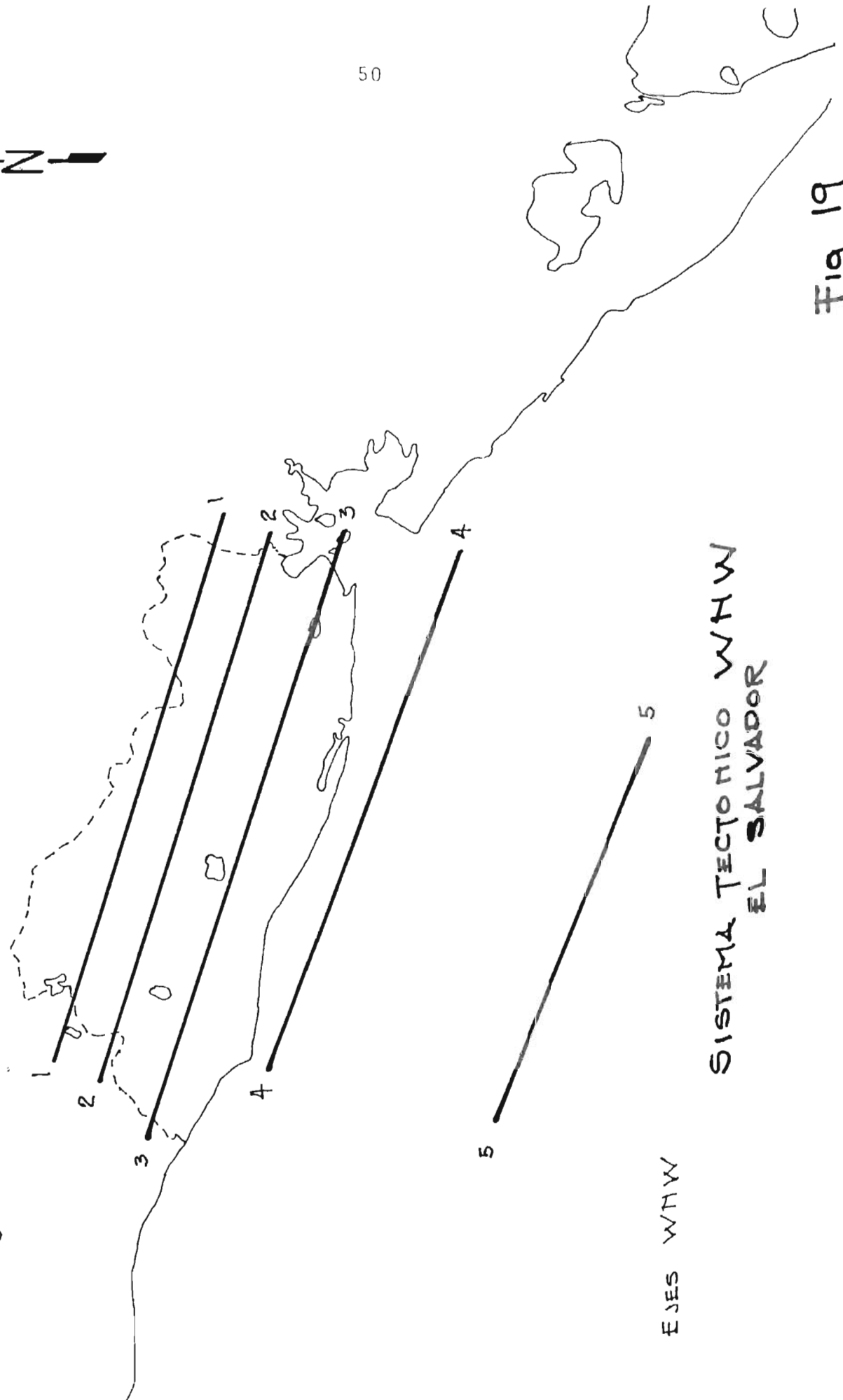
Durante el Mioceno inferior se formó un estrato constituido por arenisca fina de color rojo violeta, cuarzo y piedra caliza roja. El espesor es de 400 mts. En el Albiano se formó una capa de toba volcánica de carácter - andesítico cuyo espesor está en el rango de 0 a 10 mts. y una serie de piedra caliza color gris claro y caliza oscura que tiene un espesor aproximadamente de 100 mts. Durante el Cretácico inferior se formó un estrato de -- arenisca roja con arcilla y conglomerados de cuarzo. -- Cuenta con un espesor de 350 mts.

ELEMENTOS TECTONICOS.

Existen en El Salvador tres sistemas tectónicos principales:

- i) El sistema tectónico WNW (que es el más prominente), caracterizado por dislocaciones tectónicas -- verticales y volcanismo en gran escala, el cual está parcialmente activo y muestra actividad sísmica.

Se reconocen 5 ejes principales en este sistema -- (Figura 19):



SISTEMA TECTONICO WHW
EL SALVADOR

EJES WHW

Fig 19

- Eje 1: Dislocaciones tectónicas verticales considerables, aparentemente sin volcanismo y actualmente sin actividad sísmica.
- Eje 2: Dislocaciones tectónicas verticales de menor importancia, que contribuyeron a la formación de una fosa tectónica. Volcanismo apagado y actividad sísmica apagada.
- Eje 3: Dislocaciones tectónicas verticales que atraviesan la República, formando una fosa tectónica. Presenta volcanismo activo y actividad sísmica a poca profundidad.
- Eje 4: Zona de actividad sísmica muy pronunciada, con sus hipocentros a gran profundidad (aproximadamente 100 Km).
- Eje 5: Presenta dislocaciones tectónicas verticales con volcanismo en "Statu Nascenti" con actividad sísmica de poca profundidad.

La actividad del eje 4 y del eje 5 es intensa actualmente; mientras que la actividad del eje 3 ha disminuido (4).

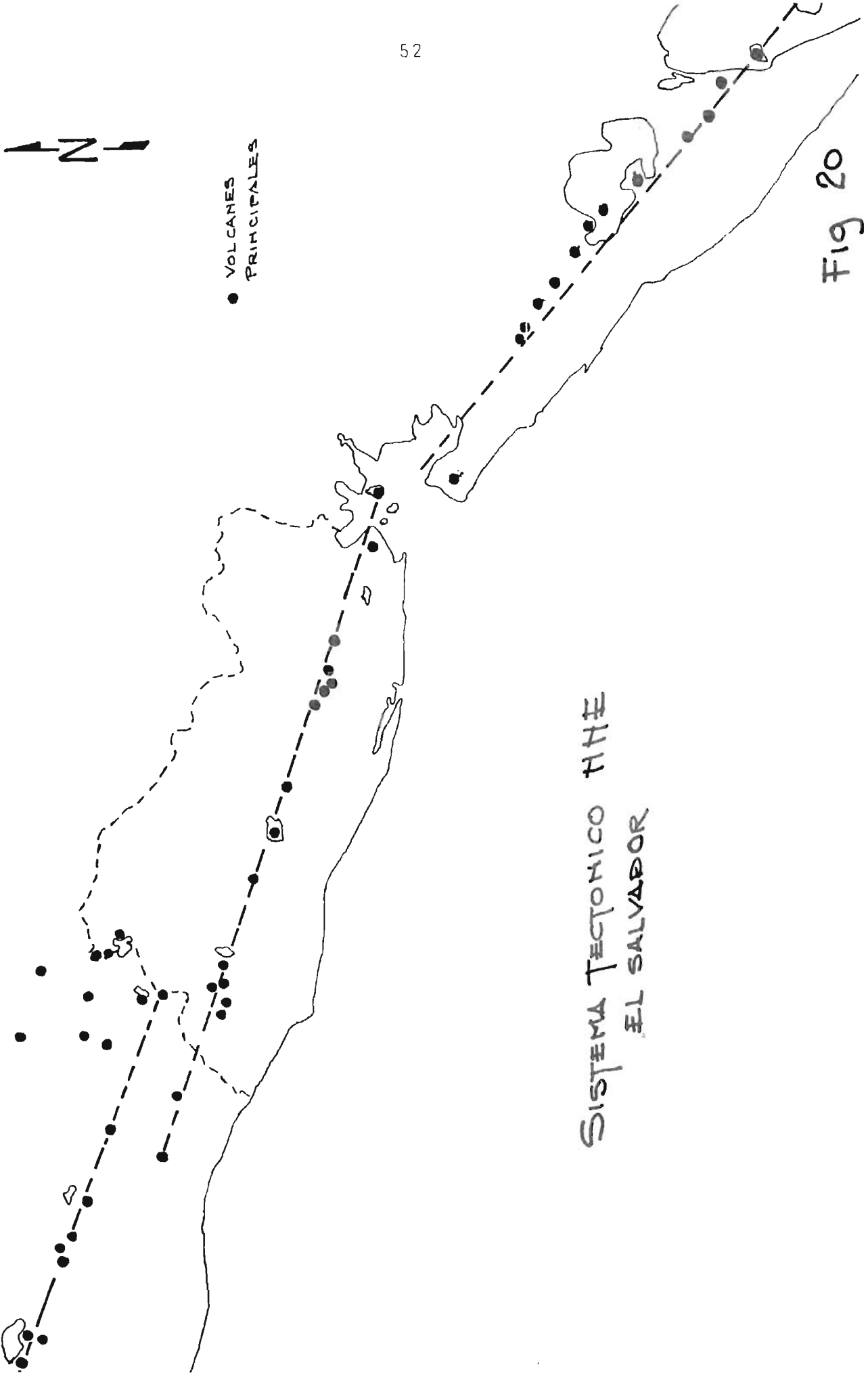
- ii) El sistema tectónico NNE (Figura 20), presenta dislocaciones horizontales considerables. La actividad volcánica del sistema NNE se inició después del apogeo del eje 4 del sistema descrito anteriormente y hoy en día cuenta con actividad volcánica y sísmica reducida.
- iii) Sistema NNW. Este sistema se caracteriza por erupciones volcánicas muy jóvenes (figura 21) y por una actividad sísmica que cuenta con hipocentros que se encuentran a poca profundidad (figura 22). Ejemplo: Los temblores cerca de Soyapango se calculan con una profundidad de aproximadamente 1-2 Km (4).

15. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE AHUACHAPÁN.

Existe un interés geológico especial por la parte norte del Departamento de Ahuachapán, ya que ella presenta manifestaciones geotermales de importancia.



● VOLCANES
PRINCIPALES



SISTEMA TECTONICO NHE
EL SALVADOR

Fig 20

ACTIVIDAD VOLCANICA NNW

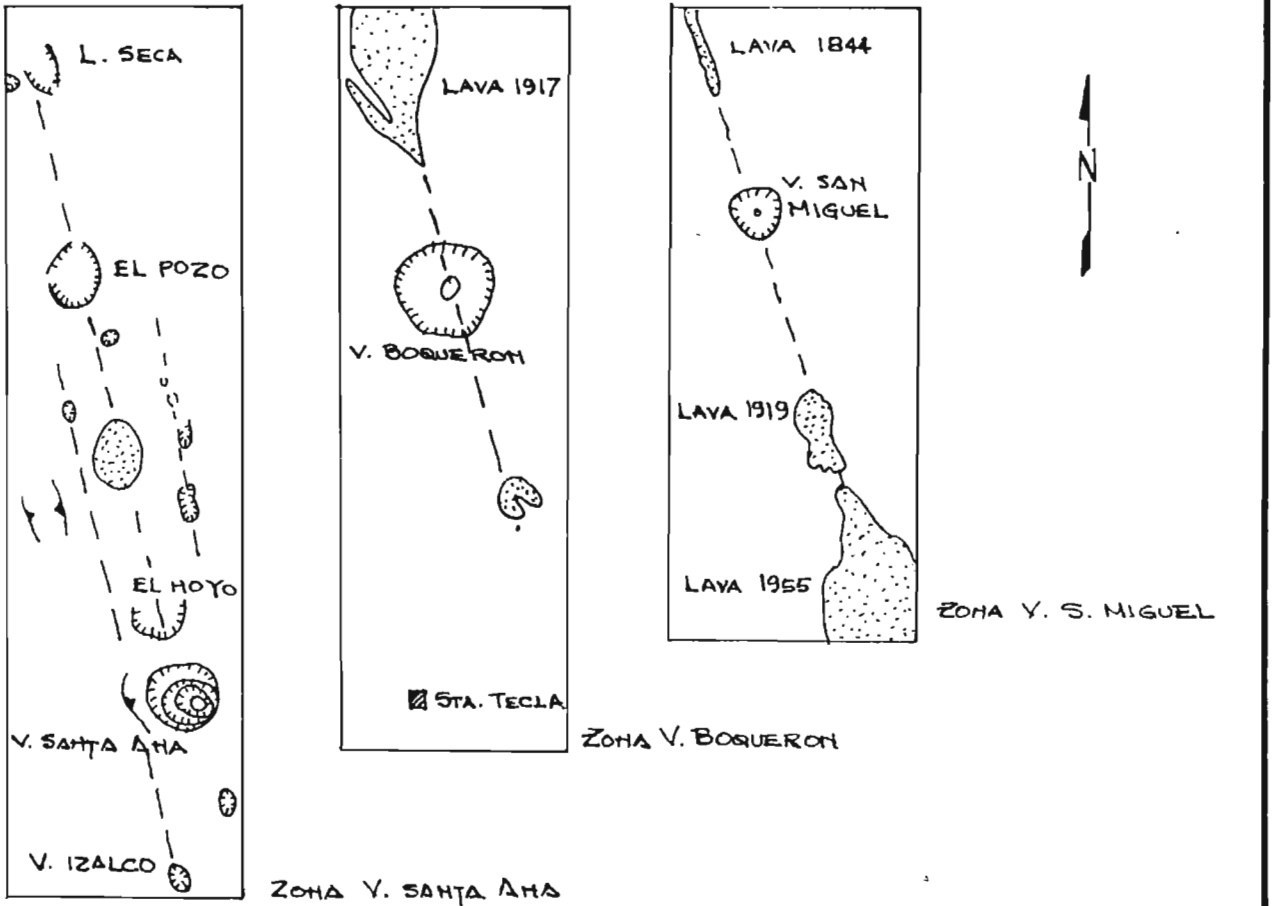


Fig 21

ACTIVIDAD SISMICA N.H.W

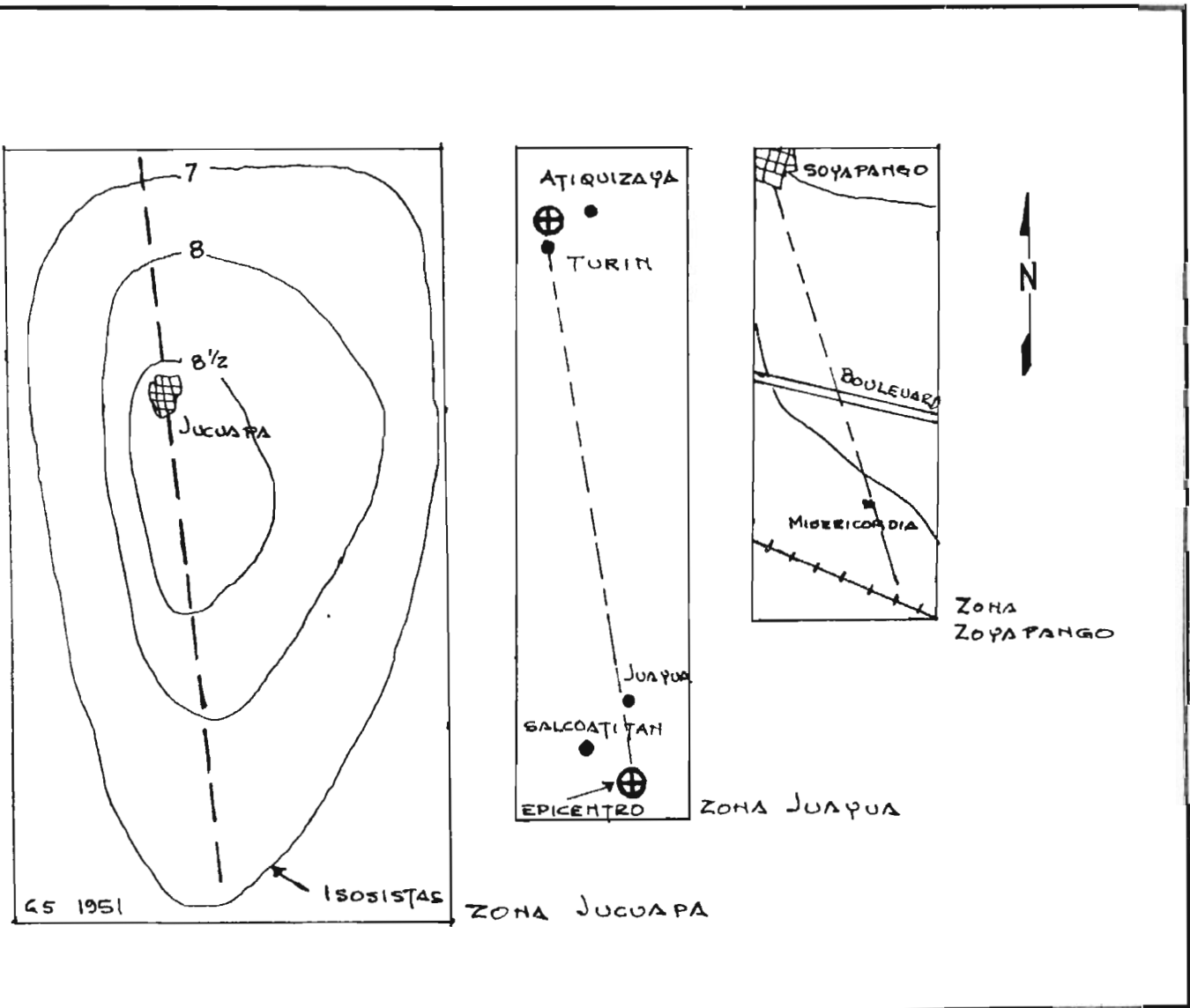


Fig 22

MORFOLOGIA.

La región de Ahuachapán se puede dividir en las siguientes unidades:

- a) Colinas en el Sur, comprende: La Laguna del Llano, Sur de Tacuba y Río de La Paz. Esta región es poco accesible y tiene una altura promedio de 1070 mts. La erosión es muy pronunciada y de carácter viejo.
- b) Macizos Volcánicos. Se extienden desde Apaneca hasta Turin Chalchuapa, tienen una altura promedio de 1700 mts. La erosión es muy pronunciada pero de carácter joven.
- c) Planicie Central. Empieza cerca de Tacuba y se extiende hacia el Norte hasta el Río San Lorenzo y desde el Valle del Río Paz en el Oeste hacia el Oriente en dirección a Santa Ana. Las elevaciones de esta planicie oscilan entre: 750 mts. (Tacuba), 730 mts. (Ahuachapán), 620 mts. (Atiquizaya) y 570 mts. (Las Chinamas).
- d) Colinas del Norte. Se encuentran en Guatemala y se extienden al norte del río Chalchuapa en dirección WNW. No se posee información detallada al respecto (5).

ESTRATIGRAFIA.

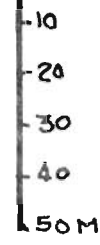
En la figura 23 se puede observar la secuencia estratigráfica correspondiente al perfil normal que se puede esperar en una perforación profunda en la región de Ahuachapán. La parte superior de este perfil no existe en las colinas en el Norte y en el Sur (17).

A continuación se describen las diferentes series mencionadas en este perfil, comenzando con las series más viejas.

AGLOMERADOS ANTIGUOS.

Esta serie está constituida por andesitas ricas en feldespatos con un cemento gris de toba arenosa formando rocas, las cuales afloran en la región al sur de Tacuba y en el valle del Río Paz. Se considera que esta capa tiene un espesor mínimo de 100-150 mts.

S 56



- TOBA DE COLOR CAFE SUPERIOR CON SUELOS
- CONGLOMERADOS
- — — CAPAS DE POMEZ
- — — GLOBULOS DE CENIZA
- — — POMEZ CON TOBA ROJIZA

N

BOMBAS VOLCANICAS

- TOBAS FUNDIDAS JOVENES
- TOBA DE COLOR CAFE INFERIOR CON SUELOS
- CAPAS DE POMEZ
- POMEZ CON TOBA ROJIZA

- AGLOMERADOS JOVENES DE COLOR GRIS

- CAPA DE AGLOMERADOS FINOS Y DUROS

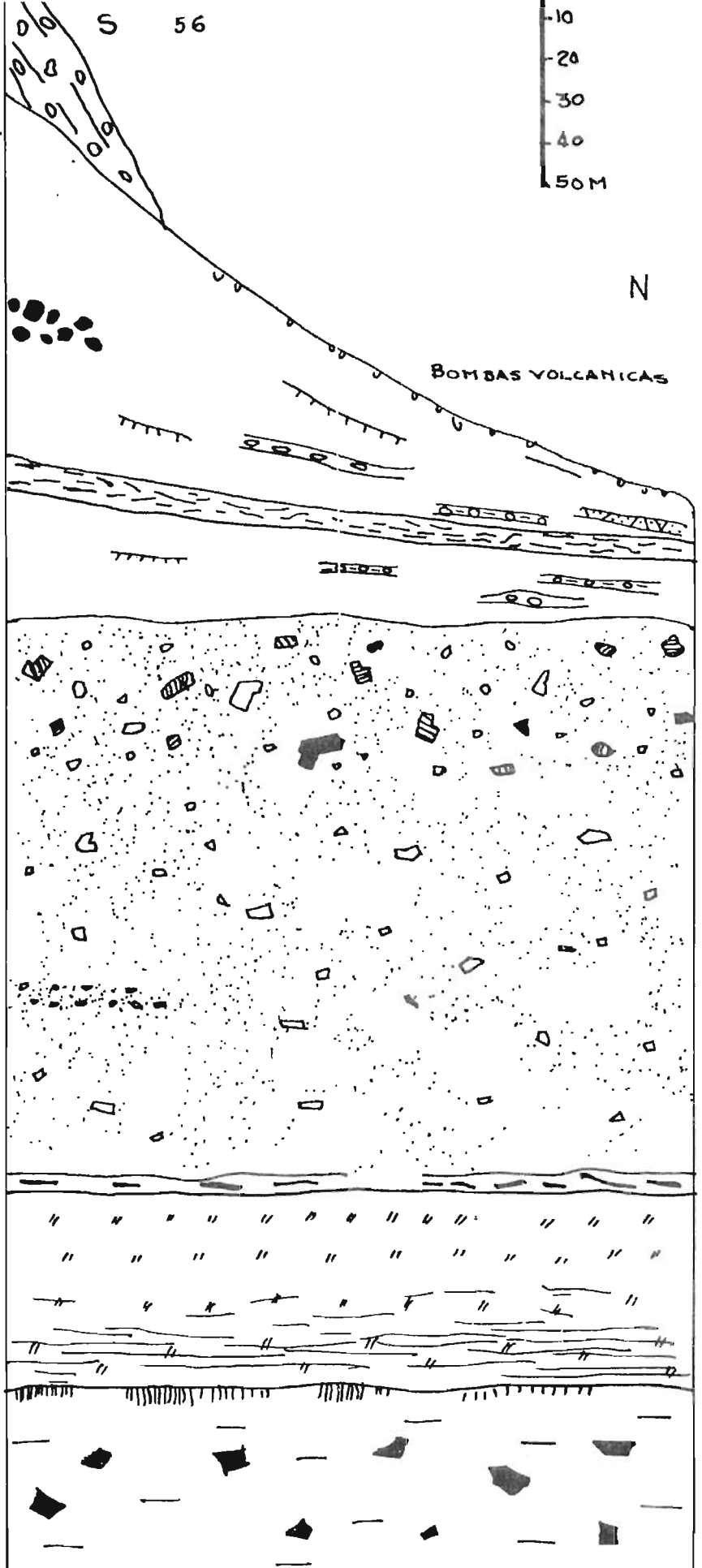
- TOBAS FUNDIDAS ANTIGUAS

- ANDESITA MACIZO

- ANDESITA LAMINAR

- HORIZONTE ROJO

- AGLOMERADOS ANTIGUOS



PERFIL ESTRATIGRAFICO REGION

Horizonte Rojo.

Este horizonte presenta una coloración que va desde rosado hasta rojo ladrillo y está formado por: andesitas oscuras, pedazos de lava y feldespatos. Este horizonte se conoce en el valle Río Paz, la Pandeadura y al SW de Tacuba. Se caracteriza por poseer un espesor considerable, 5-10 mts.

Andesita Laminar.

Está formada por andesita dura de color violeta azul con 30% de feldespatos claros. El espesor es de 50 mts. Este horizonte se caracteriza por presentar textura laminar y se localiza en el valle Río Paz y cerca de La Pandeadura.

Andesita Maciza.

Este horizonte está formado por una roca maciza no laminar de color violeta azul con mayor porcentaje de cristales de feldespatos (y de mayor tamaño lo cual constituye la característica principal del horizonte), Se supone que tiene un espesor de 10 mts.

Tobas Fundidas Antiguas.

Está constituido por rocas duras de color rosado-violeta y se caracteriza por la presencia de "Plastas" negras que contienen pequeños pedazos de cuarzo. Se encuentra cerca de El Tigre en el Valle del Río Paz. Se desconoce su espesor.

AGLOMERADOS JOVENES DE COLOR GRIS.

Este horizonte presenta rocas de diferentes características. Es blando y se deshace fácilmente. La masa está formada por una toba de color gris con andesitas de color obscuro. Se caracteriza por presentar piedras - pachas de pómez y toba de color azul gris. Se encuentra este horizonte desde San Lorenzo hasta Tacuba, colinas del Sur, colinas del Norte y Atiquizaya. En la parte superior de esta serie se encuentran pedacitos de vidrio volcánico.

Toba de Color Café Inferior.

El color de este horizonte es casi siempre café, pero hay variaciones de gris a blanco. De acuerdo a su - textura y composición el horizonte se divide en:

- 1) Horizonte en el cual se reconocen capas de raíces con espesor de unos 10 cms. (17).
- 2) Horizonte en el cual existe menos del 10% de andesitas y pómez, el cual a veces se encuentra en forma de pequeñas capas (17).
- 3) Horizonte de toba de color café hasta rosado con granos redondos de pómez y manchas de toba rosada. Su espesor varía de Sur hacia Norte desde 50 mts. hasta 10 mts.

Tobas Fundidas Jovenes.

Esta toba es fina, presenta dos colores; en la parte inferior es azul y en la parte superior es rojiza. Cuenta con placas hasta de 7 cms de largo de color azul obscuro o rojizo y pedacitos de andesita. Se localizan -- cerca de las Chinamas y Volcán Salitre.

Las tobas fundidas jovenes se distinguen de las tobas fundidas antiguas porque son menos duras.

Toba de Color Café Superior.

Dentro de esta toba se pueden diferenciar varios horizontes; los cuales presentan las siguientes características:

- 1) Sobre las tobas fundidas jovenes se encuentra una toba fina de color gris-claro, la cual tiene partículas de pómez y un espesor de 1-2 mts.
- 2) Horizonte de cenizas de color gris constituidas por glóbulos muy finos y con un espesor de 1 mt .
- 3) Horizonte de pómez grueso; se encuentra encima de la capa anterior.
- 4) Horizonte de toba fina y blanda de color rojizo con partículas de pómez.

- 5) Impactos volcánicos con diámetro entre 1 a 6 cm. y profundidad de aproximadamente 10 cm ; tienen forma de un paraboloide de rotación. Las paredes -- (1 cm) consisten en material tobáceo endurecido. - Estos impactos se encuentran en la parte superior de la toba de color café y se localizan desde Tu - rín hasta las Chinamas y desde Ahuachapán hasta el Río San Lorenzo (17).
- 6) Capas de lava; las cuales tienen su origen en el - macizo volcánico al Este de Ataco (17).
- 7) Capas de Pómez.
Este pómez superior es de grano bastante grueso; - proviene del volcán Empalizada, cubre una distan - cia radial de unos 7 Kms y su espesor varía de ce - ro a treinta metros (17).
- 8) Capas de Grava.
Las más importantes se encuentran cerca de Salitre y del Río Paz. No hay estudios detallados sobre -- ellas (17).

FORMACIONES GEOLOGICAS DE AHUACHAPAN.

De acuerdo a la geoestratigrafía del área termal de ex plotación de Ahuachapán, la estratigrafía se divide en cuatro tipos de formaciones geológicas (Figura 23 a).

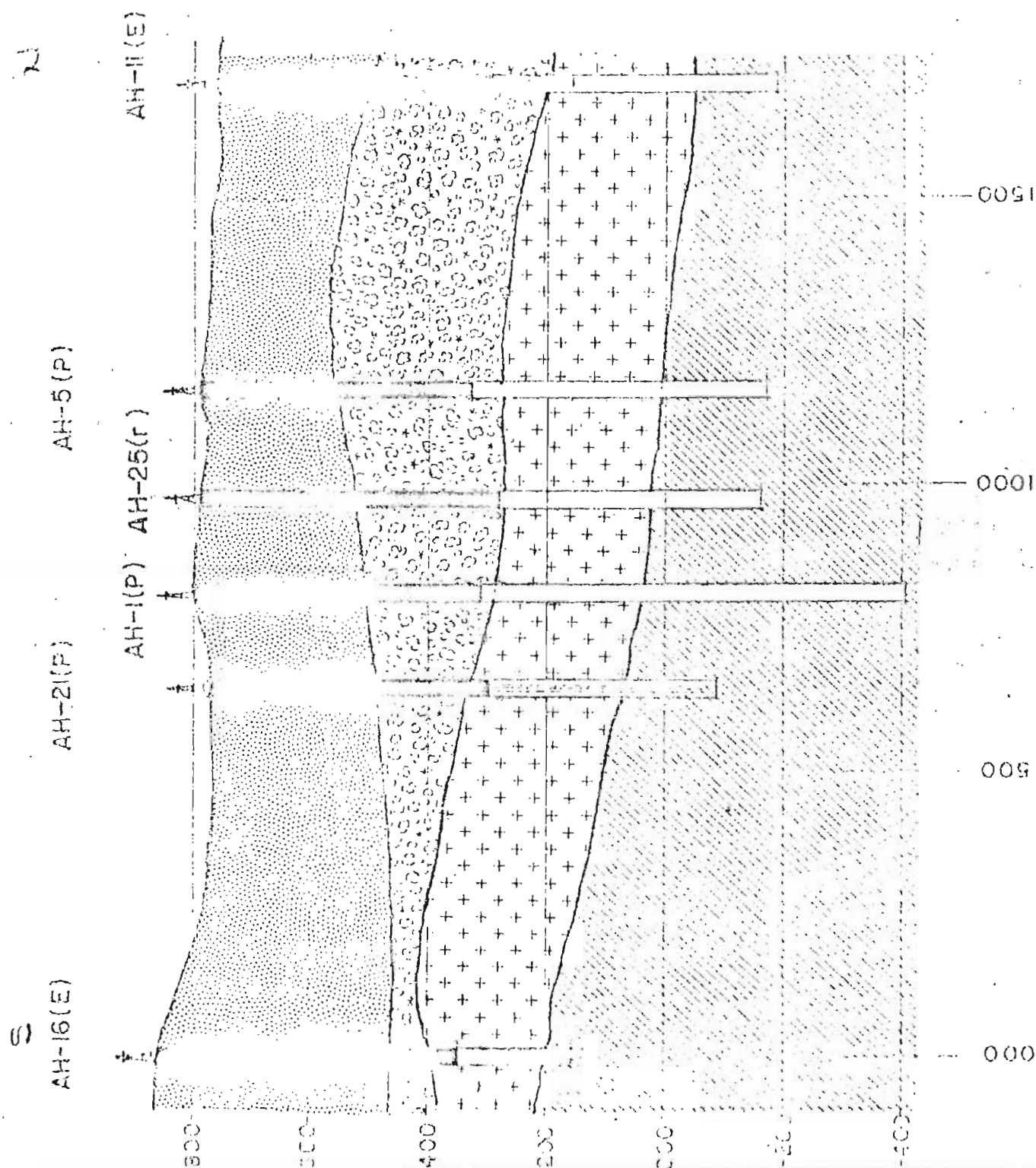
- A) Formación Superficial, tobásica- lávica.
- B) Formación Intermedia, aglomerados juvenes.
- C) Formación Reservorio-andesita
- D) Formación Profunda aglomerados antiguos

En base a la cronoestatigrafía se divide en: Era Cua - ternaria o Pleistocénica (A,B,C), Era Terciaria o Plio - cenia (D).

FORMACION SUPERFICIAL, TOBASICA-LAVICA.

Este primer estrato es el que ocupa la mayor extensión, está compuesto por diferentes tipos de rocas, las cua - les fueron originadas por expulsiones ocasionadas en -

SECCION TRANSVERSAL



LEYENDA

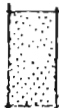

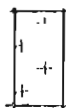



-  Formación Tobaceo-Lavica
-  Aglomerados juvenes
-  Formación Andesítica
-  Aglomerados antiguos y Lavas
-  Tubería cementada
-  Sin tubería
- (P) Pozo Productor
- (r) Pozo Reserva

FIG. 23-a

erupciones volcánicas explosivas que al caer en lugares donde se está llevando a cabo un proceso de sedimentación normal éstas logran compactarse dando origen a rocas sedimentarias tobásicas o litificadas. Otro tipo de roca encontrada en esta misma formación, es lava vitrea, conocida comunmente por pómez, que no es más que una lava que poseyó una velocidad de cristalización nula, ocasionada por una pérdida de temperatura muy rápida. Las demás características geológicas de esta formación la componen los bloques y lavas andesíticas basálticas; esta formación presenta profundidades hasta de 500 mts. (Figura 23 a).

FORMACION INTERMEDIA-AGLOMERADOS JOVENES.

Las características geológicas, para esta formación son los aglomerados cohesivos, éstos resultan de la mezcla de materiales sedimentarios y plásticos, son producto de la acumulación de bombas expulsadas de los respiraderos de los volcanes, estos fragmentos pueden tener forma redonda, subredonda o retorcida y su textura -- tiende a ser vitrosa. A diferencia de las tobas que -- posee un grano fino; los aglomerados se caracterizan -- por tener rocas de grano grueso. Para esta formación el espesor alcanzado varía entre 200 y 400 mts. de profundidad. La característica más importante es su baja permeabilidad constituyendo el sello protector; otra -- característica de estos aglomerados es su porosidad.

FORMACION ANDESITICA.

La formación andesítica está constituida por rocas o -- lavas de origen volcánico. Las andesitas son rocas -- intermedias, entre las riolitas (rocas ácidas) y los -- basaltos (rocas básicas). Se encuentran en forma alterada, sana o parcialmente alterada. Una característi-- ca notable en esta formación es el aumento progresivo de su permeabilidad sobre todo en las rocas sanas que son muy poco porosas; el aumento de la permeabilidad -- implica un aumento en la porosidad y la composición -- granulométrica; además las andesitas se caracterizan -- por encontrarse fracturadas. La profundidad a la que -- se encuentran estas rocas oscila entre 450-800 mts. -- Constituyen el reservorio.

FORMACION PROFUNDA.

Este estrato es el más antiguo; está formado por aglomerados densos poco fracturados e intercalados con lavas y lechos. La profundidad a que se puede encontrar oscila entre 800 a 1500 mts. Presenta alta permeabilidad por lo que en algunos casos constituyen zonas productoras.

16. FUENTES TERMALES DE EL SALVADOR.

El Salvador es un país volcánico joven (5) en el cual se ha confirmado la existencia de 40 sitios en donde existe actividad geotérmica (Figura 24, 25 y 26). -- Entre las manifestaciones geotermiales más importantes se encuentran las siguientes: (Ver Tabla 4).

Por su aspecto general, las manifestaciones geotérmicas se dividen en tres clases:

CLASE I:

Fuentes termales, las cuales presentan salidas de agua caliente a lo largo de grietas superficiales y considerable formación de incrustaciones. Se encuentran a lo largo de líneas tectónicas , Ejemplo: Playón de Sallitre.

CLASE II:

Escapes de vapor. Se observan salidas de vapor húmedo y algunas veces salidas de vapor seco por bocas individuales. Se encuentran en las faldas superiores de volcanes y presentan pocas incrustaciones, Ejemplo: Cuyanausol, Cerro Blanco, Playón de Ahuachapán.

CLASE III:

Lodo hirviente. Rocas y suelos completamente descompuestos a lodo de color gris-negro; presenta formación de "embudos de derrumbe" y "Volcanes de lodo". Se encuentran al pie de los volcanes. Ejemplo: Agua Shuca, El Sauce.

Con respecto a la situación geológico-tectónica las -

T A B L A 4

MANIFESTACIONES GEOTERMICAS DE EL SALVADOR

Nº	N o m b r e	S i t u a c i ó n	Elevación + m	Temperat. °C
1	Cerro Blanco	Falda N Volcán Laguna Verde	1180	93°
2	San Carlos	Laguna Verde	1030	97°
3	El Sanco	Laguna Verde	1010	97°
4	Agua Shuca	Pie N Cumbre de Apaneca	850	98°
5	Playón de Ahua chapán	Pie N Cumbre de Apaneca	750	99°
6	La Labor	Planicie de Turín	680	99°
7	Playón Salitre	Planicie de Turín	540	70°
8	Cuyanausol I	Falda N Cerro Cuyanausol	1440	112°
9	Cuyanausol II	Falda N Cerro Cuyanausol	1280	125°
10	La Termopilas	Cuyanausol	1210	97°
11	Amaya	Cuyanausol	1120	97°
12	Coatepeque I y II	Lago de Coatepeque	740	69°
13	Infiernillos	Falda N Volcán San Vi - cente	820	99°
14	Tronador	Falda N Volcán Tecapa	670	107°
15	L. de Alegría	Cráter Volcán Tecapa	1250	94°
16	La Viejona I y III	Falda N Volcán Volcan- cito	720	99°
17	Boquerón	Falda N Volcán Volcan- cito	720	99°
18	Infiernillos	Falda N Volcán Chinameca	700	99°
19	Playita	Falda E Volcán Conchagua	2	99°
20	L. Agua Caliente	N Colinas de Jucuarán	90	98°
21	Hervederos	F Sta. Rosa de Lima	100	97°
22	Hervederos	N Carolina	200	98°
23	Obrajuelos I y III	S Agua Caliente	310	82°

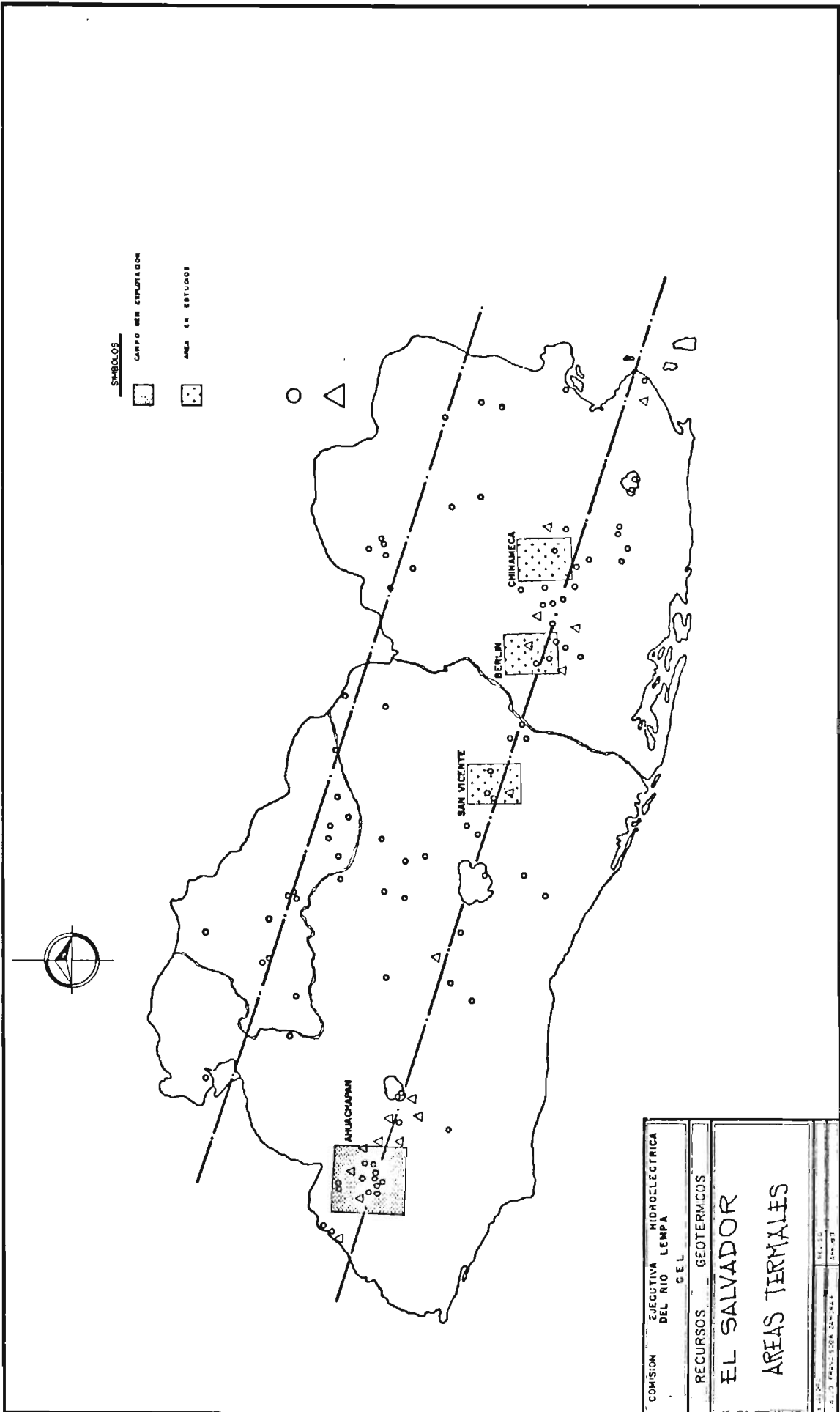


Fig 25

manifestaciones geotermales se clasifican en:

GRUPO I: Actividad geotermal en los cráteres, Ejemplo: volcán de Santa Ana, Volcán Boquerón, Volcán San Miguel.

GRUPO II: Actividad geotermal limitada a volcanes, Ejemplo: Cuyanausol, Agua Shuca, El tronador.

GRUPO III: Actividad geotermal a lo largo de línea tectónica, Ejemplo: Hervaderos de Santa Rosa de Lima y Carolina.

Las manifestaciones geotermales en El Salvador, se encuentran formando dos ejes, los cuales corren en dirección WNW y tienen una distancia de aproximadamente 40 Km y están limitadas a dislocaciones tectónicas conectadas con el volcanismo joven o a fallas independientes del sistema volcánico (5).

17. MANIFESTACIONES GEOTÉRMICAS EN AHUACHAPÁN. (EL SALVADOR)

La región de Ahuachapán en El Salvador, presenta mejores indicios que cualquier otra zona para el aprovechamiento del vapor y del agua caliente (las cuales están localizadas a profundidades no muy grandes) para la producción económica de energía geotérmica.

Hacia el Sur de Ahuachapán existen cumbres volcánicas -- que alcanzan alturas de 1500-2000 mts.; la parte central de esta zona cuenta con llanuras, las cuales tienen una altura de 800 a 400 mts. hacia el Norte existen cumbres volcánicas y al Este y Oeste zonas montañosas.

Geológicamente la región de Ahuachapán se encuentra dentro de "La Fosa Central" que atraviesa toda la República en dirección WNW (19). Las cumbres volcánicas en la parte Sur de la región pertenecen al volcanismo joven pleistocénico-holocénico. Las montañas volcánicas al Norte de la llanura representa el bloque norte de la fosa, que en esta región tiene un ancho aproximado de 25 Km.

Sobre todo la parte sur de la región cuenta con varias manifestaciones geotermales naturales, que generalmente son conocidas con el nombre de "ausol". En la siguiente tabla se encuentran los nombres de los principales ausoles de Ahuachapán (Figura 27).

CAMPOS GEOTERMALES EN REGION DE AHUACHAPAN

1 PLAYON DE AHUACHAPAN

6 CUYANAUSOL

2 AGUA SHUCA

7 TERMOPILAS

3 EL SAUCE Y SAN JOSE

8 AMAYA

4 SAN CARLOS

9 LA LABOR

5 CERRO BLANCO

10 PLAYON DE SALITRE

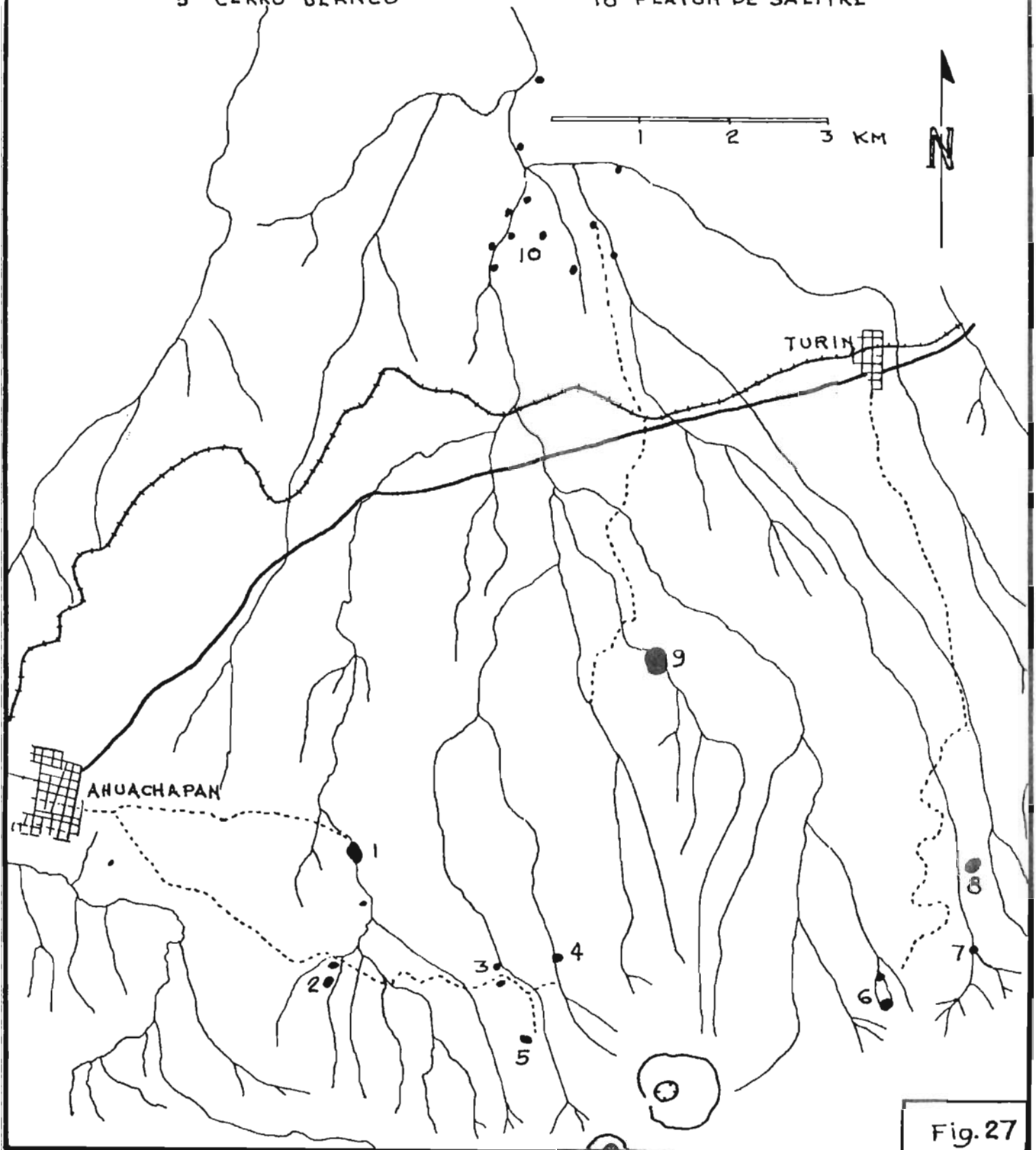


Fig. 27

<u>Nombre del Ausol</u>	<u>Lócalización</u>
Playón de Ahuachapán	Cantón Santa Rosa Acacalco
Agua Shuca	Cantón El Barro
El Sauce	Cantón Suntecumat
San José	Cantón Suntecumat
San Carlos	Cantón Suntecumat
Cerro Blanco	Cantón Suntecumat y Finca Los Canarias.
Cuyanausol	Volcán Cuyanausol
Termopilas	Finca Termopilas
Amaya	Finca Termopilas
La Labor	Hacienda La Labor
Playón de Salitre	Hacienda La Labor

La actividad termal en Ahuachapán se encuentra dentro de un área de 25 Km². Se observan numerosos chorros de agua caliente y salidas de vapor que se elevan desde 700 mts. hasta 1,300 mts. El área se caracteriza por su alta temperatura y la presencia de tres horizontes hidrológicos . (1)

El tercer horizonte hidrológico es una sección de lava que se extiende desde una profundidad de 300 mts. hasta una profundidad no conocida.

Toda la producción de los pozos es parte del reservorio local de Ahuachapán. Bajo condiciones estáticas -- los niveles de agua de los pozos productivos localizados a 600 mts, indican que el reservorio local está -- confinado en un segundo horizonte hidrológico el cual funciona como capa rocosa (1).

Existen dos centros de actividad termal que contienen -- agua con cloruro de sodio ricas en boro (Playón de Ahuachapán y Playón de Salitre); ambos son pobres en amonio y gases comparados con otras áreas termales.

Agua Shuca.

En este ausol se encuentran volcanes de lodo con temperatura de 89°C, emanaciones de gas con temperatura de 95°C y fumarolas caudalosas de vapor de agua que contienen H₂S y presentan alta temperatura (14).

Playón de Ahuachapán.

El Playón está constituido por numerosas emanaciones --

de vapor y aguas sulfurosas. Todo el terreno está cubierto por incrustaciones sulfurosas y otras multicolores. Hacia el Sur existe un depósito de caolina. Las temperaturas máximas encontradas son las siguientes: En fuentes de vapor 97°C, en aguas claras hirvientes 99°C y en lodo hirviendo 98°C (14).

Esta zona se caracteriza porque sus aguas poseen una salinidad mayor que la de otras aguas de la misma región (aunque algunas veces es menor que la del Campo Salitre). El contenido de gases y la composición del mismo es parecida a la de otros fluidos geotérmicos encontrados en diferentes partes del mundo. La razón boro: cloro es alta pero la característica más sobresaliente es el alto contenido de sodio (19).

Análisis de los gases no condensables (19).

CO ₂	29%
H ₂ S	0.9 %
Gases no Reactivos	70 %

El contenido de CO₂ en esta área es menor que en El Sauce.

La entalpía y el contenido de gases del Playón de Ahuachapán es bastante alta, y constituye la diferencia principal entre esta zona geotérmica y el campo Salitre.

Las condiciones más favorables para la producción termal se observan allado de la montaña (en esta zona el agua está en su punto de ebullición (19). Tanto el área Salitre como Ahuachapán son alimentados por un reservorio profundo.

El Sauce y San José.

El Sauce se encuentra en un área de aproximadamente 5000 m²; el agua hirviente subterránea de este lugar dá origen a exhalaciones de gases. Existen tres hoyos de lodo hirviente cuya temperatura es de 86°C (14). De un hoyo sale vapor de agua con temperatura de 97°C; por todos los lados hay muchos depósitos de azufre. Los ausoles de San José se extienden en una zona de

uno a 20 mts. de ancho por 100 mts. de largo y son principalmente respiraderos de vapor de agua cuya temperatura oscila entre 95°C y 96°C.

Un análisis de los gases emanados en El Sauce indica - que es muy rico en dióxido de carbono. El agua de los pozos donde el gas burbujea es bastante ácida (pH = 2). No se produce H₂SO₄ por oxidación del H₂S y no se han observado cantidades considerables de sulfuro.

El agua de los pozos es vapor condensado conteniendo - hierro ferroso y ácido bórico en menor cantidad que el Campo Salitre y Playón de Ahuachapán.

La composición de los gases es la siguiente (19):

CO ₂	88%
H ₂ S	0.25%
Gases no reactivos	12 %

Las manifestaciones geoquímicas de El Sauce difieren - de las del Playón de Ahuachapán por su alto contenido de CO₂ y amonio y su bajo contenido de ácido bórico -- (19).

San Carlos.

Comprende una serie de ausoles que se caracterizan por desprender hidrógeno sulfurado, gas sulfuroso y principalmente vapor de agua en gran cantidad; rocas que lo circundan presentan incrustaciones silíceas y cristales de azufre.

Además existen manantiales de aguas claras hirvientes, hoyos donde hierve lodo, exhalaciones vaporíferas con temperatura de 97°C cargados de H₂S y caracterizados por su fuerte olor. Existe un manantial de agua fresca que tiene 22°C y que alimenta un arroyo (14).

Cerro Blanco.

Está localizado en la finca Las Canarias entre los volcanes Laguna Verde y La Lagunita. En un paredón altamente inclinado y completamente solfatarizado de aspecto blanco entre 1120 y 1185 mts. de altura, presenta - exhalaciones débiles de gases cargados de H₂S; estos - gases salen por un sin número de escapes delgados que

tienen en su interior cristales de azufre y en donde la temperatura del gas es de 93°C como máximo (14). No existen ni fuentes termales ni lodo hirviente.

La Labor.

Este ausol es bastante grande, ocupa un área aproximada de 300 mts por 100 mts; tiene unas quince aberturas -- principales; varias de ellas proyectan vapores. Existen aberturas que producen lodo negro. El terreno es arcilloso. En este lugar nace vapor de agua que contiene poco H₂S; aquí tienen supremacía las fuentes de agua hirviente. Hacia el Noroeste de este ausol se encuentra El Cerro San Lorenzo, el cual es de formación volcánica relativamente joven.

El Playón de Salitre.

El terreno de este ausol está constituido por arcilla negra y presenta incrustaciones de carbonato de calcio. Existen varias lagunas, el agua de las cuales dá origen al Río de Agua Caliente cuya temperatura es de 54°C y contiene: CO₂, CaCO₃ y MgCl₂ (14). Existe además otro río llamado Salitrillo que también es de aguas termales.

El Playón de Salitre es un área de caudalosas fuentes termales, no hay indicios de actividad solfatárica ni fumarólica. En esta región, se encontró que el chorro de agua principal tiene una temperatura de 71°C (19). A continuación se reportan tres análisis en los que se nota una pérdida de bicarbonato y calcio probablemente debido a precipitación de CaCO₃.

	Reportado en 1966	Reportado por Seeger (1961)	N. Valiente (1959)
Ca ⁺²	2.3 mev	2.4 mev	0.6 mev
Mg ⁺²	0.74	0.31	0.8
Na ⁺	19.3	18.7	-
K ⁺	1.2	1.1	-
B(nM/Lt)	0.82	0.77	-
CO ⁻²	0.46	-	-

	Reportado en 1966	Reportado por Seeger (1961)	N Valiente (1959)
HCO ⁻¹	4.0 mev	7.6 mev	2.0 mev
SO ₄ ⁻²	0.65	0.83	0.72
Cl ⁻	15.0	16.2	16.0
pH	8.0	6.95	7.5

mev = Miliequivalentes por litro

nM/Lt = Milimoles por litro

El alto contenido de boro sugiere que este elemento se encuentra acumulado en capas bajo el nivel del agua.

Por medio de estudios realizados se ha visto que la -- presión parcial del dióxido de carbono es notable, -- mientras que la del sulfuro de hidrógeno es detectable. Además se ha observado que la solubilidad de la calcaita contenida en esta agua termal es afectada por la -- temperatura; calentamiento en el agua produce sobre-saturación y precipitación; enfriamiento de la misma -- produce insaturación. A 80°C se encontró un alto contenido de sílice (19).

Guyanausol

Se encuentra en el barranco "Presa de Atiquizaya" y se compone de los Ausoles: Termopilas y Amaya.

El ausol las Termopilas, tiene un área de 50 x 60 mts. y cuenta con respiraderos que tienen fuerte olor a H₂S con una temperatura máxima de 97°C. En los alrededores inmediatos existen rocas basálticas descompuestas.

El ausol de Amaya, es un área algo extensa de solfataras a 1123 mts. de altura localizado en la Finca San José. Existen en este lugar muchos nacimientos de agua hirviendo clara y lodosa y varias fuentes de vapor. En todo este campo hay muchos depósitos de azufre y fuerte olor a H₂S. La temperatura alcanza un valor de 97°C tanto en fuentes de vapor como en las de agua. No -- existen lagos de lodo hirviendo (14).

Los ausoles de Cuyanausol, se encuentran en un área bastante extensa en donde emanan chorros de agua caliente de las rocas y se observan varios respiraderos. Existen dos fumarolas de vapor. Alrededor del lugar se encuentra una salida de carácter basáltico. El vapor en este lugar contiene poco H_2S . sobre un aglomerado de rocas se observa un desprendimiento fuerte de vapor seco cuya temperatura es de $122.5^{\circ}C$ (14). Las fuentes de vapor húmedo de este ausol alcanzan una temperatura de $96^{\circ}C$. Abundan en este lugar fumarolas de vapor de agua con temperatura superior a $100^{\circ}C$. Esta área se caracteriza por poseer numerosos escapes de vapor. La fumarola principal es vapor sobrecalentado y su tamaño es un índice de la existencia de un reservorio productivo. El vapor natural producido en esta zona es el que más se parece al producido en Larderello y en los Geysers, lo cual confirma la existencia de una formación permeable (19).

Las investigaciones geoquímicas indican que la naturaleza del fluido no es del todo diferente comparado con el fluido de otras manifestaciones del área; por lo tanto el reservorio que alimenta a estos escapes de vapor es más o menos el mismo que el que alimenta a otras manifestaciones termales. El reservorio se encuentra localizado en una zona permeable, constituidas de lava, cuarzo y piroclásticos.

El contenido de dióxido de carbono y el de sulfuro de hidrógeno en los gases no condensables es más o menos el mismo que el de otras manifestaciones termales.

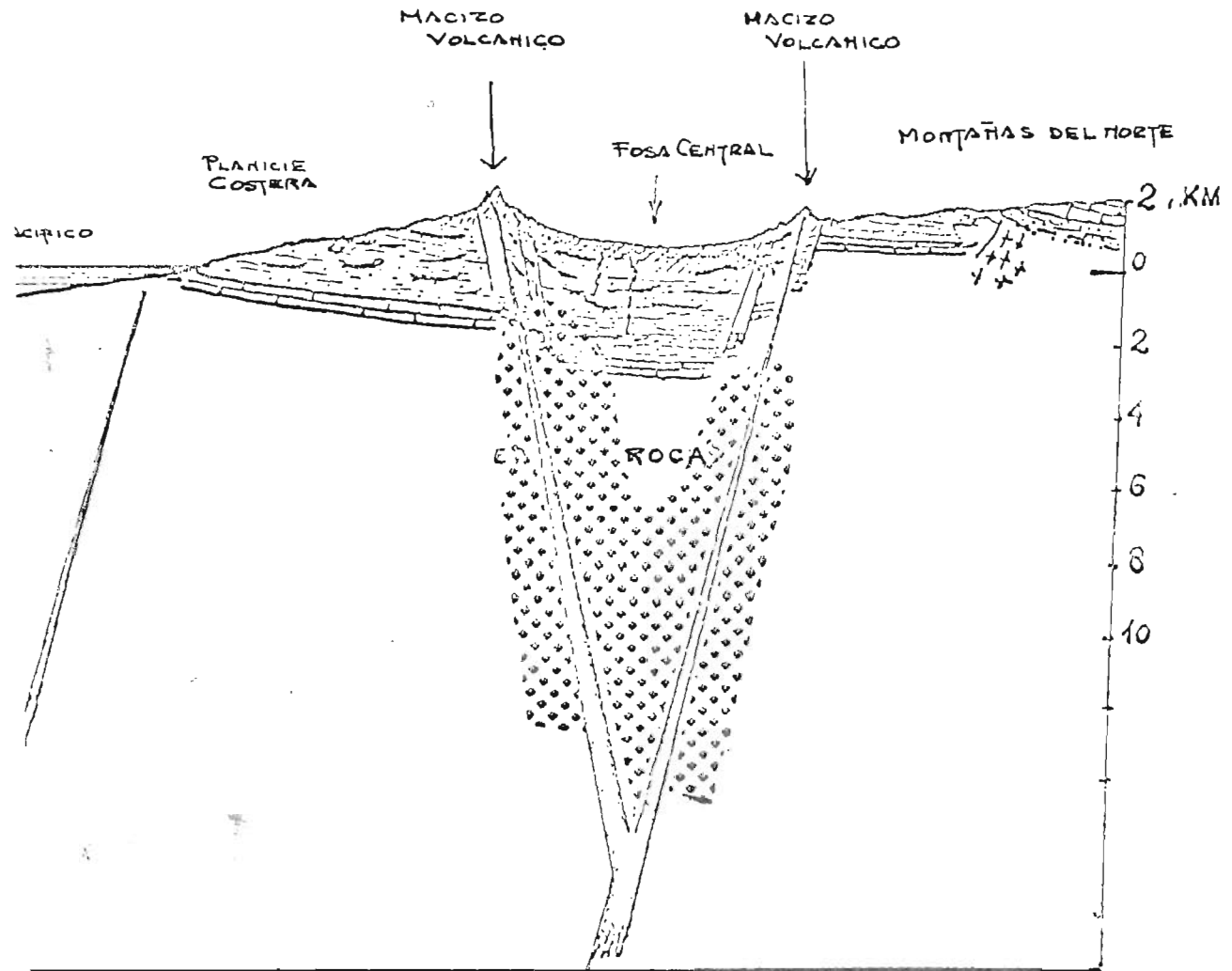
Cuyanausol, parece estar más relacionado con las fumarolas de La Labor que con las manifestaciones del Pláyon de Ahuachapán y el Campo Salitre.

18. MODELOS SOBRE LA ESTRUCTURA DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE AHUACHAPÁN.

De acuerdo a Franco Tonani el área geotérmica de Ahuachapán consta de: una fuente de calor, un reservorio y una capa rocosa.

FUENTE DE CALOR.

La figura 28 es dada por un reporte del Dr. Durr, Dr. Alonso y el Dr. Bailey. La idea general es conectar las condiciones tectónicas y la formación magmática.



GEOLOGIA Y CONDICIONES TECTONICAS DEL AREA DE ATUACHAPAN





-  VOLCANES RECIENTES Y ALUVIONES
-  VOLCANES PLEISTOCENICOS Y TERCARIOS
-  ROCAS TERCARIAS Y CRETACEAS
-  ROCAS TERCARIAS ACIDAS

Fig 28

El punto principal es la existencia de un marcado volcanismo a los lados de la fosa central, especialmente hacia el Sur. Los dos sistemas de falla consisten de fracturas, las cuales son alimentadas por fluido magmático. En el lado interno de la banda sur de la fosa central se observa magmatismo ácido de carácter intermedio aparentemente explosivo en donde existe una alta probabilidad de encontrar a profundidad un reservorio geotérmico.

Los estudios petrológicos indican que en la fosa central existen áreas en las que ha ocurrido magmatismo ácido y ayudan a confirmar la especulación de que en la región bajo tierra de la fosa central fronteriza al sistema de falla existe una capa revestida de rocas, probablemente fronteriza a la fuente de calor.

EL RESERVORIO.

De acuerdo a evidencia existente, la serie volcánica está siempre vecina a secciones permeables, depósitos de cuarzo, flujos de lava y fisuras (19). Según estudios petrológicos en la profundidad de la fosa central se encuentran estratos piroclásticos (19).

Probablemente muchas fallas pertenecientes al sistema de falla fronterizo a la fosa central sirven como ramificaciones verticales en la circulación convectiva de agua bajo la tierra. Estas fallas conectan el reservorio con la parte superior de la tierra.

De acuerdo a estudios hidrológicos existe una meseta de agua bajo la tierra. La superficie de drenaje nace en la zona norte de la línea Ahuachapán Atiquizaya (1).

CAPA ROCOSA.

Perforaciones efectuadas a poca profundidad en Ahuachapán muestran que en algunas áreas no existe capa rocosa sino una capa de rocas volcánicas impermeable. Esta capa de rocas se encuentra sobre el reservorio.

Perforaciones profundas efectuadas posteriormente en el pozo Ah-10 indican que, la elevación del basamento es de 1300 mts. y el espesor del reservorio podría ser de unos 1600 mts. con una capacidad de 40 Km³.

HIPOTESIS DE LA CALDERA.

Este modelo ha sido propuesto por Bailey (1960), Mooser (1969) y Jónsson (1970). Según este modelo existe una fuente de calor local debajo del área termal. El sistema geotérmico de Ahuachapán está controlado por una estructura de caldera hundida; Jónsson estima que su diámetro es de 7 Km.

La evidencia de esta teoría se basa principalmente sobre la superficie de distribución de la actividad termal y las rocas alteradas.

Según el modelo de la caldera, el reservorio principal geotérmico se localiza directamente bajo la superficie de Ahuachapán. Ninguna información existe sobre la distancia de la fuente; excepto que está conectada con el grupo de cráteres de la laguna verde Cuyanausol y más directamente con el complejo central de Santa Ana. La zona de flujo está probablemente compuesta de una serie de lava basáltica e intrusiones.

El reservorio se identifica con el 3er horizonte hidrológico, el cual se extiende lateralmente sobre un área de 25 Km² (indicado por la actividad termal) (1). El espesor de esta formación no se conoce pero se trata de una banda angosta.

La macroporpermeabilidad del reservorio local, es alta, - puede asumirse que se debe a aberturas en forma de hojas o tubulares que están en contacto con lava (1) y a intrusiones tales como diques, mantos y chimeneas (1).

HIPOTESIS SOBRE EL MODELO DE LA FUENTE TERMAL DISTANTE.

Según este modelo, la fuente termal principal se localiza hacia el sureste del área de Ahuachapán; bajo o al sur de la laguna verde-cuyanausol. (Figura 30)

Es interesante notar que la distribución de los microtemblores de tierra observados en Ahuachapán indica que ellos son de origen tectónico; mientras que en Iceland los microtemblores están relacionados directamente con la actividad termal. Esta discrepancia entre la observación en Iceland y Ahuachapán puede ser interpretada como una indicación de que la fuente de actividad termal en Ahuachapán no está localizada principalmente bajo el área de superficie activa. (Figura 29)

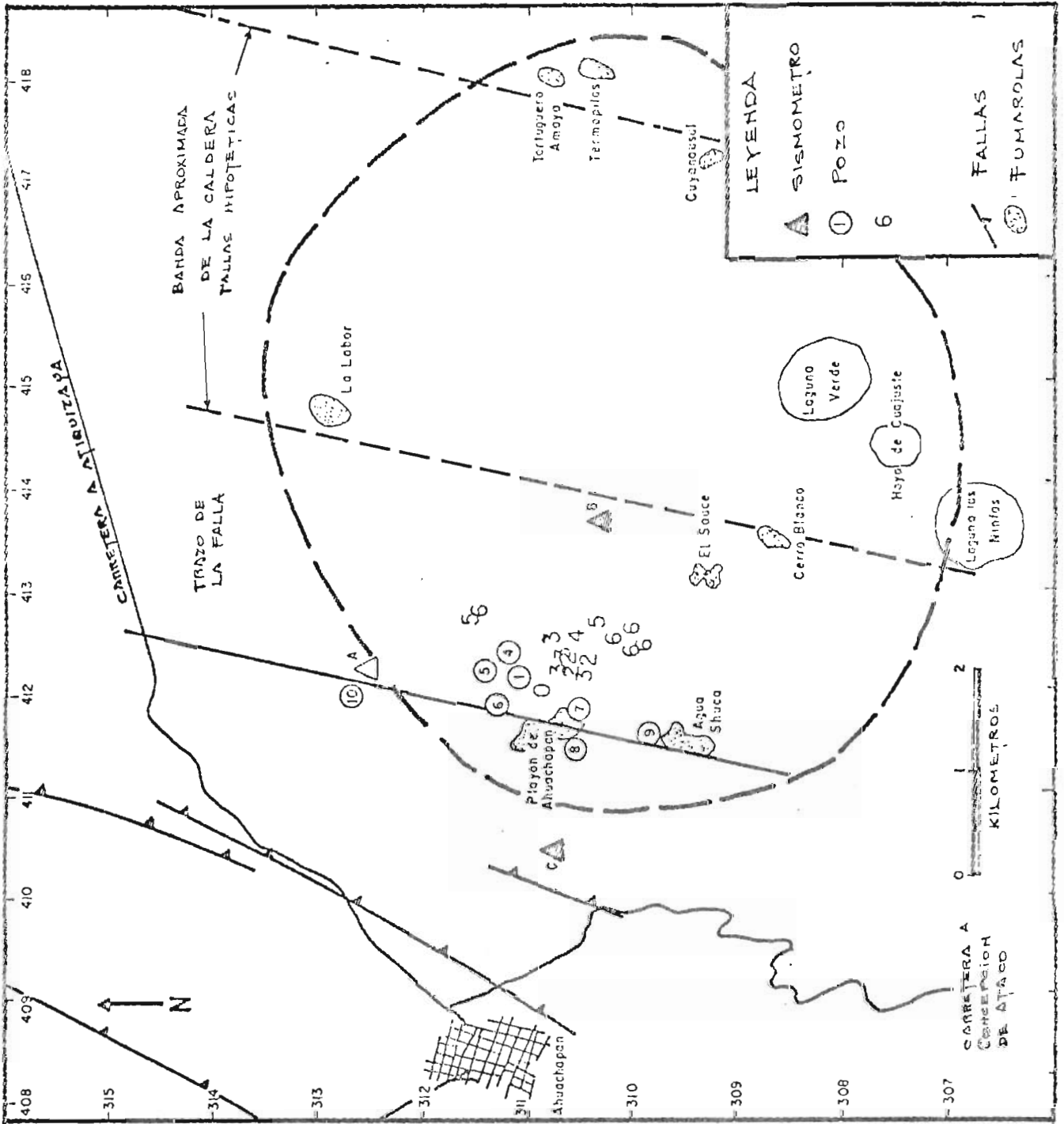
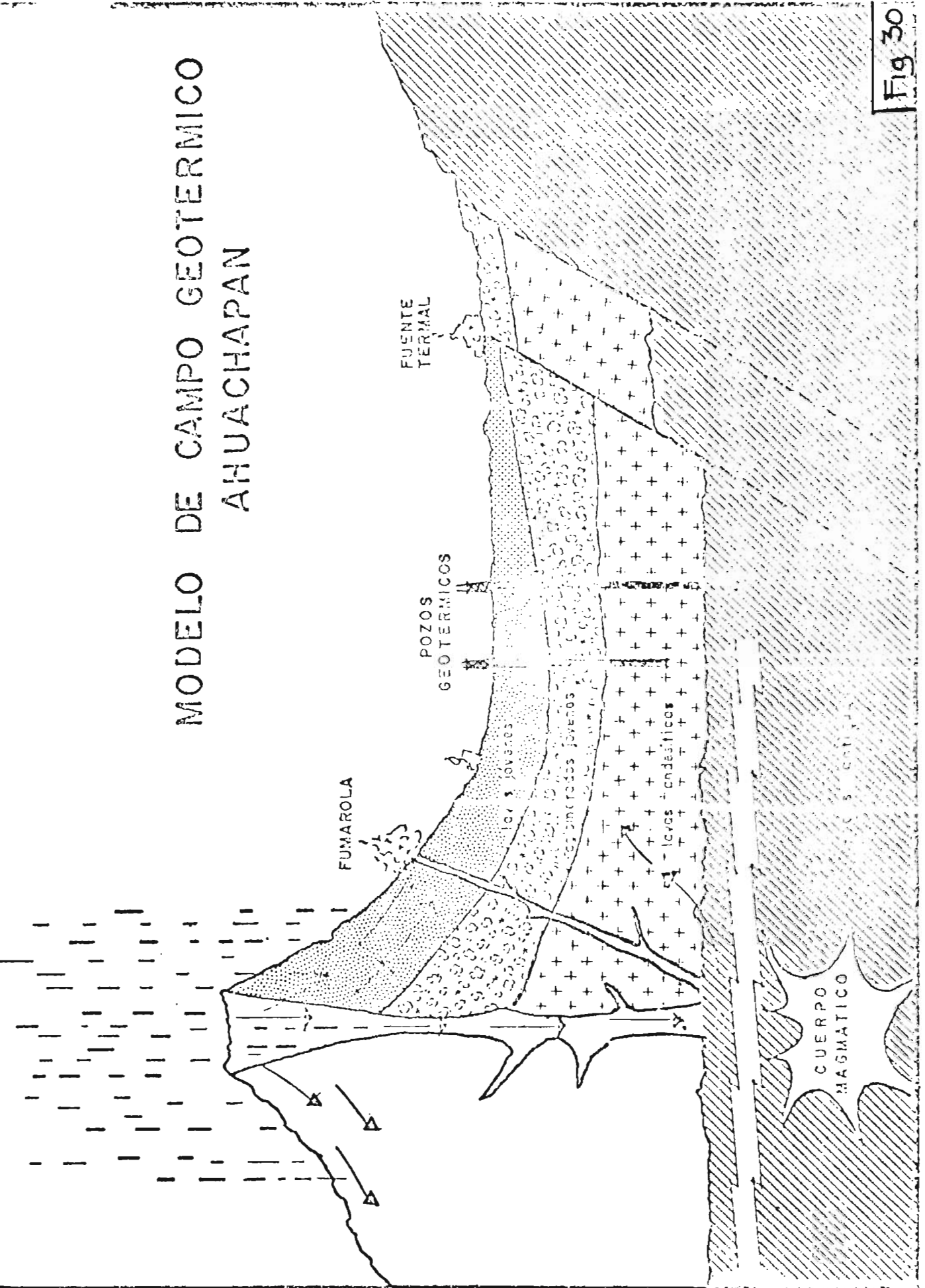


Fig 29

ÁREA GEOTERMICA DE AHUACHAPAN
FALLAS INDICADAS POR LA TEORIA DE LOS MICRO-TEMBORES

MODELO DE CAMPO GEOTERMICO AHUACHAPAN

Fig 30



Este modelo es más consistente con los microtemblores, observaciones de temperatura y pérdidas de gases indicados por análisis químicos (1).

CARACTERISTICAS DE ALGUNOS CAMPOS GEOTERMICOS

Campo	Temperatura del Reservorio °C	Fluido en el Reservorio	Ental-pía cal/g	Profundidad promedio de los pozos mt	Fluido - Salinidad ppm	Velocidad de flujo por pozos kg/hr	Porcentaje de gases - no condensables.
Larderello	245	Vapor seco	690	1,000	1,000	23,000	5
The Geysers	245	Vapor seco	670	2,500	1,000	70,000	1
Matsukawa	230	Vapor seco	550	1,100	1,000	50,000	1
Otake	200+	Vapor Húmedo	400	500	4,000	100,000	1
Wairakei	270	Agua	280	1,000	12,000	--	1
Broadlands	280	Agua	400+	1,300	--	150,000	6
Pauzhetsk	200	Agua	195	600	3,000	60,000	-
Cerro Prieto	300+	Agua	265	1,500	15,000	230,000	1
Niland	300+	Agua Salada	240	1,300	260,000	200,000	1
Ahuachapán	230	Agua	235	1,000	10,000	320,000	1
Hveragerdi	260	Agua	220	800	1,000	250,000	1
Reykjanes	280	Agua Salada	275	1,750	40,000	400,000	1
Namafjall	280	Agua	260	900	4,000	400,000	6

R E F E R E N C I A S

- 1) Bodvarson, G. and Bolton, R. "A Study of the Ahuachapán Geothermal Field" Pp. 3-9, V.N.D.P. Survey of Geothermal Resources El Salvador, San Salvador, May 1971.
- 2) Bayley, D. "Review of the Operations and Results of the El Salvador Geothermal Survey up to December 1968", 1969.
- 3) Byornson, S. "Testing of well N° 1 Ahuachapán" El Salvador Survey of Geothermal Resources, Progress Report, December, 1968.
- 4) Durr, F. "El Marco Geológico" en Fritz Durr. Energía - Geotérmica Pp. 8-20 . San Salvador, Marzo de 1960.
- 5) Durr, F. "Manifestaciones Geotermiales en El Salvador" - en Fritz Durr. Energía Geotérmica Pp. 35-37. San Salvador, Marzo 1960.
- 6) Durr, F. "La Región de Ahuachapán" en Fritz Durr Energía Geotérmica Pp. 43-45. San Salvador Marzo 1960.
- 7) Facca, G. "The Structure and Behaviour of Geothermal Fields", Geothermal Energy. Pp. 61-68 Edited by H. - Cristhopher. The UNESCO PRESS.
- 8) Facca, G. and Tonani, F. "Theory and Technology of a - Geothermal Field". Pp 1-3 , 29-31, Stabilimento Tipográfico Francesco Giannini & Figli, Napoli, 1964.
- 9) Facca, G. "Geothermal Energy Exploration". Pp. 155-156, Roma 1963.
- 10) "Geothermal Energy" Corporate Communications Department Union Oil Company of California. Pp. 1-9, Los Angeles California, 1976.
- 11) Globber R. "Interpretation of Gas Compositions From - The Wairakei Field Over 10 Years" . Geothermics, Vol. 2 Parte 2. Pp. 1355-1365. N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa -- 1970.
- 12) Grindley. G. "Geology of New Zealand Geothermal Steam Fields" Pp. 237-257. Vol. 2, Parte I. Geothermal Energy, New York. 1964.

- 13) Isita, J. "Geothermal Exploitation General Scope" Pp. 37-61, Vol. 9, N° 4 Japan Geothermal Energy Assoc. 1972.
- 14) Meyer, A. "Los Ausoles de El Salvador, con un Sumario Geológico Tectónico de la zona volcánica Occidental". Comunicaciones ITIC, N° 3/4 Pp. 65-85. San Salvador, Mayo 1953.
- 15) Marimoto, R. et al 1957 "Cenozoic Volcanism in South - Western Japan with Special Reference to the History of Setouchi (Inland Sea) Geologic Province". Tokio Univ. Earthquake Research Insti. Bull V.35.
- 16) Sestini, G. "Superheating of Geothermal Steam". Geothermics. Vol. 2. Pp. 622-648 U.N . Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970.
- 17) Seeger, D "Geología de la Región de Ahuachapán" en Fritz Durr Energía Geotérmica Pp. 48-56, San Salvador, Marzo, 1960.
- 18) Tolivia, E. "Tesis en Ingeniería Química". Universidad de México, México, D.F.
- 19) Tonani, F. "Geothermal Exploitation in El Salvador, - C.A. Geochemical Mission Pp. 67-117. General Report. Part. II, December 1966- January 1967.
- 20) White, E. "Characteristics of Geothermal Resources" - Geothermal Energy. Pp. 71-87. Edited by Paul Kruger - and Carel Otte. California, 1973.
- 21) Yamasaki, T. and Hayashi. M. "Geologic Background of Otake and Other Geothermal Areas in North-Central - Kyushu, Southwestern Japan". Pp 673-683 of Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, USA., May.1975.
- 22) Yamasaki. T. et al 1973. "Report on Geothermal Development Project Republic of Guatemala C.A. "Pp. 1-19. To kio Overseas Technical Cooperation Agency of Japan.

II - PROPIEDADES TERMODINÁMICAS DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS

Í N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	87
1. TEMPERATURA EN EL SUBSUELO Y FLUJO DE CALOR	88
- HISTORIA DEL ESTUDIO DEL FLUJO DE CALOR TERRESTRE	88
- ESTRUCTURA FISICA DE LA TIERRA	90
- LAS ROCAS	
- CLASIFICACION DE LAS ROCAS	95
- FORMACIONES DE MAGMA	97
- FLUJO DE CALOR TERRESTRE	100
- CALCULO DEL FLUJO DE CALOR TERRESTRE	101
- CONDUCTIVIDAD TERMICA. MEDICION DE CONDUCTIVIDAD TERMICA	102
- MEDICION DEL GRADIENTE DE TEMPERATURA	107
- VALORES DE FLUJO DE CALOR EN LOS CONTINENTES	107
2. LA FUENTE DE CALOR	115
3. TRANSFERENCIA DE CALOR A LA SUPERFICIE	118
- SISTEMA HIDROTERMAL	119
- EL SISTEMA RECARGA-DESCARGA	124
- PERDIDAS DE CALOR SUPERFICIALES EN AHUACHAPAN	135
- CAMPO GEOTERMICO	138
4. MECANISMO DE CALENTAMIENTO DEL AGUA	141
- EL AGUA EN UN CAMPO GEOTERMICO	141
- LOS FACTORES BTD y BPD	142

	Pag
5. ESPECIES QUÍMICAS EN AGUA GEOTÉRMICA	146
- AREAS HIDROTERMALES NATURALES	146
6. DEPOSITACIÓN DE MINERALES	151
- CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS	151
- SILICE	154
- SOLUBILIDAD DE CARBONATOS	161
7. CASO AHUACHAPÁN	167
- ESTRATIGRAFIA DEL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN	167
- ASPECTOS GEOHIDROTERMALES DEL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN	168
- DISPOSICION DE LAS AGUAS RESIDUALES DE UN CAMPO GEOTERMICO	169
- ASPECTOS EXPERIMENTALES DE LA RE-INYECCION EN EL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN.	173
REFERENCIAS	194

INTRODUCCIÓN

El adelanto tecnológico en la perforación de pozos petrolíferos, como en pozos geotérmicos para la obtención de energía y menor explotación de los recursos naturales, ha permitido tener un conocimiento más amplio acerca de la estructura, composición, flujo de calor, etc., del interior del globo terrestre.

El objetivo de la presente etapa es analizar los fluidos geotérmicos desde el punto de vista de la formación de los mismos en el interior de la tierra, su composición y propiedades.

Para ello se estudia la composición física de la tierra, cómo se cree que se origina y transmite el calor interior terrestre. Se incluyen medidas del flujo calorífico efectuadas en varios lugares del mundo.

En seguida se describe cómo es la composición química de algunas aguas geotermales.

La última sección trata aspectos relacionados con el campo Geotérmico de Ahuachapán. En primer lugar se hace una breve descripción de su estratigrafía y geohidrología, en segundo lugar se describen diferentes maneras de disposición de aguas geotermales residuales, se hace especial mención del sistema de reinyección, ya que éste es el método usado en el campo de Ahuachapán. Finalmente se describen los efectos producidos por un régimen extracción-reinyección a que es sometido el campo.

1 TEMPERATURA EN EL SUBSUELO Y FLUJO DE CALOR.

HISTORIA DEL ESTUDIO DEL FLUJO DE CALOR TERRESTRE.

Se tiene conocimiento del estudio de las temperaturas interiores de la tierra desde 1619, pero la primera - discusión sistemática de temperaturas subterráneas - fue un trabajo realizado por Robert Boyle en 1671, - del cual se concluye que las altas temperaturas son - una propiedad genuina del interior de la tierra, pero no se tienen datos de mediciones de temperaturas.

En el siglo 18 se tomó poco interés en las temperaturas subterráneas, aunque algunas publicaciones fueron recopiladas por Prestwich en 1895.

En la primera mitad del siglo diecinueve, Arago publica un trabajo en 1856, y Humboldt en 1846, este último es una interesante discusión sobre gradientes de temperatura en tierras congeladas en Siberia.

Pero dichos trabajos contemplaban solamente el gradiente de temperatura y no la conductividad térmica; esto no permite saber si las variaciones del gradiente se - deben a variaciones en el flujo de calor o a variaciones en conductividad.

En 1868 se formó en Inglaterra un comité para estudiar el incremento de velocidad de la temperatura subterránea en lugares de tierra seca y bajo el agua. Este comité elaboró dieciseis reportes. Además de numerosas mediciones de temperaturas, el comité determinó la conductividad de muchos tipos de rocas y estimó el flujo de calor obteniendo un valor medio de $1.3 \mu \text{ cal/cm}^2\text{-seg}$, el cual es un valor muy cercano al valor de $1.4 \mu \text{ cal/cm}^2\text{-seg}$ obtenido por Lee y Uyeda en 1963.

Pero las conductividades térmicas usadas por el comité no eran las de los estratos penetrados por las perforaciones o minas en las que se había medido la temperatura. En vista de esas incertezas, se formó otro comité en 1935 para considerar la medición directa en lugares donde el gradiente de temperatura había sido o sería - medido.

La comisión dió a conocer cinco reportes entre los años 1935 - 1939 de cuyos datos se permitió hacer gráficos - de temperatura vrs. resistencia térmica. Para un flujo de calor constante, los gráficos deberían ser rectos. -

Cualquier desviación indica fuente de error. Por ejemplo, el uso de muestras inadecuadas para medir conductividad térmica puede ser detectado por dicho gráfico. Estos métodos todavía son de práctica común.

Como era necesario hacer mediciones en el fondo oceánico, en 1939 E. Bullart consideró dos esquemas para llevarlo a cabo: Primero, una lámina de baja conductividad fue puesta en el lecho del mar y medidas las diferencias de temperatura a través de ella. Por otra parte, el gradiente en el sedimento era medido sumergiendo una probeta cilíndrica de algunos metros de longitud dentro del sedimento marino, midiéndose la temperatura a intervalos de un metro con termistores fijos. Como en el océano los sedimentos son blandos y el agua mantiene un ambiente de temperatura casi constante, no es necesario perforar un pozo.

En 1949 Maxwell y Bullart construyeron una probeta que contenía termocuplas y que fue adaptada a un recipiente cerrado a presión conteniendo un registrador galvanométrico. Posteriormente se modificó el aparato sustituyendo el galvanómetro por un potenciómetro. Se hicieron las primeras medidas en el Océano Pacífico en 1950 y en el Atlántico en 1952.

En 1962 se usó un instrumento más conveniente para la medida del flujo de calor, fue necesario hacer bajar una sonda en cada estación de medición para obtener una muestra y determinar la conductividad. Más tarde se usó una sonda combinada con una probeta de temperatura. Los dos tipos de instrumentos han sido muy usados y ahora se tiene cerca de 2000 medidas de flujo de calor terrestre, de las cuales el 80% fueron hechas en el mar. Sin embargo, por esta época no era satisfactoria la distribución de medidas porque se tenían muy pocas de los continentes.

La distribución de medidas en el mar es mucho mayor que en la tierra, pero las medidas están sujetas a variaciones muchas de las cuales pueden ser debidas a la topografía del terreno o al espesor del sedimento. Algunas se deben a complicaciones en la transferencia de calor del sedimento, al agua del mar.

Las fuentes de calor dentro de la tierra son un problema difícil de solucionar. Solamente tenemos las condiciones de temperatura, y el flujo de calor a la superficie para deducir el estado térmico interior. Todavía hoy desconocemos la distribución radial de temperatura

y las fuentes de calor dentro de la tierra, también - qué proporción del calor es llevada por radiación, conduccción o convección.

Las investigaciones prosiguen en todo el mundo; en Estados Unidos y Rusia se perforan pozos especiales con el objeto de hacer mediciones de temperatura y conductividad térmica.

ESTRUCTURA FISICA DE LA TIERRA.

Los estudios sobre la forma de propagación de las ondas sísmicas a través de la tierra han aportado datos acerca de la estructura interna de la misma.

Mediante el análisis de los sismogramas se ha comprobado que existen tres clases de ondas sísmicas:

- a) Ondas primarias, de compresión u ondas "P", que se propagan a través de cualquier material, sólido, líquido o gas. Su velocidad está determinada por el coeficiente de masa, rigidez y densidad de la roca.

$$V_p = \sqrt{k + 3/4 \mu / \rho}$$

V_p = velocidad de las ondas "P"

k = factor de incompresibilidad

μ = rigidez

ρ = densidad

- b) Ondas secundarias, de sacudida u ondas "S"; son -- transversales y solo se propagan a través de los sólidos con una velocidad determinada por la rigidez y densidad de las rocas.

$$V_s = \sqrt{\mu / \rho}$$

V_s / líquido = 0 ↔ μ = 0

V_s = velocidad de las ondas "S"

- c) Ondas L., que se propagan por la superficie terrestre.

Cuando las ondas terrestres S y P propagándose en el interior de la tierra pasan de una clase de material a otro, sufren variaciones bruscas de velocidad ocasionadas por el cambio en las propiedades físicas del material. El límite entre estos dos distintos materiales se llama discontinuidad.

Basándose en los datos reunidos a partir del estudio de la forma de propagación de las ondas, la tierra ha sido dividida en tres zonas: Corteza, Manto y Núcleo (Figuras 1 y 2).

LA CORTEZA.

Llamada también sial o litósfera, está separada del manto por la discontinuidad de Mohorovicic a la que corresponde un salto en velocidad de las ondas S y P de 6.5 a 8 kms/seg.

La corteza es muy delgada y tiene una profundidad de 30 kms, debajo de los continentes, unos 60 kms, debajo de las cadenas montañosas y 5 a 10 kms. debajo del fondo de los océanos. Se divide en dos geosferas:

- 1) La granítica que se encuentra encima hasta una profundidad de 16 a 20 kms. Está compuesta por rocas ácidas: feldespatos, cuarzos, micas. Esta capa superior falta en las áreas oceánicas.
- 2) La Basáltica, con una profundidad de 20 a 60 kms; la forman rocas más básicas como gabros, basaltos, etc.

EL MANTO.

Se extiende desde la base de la corteza hasta una profundidad de 2900 kilómetros. Se sabe que el manto es sólido porque es capaz de transmitir las ondas "S" que atraviesan su parte exterior con una velocidad de 4.6 km/seg, incrementándose con la profundidad.

A 1000 kilómetros de profundidad dentro de la tierra, hay una discontinuidad de segundo orden caracterizada por un cambio en la relación dv/dx , (derivada de la velocidad con respecto a la profundidad). Esta discontinuidad separa el manto superior o manto de sima del manto inferior. A partir de este punto, la velocidad sigue creciendo hasta los 13 km/seg a la profun

didad de 2900 kilómetros, donde la velocidad cambia de 13 km/seg a 8 km/seg para crear la discontinuidad de -- Gutenberg-Wiechert, la cual separa el manto del núcleo. El manto está formado principalmente por oxígeno, silicio, hierro, magnesio y níquel.

EL NUCLEO.

Está compuesto principalmente de hierro mezclado con níquel y algo de cobalto en las mismas proporciones -- que existen en los meteoritos. Tiene un radio aproximado de 3470 kilómetros. Por medio de análisis sismográficos se ha determinado que está formado por dos zonas: una exterior donde las ondas "P" se propagan a una velocidad menor y se eliminan las ondas "S". Puesto que éstas últimas son capaces de propagarse únicamente a través de sólidos, se llega a la conclusión de que la zona externa del núcleo no es sólida; se cree generalmente -- que sea líquida más que sólida, pues es poco probable -- que ningún gas pueda soportar las grandes presiones que existen a esa profundidad.

El núcleo interno forma la otra zona, separada de la exterior por una discontinuidad de primer orden, situada a 1270 kilómetros a partir del centro de la tierra, -- aquí las ondas "P" sufren un brusco aumento de velocidad lo que indica que el interior del núcleo es sólido, aunque en tales condiciones es difícil diferenciar el -- estado sólido del líquido.

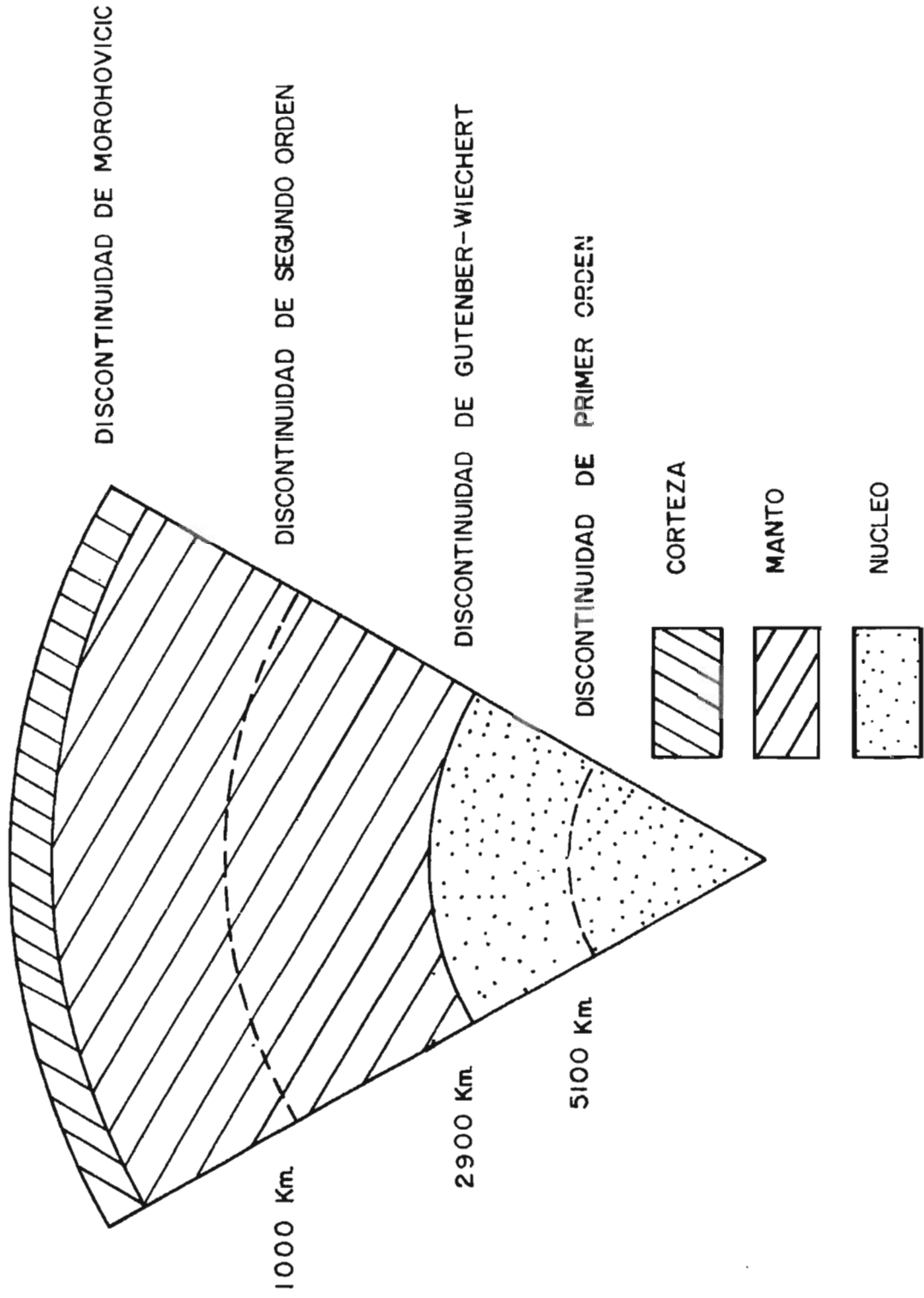
Anteriormente se mencionó que cada una de las zonas que forman la estructura terrestre está compuesta de rocas, a continuación se describirá los tipos de roca existentes y los elementos que las constituyen.

ROCAS

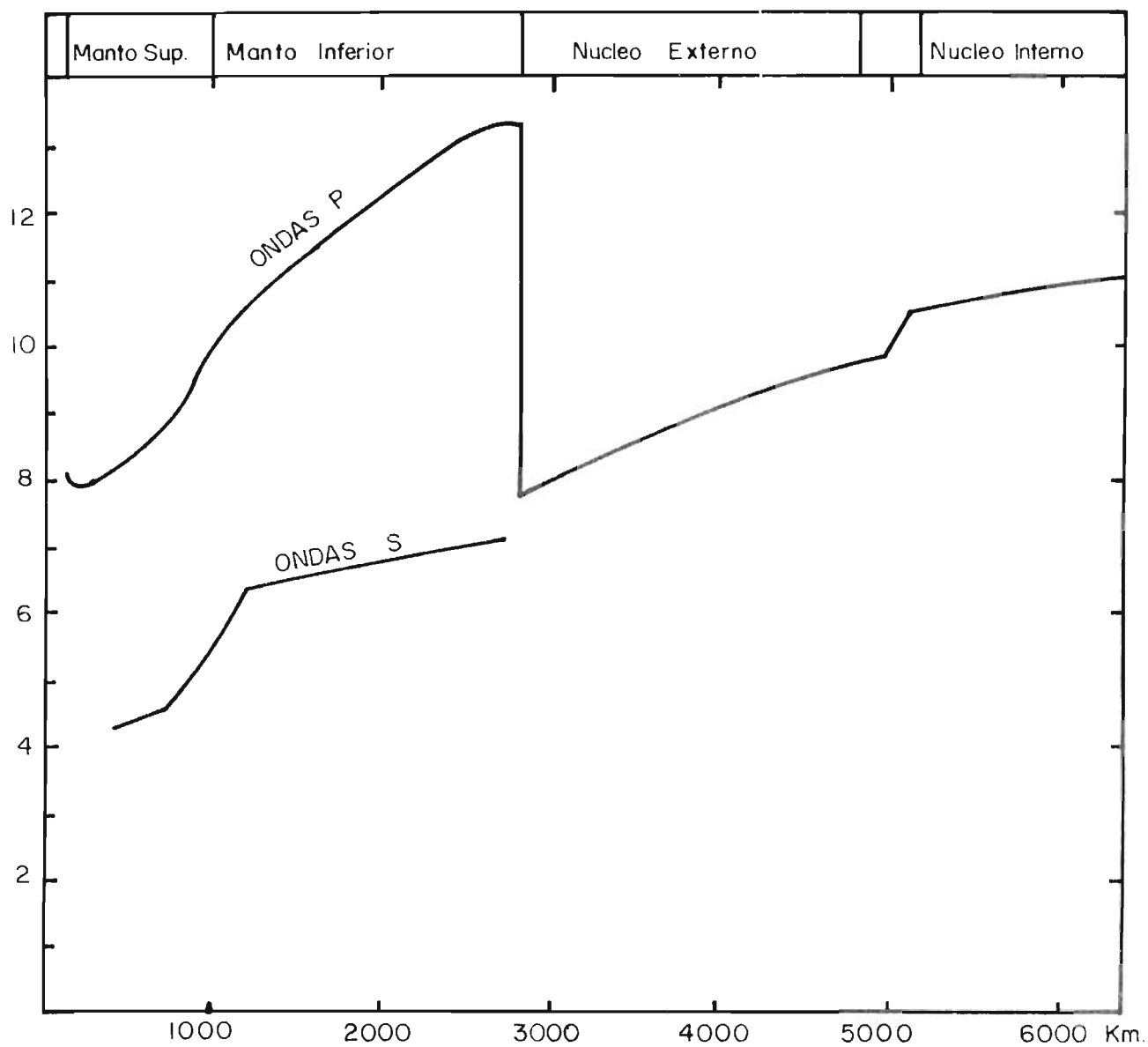
Las rocas están formadas por minerales, los cuales son elementos o compuestos inorgánicos sólidos, con una -- composición química definida y tienen una disposición o arreglo atómico interno único, de los elementos que los forman.

Se conocen cerca de 2000 minerales, de los cuales aproximadamente 50 son formadores de rocas, los más conocidos son: Silicatos, Oxidos minerales, Sulfuros minerales, -- Carbonatos, y Sulfatos minerales.

Silicatos: tienen como compuesto básico un ión complejo lla-



CORTE DEL GLOBO TERRESTRE MOSTRANDO SUS ESTRUCTURAS.—



VELOCIDAD DE LAS ONDAS SISMICAS S Y P EN RELACION CON LA PROFUNDIDAD.

mado tetraedro de silicio-oxígeno (SiO_4)-⁴. Los silicatos más comunes son el olivino, la augita, la hornblenda, la biotita, la muscovita, los feldespatos y el cuarzo.

Se ha dado el nombre de feldespatos a tres moléculas minerales distintas que son:

Ortoclasa	Feldespato potásico	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
Albita	Feldespato sódico	$\text{Na}(\text{AlSiO}_8)$
Anortita	Feldespato cálcico	$\text{Ca}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$

La albita y la anortita forman una mezcla isomorfa llamada plagioclasa. La importancia de los feldespatos es grande debido a que constituyen más del 50% de las rocas ígneas.

El cuarzo es la forma estable de la sílice a la presión atmosférica a temperaturas hasta de 867°C. Está compuesto exclusivamente de tetraedros siliciooxígeno.

Oxidos Minerales: formados por la unión directa de un elemento con oxígeno. Ejemplos: corindón (Al_2O_3); Hematita (Fe_2O_3); magnetita (Fe_3O_4); casiterita (SnO_2).

Sulfuros minerales: Formados por la unión de un elemento con azufre. Ejemplos: Pirita (FeS_2); calcocita (Cu_2S); galena (PbS); esfalerita (ZnS).

Carbonatos minerales: Son los compuestos que forma el ión $(\text{CO}_3)^{-2}$. Ejemplo: calcita (CaCO_3).

Sulfatos Minerales: que son los compuestos que forma el ión $(\text{SO}_4)^{-2}$. Ejemplo: sulfato de calcio (CaSO_4).

CLASIFICACION DE LAS ROCAS.

Se han propuesto varias clasificaciones de las rocas. Pueden encontrarse esquemas basados en la composición química; otros pueden basarse en la composición mineralógica; otros en la forma de ocurrencia en el campo; pero hasta el momento no hay un esquema general que combine las ventajas de todos.

Atendiendo a su origen, las rocas de la tierra se han dividido en tres clases: Igneas, Metamórficas y Sedi-

mentarias.

Rocas Igneas:

Están formadas por la solidificación de materia fundida. La roca fundida dentro de la corteza terrestre se llama magma, cuando el magma se derrama sobre la superficie, se llama lava y cuando los fragmentos solidificados de magma son arrojados violentamente, constituyen los materiales piroclásticos.

Por su ocurrencia geológica y textura, las rocas igneas fueron clasificadas de la siguiente forma: efusivas, volcánicas y plutónicas. Las rocas volcánicas son originadas por la expulsión del magma sobre la superficie terrestre a través de grietas o aberturas volcánicas. Entre las rocas volcánicas más importantes están las andesitas las cuales toman su nombre de las lavas en la cordillera de los Andes en América del Sur. Están constituidas predominantemente por plagioclasa sódica y subcálcica; y cuarzo.

Los basaltos son los más abundantes de las rocas volcánicas. Son lavas constituidas principalmente por plagioclasa cálcica y minerales como augita, olivino y óxidos de hierro. Los basaltos son los productos principales de los volcanes de escudo de los tipo hawaiano y predominan entre las lavas de los cinturones orogénicos.

Las rocas plutónicas contienen más o menos 45% de sílice y generalmente carecen de feldespato. Algunas contienen pequeñas cantidades de plagioclasa cálcica, la mayoría contiene olivino y minerales.

Entre las rocas plutónicas más importantes se encuentran las tobas, las cuales están formadas por cenizas o arena volcánica depositada a una distancia mayor del respiradero. Se denominan según la naturaleza de los fragmentos de roca como toba de basalto, toba de andesita, toba de riolita, etc. Las tobas son cenizas basálticas consolidadas. Se depositan como rocas sedimentarias, pero son de origen exclusivamente ígneo.

Rocas Sedimentarias:

Se han formado por consolidación y cementación de material fragmentado o por precipitación de materiales en solución. La petrificación de los sedimentos a temperaturas y presiones relativamente bajas forman rocas sedimentarias.

Existen muchas clases de rocas sedimentarias, pero el 99% del volumen total lo forman tres tipos: pizarra blanda, la arenística y la composición mineral .

Los minerales más comunes y abundantes en las rocas sedimentarias son el cuarzo, feldespatos, micas, calcita, dolomita y materiales arcillosos.

Se clasifican de la siguiente manera: clásticas que son acumulaciones mecánicas de fragmentos de mineral de roca. Las no-clásticas que son las depositadas por medios químicos o bio-químicos.

Entre las clásticas las más importantes son: brechas, conglomerados, areniscas y pizarras.

Entre las no clásticas se encuentran los carbonatos como la caliza y la dolomita; las evaporitas como el yeso, la anhidrita.

Rocas metamórficas:

Son las rocas provenientes de la alteración de otras rocas preexistentes. Las fuerzas motivadoras del metamorfismo son el calor, la presión y los fluidos o gases químicamente activos. Los minerales más abundantes en las rocas metamórficas son el cuarzo, feldespatos, biotita, hornblenda, la muscovita , el zircón, etc. Las rocas metamórficas más importantes son: el mármol, que proviene de la caliza o la dolomita. La cuarcita, que es una arenisca metamorfoseada, la cornubianita, que son rocas duras de grano fino formadas por cocción en los contactos con rocas ígneas.

Como el magma está relacionado con los procesos geotérmicos, a continuación se hará un breve resumen sobre las formaciones magmáticas.

FORMACIONES DE MAGMA.

El magma se define como un fluido natural, generalmente muy caliente formado principalmente por una disolución mutua de silicatos, con algunos óxidos, sulfuros y agua mantenidos en disolución por presión; el agua puede reducir la viscosidad del fluido, pero el calor es el factor principal para su fluidez.

El término magma puede abarcar con propiedad a los --

fluidos en los cuales los cristales pueden ser residuales de la fusión, o estar en proceso de crecimiento, - mientras la cantidad de materia sólida no dé al agregar una rigidez notable. (Definición de F.F. Grout). El magma es una mezcla silicática cuyo principal componente es la sílice (45 - 75%) con un promedio de alúmina de 15% y una proporción variable de los cationes -- hierro, magnesio, calcio y álcalis.

Intrusiones Magmáticas.

Debajo de la corteza sólida no existe una capa continua de magma fundido porque a gran profundidad, la temperatura de la roca, debido a la energía geotérmica interna de la tierra, es superior al punto de fusión y - la presión de las rocas que forman las capas suprayacentes impide la fusión.

Como el magma está sujeto a presión, tiende a moverse hacia el área de presión mínima. El movimiento es predominantemente hacia arriba y puede ser ocasionado por alivio de presión debido a la deformación de la corteza que tiende a expulsar el magma hacia afuera.

También el magma puede fundir la roca superyacente y - salir hacia afuera ayudado por la presión de gas. Si el magma es expulsado hacia la superficie por medio de grietas o aberturas volcánicas, da origen a las rocas volcánicas. Cuando los magmas se solidifican a gran profundidad forman las rocas plutónicas.

Cuando el magma sube hacia la superficie puede desgarrar bloques de roca superyacente, puede apartar estratos débiles o ser inyectado en fracturas y aberturas - formando lacolitos, hojas intrusivas, sills, diques, facolitos o conjuntos de dique. También el magma puede solidificar a gran profundidad y formar grandes masas intrusivas como batolitos, troncos y lopolitos.

Diques:

Es una masa de roca tabular, que corta a través de planos estructurales principales, tales como planos de -- junta o estratificación, planos de cruce, etc., de - las rocas regionales.

Sills o láminas intrusivas:

Son hojas inyectadas a lo largo de los planos estructurales principales. Los diques y los sills pueden tener desde unos metros, hasta varios kilómetros de longitud.

Los diques de anillo son formados por el ascenso de -- magma a lo largo de fracturas cónicas.

Lacolitos:

Cuando los sills llegan a un término, de manera que su forma real es la de una lente aplanada en extremo y -- cuando la convexidad de la lente es mayor que la forma planoconvexa se forman los lacolitos. El diámetro de los lacolitos es de unos cuantos kilómetros pero tienden a formar grupos; ejemplos de ellos se encuentran -- en Utah, Montana, Dakota del Sur y Colorado. La mayoría de ellos están constituidos por dioritas y monzonitas en orden ascendente.

Facolitos:

Se les llama así a las masas lenticulares encorvadas, inyectadas a lo largo de los arcos y concordantes con éstos, y a las crestas dejadas por los estratos plegados. La diferencia entre un lacolito y un facolito es que el primero es la causa del plegamiento de sus rocas encajonantes, mientras que el segundo es una consecuencia del mismo.

Lopolitos:

Son cuerpos intrusivos en forma de embudo que ocupan -- una cuenca tectónica. La roca suprayacente puede tener forma de domo, de plegamiento leve, u horizontal. La masa tipo es el lopolito Duluth en Minnesota, tiene aproximadamente 240 kilómetros de extensión y un espesor máximo de 16 kilómetros. Otro ejemplo es la intrusión de Sudbury en Ontario, cuyo techo está formado -- por rocas sedimentarias, el piso es de granito y rocas metamórficas precámbricas.

Batolitos:

Los batolitos son cuerpos intrusivos gigantes con paredes de inclinación muy acentuada y sin ningún piso visible.

Troncos (Stock):

Es el nombre que se da a las intrusiones con afloramientos menores de unos 100 kilómetros cuadrados. En los ba

tolitos abundan inclusiones de diversos tamaños, son bloques de rocas que quedaron completamente sumergidos en el magma fundido. Los batolitos están compuestos por rocas ígneas ricas en cuarzo como el granito.

Teóricamente, todos los tipos de intrusiones magmáticas tienen interés desde el punto de vista geotérmico, aunque actualmente sólo se están explotando aquellas que presentan características de sistemas hidrotermal. Sin embargo, la tecnología para la explotación adecuada de campos de roca caliente ha comenzado a desarrollarse.

Cuando las intrusiones magmáticas aminoran su ascenso a la superficie se estabilizan en un lugar, cambian el ambiente que los rodea. Los cambios son más perceptibles y más fáciles de detectar aunque la intrusión esté profunda. Estos cambios en las características físico-químicas y en los materiales que rodean la intrusión son el objeto principal de estudio de la Geoquímica.

FLUJO DE CALOR TERRESTRE.

La temperatura de la tierra aumenta con la profundidad; pero conforme se profundiza en el interior terrestre, la temperatura depende menos de la que existe en la superficie, relacionada ésta última con las estaciones del año.

Se llama zona de temperaturas constantes, a aquella -- profundidad a partir de la cual la temperatura es idéntica en invierno como en verano. Está situada a una profundidad que oscila entre dos y cuarenta metros. Debajo de esta zona, la temperatura se eleva dependiendo del calor que recibe del interior de la tierra, -- aunque, debido a la transmisión térmica, el calor interno llega a la parte de la corteza terrestre situada encima de la zona de las temperaturas constantes. La profundidad a que se encuentra dicha zona depende de la composición, naturaleza, conductividad térmica, disposición (horizontal, inclinada o vertical), saturación de agua subterránea, etc. de las rocas que están por encima de la zona.

Se llama grado geotérmico, al número de metros con los que la temperatura sube un grado centígrado. Su valor medio es igual a 33 metros.

Se denomina gradiente geotérmico al número de grados centígrados que se eleva la temperatura al profundizar 100 metros.

En regiones diferentes, el grado y el gradiente geotérmico son distintos dependiendo de los siguientes factores:

- a) Conductividad térmica de las rocas. Cuanto mayor sea la conductividad de las rocas que forman una región, mayor será el grado geotérmico.
- b) Del carácter de las reacciones químicas que se produzcan en las rocas. Si son reacciones exotérmicas, el calor que se desprende eleva la temperatura de las rocas disminuyendo el grado geotérmico y elevando el gradiente. Si son reacciones endotérmicas, (con absorción de calor), el grado geotérmico es mayor.
- c) La existencia de aguas termales en la zona. Puesto que estas aguas poseen elevada temperatura, al circular por los poros y fisuras de las rocas las calienta, elevando el gradiente geotérmico.
- d) La forma en que están dispuestas las rocas. Si la zona está formada por rocas de idéntica conductividad térmica, pero están dispuestas horizontalmente, inclinadas y verticales, el grado geotérmico será máximo en el último caso porque la transmisión de calor a la atmósfera se hace con mayor rapidez.
- e) La posición de la región con respecto a los mares. Para rocas en igualdad de condiciones (las mismas rocas, idéntica estratigrafía), debajo del mar el grado geotérmico será menor y en los continentes lejos del océano, es mayor.
- f) La concentración de elementos radiactivos en las rocas. Cuando la concentración de elementos radiactivos se eleva en un punto, el calor desprendido al desintegrarse, facilita la disminución del grado geotérmico o el aumento del gradiente.

CALCULO DEL FLUJO DE CALOR TERRESTRE.

El flujo de calor se obtiene de los datos de conductividad térmica y gradiente de temperatura en las rocas

de un área determinada.

El método más simple consiste en dividir cada pozo o mina en secciones litológicas y tomar para cada sección, la media aritmética de las medidas de conductividad y gradiente térmico, obteniéndose un valor de flujo de calor para cada sección; el valor del flujo será la media de los valores de flujo de calor de cada sección.

Otro método es usar la ecuación:

$$T_z = T_0 + q \sum_i (D_i / K_i)$$

Donde:

T_z = Temperatura a la profundidad z

D_i = Espesor de la Sección

K_i = Conductividad térmica de la Sección

z = $\sum_i D_i$

T_0 = Constante

q = Flujo de calor

Una gráfica de T_z vrs $\sum_i (D_i / K_i)$ da una recta, cuya pendiente es q , el flujo de calor.

CONDUCTIVIDAD TERMICA.

Se sabe que el flujo geotérmico es el calor fluyendo hacia la superficie de la tierra y que está dado por la ecuación:

$$q = K \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

en la cual K es la conductividad térmica y el término $(\partial T / \partial z)$ es el incremento de temperatura con la profundidad, o gradiente térmico, donde el eje z es tomado verticalmente hacia abajo.

Para determinar el flujo de calor terrestre se necesita hacer mediciones del gradiente térmico y conductividad térmica de rocas en el lugar que vaya a determinarse.

MEDICIONES DE CONDUCTIVIDAD TERMICA.

Para medir conductividades térmicas de rocas, se corta una muestra de roca del pozo, se pule en forma de disco y se inserta dentro de una columna entre dos discos de sílica cuya conductividad es conocida (Figura 3). Se mantiene una diferencia de temperaturas constante entre los terminales de la columna originando un flujo de calor a través de la muestra y los discos de sílica, la medida de la caída relativa de temperatura a lo largo de los componentes de la columna da el valor de la conductividad térmica de la muestra.

Otro de los métodos de medición de conductividades consiste en lo siguiente: Se perforan dos agujeros a 3 -- centímetros uno del otro en una muestra de roca de 5 -- centímetros de longitud. En uno de los agujeros se coloca un calentador y en el otro un elemento sensible a la temperatura. Se aplica calor en el calentador y la conductividad térmica es encontrada del tiempo requerido para alcanzar la máxima temperatura en el segundo agujero. Este método tiene una exactitud aproximada de $\pm 5\%$ y se requieren de diez a quince minutos para llevarlo a cabo.

Otro método es el de Schroder en el cual no se necesita mediciones de temperatura (figura 4).

La muestra se coloca entre dos platos de plata A y B; éstos actúan como sello para los dos dispositivos C y D que contienen líquidos puros con puntos de ebullición tales, que el líquido en el recipiente más bajo tiene un punto de ebullición 10 a 20°C más alto que el punto de ebullición del recipiente superior.

Un pequeño serpentín de calentamiento se coloca alrededor del recipiente D, se pasa corriente a través de él, de tal modo que el líquido en D ebulle exactamente. Luego que se alcanza el equilibrio, el disco B se mantiene a una temperatura constante tal que sea el punto de ebullición del líquido en D, y el calor fluyendo a través de la muestra hace que ebulle el líquido en C. Hay entonces una diferencia constante de temperaturas entre los dos platos. El vapor del líquido en C, es condensado

do en un condensador E y es colocado en un recipiente graduado F.

Después que se logra el estado estable, solo se necesita encontrar qué tiempo toma destilar un centímetro cúbico del líquido en C, y la conductividad térmica está dada por:

$$K = (Q_V D) / (t A \Delta T)$$

donde:

Q_V = Calor latente de vaporización de 1 cc del líquido en C.

t = Tiempo de destilación de 1 cc del líquido en C.

ΔT = Diferencia de temperatura dada por la diferencia entre los puntos de ebullición de los dos líquidos

D = Espesor de la muestra

A = Area seccional de la muestra

Uno de los métodos más fáciles y prácticos de medición de conductividad en el lugar donde se ha perforado un pozo, involucra el uso de una sonda cilíndrica calentada eléctricamente, que tiene una longitud de 20 a 30 veces el diámetro del pozo en el que va a ser colocada. Se sellan los terminales de la sonda y se le coloca un medidor de temperatura sobre su superficie, a un punto equidistante de las terminales de la sonda. La sonda se introduce en el pozo y cuando se alcanza la temperatura de equilibrio del lugar donde está el pozo, se conecta la corriente y se registra la elevación de temperatura vrs. el tiempo.

Los resultados pueden interpretarse así:

Se plotea el logaritmo natural del tiempo vrs. la temperatura y se encuentra la pendiente de la asíntota logarítmica.

Si Q es el calor entrando por unidad de longitud a lo largo de la sección del pozo, y B es una constante, la conductividad térmica K , puede ser encontrada de la ecuación:

$$T(t) = (Q/4\pi K) \ln t + \theta B (1/t)$$

Donde:

T = temperatura
t = tiempo

El término θB es despreciable para tiempos grandes. El tiempo para alcanzar la sección asintótica de la curva depende del radio del pozo, de la constante térmica de las rocas en los alrededores del pozo, y de la resistencia térmica de contacto de las películas de aire o agua entre la sonda y las paredes del pozo.

Uno de los métodos de medición de conductividad usado por el Instituto de Oceanografía es el de Von Herzen y Maxell por medio del cual se verifican mediciones en sedimento marino.

En este método se usa un cilindro muy delgado o aguja, el cual es calentado por medio de un alambre interno, a una velocidad constante. La velocidad de aumento de la temperatura de la aguja se mide con un pequeño termistor colocado dentro de la aguja a la mitad de su longitud. Después que se conecta la fuente de calor y pasados aproximadamente dos segundos, la temperatura T en grados centígrados en el termistor como una función de tiempo en segundos es dado por:

$$T = (Q/4\pi K) \ln(t) + C$$

donde:

Q = calor por unidad de longitud por unidad de tiempo (cal/cm-sec)
K = conductividad (cal/cm-sec °C)
C = constante

Se hace un registro de elevación de temperaturas durante cuatro minutos. Graficando temperatura vrs. logaritmo del tiempo, se obtiene una recta con pendiente igual a $(Q/4\pi K)$. Si se mide Q, K puede ser calculada fácilmente.

Para una sonda típica, el calentador es de níquel-cromo con una resistencia nominal de 50 ohmios. La fuente de calor usada suministra de 0.5 a 1 watt. El calentador eleva la temperatura de la sonda alrededor de 5 a 7°C durante un intervalo de 10 a 40 segundos. La resistencia y por lo tanto la temperatura del termistor puede detectarse por un puente de Wheatstone y ser registrado gráficamente.

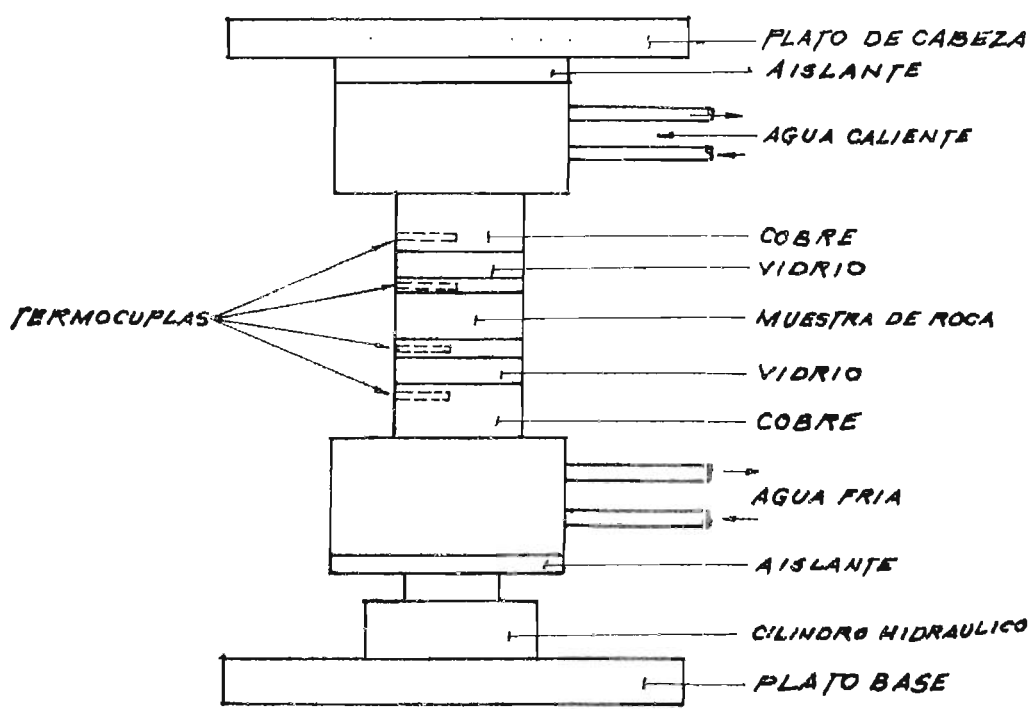


FIG. 3

ESQUEMA DE MEDICION DE CONDUCTIVIDAD TERMICA EN ROCAS.

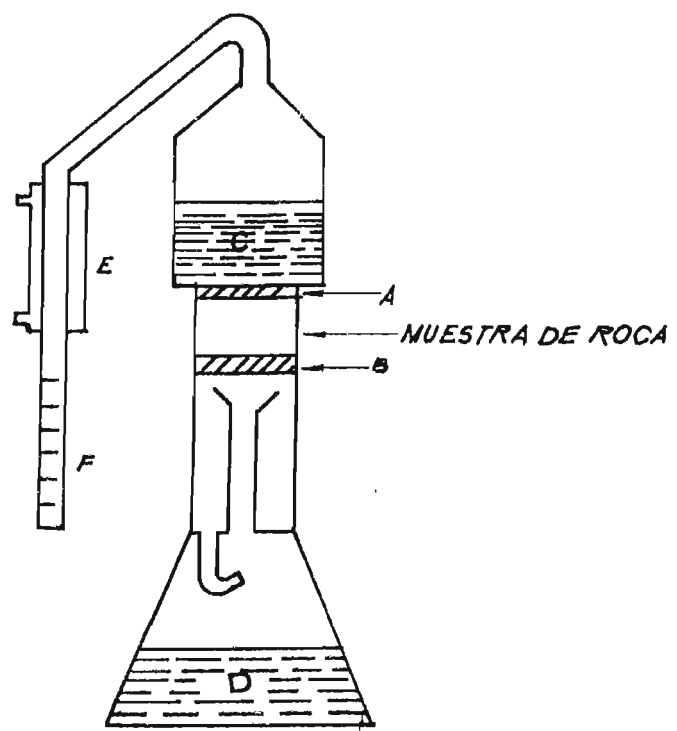


FIG. 4

METODO DE SCHRODTER PARA MEDICION DE CONDUCTIVIDAD TERMICA EN ROCAS.

Para un medio uniforme bastarían dos medidas de temperatura y dos de conductividad para determinar el flujo de calor. En la práctica hay muchas variables que afectan la temperatura subterránea, como irregularidades del terreno, movimiento de aguas subterráneas, levantamientos, erosiones.

MEDICION DEL GRADIENTE DE TEMPERATURA.

Para medir gradientes de temperatura, normalmente se usan termistores de termómetros de mercurio en vidrio. Anteriormente se usaban termómetros de resistencias de platino. Estos tipos de termómetro usualmente están empacados a presión en un recipiente a prueba de agua para evitar la necesidad de aplicar correcciones de presión. El uso de termocuplas para determinaciones cerca de 0.01°C requieren una junta de unión bien estable y un galvanómetro bien sensible. Las termocuplas son usadas para medidas directas y continuas del gradiente de temperatura.

Las mediciones de temperatura con sondas consisten de un oscilador térmicamente sensible que usa un termistor como parte de una red RC. La frecuencia de transmisión de la señal es medida en la superficie y la temperatura se obtiene de la calibración de frecuencia vs. temperatura. La ventaja de este aparato es que sin importar la longitud del cable o cual malo sea el aislamiento de la resistencia, la frecuencia de la señal transmitida no cambia, de modo que este equipo puede ser usado a grandes profundidades y tiene una exactitud de 0.05°C . Aunque tiene la desventaja que se necesita equipo muy complejo en la superficie como en el pozo.

VALORES DE FLUJO DE CALOR EN LOS CONTINENTES.

El flujo de calor es la observación más directa del estado térmico de la tierra. La distribución de los datos de flujo de calor no es uniforme, ya que de los datos disponibles, 89% pertenecen a mediciones en el océano y 11% a mediciones continentales.

El océano ocupa el 71% de la superficie terrestre, de modo que tenemos tres veces más datos de flujo de calor en los mares que en los continentes. Aún así, las medidas de flujo de calor están concentradas en regiones anómalas, principalmente sobre la costa del Océano Pacífico.

La medición del flujo de calor en continentes es difícil, debido a las perturbancias que lo afectan, tales como la temperatura de la superficie, cambios climáticos, erosión, irregularidades en la conductividad, circulación de agua subterránea y actividad volcánica.

El valor mundial promedio de flujo de calor es $1.5 \pm 10\%$ microcalorías por centímetro cuadrado por segundo -- ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ -- seg}$), y no difiere mucho del valor del flujo de calor en los océanos.

A continuación se dan algunos datos de flujo de calor continental.

AFRICA.

Los valores de flujo de calor son más numerosos en Sud-Africa que en la mayoría de regiones comparables a su tamaño. Las formaciones geológicas en Sud-Africa se extienden desde el Arqueozoico hasta épocas recientes. Las rocas más antiguas incluyen granitos, gneiss y sedimentos metamórficos.

Como se verá, en estas regiones el flujo de calor aumenta con la profundidad, al flujo de calor corregido se le ha aplicado un factor climático de corrección.

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$	q (corrección)
Bothadale	Pozo	1457	1.28	1.34
Kalkkop	Pozo	300	1.21	1.31
Sambokkal	Pozo	1760	1.39	1.44
Gerhardminnebron	Pozo	3022	1.28	-

En este último pozo los datos de temperatura en la sección dolomítica arriba de 1270 metros fueron descartados debido a la circulación de agua. Las secciones más bajas están constituidas de cuarcita.

AMERICA

Se tienen mediciones llevadas a cabo en Canadá y Estados Unidos.

Canadá.

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q μ /cal/cm ² -seg	q(corrección)
Manitoba	Mina de cobre	412	0.7 - 0.9	-
Sudbury	Mina	1500	1.01	-
Tinnis	Mina	1500	0.73	-

En los dos últimos datos, el primero de ellos fue tomado en una muestra en la que predomina la norita, el segundo, en muestra donde predomina la riolita.

Estados Unidos.

Michigan	Mina y Pozo	2490	0.90	0.93
----------	-------------	------	------	------

A este dato se le aplicó corrección topográfica debida a efecto térmico relacionado con cambios climáticos.

Missouri	Pozo	550	1.29	-
----------	------	-----	------	---

Medido en un pozo a través de rocas cámbricas y pre-cámbricas consistentes estas últimas de riolitas y andesitas.

Oak Ridge	Pozo	880	0.73	-
Virginia	3 Pozos	2200	1.20	-
Barstow	2 Pozos	730	2.10	-

Una zona de fallas alrededor de 450 metros de profundidad causó pequeña perturbación en el gradiente.

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$	q (corre-gida)
Colorado Spring	Pozo	850	1.00	-
Tunnel Adams	Tunel	1200	-	1.70

A la última medición se le aplicó corrección topográfica, fue efectuada en un túnel de 20 kms de largo, bajo las montañas Rocosas, a una altitud media de 2500 metros.

Eureka	Pozo	250	-	3.51
--------	------	-----	---	------

Se aplicó corrección en el terreno, debido a que existen fuentes de calor como chorros de agua caliente, y posiblemente oxidación de sulfuros.

ASIA.

Asia ocupa el 30% de la tierra del mundo, pero tiene pocas medidas de flujo de calor. En el Japón se ha llevado a cabo medidas extensivas de flujo de calor y ocupa el 0.9 % del área asiática, pero geológicamente no es característico del continente asiático.

Ashio	Mina de Cobre	800	2.23	-
-------	---------------	-----	------	---

Temperatura medida en 10 niveles de la mina, la cual geológicamente es masa riolítica.

Kussatsu	Pozo	250	10.80	-
----------	------	-----	-------	---

Esta medición fue hecha en un pozo exploratorio en un área geotérmica en el flanco de un volcán activo.

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$	q (corregida)
Matsukawa	Pozo	520	15.00	-
Toyoha	Mina de Pb y Zn	400	5.00	-

Estos dos últimos valores pertenecen a áreas geotérmicas.

Kayawama	Pozo Mina de Cobre	520	1.00	-
Nakaze	Mina de Oro	365	2.21	-
Hitachi	Mina de Cobre	550	0.71	-

A pesar de ser un área de pronunciado tectonismo, el flujo de calor promedio en el Japón es de $1.53 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$ un valor muy cercano al promedio mundial

AUSTRALIA.

Australia es una región de baja elevación, relieve moderado y sin montañas jóvenes. Alrededor de dos tercios de su territorio consiste de rocas pre-cámbricas.

Jungla	3 Pozos	550	2.00	-
Ron		300	1.90	-
		400	1.02	-

Esta área es conocida por su alta radiactividad.

Montaña Radium	7 Pozos	305	1.80	-
----------------	---------	-----	------	---

Los pozos están situados en terrenos pre-cámbricos - consistentes principalmente de micas, cuarzo y feldspatos.

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$	q (correctada)
Camberra	Pozo	225	2.06	-

Medición efectuada en un túnel especial penetrando por firitita.

Stawell	Pozo	300	2.84	-
---------	------	-----	------	---

Medición efectuada en un pozo con inclusiones de cuarzo y piritas.

EUROPA.

En Europa, secuencias pre-cámbricas son ampliamente distribuidas solamente en la parte norte y este. Aparte de formaciones orogénicas antiguas, el crecimiento del corazón de las tierras principales europeas fue completada por el último pre-cámbrico. Esta región conocida como el Shield Báltico-Ruso, incluye las tierras bajas de Suecia, Finlandia, Rusia y el Mar Báltico.

Durante el Paleozoico y el Caledonio sucedieron episodios orogénicos que afectaron profundamente el continente. El diatrofismo alpino comenzando en el último mezozoico y continuando al presente ha culminado en las formaciones de falla de los Alpes y sus extensiones, con marcado vulcanismo, particularmente en el sur de Europa y Asia menor.

AUSTRIA.

Arlberg	Túnel	680	1.90	-
Tauern	Túnel	1440	1.80	-

GRAN BRETAÑA

Región	Tipo de Perforación	Profundidad (metros)	q $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$	q(corrección)
Cambridge	Pozo	240	1.28	1.48

Pozo especialmente perforado. La conductividad fue medida a 16 niveles en sección paleozoica. Se aplicó corrección climática.

Earkring 5		600	2.73	-
Earkring 6		660	2.75	-
Earkring 64		610	1.97	-
Earkring 141		605	2.87	-

En esta región hay posibilidad de disturbios por flujo de agua.

ISLANDIA 4.50

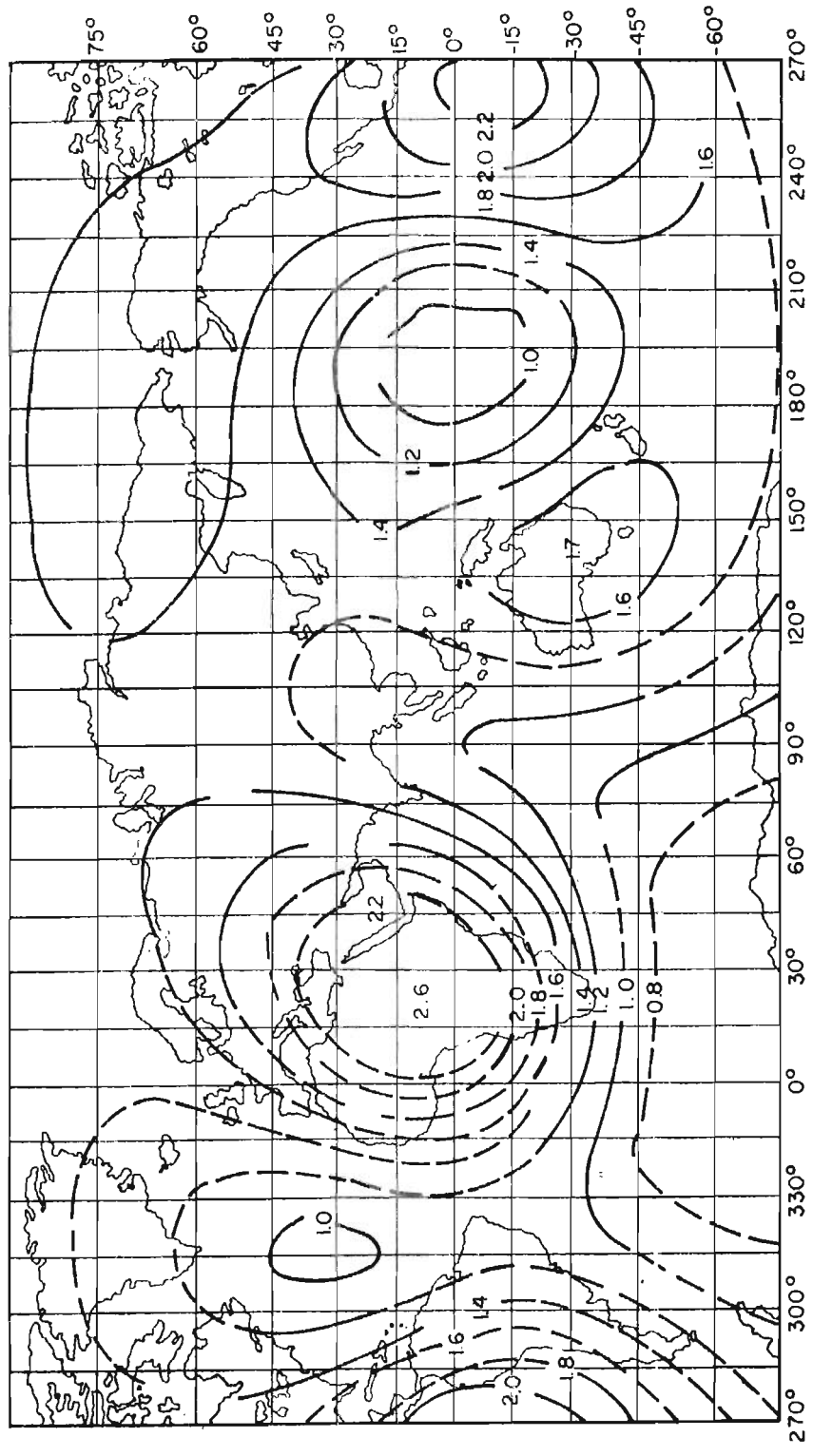
ITALIA

Lardarello	3 Pozos	1500	6-14	-
------------	---------	------	------	---

UNION SOVIETICA

Yakovlevski	2 Pozos	820	1.40	-
Uman	Pozo	180	0.66	-
Belaya	Pozo	120	0.63	-

En toda Europa, el área hipertérmica más pronunciada es usualmente encontrada en Italia, donde se conocen muchos volcanes activos. Boldizar (1963) reporta flujos de calor en el rango de 6 a 14 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$ en Lardarello, Toscana, donde la energía geotérmica es aprovechada para la producción de energía eléctrica en



REPRESENTACION EN FUNCION ORTOGONAL DE 987 VALORES DE FLUJO CALORICO FIG. 5

LAS LINEAS LLENAS SON $M \text{ cal/cm}^2$

gran escala.

2. LA FUENTE DE CALOR.

La transferencia de calor dentro de la tierra y su eventual pasaje a la superficie por conducción a través de la corteza, tiene un papel importante en las teorías modernas de geodinámica.

La información significativa acerca de los procesos térmicos y tectónicos en el interior de la tierra viene de consideraciones de cómo ciertas propiedades físicas de la misma, como su viscosidad, cambian con la temperatura.

La larga evolución térmica de la tierra está estrechamente ligada a la abundancia y tiempo de vida de sus isótopos productores de calor. Los isótopos radiactivos que han producido cantidades significantes de calor a través del tiempo geológico tienen dos características:

- a) El tiempo de vida media del isótopo es del mismo orden que la edad de la tierra: 4.6 billones de años.
- b) Su abundancia relativa y su producción de calor relativamente grande.

Solamente los isótopos: Torio 232, Uranio 238, Uranio 235, y Potasio 40, con sus respectivos tiempos de vida media: 14.1; 4.51; 0.71 y 1.26 billones de años satisfacen estas condiciones.

Algunos investigadores han basado sus cálculos de la historia térmica de la tierra asumiendo que la abundancia de isótopos radiactivos dentro de ella es igual a la de los meteoritos condriticos.

Los meteoritos proceden de un cuerpo del sistema solar que se desintegró en los planetoides que hoy ocupan la órbita entre Marte y Júpiter. Están constituidos principalmente de tres materiales: hierro níquelífero (fase metálica), troilita (fase sulfuro) ; y silicatos (fase silicática).

Los meteoritos formados esencialmente por metal se llaman sideritos , los constituidos por silicatos, aerol

tos, y los constituidos por la mezcla de la fase metálica y lítica se llaman siderolitos. Los aerolitos se dividen en acondritos y condritos según la carencia o presencia de cóndrulos.

Los cóndrulos son cuerpos esféricos pequeños, de alrededor de un milímetro de diámetro, compuestos de los silicatos ortopiroxeno y/u olivino. Los condritos están formados por cóndrulos, unidos por materiales como hierro, troilita y silicatos.

Se han propuesto varios argumentos en apoyo de la suposición que la tierra tiene composición condrítica, pero el de mayor peso es la igualdad aproximada en los cálculos del flujo de calor terrestre de la superficie y la velocidad de generación de calor en una tierra de composición condrítica.

Un análisis del flujo de calor terrestre da un valor aproximado de $1.53 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$. Si la tierra entera estuviese formada por condritos y si el calor producido alcanzara la superficie, el flujo de calor promedio da un valor aproximado de $1.42 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$.

Si solamente el manto fuera de composición condrítica, el flujo de calor alcanza un valor de $0.96 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg}$.

A pesar de considerables incertezas, hay una gran coincidencia entre el flujo de calor y la producción de calor en una tierra de composición condrítica.

Las composiciones observadas de uranio, torio y potasio en materiales terrestres varía grandemente, sin embargo, las relaciones de potasio a uranio (K/U) y de torio a uranio (T/U) en una gran variedad de rocas tienen valores casi constantes (tabla 1).

La corteza terrestre continental tiene un espesor promedio de 40 kilómetros, menos del 1% del radio de la tierra, y las rocas que la forman contienen suficiente cantidad de elementos radiactivos para proporcionar una fracción significativa, sino todo el flujo de calor terrestre.

En las rocas continentales, en particular en los granitos se genera cantidades significantes de calor por la desintegración espontánea de elementos radiactivos.

T A B L A 1

PRODUCCION DE CALOR EN ROCAS

ROCAS	Concentración (p.p.m.)			K/U	Produc. Total de calor promedio - x 10 ⁻⁸ cal/g - año
	Uranio	Potasio	Torio		
a) Granitos	4.75	37.900	18.5	8 x 10 ³	810
b) Intermedias	2.0	19.000	-	9 x 10 ³	340
a) Basaltos	0.6	8,400	2.7	1.4 x 10 ⁴	119
c,d,e) Eclogitas					
Bajo U	0.048	360	0.18	7.4 x 10 ³	9.1
Alto U	0.25	2.600	0.45	1 x 10 ⁴	34.0
c) Peridotita	0.016	12		7.5 x 10 ³	0.91
c) Dunita	0.001	10		1 x 10 ⁴	0.19
f) Condritos	0.012	845	0.03	2 x 10 ⁴	3.94

a) Heier y Rogers (1963)

b) Evans y Goodman (1941) Senftle y Keevil (1947)

c) Tilton y Reed (1963)

d) Heier (1963)

e) Lovering y Morgan (1963)

f) Wasserburg (1964)

3. TRANSFERENCIA DE CALOR A LA SUPERFICIE.

El flujo de calor a través de una capa de rocas se define como la diferencia de temperatura entre las capas superior e inferior del estrato.

En un medio impermeable hay conducción térmica a la cual se le aplica la Ley de Fourier:

$$Q = K (T_2 - T_1)$$

donde:

Q = Flujo de calor

K = Conductividad térmica

T₁ = Temperatura de la capa superior del estrato

T₂ = Temperatura de la capa inferior del estrato

En un medio permeable el calor es transmitido simultáneamente de dos maneras: por conducción a través de las rocas y por convección en la formación permeable.

La capacidad de las rocas para transmitir calor por conducción es baja, mientras que la capacidad de transmitir calor por convección es alta en lechos con suficiente permeabilidad.

En un estrato impermeable, donde prevalece la conducción, la distribución de temperatura es proporcional con la profundidad. La figura 6 muestra la distribución de temperaturas en una capa impermeable. En el intervalo bajo consideración, la temperatura está condicionada por la profundidad.

La convección es un mecanismo eficiente para el transporte de calor. Debido a la convección, la parte más caliente del fluido es puesta en contacto con la parte más fría del estrato y la parte más fría del fluido en la formación, es puesta en contacto con la superficie más caliente del reservorio. Este movimiento es continuo, tal que el fluido en la formación está renovándose continuamente, la diferencia en la temperatura es mantenida y el coeficiente de transmisión en contacto con el fluido y la roca es mejor cuando el fluido está en movimiento.

Goguel ha estudiado los movimientos provocados por el calor en aguas de formaciones profundas y las condi -

ciones requeridas para la formación de corrientes de convección. Ha demostrado que cuando la permeabilidad es más alta, más bajo es el gradiente térmico y se pasa de un régimen estático a uno de corrientes de convección, éstas se establecen en zonas de alta permeabilidad.

En la figura 7 se muestra un ejemplo en una formación cavernosa excesivamente fracturada en la cual la resistencia al movimiento es reducida a la resistencia debido a la presión interna del fluido. El flujo de calor de abajo, proveniente de la fuente de calor provoca corrientes de convección en el agua contenida en el reservorio, en éste, las diferencias de temperatura son pequeñas. El tope del estrato sellado es impermeable, entonces no puede ser afectado por corrientes de convección y el gradiente de temperatura es mucho más inclinado.

En (a) estado inicial no-permanente:

- Q (flujo de calor saliendo, es menor que Q , el flujo de calor entrando)

En (b) estado estacionario:

El flujo de calor de la fuente de calor al reservorio del tope del estrato sellado o sea $-Q$ (flujo de calor saliendo) es igual a $+Q$ (el flujo entrando). Esto se debe a que se aumenta la diferencia promedio entre la temperatura del fluido y la temperatura de la roca.

La figura 8 muestra como se transmite el calor en un lago de lava fundida cubierto por una capa solidificada. El aire puede disipar grandes cantidades de calor de una superficie con diferencias de temperatura moderadas. El aire en movimiento disipa por convección el calor rápidamente, mientras que la capa de lava solidificada transmite el calor de manera menos eficiente por conducción. El aire en movimiento tiene un coeficiente de convección mucho más grande que el de la lava sólida y su temperatura promedio es prácticamente uniforme.

SISTEMA HIDROTHERMAL.

Un sistema hidrotermal es el mecanismo de transferencia de calor que depende del transporte de agua en la corte

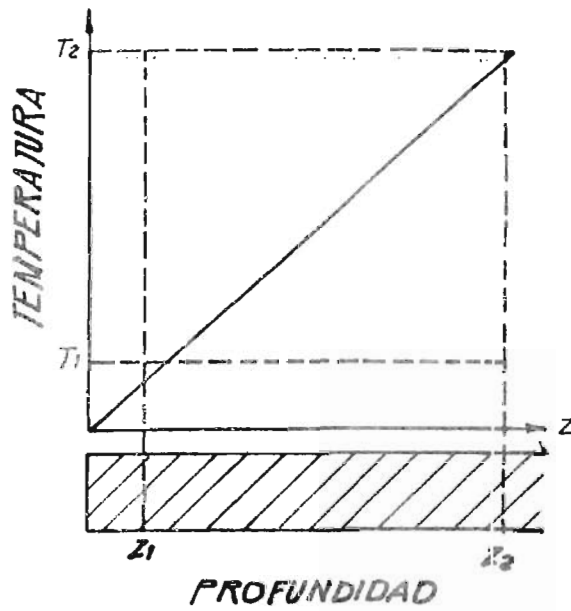


FIG. 6

DISTRIBUCION DE TEMPERATURA EN UNA CAPA PERMEABLE.

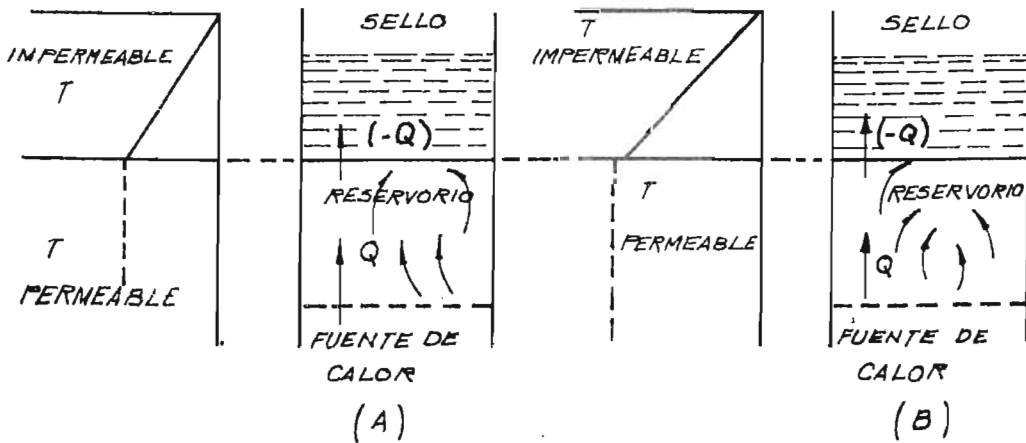


FIG. 7

- (A) ESTADO INICIAL NO PERMANENTE
 (B) ESTADO ESTACIONARIO.

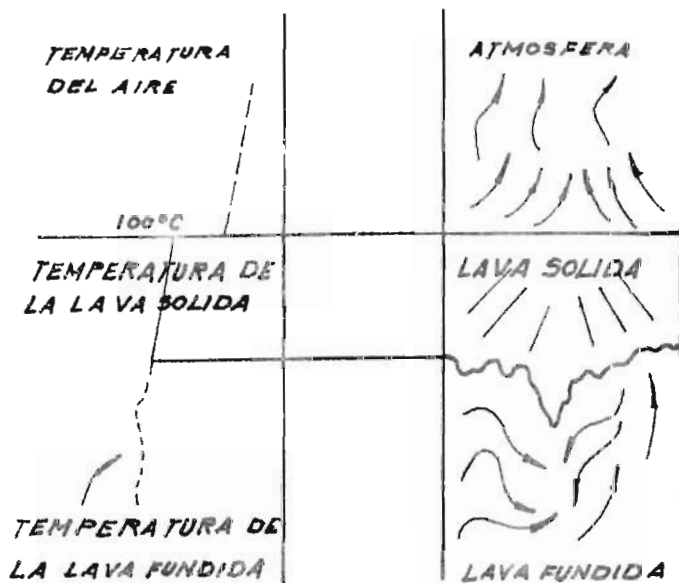


FIG. 8

(A) DIAGRAMA DE TEMPERATURA
(B) SECCION GEOLOGICA

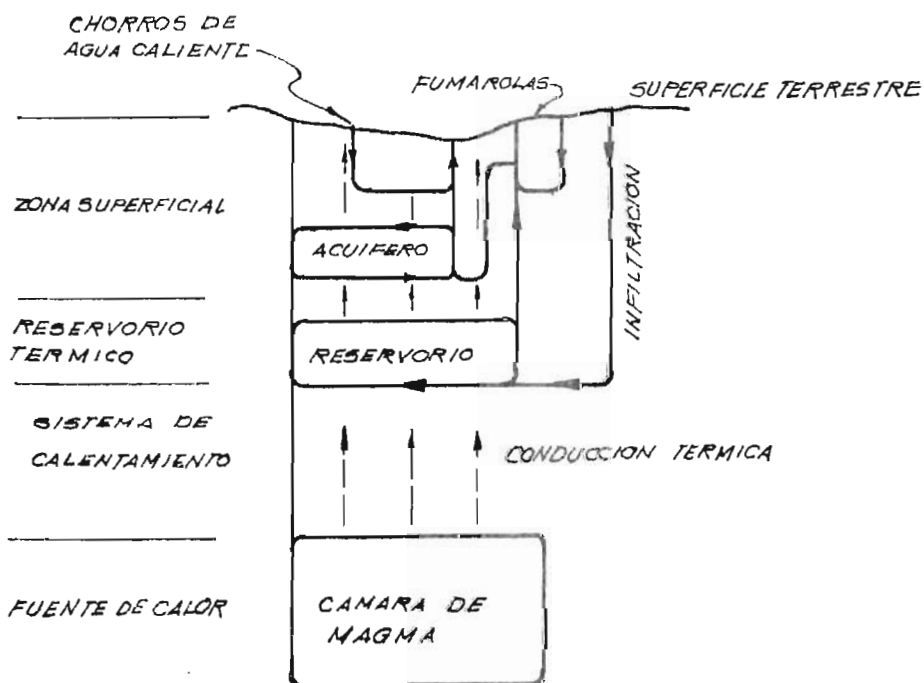


FIG 9

COMPOSICION DE UN SISTEMA HIDROTHERMAL

a terrestre y produce en la superficie un área termal en la cual el flujo de calor es diferente del normal.

En un área geotermal una gran cantidad de calor se -- descarga de un área limitada, y es imposible explicar esa descarga solamente por el flujo de calor conductivo de la corteza terrestre.

Por ejemplo, el flujo de calor promedio para toda el área de los sistemas en la zona volcánica de 2500 kilómetros cuadrados del Taupo en Nueva Zelanda, es alrededor de 50 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{-seg.}$ cuarenta veces más grande que el valor regional obtenido fuera del área termal.

La temperatura en la base de la depresión del Taupo - se estima en un valor alrededor de 400°C . Si se compara con el valor de 200°C , a la misma profundidad de 5 kilómetros fuera de la depresión, la inducción daría ella sola un valor de flujo de calor dos veces más - grande que el normal, y aún si la temperatura en la - base fuera de 1000°C , el flujo sería solamente cinco veces el normal.

De modo que el calor es transferido por el flujo del fluido a través del sistema y por lo tanto debe to-marse en cuenta el sistema hidrotermal en la transferencia de calor .

CONDICIONES QUE FORMAN UN SISTEMA HIDROTERMAL

- 1) Debe contener capas total o parcialmente permea-bles con un medio poroso o zonas de fractura y deben contener agua.
- 2) La distribución de temperatura debajo de la capa permeable no debe ser homogénea, o sea que el calor suministrado de abajo no debe ser uniforme. Esta condición es necesaria para dar origen al - flujo causado por las diferencias en densidad del fluido en las capas permeables. Si el calor es - uniforme y muy fuerte, se rompe la estabilidad -- del fluido en la capa permeable, si es uniforme - y débil, debe haber gradientes de presión que originen la circulación en las capas permeables.

La figura 9 muestra un esquema de la composición de - un sistema hidrotermal.

La zona de superficie es la comprendida entre el acuífero caliente y la superficie terrestre. El reservorio es un cuerpo líquido de alta temperatura. El sistema de descarga lo constituyen las manifestaciones superficiales como chorros de agua caliente, fumarolas. Todas las manifestaciones hidrotermales se pueden clasificar en dos grupos dependiendo de la fuente donde se deriva el calor, así tenemos:

a) Actividad hidrotermal secundaria.

Dentro de ella se consideran aquellas manifestaciones en las cuales el subsuelo es permeable, con agua caliente en estado líquido.

Una característica importante en este caso es la limitación de la capacidad de transporte de calor del agua por la relación punto de ebullición-presión y la ausencia de vapor magmático. Cuando se perforan pozos en formaciones permeables calientes, la presión del vapor producido será determinada por la carga hidrostática para esa profundidad. Si la presión excediera el peso de la columna de agua, ésta se liberaría a sí misma a través de una erupción.

Asimismo, la temperatura corresponderá cercanamente y no excederá el punto de ebullición del agua a la presión y profundidad dadas.

b) Actividad hidrotermal primaria.

En esta, el vapor magmático primario ocurre en -- fracturas o fallas que penetran un cuerpo de magma en enfriamiento. Como el magma se eleva hacia la superficie, una reducción de presión permite que el vapor de agua deje la solución y escape.

Las rocas ígneas básicas cristalizan a una temperatura promedio de alrededor de 2110°F, entonces la temperatura del magma mientras es todavía líquido es capaz de generar vapor está lejano en exceso de la temperatura crítica del vapor e independientemente de la presión, el agua será vaporizada y tendrá un alto grado de sobrecalentamiento.

Las rocas profundas que están próximas a la fuente de vapor no pueden tener una permeabilidad alta y la presión estará determinada no tanto por la carga hidrostática como por el peso de la roca confinante.

EL SISTEMA RECARGA-DESCARGA.

En el sistema recarga-descarga, agua meteórica fría - entra a través de las capas permeables o fisuras de - la tierra en el área de recarga y es calentada por el flujo normal de calor o las fuentes magmáticas de calor.

Si el agua meteórica se infiltra suavemente dentro de la tierra alcanzará la misma temperatura subterránea, pero esta temperatura disminuirá con la infiltración de agua superficial.

En un área de flujo normal de calor f , consideremos - un acuífero hecho de un estrato permeable inclinado - que alcanza la superficie terrestre en el área de recarga y se inclina hacia abajo en un ángulo ϕ como muestra la figura 9 A. Si el estrato es de anchura B y pequeño espesor, consideramos el flujo en él unidireccional. La ecuación de energía que expresa el balance entre el flujo normal de calor dentro del estrato, la pérdida por conducción a la superficie y el calor transportado a lo largo del estrato es:

$$\frac{q \rho_c}{B} \frac{d\theta_a}{ds} = f - \left(\frac{K_r \theta_a}{\phi s} \right) \quad (1)$$

donde:

θ_a = temperatura del agua en el acuífero relacionada a la de la superficie terrestre a la distancia s del área de recarga.

K_r = conductividad térmica de la roca circundante.

La solución de esta ecuación que da $\theta_a = \theta$ en el área de recarga a $s = 0$ es:

$$\theta_a = \frac{\theta_b}{1 + x} \quad x = \frac{\phi q \rho_c}{B K_r} \quad (2)$$

donde:

$\theta_b = fz/K_r$ es la temperatura que existiría - en la posición $z = \phi s$ si ningún acuífero estuviera presente.

El término x proviene de la pérdida conductiva de energía del fluido caliente en el estrato, a la superficie. Estas pérdidas muchas veces serán verdaderamente un gran porcentaje de la energía total disponible. Por ejemplo, tomando $\phi = 0.004$ radianes, $B = 5$ Kms (ancho) y $K_r = 0.003$ cal/cm sec $^{\circ}\text{C}$; tenemos que $x = 0.3$. De este modo, la descarga de temperatura será reducida alrededor del 30% debajo del valor máximo posible.

El agua caliente deja el acuífero y entra a la tubería de descarga con un exceso de temperatura θ_{ah} dado por la ecuación (1) evaluada a $\phi_s = h$.

Considerando el caso simple de una tubería de descarga estrecha de diámetro a , (y longitud $h \gg a$) tal que el flujo lateral por conducción del agua caliente elevándose en la tubería a los alrededores de la roca más fría es casi radial y las pérdidas a la superficie las cuales ocurrirán solamente sobre una profundidad de orden a , pueden ser despreciables.

Si la temperatura local de la tubería difiere de sus alrededores por $\Delta\theta$, la pérdida de calor por unidad de longitud de tubería será:

$$q_{\theta c} \frac{d\theta}{dz} = \frac{-2\pi K_r \Delta\theta}{\log a'/a} \quad (3)$$

donde a' es el diámetro al cual la distribución de temperatura de la roca circundante no es afectada por la presencia de la tubería. Es suficientemente exacto dejar $a' = 2h$ y $a \ll h$.

Se escribe esta expresión como $J\Delta\theta$ tal que J es la pérdida de calor por unidad de longitud de tubería por grado, de exceso de temperatura.

La ecuación de energía para el agua en la tubería de descarga expresa el balance entre las pérdidas laterales de calor y el calor transportado arriba de la tubería.

$$q_{\theta c} \frac{d\theta_p}{dz} = J (\theta_p - \theta') \quad (4)$$

Donde:

θ_p = exceso de temperatura del agua en la tubería de descarga.

θ' = exceso de temperatura de los alrededores

$$\theta' = \frac{\theta_{ah} z}{h} \quad (5)$$

Donde θ_{ah} es dado por la ecuación (2) evaluada a $\theta_s = h$

La solución de la ecuación (4) para la cual $\theta = \theta_{ah}$ a $z = h$ es:

$$\Delta\theta = \theta_p - \theta' = \xi \theta_{ah} \left[1 - e^{-(1-z/h)^{1/\xi}} \right] \quad (6)$$

$$\xi = \frac{q\rho c}{Jh} = \frac{q \log(2h/a)}{2\pi K h} \quad (7)$$

Si el agua no es enfriada además cerca de la superficie, será descargada a la superficie con un exceso de temperatura θ_{po} dado por la ecuación:

$$\Delta\theta = \theta_p - \theta' = \xi \theta_{ah} \left[1 - e^{-(1-z/h)^{1/\xi}} \right]$$

evaluada a $z = 0$

$$\theta_{po} = \frac{\theta_{ah} \xi (1 - e^{-1/\xi})}{1 + x}$$

Cuando ξ es pequeño, la temperatura de descarga es proporcional a la descarga, $\theta_{po} \propto \xi$.

Una velocidad de descarga más grande θ_{po} pasa a través de un valor máximo excepto cuando x es pequeña, correspondiendo a solamente una pérdida pequeña en el acuífero.

Considerando un sistema recarga-descarga, donde el agua fría es inyectada por medio de un pozo hacia el estrato, fluye a través de éste y luego se lleva hacia la superficie por medio de un pozo de producción, el agua inyectada se calentará durante su flujo a través del pozo de inyección y el estrato, mientras que

el estrato será enfriado por el agua inyectada.

En el pozo de producción, el agua será calentada en su parte más baja y enfriada en su parte superior.

Se supone que el calor fluye horizontal y radialmente del pozo. Si θ es la temperatura y r es el radio del pozo, la ecuación calorífica de continuidad es:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \theta}{\partial r} \right) = 0$$

Integrando esta ecuación y considerando las condiciones:

- $\theta = \theta_w$ = temperatura del agua en el pozo
- a $r = r'$ = radio del pozo
- $\theta = \theta'$ = temperatura a la distancia r_e
- a $r = r_e$ = distancia a la cual el pozo no se afecta.

$$\theta = \frac{(\theta' - \theta_w)}{\log r_e/r_1} \log r + \theta_w - \frac{(\theta' - \theta_w) \log r_1}{\log r_e/r_1}$$

La ecuación de conservación de calor es:

$$q\rho c \frac{\partial \theta_w}{\partial z} = 2\pi K r_1 \left(\frac{\partial \theta}{\partial r} \right)_{r=r_1} = 2\pi K \frac{(\theta' - \theta_w)}{\log r_e/r_1}$$

Donde:

- q = flujo másico de agua inyectada
- ρ = densidad del agua inyectada
- c = calor específico del agua inyectada

Escribiendo J_1 como:

$$J_1 = \frac{2\pi K}{\log r_e/r_1} \quad \text{y} \quad \theta_w = \theta$$

$$\frac{d\theta}{dz} + \frac{J_1 \theta}{q_1 \rho c} = \frac{J_1 \theta'}{q_1 \rho c} \quad (13)$$

La temperatura θ' a cualquier profundidad z es:

$$\theta' = \theta_{a1} + (\theta_b - \theta_{a1}) \frac{z}{D_1} \quad (14)$$

Donde:

θ_{a1} = temperatura atmosférica en la superficie terrestre

θ_b = temperatura de la tierra a la profundidad D_1 cuando no se ha inyectado agua

La ecuación (13) se convierte en:

$$\frac{d\theta}{dz} + \frac{J_1 \theta}{q_1 \rho c} = \frac{J_1}{q_1 \rho c} \left\{ \theta_{a1} + (\theta_b - \theta_{a1}) \frac{z}{D_1} \right\} \quad (15)$$

Integrando esta ecuación y poniendo:

$$\theta = \theta_{a1} \quad , \quad \text{a } z = 0$$

$$\xi_1 = \frac{q_1 \rho c}{J_1 D_1} = \frac{q_1 \rho c}{2\pi K D_1} \log \frac{r_e}{r_1}$$

$$\theta = \theta_{a1} + (\theta_b - \theta_{a1}) \left(\frac{z}{D_1} - \xi_1 \right) + (\theta_b - \theta_{a1}) \xi_1 e^{-1/\xi_1} \quad (16)$$

La temperatura del agua en el fondo del pozo $z = D$ es:

$$\theta_1 = \theta_{a1} + (\theta_b - \theta_{a1})(1 - \xi_1) + (\theta_b - \theta_{a1}) \xi_1 e^{-1/\xi_1} \quad (17)$$

En esta ecuación si $q_1 \rightarrow 0$ y $\xi_1 \rightarrow 0$

Entonces: $\theta_1 \rightarrow \theta_b$

y si $q_1 \rightarrow \infty$ y $\xi_1 \rightarrow \infty$

entonces:

$$\theta_1 = \theta_{a1} + (\theta_b - \theta_{a1})(1 - \xi_1) + (\theta_b - \theta_{a1})\xi_1(1 - \frac{1}{\xi_1}) \rightarrow \theta_{a1}$$

Si la superficie terrestre se inclina α de la horizontal y el estrato que soporta el agua se inclina β de la horizontal, la distancia a lo largo de la dirección del flujo del pozo de inyección al pozo de producción es:

$$S = \frac{x}{\cos \beta} \quad (18)$$

x = distancia horizontal entre los dos pozos

La profundidad del estrato que soporta el agua a cualquier s es:

$$d = D_1 \operatorname{sen} \left(\frac{\pi}{2} - \alpha \right) + S \operatorname{sen} (\beta - \alpha) \quad (19)$$

Si Q es el volumen total del agua fluyendo en el estrato, si B es el ancho del flujo en el estrato.

Si el agua fluyendo es calentada por el flujo de calor f y si el calor corre lejos de la superficie correspondiente al gradiente medio de la temperatura entre el estrato y la superficie podemos escribir:

$$\frac{\rho c Q}{B} \frac{d\theta}{ds} = f - \frac{K(\theta - \theta_a)}{d} \quad (20)$$

donde f se considerará invariable aunque el agua en el estrato fluya o no.

$$f = \frac{K(\theta_b - \theta_a)}{d} \quad (21)$$

$$\frac{\rho c Q}{B} \cdot \frac{d\theta}{ds} = K \frac{(\theta_b - \theta_a)}{d} \quad (22)$$

Resolviendo esta ecuación y considerando una condición de enlace $\theta = \theta_1$ a $s = 0$,

$$\theta = \theta_b - (\theta_b - \theta_1) \left\{ 1 + \frac{S(\beta - \alpha)}{D_1} \right\} - \frac{B K}{\rho c Q(\beta - \alpha)} \quad (23)$$

si S es la distancia del pozo de inyección al de producción θ_2 es la temperatura en el fondo del pozo de producción.

$$\theta_2 = \theta_b - (\theta_b - \theta_1) \left\{ 1 + \frac{S(\beta - \alpha)}{D_1} \right\} - \frac{B K}{\rho c Q(\beta - \alpha)} \quad (24)$$

Si $\beta \rightarrow \infty$ o' $Q \rightarrow \infty$

$$\theta_2 = \theta_b$$

Si $B \rightarrow 0$ o' $Q \rightarrow 0$

$$\theta_2 \rightarrow \theta_1$$

La ecuación de conservación de calor del pozo productor se puede escribir como:

$$q_2 \rho c \frac{\partial \theta_w}{\partial z} = J_2 (\theta_w - \theta') \quad (25)$$

Donde:

q_2 = volumen de producción

θ_w = temperatura del agua en el pozo

$J_2 = 2\pi K / \log r_e / r_2$

$$\theta' = \theta_{a2} + (\theta_b - \theta_{a2}) \frac{z}{D_2} \quad (26)$$

θ_{a2} es la temperatura del aire en el lugar del pozo de producción.

Entonces, la ecuación (25) llega a ser:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{J_2 \theta}{q_2 \rho c} = - \frac{J_2}{q_2 \rho c} \left\{ \theta_{a2} + (\theta_b - \theta_{a2}) \frac{z}{D_2} \right\} \quad (27)$$

Integrando esta ecuación y aplicando $\theta = \theta_2$ a $z = D_2$

$$\theta = \theta_{a2} + (\theta_b - \theta_{a2}) \left(\frac{z}{D_2} + \xi_2 \right) + \left\{ \theta_2 - \theta_{a2} - (\theta_b - \theta_{a2}) (1 + \xi_2) \right\} e^{-\frac{1}{\xi_2} \left(1 + \frac{z}{D_2} \right)} \quad (28)$$

donde $\xi_2 = \frac{q_2 \rho c}{J_2 D_2}$

En el cabezal $z = 0$

$$\theta_3 = \theta_{a2} + (\theta_b - \theta_{a2}) \xi_2 + \left\{ \theta_2 - \theta_{a2} - (\theta_b - \theta_{a2}) (1 + \xi_2) \right\} e^{-1/\xi_2} \quad (29)$$

Si $q_2 \rightarrow 0$, $\xi_2 \rightarrow 0$

entonces $\theta_3 \rightarrow \theta_{a2}$

si $q_2 \rightarrow \infty$ $\xi_2 \rightarrow \infty$

La temperatura del agua en el cabezal del pozo de producción es:

$$\theta_3 = \theta_{a2} + (\theta_b - \theta_{a2}) \xi_2 + \left[- (\theta_b - \theta_{a2}) \xi_2 - (\theta_b - \theta_{a1}) \xi_1 \right. \\ \left. (1 - e^{-1/\xi_1}) \left(1 + \frac{S(\beta - \alpha)}{D_1} \frac{B K}{cQ(\beta - \alpha)} \right) \right] e^{-1/\xi_2} \quad (30)$$

esta ecuación es combinación de las ecuaciones 17, 24 y 29. donde $Q = n_1 q_1$

n_1 = es el número de pozos de inyección

si p = relación de separación

$pQ = n_2 q_2$ donde n_2 es el número de pozos de producción y p es positivo y menor que 1.

Ejemplo:

Si usamos como un ejemplo los siguientes parámetros:

$$\theta_{a1} = 5^\circ\text{C} \quad \theta_{a2} = 15^\circ\text{C} \quad , \quad \theta_b = 330^\circ\text{C}$$

$$D_1 = 3 \text{ Kms}$$

$$D_2 = 5 \text{ Kms}$$

$$Q = 40000 \text{ cm}^3/\text{seg} = 144 \text{ m}^3/\text{hr}$$

$$n_1 = 40, \quad n_2 = 5 \quad n_p = 0.75$$

$$q_2 = 6000 \text{ cm}^3/\text{seg} = 21.6 \text{ m}^3/\text{hr}, \quad q_1 = 1000 \text{ cm}^3/\text{seg}$$

$$B = 200 \text{ m} \times 39 = 7800 \text{ m}$$

$$S = \sqrt{10^2 + 4^2} = 10.77 \text{ Kms}$$

$$\alpha = \tan^{-1} 1/5 \quad , \quad \beta = \tan^{-1} 2/5$$

$$\beta - \alpha = 0.183$$

$$K = 3 \times 10^{-3} \text{ cal /cm-grado-seg}$$

$${}^\circ\text{C} = 1 \text{ cal/cm}^3 \text{ grado}$$

$$r_1 = r_2 = 10 \text{ cm}$$

$$r_e = 100 \text{ m}$$

$$\text{Log } r_e/r_1 = 6.9$$

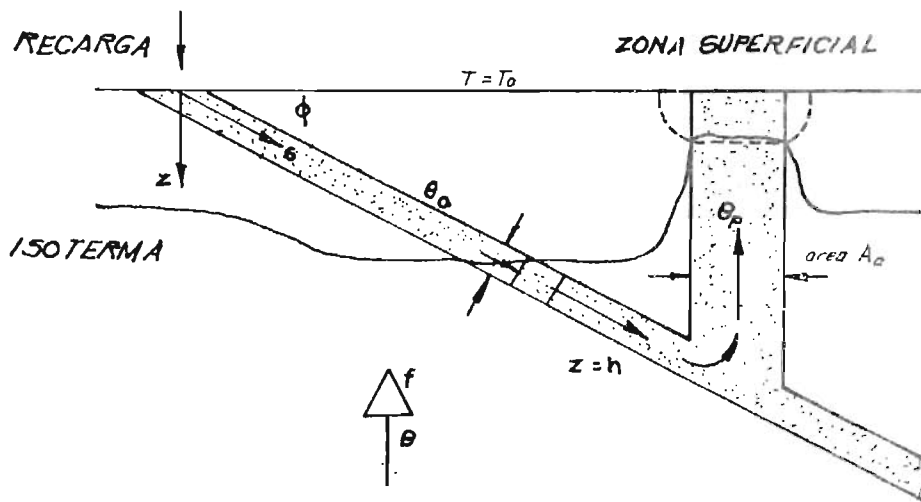


FIG. 9-A

TEMPERATURA DE AGUA °C

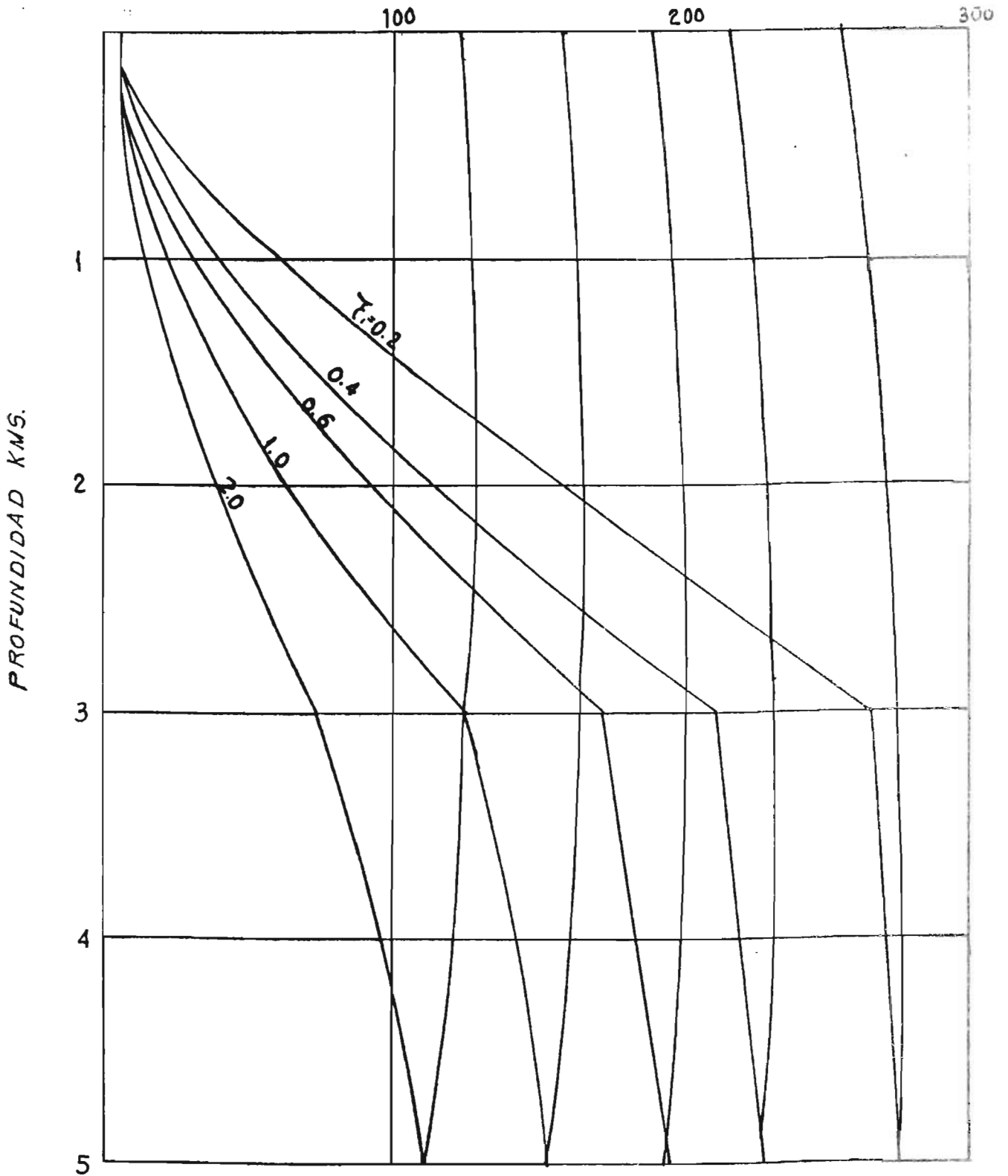


FIG. 10

$$\xi_1 = \frac{q_1 \rho c}{2\pi K D_1} \log \frac{r_e}{r_1} = 1.2$$

$$\xi_2 = \frac{q_2 \rho c}{2\pi K D_2} \log \frac{r_e}{r_1} = 4.4$$

De las ecuaciones 17, 24 y 29

$$\theta_1 = 116^\circ\text{C}, \quad \theta_2 = 148^\circ\text{C}, \quad \theta_3 = 143^\circ\text{C}$$

Este ejemplo muestra que se puede obtener 1.8 m³/hr de agua térmica con 143°C.

Las variaciones de temperatura a través del sistema se muestran en la gráfica 10 donde los parámetros θ_{a1} , θ_{a2} , θ_b , D_1 , D_2 , C , Q , B , K , ρ , $(\beta - \alpha)$ tienen los mismos valores que en el ejemplo y ξ_1 y ξ_2 tienen varios valores como 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0 y 2.0.

PERDIDAS DE CALOR SUPERFICIALES EN AHUACHAPAN.

Para evaluar los recursos hidrotermales en Ahuachapán y determinar la posibilidad de su explotación económica se hizo un estudio de las pérdidas de calor del área fumarólica de Ahuachapán y Agua Shuca en 1955.

El estudio tenía como objetivo estimar la cantidad de energía calorífica que alcanzaba la superficie y determinar la posibilidad de que la calidad de vapor de los pozos perforados en esa zona, tuviera uso práctico.

Las pérdidas de calor en la superficie de la tierra, donde no había manifestaciones de vapor eran casi despreciables. Las fumarolas se ubicaron en un mapa geográfico y fueron medidas las temperaturas a lo largo de una línea que recorría las fumarolas en el playón de Ahuachapán. No fue posible hacer medidas a profundidades mayores de 20 cms. (Gráfico 10-A)

Las temperaturas más altas se encontraron en suelos húmedos cerca de vertederos de vapor, y las más bajas, en rocas sólidas secas. Esto apoyó la deducción de -

que casi todo el calor llega a la superficie con el vapor y casi nada es el resultado de la conducción a través de las rocas.

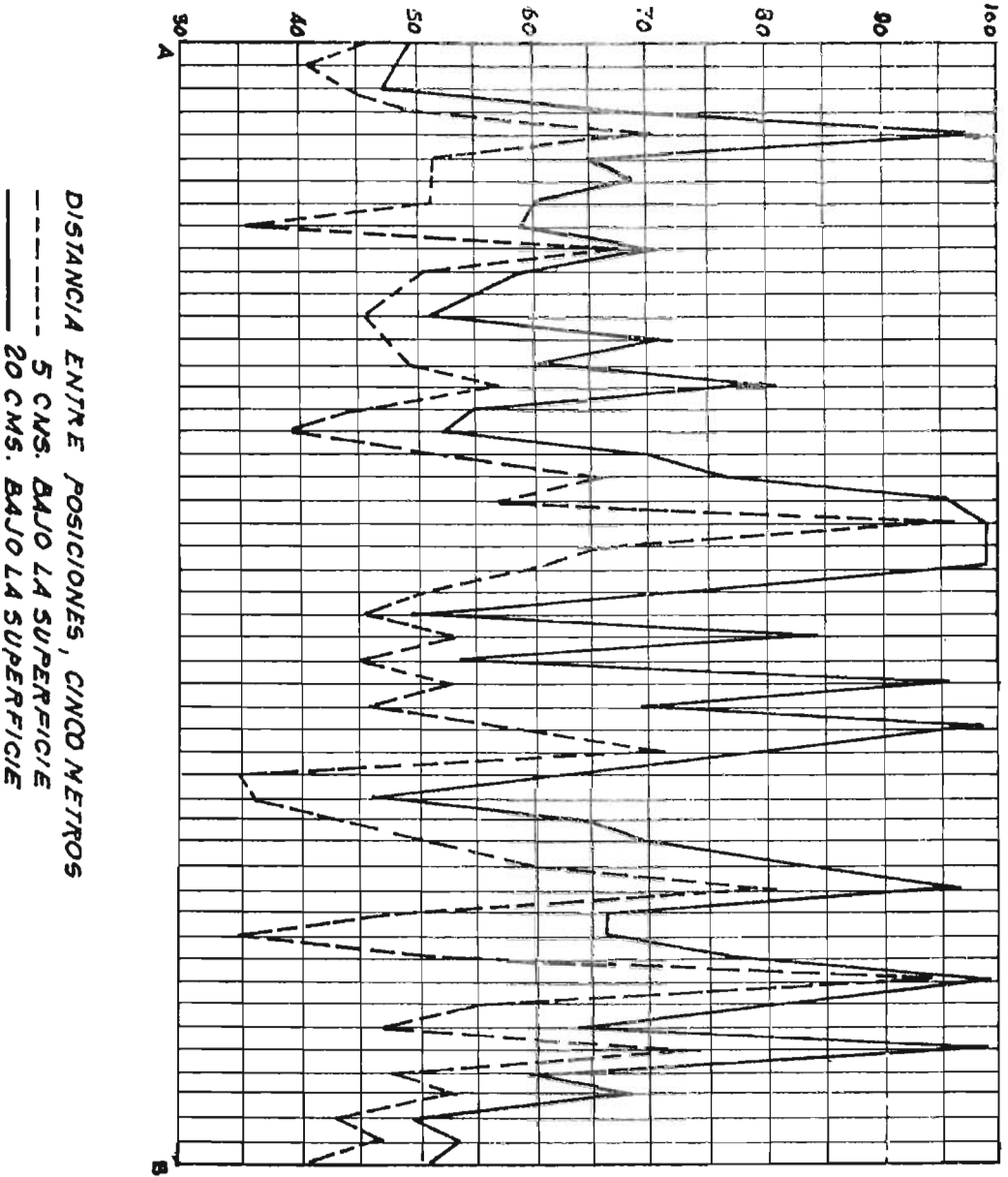
Se construyeron dos vertederos para medir la cantidad de agua entrando y saliendo del área y aunque la corriente fluyendo a través del Playón de Ahuachapán -- transporta una gran cantidad de calor se encontró que las fumarolas eran responsables en gran parte de las pérdidas totales de calor.

A cada abertura en las fumarolas se le asignó un número de acuerdo a su tamaño aparente y pérdida de calor. En la tabla siguiente están tabulados los datos del tamaño y el flujo de calor por abertura.

Tamaño	Flujo Cal.	Nº abertura		Flujo Cal. Total Calorías - Gr/Min.	
Abert.	Cal-gr/min	Ahuachapán	Agua Sh.	Pl. Ahuach.	Agua Sh.
1	3000	20	12	60000	36000
2	6000	17	9	102000	54000
3	10000	17	11	170000	110000
4	21000	13	9	273000	189000
5	40000	12	8	480000	320000
6	65000	11	6	715000	390000
7	92000	9	5	828000	460000
8	124000	9	5	1116000	620000
9	167000	7	3	1169000	501000
10	204000	6	4	1224000	816000
11	254000	5	0	1270000	-
12	305000	5	1	1525000	305000
13	360000	3	1	1080000	360000
14	417000	4	-	1668000	-
15	476000	3	-	1428000	-
16	536000	2	1	1072000	536000
17	595000	1	-	595000	-
18	656000	-	-	-	-
19	718000	1	-	718000	-
20	778000	2	-	1556000	-
				17049000	4697000

GRADOS CENTIGRADOS

TEMPERATURAS SUBTERRANEAS, PLAYON DE AHUACHAPAN



El estudio de las fumarolas en el área de Ahuachapán - mostró que la posibilidad de explotación del campo para generación de potencia era factible, ya que podría desarrollarse un vapor de alta calidad, alta presión y temperatura y un volumen adecuado.

CAMPO GEOTERMICO

En un campo geotérmico como el mostrado en el esquema 11, donde el sello reduce la dispersión de calor en la superficie, se incrementa la temperatura del agua en el reservorio.

El agua afectada por corrientes de convección puede alcanzar la superficie, donde está expuesta solamente a la presión atmosférica y no puede pasar la temperatura correspondiente a dicha presión. En un campo geotérmico, el sello, que es pobremente permeable interrumpe la transmisión de energía por convección, un proceso más eficiente que la conducción.

En los diagramas hipotéticos temperatura-profundidad - (N.º 12) el gradiente de temperatura en la capa permeable de producción (donde hay corrientes de convección) es bajo, (líneas cortadas) mientras que en el sello impermeable, donde el calor se transmite por conducción, el gradiente es alto. (líneas continuas).

Esto se ilustra mejor en los diagramas 13, 14 que muestran la distribución de temperatura en una capa permeable en comparación a la capa sello:

- a) No existe capa sello y la capa permeable está en la superficie: la temperatura promedio tiene una tendencia a aproximarse a 100°C o a la temperatura de ebullición del agua en la superficie.
- b) El gradiente en la capa sello es función del flujo de calor geotérmico. Para un dado flujo y un dado gradiente en la capa sello, la temperatura en el reservorio es alta si el espesor de la capa sello es grande.
- c) La capa sello contiene un estrato de rocas permeables de un espesor no suficiente para formar corrientes de convección: la variación del gradiente en esta capa es mínima.
- d') La capa sello contiene un estrato de rocas permea

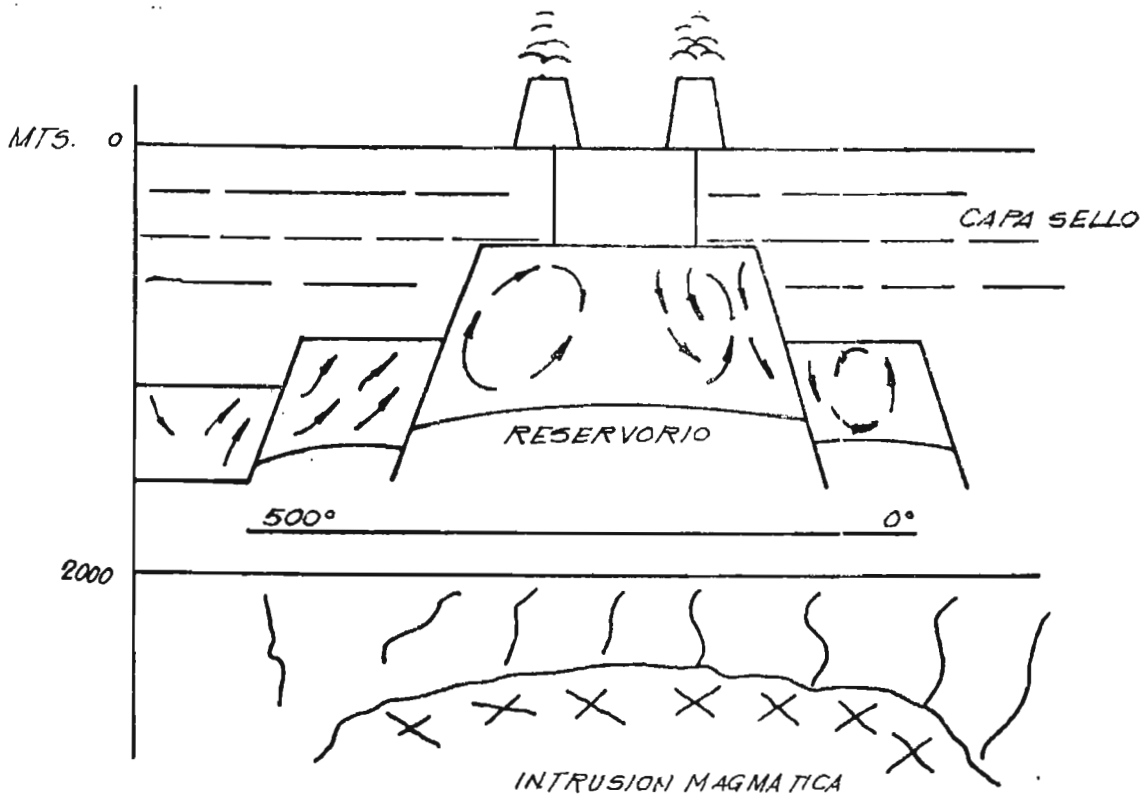


FIG. 11
CAMPO GEOTERMICO

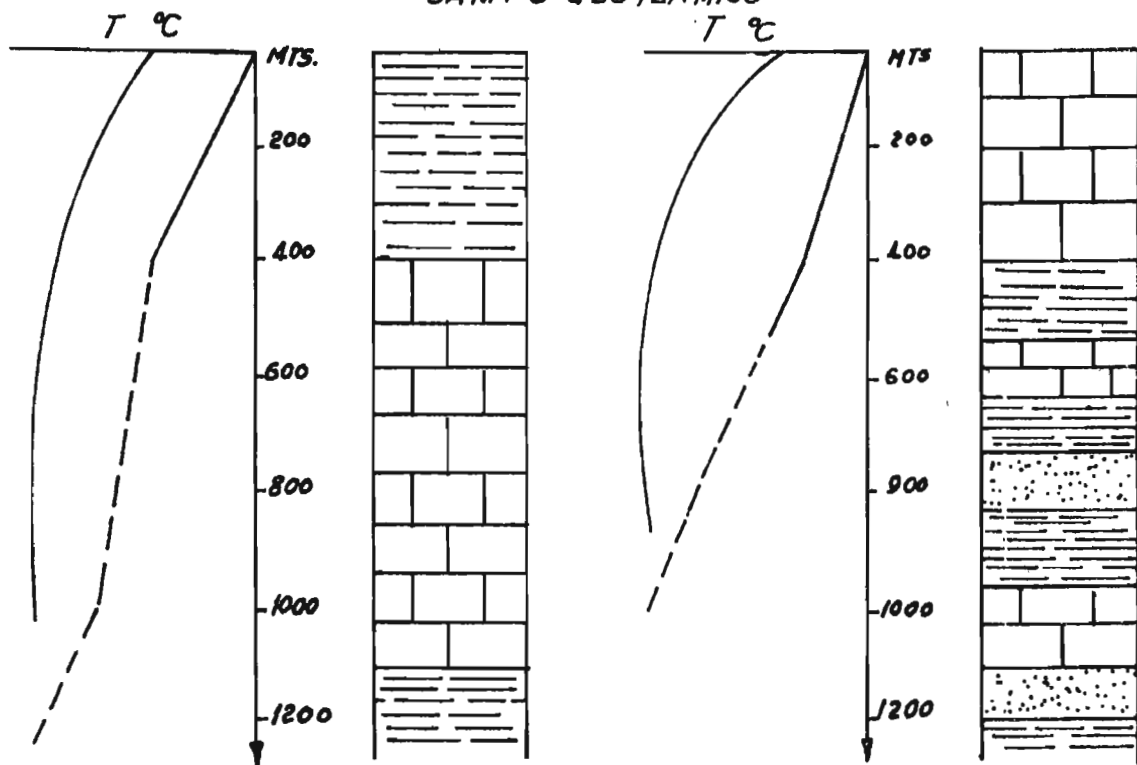


FIG. 12
DIAGRAMA HIPOTETICOS TEMPERATURA-PROFUNDIDAD

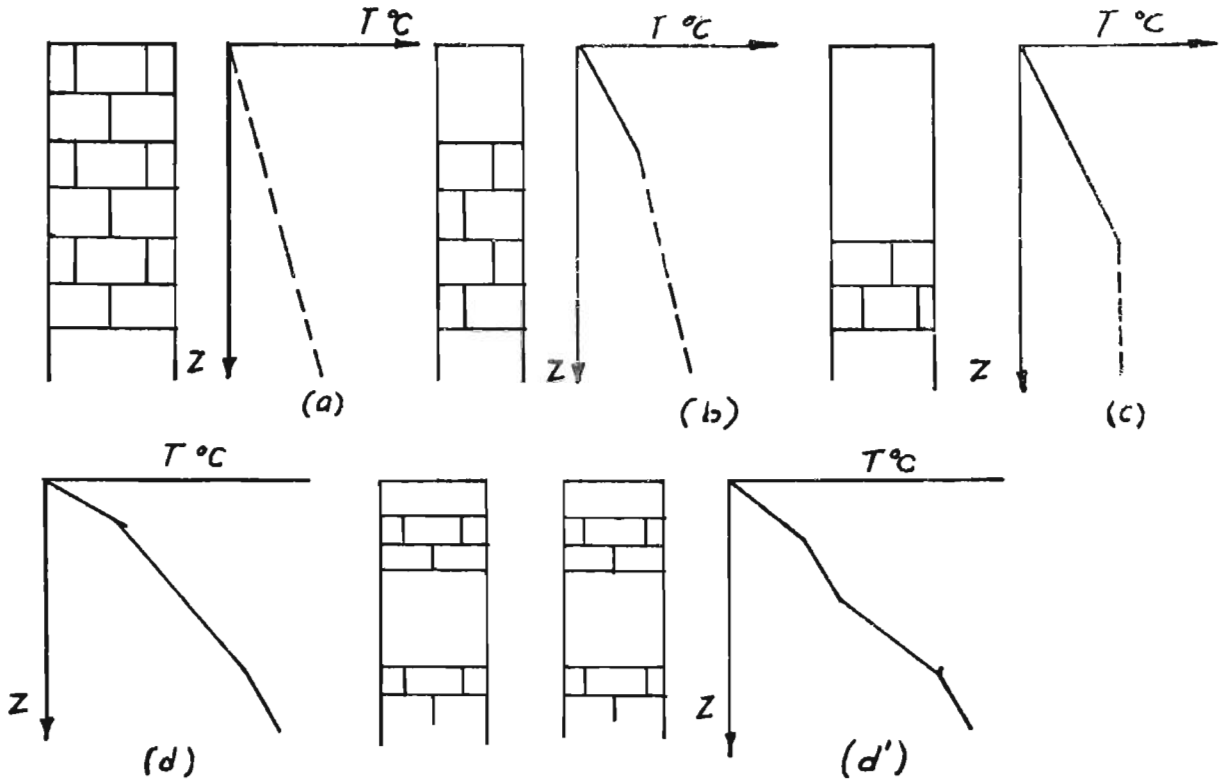


FIG. 13-14
DISTRIBUCION DE TEMPERATURA

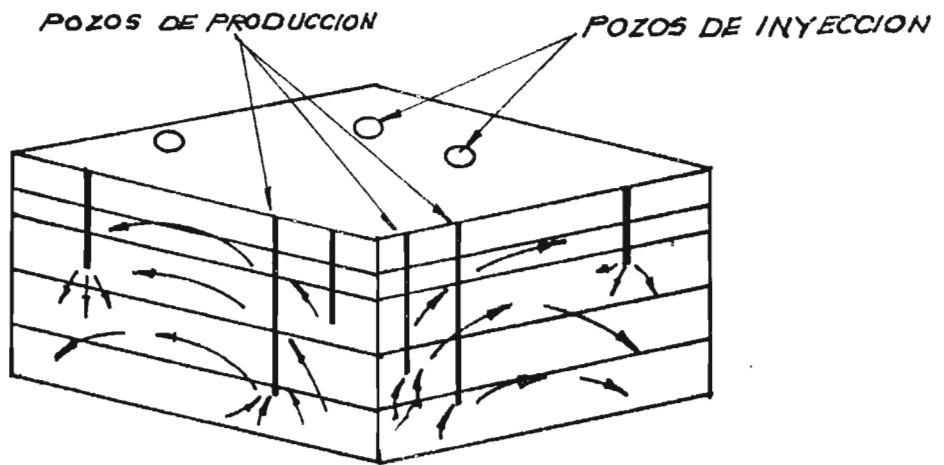


FIG. 15
ESQUEMA DE UN CAMPO GEOTERMICO LIQUIDO-DOMINANTE

bles con espesor suficiente para la formación de corrientes de convección: la curva temperatura-profundidad endereza en la intercalación permeable.

4. MECANISMO DE CALENTAMIENTO DE AGUA.

EL AGUA EN UN CAMPO GEOTERMICO.

Los reservorios geotérmicos se clasifican así:

- a) Sistema agua caliente o líquido dominante, si producen principalmente líquidos. Puede haber vapor pero generalmente en las zonas de baja presión.
- b) Sistema vapor o vapor dominante, que contiene principalmente vapor.

En el desarrollo de recursos geotérmicos el más importante es el sistema líquido dominante, que podría esquematizarse en la figura 15. En ella, el bloque puede tener una capa impermeable extendida sobre el reservorio. El borde en primer plano representa la línea central de la parte más caliente del reservorio. Debido a la diferencia en densidad del líquido, provocada por los cambios de temperatura, y a la permeabilidad del estrato, el líquido circula de manera que el más caliente se acerca a la superficie donde puede ser sacado por los pozos de producción. El agua líquida fría para reemplazar el líquido caliente removido del reservorio se inyecta dentro del sistema en los flancos del reservorio donde puede seguir las corrientes naturales de convección lejos de la región caliente cerca de la superficie. Eventualmente el agua inyectada puede entrar en la parte caliente del reservorio y ser separada como fluido caliente por los pozos de producción.

Hipótesis recientes acerca de los fluidos geotérmicos sostienen que éstos son de origen magmático, o sea que el vapor de agua y los gases son liberados en el magma cuando la presión es reducida, pero se cree que el 90% del agua en un reservorio geotérmico es de origen meteórico originada por el agua lluvia y que es calentada conductivamente a través de una base rocosa impermeable, aunque pequeñas cantidades de vapor pueden penetrar la superficie de la roca por medio de fallas y fisuras, ya que el vapor es liberado a la superficie para restablecer el balance hidrológico del sistema se -

inyecta agua al reservorio.

En un campo geotérmico del tipo mostrado en la figura, el reservorio contiene agua de origen meteórico en fase líquida. Las temperaturas en el fondo y en el punto más alto del reservorio son ligeramente diferentes debido a que las corrientes de convección hacen que baje el gradiente promedio de temperatura.

FACTORES BTD Y DPD.

El Factor BTD o distancia temperatura en un punto dado del reservorio, se define como la diferencia entre la temperatura del fluido en la formación y el punto de ebullición correspondiente a la presión de formación en ese punto.

Por ejemplo, si el punto más alto del reservorio está a 500 metros de profundidad, la presión de formación es 50 Kg/cm^2 , a esta presión el punto de ebullición de agua destilada es 263°C , esta es la máxima temperatura que se puede alcanzar en el reservorio. Cuando la profundidad aumenta, la presión es mayor si tenemos un punto lateral a 1000 metros de profundidad con una presión de 100 Kg/cm^2 al cual corresponden 310°C de punto de ebullición.

En el ejemplo anterior, en el tope a 500 metros de profundidad se tiene 263°C que es el punto de ebullición del agua; a 1000 metros, entonces el agua estará a 47°C debajo del punto de ebullición. El BTD a 1000 mts es 47°C . Este factor es de importancia porque controla la distancia de la superficie de evaporación del pozo, la zona en que ocurre la precipitación de sales y en la cual el vapor puede separarse del agua.

El Factor BPD es llamado también factor distancia-presión de ebullición. Por ejemplo, tenemos que a 500 metros de profundidad en el tope del reservorio el BPD es cero y la presión es 50 Kg/cm^2 , mientras que a 1000 mts de profundidad la presión es 100 Kg/cm^2 , entonces el BPD es $100-50 = 50 \text{ kg/cm}^2$.

Con estos factores pueden construirse curvas de iso-BTD e iso-BPD las cuales se usan mucho en los cálculos de delimitación del área comercialmente productiva de un campo.

Los principales factores que contribuyen al calentamiento de un fluido geotérmico son:

- La precipitación de sólidos
- La alteración de las paredes de roca que forman el reservorio
- El intercambio con un ambiente caliente

REACCIONES DE PRECIPITACION.

La precipitación de sólidos de una sustancia acuosa es exotérmica, y la solubilidad de la mayoría de sustancias sólidas aumenta con el aumento de la temperatura cuando el proceso es isobárico. Si el gradiente de presión es grande, aún para sustancias que solubilizan más con el aumento de temperatura, el proceso será endotérmico. Si el gradiente de presión es pequeño, la precipitación de sólidos será seguramente exotérmica.

Aunque la solubilidad de la mayoría de sustancias incrementa con la temperatura hay algunas excepciones - que son de importancia geológica, por ejemplo, el mineral calcita cuya solubilidad decrece con la temperatura a presión constante. Lo mismo sucede con la anhidrita.

Probablemente las reacciones exotérmicas sean las más efectivas para el calentamiento del fluido, el calor que es desprendido en estas reacciones puede calentar el fluido o las paredes de roca del reservorio pueden servir para reducir la efectividad de otro proceso que tienda a enfriar el fluido.

ALTERACION DE LAS PAREDES DE ROCA QUE FORMAN EL RESERVORIO.

La alteración de rocas promueve reacciones exotérmicas que ocurren entre el fluido y las paredes de roca y la formación de nuevos minerales en las propias paredes.

Por ejemplo, la alteración de feldespatos de potasio a muscovita y cuarzo se desprenden 16 Kcal/gr. La transformación de mica a kaolinita tiene un valor igual a - 13.7 Kcal/gr.

Ocurren otras reacciones exotérmicas similares a los ejemplos anteriores, pero su valor de entalpía es tan pequeño, que no tiene influencia en la alteración de temperatura del fluido hidrotermal.

INTERCAMBIO DE CALOR CON EL AMBIENTE.

Por ejemplo, un fluido que se eleva en una fractura, puede estar a una temperatura más baja que la de las paredes de roca por las cuales atraviesa, pero si éstas han sido calentadas previamente por otros fluidos, el fluido circulante se calentará.

PROCESOS QUE TIENDEN A ENFRIAR EL FLUIDO.

Un fluido que se eleva a la superficie terrestre desde una profundidad de varios kilómetros, sufre una expansión como resultado del decrecimiento de la presión, - este es un proceso altamente complejo, pero para hacerlo más comprensible se asumirá expansión adiabática.

Se sugiere la probabilidad de que el fluido se expanda de dos maneras:

- 1) Despacio a través de los trechos abiertos de las fallas y pueda aproximarse a una expansión reversible adiabática que tiene lugar a entropía constante.
- 2) Rápidamente, cuando el sistema de falla está restringido y hay fuertes gradientes de presión, ésta puede considerarse como una expansión adiabática irreversible que tiene lugar a entropía constante.

La figura 16 es un gráfico presión-entropía para el agua, con isotermas a intervalos de 100°C cada una.

Una expansión isentrópica siempre implica un enfriamiento, por ejemplo en la expansión adiabática desde 1500 bars y 600°C hasta 250 bars, la temperatura baja hasta 400 °C aproximadamente,

El problema está en que, geológicamente resulta improbable porque a una presión de 1250 bars para un fluido con una densidad de 0.3 gr/cm³ se requeriría un recorrido desde una profundidad de más de 40 kilómetros. - No se puede llevar a cabo el enfriamiento de un fluido hidrotermal por medio de una expansión adiabática reversible.

La figura 17 muestra un diagrama entalpía-presión para agua. Una expansión adiabática irreversible es un proceso más eficiente que la expansión reversible para fluidos a altas temperaturas y presiones moderadamente bajas (100 bars más o menos).

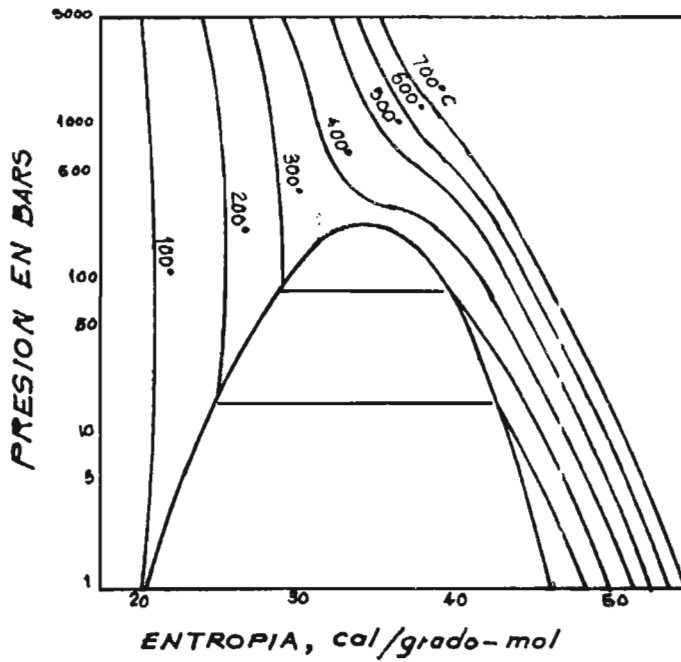


FIG. 16

DIAGRAMA DE ENTROPIA PRESION PARA H₂O

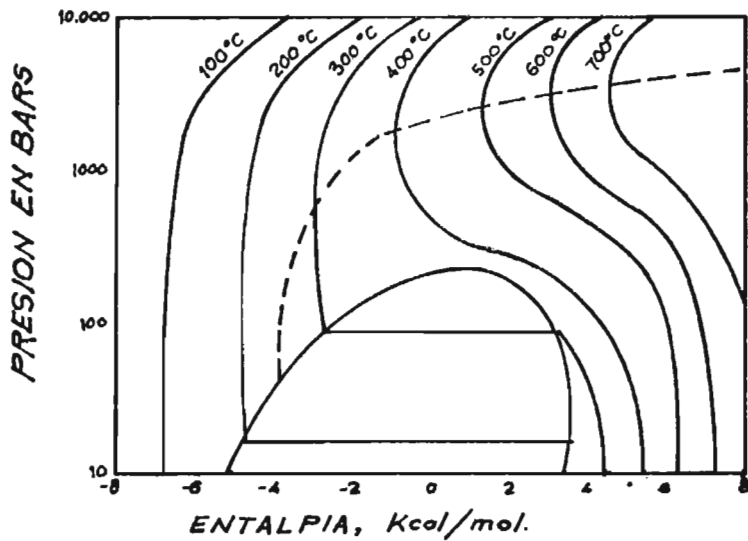


FIG. 17

DIAGRAMA ENTALPIA PRESION PARA AGUA

un fluido a 600°C y 1500 bars se expande hasta 250 bars, alcanzando una temperatura aproximada de 430°C. Esta expansión no requiere movimientos geológicos verticales irrazonables.

5. ESPECIES QUÍMICAS EN AGUAS GEOTÉRMICAS.

AREAS HIDROTÉRMICAS NATURALES.

La figura 18 muestra un mapa de las regiones hidrotermales más conocidas en el mundo, donde las temperaturas cerca de la superficie alcanzan más o menos 100°C.

Puede observarse que esas regiones están situadas en zonas de actividad volcánica reciente, así como también están asociadas con vulcanismo andesítico alrededor de las márgenes del océano pacífico.

En la Tabla II se dan datos acerca de sólidos totales disueltos, tipo de roca, composición iónica principal, temperaturas máximas y gases asociados con las aguas en algunas regiones hidrotermales que han sido exploradas por perforación.

Los nueve primeros pozos descargan una mezcla de vapor y agua líquida en una proporción que depende del contenido calórico de la solución y de la presión de descarga. Junto con la fase vapor hay gases que fueron originalmente disueltos en la profundidad del sistema.

En Lardarello y Los Geysers, los pozos descargan solamente vapor, pero no se sabe si el vapor descargado se separa de una fase líquida caliente que pueda existir a una profundidad mayor que la perforada o si las rocas tienen la permeabilidad suficiente a esa profundidad para permitir que el vapor a baja presión salga -- del nivel de transferencia de calor, hacia arriba. Parece que la primera alternativa es la más aceptada.

La Tabla III proporciona información sobre los principales constituyentes en las aguas de estas regiones hidrotermales.

Las concentraciones de solutos están en ppm por peso en las aguas descargadas en la superficie a presión atmosférica y enfriadas a temperatura ambiente para ser analizadas.

Para los constituyentes con pH dependiente del equili-

ALGUNAS AREAS HIDROTERMALES EXPLORADAS POR PERFORACION

Area	Tipo de Roca del acuífero	Prof. máx. mts.	Temp. máx. °C	Iones (gr/lit)	Gases	Referencias
Hueragerdi Islandia	Basaltos cuaternarios	1200	232	Nat Cl ⁻ (0.9)	CO ₂ , N ₂ H ₂ S, H ₂	Signalason (1963)
Reykjavik Islandia	Basaltos terciarios	2200	146	Nat HCO ₃ ⁻ (0.4)	N ₂	Signalason (1963)
Onikabe Japón	Dacita y Andesita cuaternarias	250	180	Nat Cl ⁻ (1.1)	CO ₂ H ₂ S	Nakamura (1959)
Wairakei Nva. Zelanda	Rilita Andesita cuaternaria	1200	265	Nat Cl ⁻ (5.0)	CO ₂ H ₂ S	Ellis, Mahon (1964)
Pauzhetsk URRS	Dacita y andesita cuaternaria	800	190	Na ⁺ , CA ²⁺ Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ (3.0)	CO ₂ , H ₂ S	Aneyev Nabokoi, Piip(1961)
Campi Fligui Italia	Tracita Cuaternaria	1840	300	Nat Cl ⁻ (25)	CO ₂ ;H ₂ S	Penta (1954)
Steamboats Springs Nevada USA.	Granodiarita terciaria andecita riolita cuaternaria	175	172	Nat, Cl ⁻ HCO ₃ ⁻ (2.0)	CO ₂ , H ₂ H ₂ S	Signalason y White (1962)

Continuación Tabla II

Area	Tipo de Roca del acuífero	Prof. Máx. mts.	Temp. máx. °C	Iones (gr/lt)	Gases	Referencias
Salton Sea California	Sedimentos terciarios Riolita Cuaternaria	1600	340	Na ⁺ , Ca ⁺² K ⁺ , Cl ⁻	CO ₂ ; 6CH ₄ H ₂ S	White Anderson y Grubbs (1963)
Ngawha Nueva Zelanda	Sedimentos Citráceos Basaltos	165	112	Na ⁺ , Cl ⁻ SO ₄ ⁻² (7.0)	CO ₂ , CH ₄	Ellis y Mahon (1966)
Lardarello Italia	Anhidrita Mesozoica Pizarra	220	220	Solamente vapor	CH ₄ , H ₂ S H ₃ BO ₃ , NH ₃	Pinta (1954)
Los Geysers California	Basaltos Serpentina	425	190	Solamente vapor	CO ₂ , CH ₄ H ₂ S, NH ₃	Mc Nutt (1960)

PRINCIPALES CONSTITUYENTES EN AGUAS DE AREAS HIDROTÉRMICAS

FABRILE	PROF. Pta.	TEMP. °C	PM LO C	Li	Na	K	Rb	Cs	Fr	Ca	Mg	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Fe	Mn	I	Br	Sr	Ba	S.O. mg	NO ₃ mg	CO ₂	H ₂ S	Cl/F	Cl/Br	Cl/No ₃	Mg/K	M/LI	M/Cl		
																																	Cl/F	Cl/Br
POZO 3 MEXICALTEPEC - ISLANDIA	650	216	9.6	2.3	212	27	204	202	204	1.5	1.9	197	145	0	61	0	480	2.5	2.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO MEXICALTEPEC - ISLANDIA	600	100	8.6	2.1	96	1.5	202	202	202	0.5	0	11	0	0	16	0	156	2.1	2.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FRIGIDARIUM ONIZONO, JAPON	Superf	100	8.5	0	269	16	0	0	0	1.7	16	0	0	0	75	0	201	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO 44 MEXICALTEPEC - IWA, ZELANDIA	665	260	8.9	14.2	1370	225	2.8	2.5	2.5	17	8.3	2760	6.0	2.3	36	6.8	680	117	115	2.3	14.6	889	185	1.0	28	138	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO 6 MEXICALTEPEC - IWA, ZELANDIA	915	275	8.9	6.6	860	158	2.9	0.6	0.6	10	7.5	1458	6.7	0.2	52	3.1	678	56	4.8	2.0	106	698	350	1.0	196	0	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO PALUDITZEL - URSS	300 400	190	8.9	0	800	946	0	0	0	7	119	1478	2.8	0	184	1	170	127	0.7	0	14.2	1100	1100	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO CAMPI FLEISKEI ITALIA	1440 1840	286	0	0	0	0	0	0	0	15	11	16000	0	0	550	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1608	0	0	0	0	0	0	0	0	0
POZO 65-2 STEAMBOAT - ISLA	175	160	6.8	5.7	665	73	1.2	1.9	0	6.4	1.0	871	1.5	0.7	132	2.7	0	116	0	1.1	7.4	970	1300	66	15.5	33	248 (0)	0	0	0	0	0	0	0
POZO 1 SALTON SEA ISLA	1600	340	5.5	320	54000	23800	100	20	100	40000	0	180000	700	0	10	0	0	2100	508	0	108	0	580	0	1.9	51	2.35	0	0	0	0	0	0	0

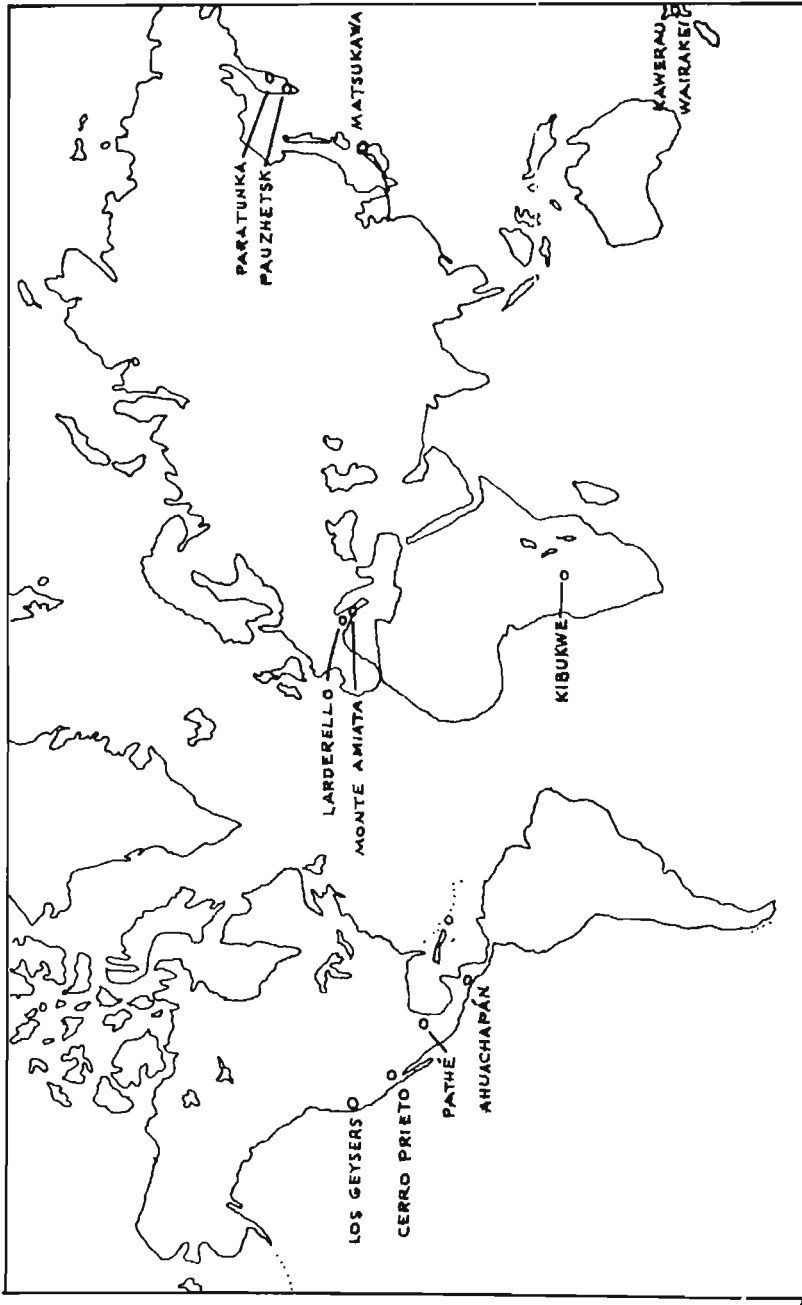


FIG. 18
REGIONES HIDROTERMALES MAS CONOCIDAS

brio, las concentraciones están dadas como el total de las formas iónica y molecular. Por ejemplo, CO_2 total es igual a $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ expresado como CO_2 .

el pH del agua es usualmente neutro a ligeramente alcalino cuando el vapor se separa a presión atmosférica.

Los álcalis Li, Rb, Cs, se concentran en aguas de ambientes riolíticos.

La concentración de sulfatos es usualmente baja en altas temperaturas. La concentración de sílice es función de las temperaturas del agua subterránea. La alta concentración de cloruros en el área de Salton Sea es debida a repetidas evaporaciones y concentraciones que ocurren durante el ciclo convectivo de calentamiento.

6. DEPOSITACIÓN DE MINERALES.

CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS.

Para la selección de un campo geotérmico que pueda ser explotado, los estudios geoquímicos tienen una gran importancia, por lo que debe hacerse lo siguiente:

- a) Tomar muestras de las manifestaciones termales como chorros de agua caliente, fumarolas, etc, para la determinación de concentraciones y relaciones atómicas de constituyentes químicos disueltos y -- compuestos gaseosos.
- b) Preparación de mapas geoquímicos que muestren la distribución de la concentración de los elementos en el campo.
- c) Tomar muestras de los ríos y corrientes que sean adecuados para determinar la descarga total de -- constituyentes químicos del campo.

Ha sido demostrado que la concentración de compuestos como sílice y magnesio y relaciones atómicas como Na/K en el agua caliente, lo mismo que el equilibrio químico del CO_2 , H_2 , CH_4 , H_2O en los gases descargados pueden dar indicaciones preliminares de la temperatura en el reservorio.

La presencia o ausencia de ciertos compuestos minerales en la actividad superficial puede algunas veces in

dicar si el sistema es de vapor dominante o agua caliente. Por ejemplo, el contenido de cloruros en exceso de 50 ppm caracteriza a la mayoría de sistemas de agua caliente; mientras que en los sistemas de vapor dominante, el contenido de cloruros puede ser menor que 20 ppm.

Las medidas de la composición isotópica del hidrógeno y oxígeno sirve para especificar el origen del agua.

En un sistema geotérmico se cree que el agua es de origen meteórico. Se han hecho estudios comparativos de las relaciones hidrógeno/deuterio (H/D) y $0^{16}/0^{18}$ en aguas termales de varias áreas y en aguas meteóricas de esas mismas áreas, como se ve en la figura 19. Los puntos de agua meteórica están distribuidos en un gran rango sobre la curva de acuerdo a posición climática y geográfica del área.

Los valores H/D para aguas termales coinciden exactamente con los valores H/D para aguas meteóricas, pero los valores $0^{16}/0^{18}$ se desvían a la derecha debido al intercambio de isótopos de oxígeno en el agua termal con el oxígeno de las paredes de las rocas.

En estudios desarrollados por Ellis y Mahon, se describen dos tipos de reacciones llevadas a cabo entre los sólidos disueltos en el agua termal y las paredes de roca permeables del reservorio. Esas reacciones son:

- a) Reacciones donde se establece un equilibrio de solución dependiendo de la temperatura entre el agua y los minerales de la roca.
- b) Filtración de elementos no acomodados en la estructura de fases minerales estables a las condiciones físico-químicas del reservorio.

Dos características principales que podrían ser comunes a las aguas termales profundas son:

- a) Todos los elementos gobernados por equilibrio de solución deben estar en cantidades aproximadamente iguales.
- b) Todos los elementos filtrados de las paredes de roca y que no precipitan en fases minerales secundarias deben mostrar gran extensión de valores en áreas térmicas individuales.

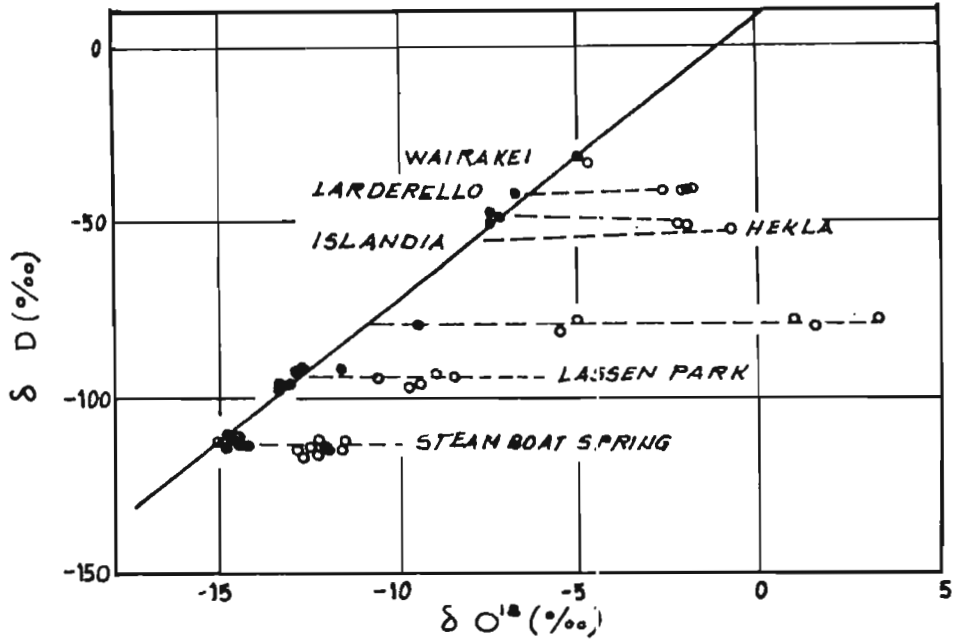


FIG. 19

La línea diagonal muestra la relación entre Deuterio y Oxígeno-18 en aguas de ríos, lagos, lluvia, expresadas como desviaciones por mil. Los círculos abiertos representan análisis de aguas calientes y vapor, de varias áreas geotermales en el mundo.

Los círculos oscuros indican análisis de aguas meteóricas frescas, en la vecindad de las áreas geotermales.

Esto puede explicarse mejor con la ayuda de la Tabla IV, en ella, la primera columna contiene los nombres de los componentes del agua, las columnas del uno al siete son las cantidades en partes por millón de los componentes en los siguientes lugares:

- 1) Gran Geysers, Islandia
- 2) Wairakei, Nueva Zelanda, Pozo 44
- ✓3) Ahuachapán, El Salvador
- 4) Lago Frying Pan, Tarawera, Nueva Zelanda
- 5) Yan Ming Sham, Taiwan
- 6) Norris Basin, Yellowstone Park, Estados Unidos
- 7) Mammoth, Yellowstone Park, Estados Unidos

Comparando por ejemplo los valores de sílice, estos - varían entre 100 y 600 ppm, dichos valores extienden la solubilidad de la sílice a esa temperatura observada en las áreas térmicas; mientras que los valores de cloruros tienen un rango de variación bien grande, -- considerando la relativamente uniforme distribución de cloro en la corteza terrestre (con excepción de los mares y depósitos evaporados) podría ser explicado en base a la relación roca/agua en los sistemas geotérmicos.

De los datos analíticos de la composición de las descargas de los pozos perforados, se puede obtener información acerca del medio ambiente químico en las profundidades; pero será necesario interpretar los resultados, ya que las descargas superficiales, la presión y temperatura son diferentes que en el sistema de los pozos a profundidad.

No se conoce la profundidad máxima a la que pueda existir agua caliente como una fase acuosa en un área geotérmica, pero es más o menos tres kilómetros, en algunos casos, a esa profundidad las presiones serían alrededor de 900 atmósferas para carga litostática y 200 a 300 atmósferas para condiciones de carga hidrostática.

SILICE.

Se ha encontrado que el equilibrio con respecto a la solubilidad del cuarzo se mantiene para temperaturas menores de 200°C.

T A B L A IV

COMPOSICION QUIMICA DE AGUAS GEOTERMICAS DE:

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	501	640	456	412	322	109	60
Li	n.d.	14.2	n.d.	n.d.		n.d.	2.3
Na	250	1320	5025	609	75	2.0	129
K	25	225	905	51	11	3.0	69
Rb	n.d.	2.8	n.d.	n.d.		n.d.	
Cs	n.d.	2.5	n.d.	n.d.		n.d.	
Ca	0.9	1.7	354	14	263	22	272
Mg	0.0	0.03	23.4	4	73	0	68
F	9.5	8.3	1.5				2.4
Cl	127	2260	8730	878	1490	15	170
Br	n.d.	60	n.d.				
I	n.d.	0.3	n.d.		3730	758	501
SO ₄	108	36	28	262			
AS	n.d.	4.8	n.d.				
B	n.d.	28.8	131	4.4		6.9	4.3
NH ₃	n.d.	0.15	n.d.	2		30	1
HCO ₃	133	19	49				667
CO ₃	70						
H ₂ S	0.2	-	-	-	216	-	2.6
pH	9.26	8.6	7.02	3.1	1.6	1.97	6.6
T.C	100		220	55	81	90	72

N.d. = no determinado

Este hecho ha sido usado para hacer estimaciones de -- las temperaturas en aguas subterráneas.

El sistema $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ha sido estudiado intensivamente - por muchos investigadores. El diagrama 20 sigue una ley de temperaturas usadas por Kennedy (Econ. Geol. 45,629-653).

A una dada presión, la solubilidad del cuarzo incrementa con la temperatura excepto en la región cercana al punto crítico del agua donde la densidad de la solución es extremadamente pequeña.

El sistema $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ tiene los dos puntos críticos finales que son característicos de los sistemas acuosos de sales ligeramente solubles.

El gráfico 21 muestra también la solubilidad del cuarzo a temperaturas arriba de 900°C y presiones de 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9 kilobars.

La solubilidad de cuarzo, cristobalita y sílice amorfa en agua, en el rango $25\text{-}250^\circ\text{C}$ lo muestra la figura 22.

La solubilidad de la sílice es independiente del pH de la solución acuosa. Se ha mostrado que la solubilidad del cuarzo decrece ligeramente cuando se le añade cloruros a 600°C y 3 kilobars y a 700°C y 4 kilobars. A estas mismas condiciones si se le agrega hidróxido de sodio, la solubilidad aumenta en cantidades directamente proporcionales a la concentración del hidróxido.

Estudios experimentales han comprobado la solubilidad de la sílice polimorfa en solución acuosa, la cual es independiente de la concentración salina disuelta, además, la solubilidad es independiente del pH de la solución acuosa en que se encuentra.

Pero a una presión dada, la solubilidad del cuarzo se incrementa con la temperatura, excepto en la región - cercana al punto crítico del agua, donde la densidad de la solución es pequeña.

En solución, la sílice disuelta se presenta como uno o más monómeros de fórmula $(\text{SiO}_2)_n.\text{H}_2\text{O}$.

La no influencia de la fuerza iónica de las soluciones acuosas en la solubilidad de la sílice polimorfa es devida a la naturaleza no cargada de las especies $(\text{SiO}_2)_n.\text{H}_2\text{O}$. La no influencia del pH en los rangos ácidos y li

geramente alcalinos se debe al valor muy pequeño que tiene la primera constante de ionización de esos compuestos.

La independencia de la solubilidad de la sílice de la fuerza iónica y del pH permite la discusión acerca de la depositación del cuarzo. Se puede hacer una estimación de esta depositación a partir de los datos de la Tabla V.

Es importante observar en la tabla que la solubilidad aumenta constantemente con el incremento de la temperatura. Solamente cuando el gradiente térmico es $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y el gradiente de presión es $100\text{ atm}/\text{km}$ se encuentra una ligera inversión en la solubilidad entre 400 y 600°C .

T A B L A V

SOLUBILIDAD DEL CUARZO EN AGUA

(Solubilidad:gramos SiO_2 /1000 gramos solución).

Gradiente térmico

Gradiente de Presión T °C	100 atm/km	300 atm/km	100 atm/km	300 atm/km
15	0.006	0.006	0.006	0.006
100	0.060	0.064	0.055	0.062
200	0.38	0.40	0.29	0.31
300	0.81	1.30	0.76	0.91
400	1.90	2.80	0.79	1.80
500	3.20	6.90	0.72	3.50
600	5.10	15.00	0.76	6.00
700	10.20	29.00	1.20	11.00

La más grande cantidad de cuarzo depositada tiene lugar a altas temperaturas. Entre 600 y 700°C pueden depositarse de 0.5 a 14 gramos de cuarzo por 1000 gramos de solución, mientras que entre 100 y 200°C solamente pueden depositarse de 0.2 a 0.3 gramos de cuarzo por 1000 gramos de solución.

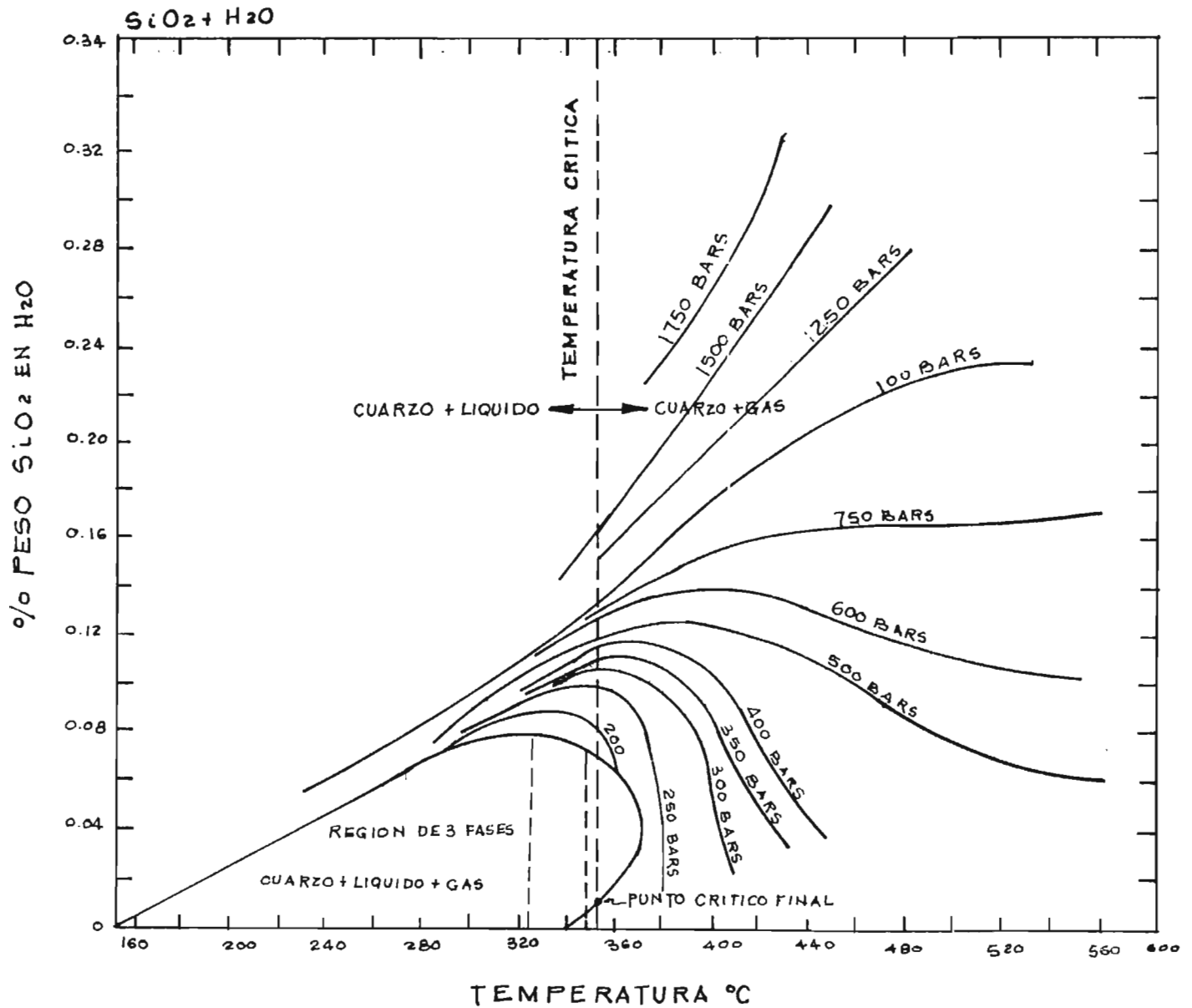


FIG. 20 SOLUBILIDAD DE CUARZO EN AGUA A TEMPERATURAS HASTA DE 560°C Y PRESIONES HASTA DE 1750 BARS.

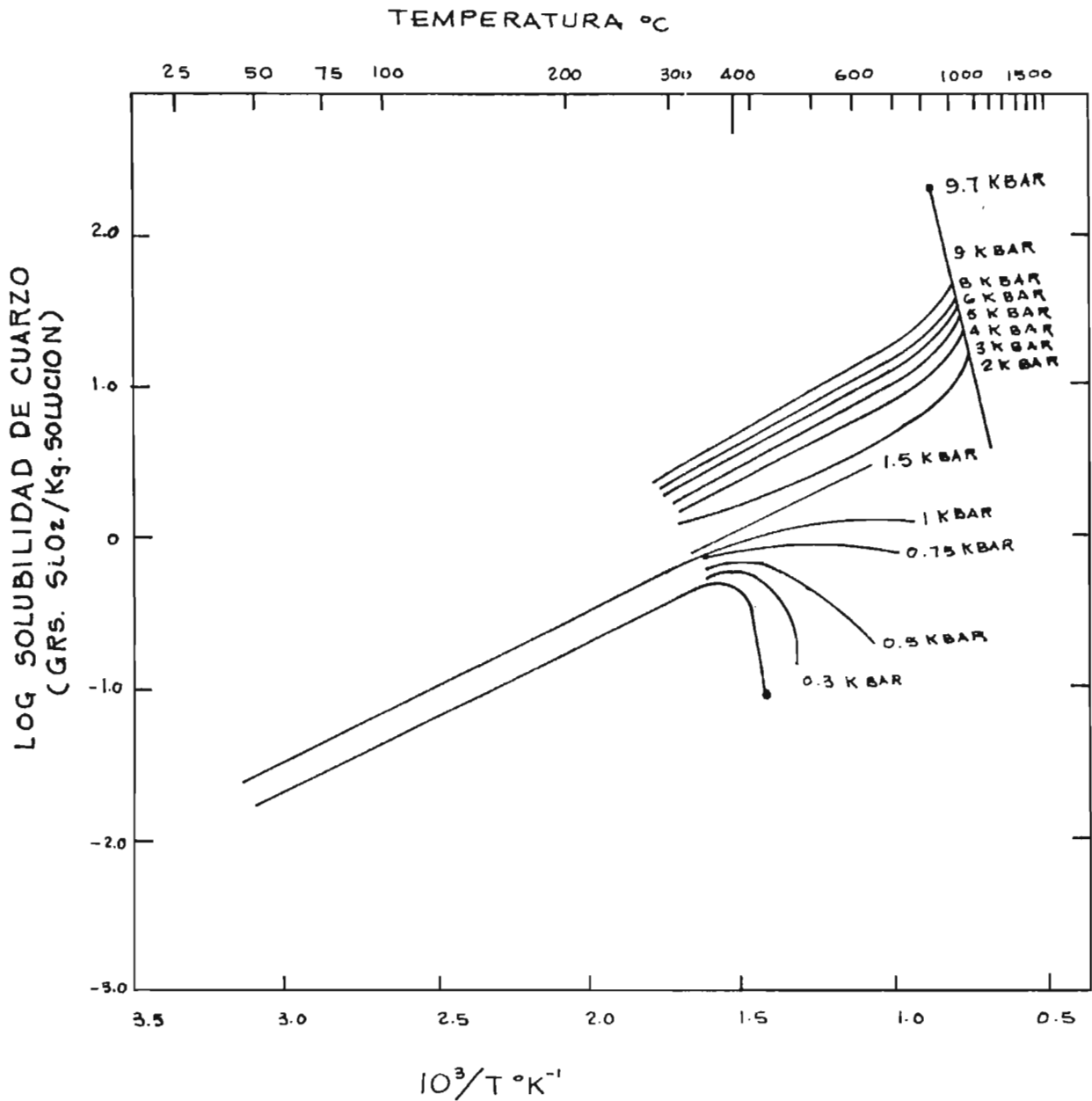


FIG. 21 SOLUBILIDAD DE CUARZO A TEMPERATURAS ARRIBA DE 900°C Y PRESIONES DE 0.3 A 8 KBARS.

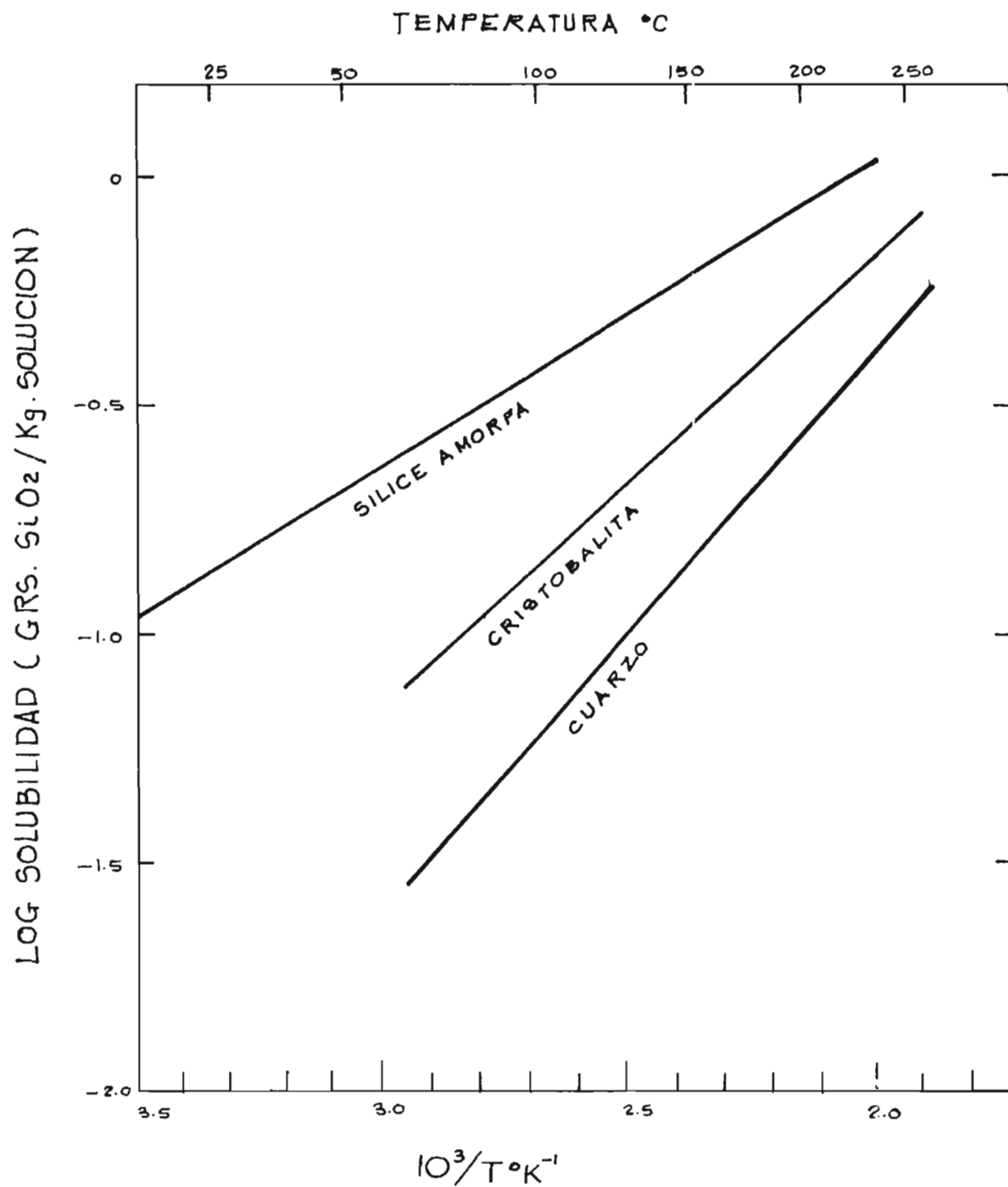


FIG. 22. SOLUBILIDAD DE CUARZO CRISTOBALITA Y SILICE AMORFA ENTRE 25° Y 250°C

Estos números son de interés porque dan alguna indicación del volumen total de solución responsable de la formación de depósitos hidrotermales y de la concentración de metales en fluidos hidrotermales.

Por otro lado, la precipitación de cuarzo está controlada por la condición de la superficie de solubilidad en el sistema $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. La formación de silicatos de calcio puede remover gran parte de la sílice disuelta del fluido hidrotermal caliente introduciéndose en rocas carbonatadas; luego entonces se podría tener una deposición alta si el área de calcio-silicato disminuye a un área de más baja temperatura y menor presión donde la solubilidad del cuarzo disminuye.

SOLUBILIDAD DE CARBONATOS.

La solubilidad de carbonatos minerales depende grandemente del pH y de la fugacidad del CO_2 disuelto en los fluidos geotérmicos.

A una dada temperatura, la solubilidad de la calcita en soluciones en equilibrio con una fase vapor incrementa con el incremento de la presión del CO_2 (Figura 23).

A cualquier presión de CO_2 en la fase vapor, la solubilidad de la calcita disminuye cuando aumenta la temperatura como lo muestra la figura (24).

A presiones extremadamente bajas, la solubilidad de la calcita es muy pequeña, especialmente si el agua está limpia de CO_2 . Es casi constante hasta 150°C y entonces cae hasta el punto crítico del agua. El comportamiento de la solubilidad de la calcita a altas y bajas presiones de CO_2 se debe a los diferentes iones que existen en la solución.

A cualquier temperatura, la calcita puede ser precipitada por liberación de CO_2 ; pero no puede precipitarse por enfriamiento de las soluciones hidrotermales.

La adición de pequeñas cantidades de cloruro de sodio a soluciones acuosas incrementa la solubilidad de la calcita a una dada presión y temperatura de CO_2 . El efecto de la concentración de cloruro de sodio es más importante cuando aumenta la temperatura. A más o menos 300°C , la solubilidad de la calcita disminuye en soluciones de cloruro de sodio, como lo muestran las figuras (25) y (26).

En soluciones diluidas de calcita a 100°C, la solubilidad de la calcita es similar a su solubilidad en agua a la misma presión de CO₂ pero dependerá de dos factores:

- a) La depresión de la solubilidad debida al efecto - del ión común.
- b) Un realce de la solubilidad debido a la fuerza iónica de la solución.

La adición de bicarbonatos tiene efectos similares.

La solubilidad de la calcita controla la concentración de calcio en aguas calientes y su deposición es común en las zonas de pérdida de vapor y elevación del pH de muchas áreas hidrotermales.

La pérdida de CO₂ en el agua causa un rápido decrecimiento en la solubilidad de la calcita y produce una solución potencialmente capaz de depositar el mineral.

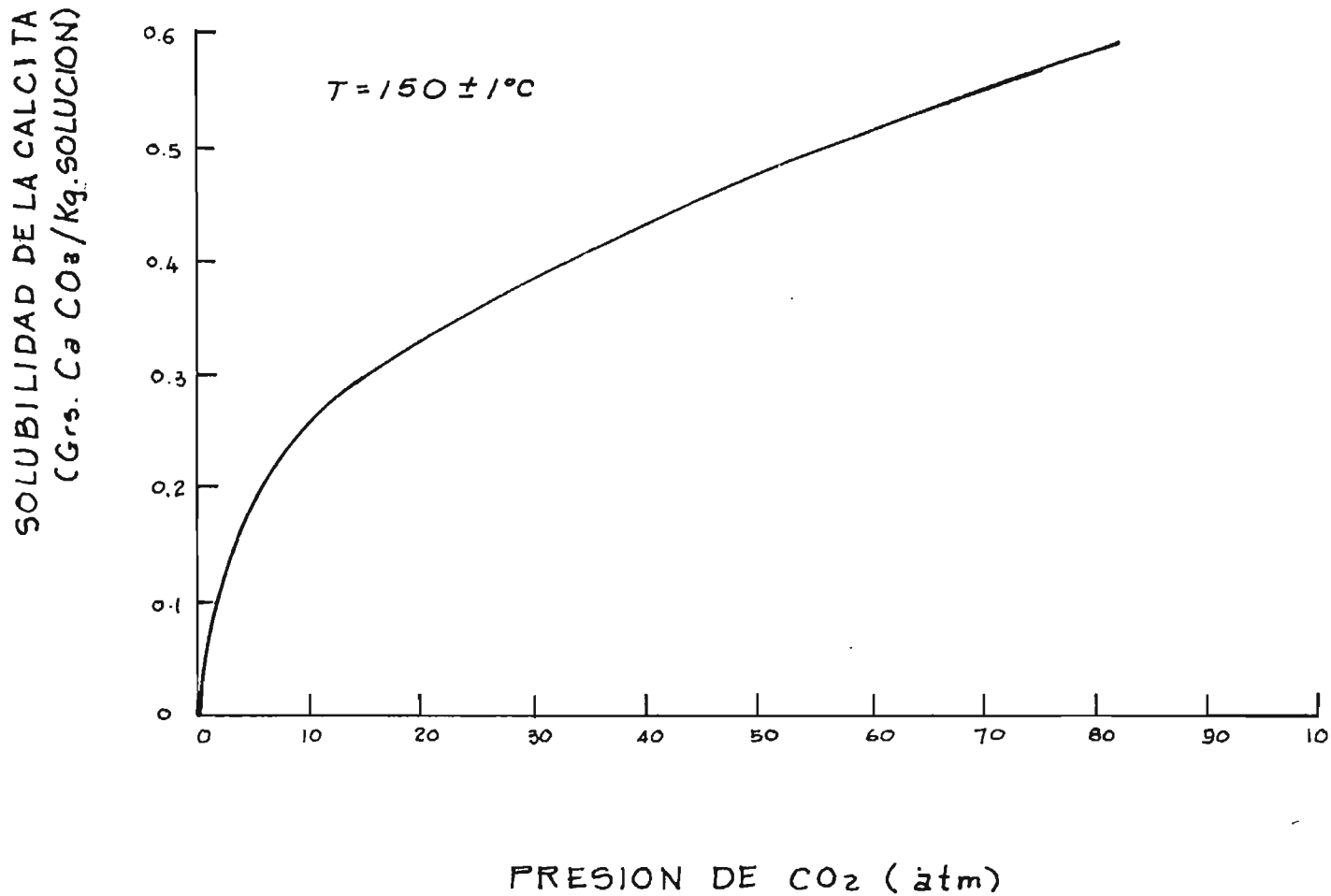
Los problemas de deposición de calcita y sílice en las rocas regionales, en el revestimiento del pozo y en los canales superficiales de drenaje son característicos de muchos campos geotérmicos.

En la mayoría de casos, estos depósitos son muy duros - y es bien difícil removerlos por medios físicos de la superficie donde están adheridos.

Algunos de los métodos que han sido usados para prevenir o remover los depósitos en los pozos geotérmicos - y los canales de drenaje son:

- a) Descargar los pozos a una presión suficientemente alta para asegurarse que la primera ebullición -- ocurre en el revestimiento y no en la roca.
- b) La inyección de amina estearina en los fluidos, - cercanos al cabezal, para prevenir la deposición en los separadores y en la tubería superficial. El principio de aplicación de este material es la formación de una película delgada en las superficies metálicas a las cuales no pueden adherirse depósitos inorgánicos.
- c) En Nueva Zelanda, se experimentó acidificando los pozos donde había depósitos de calcita. El principal problema encontrado fue el mantenimiento de --

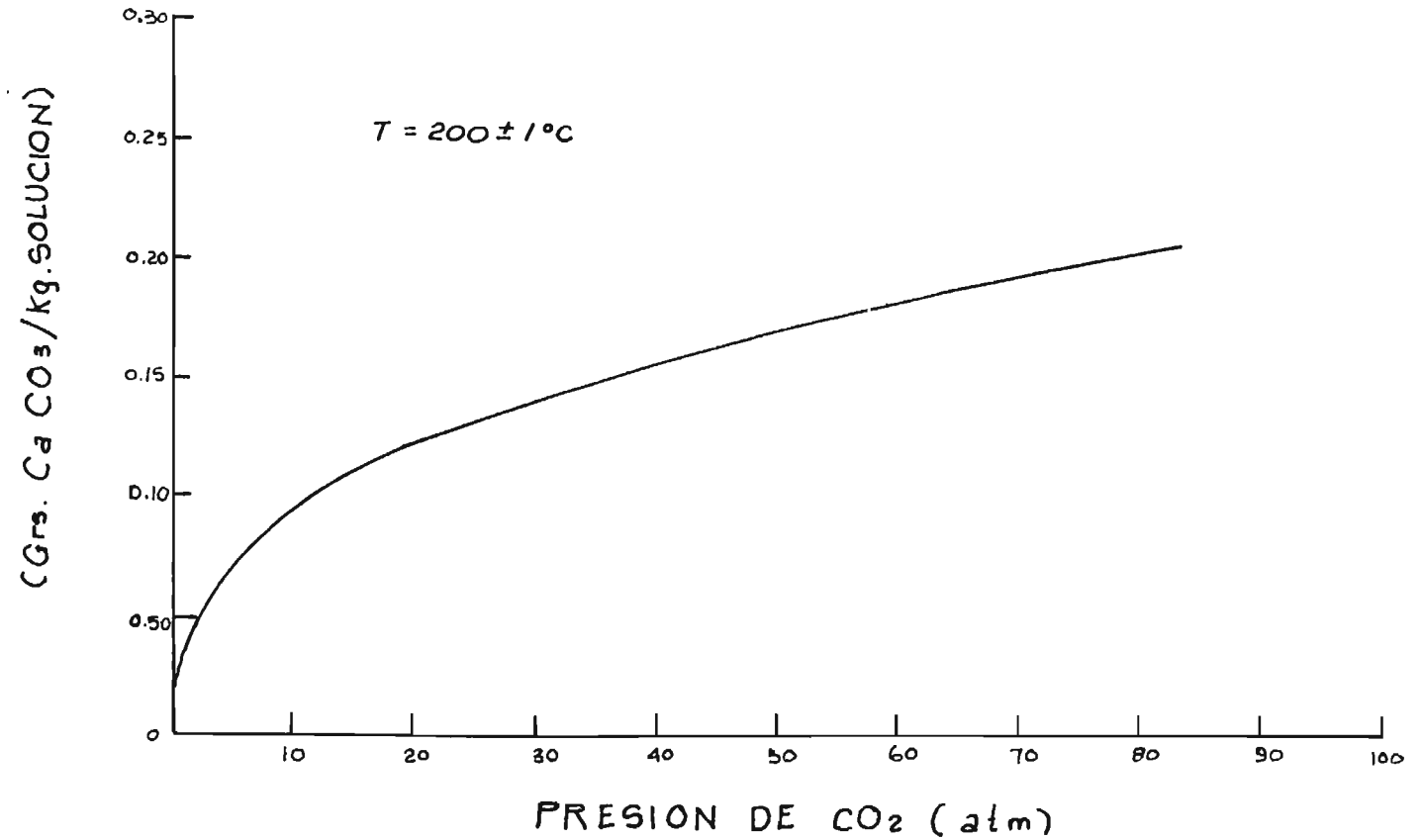
FIG. 23



PRESION DE CO₂ (atm)

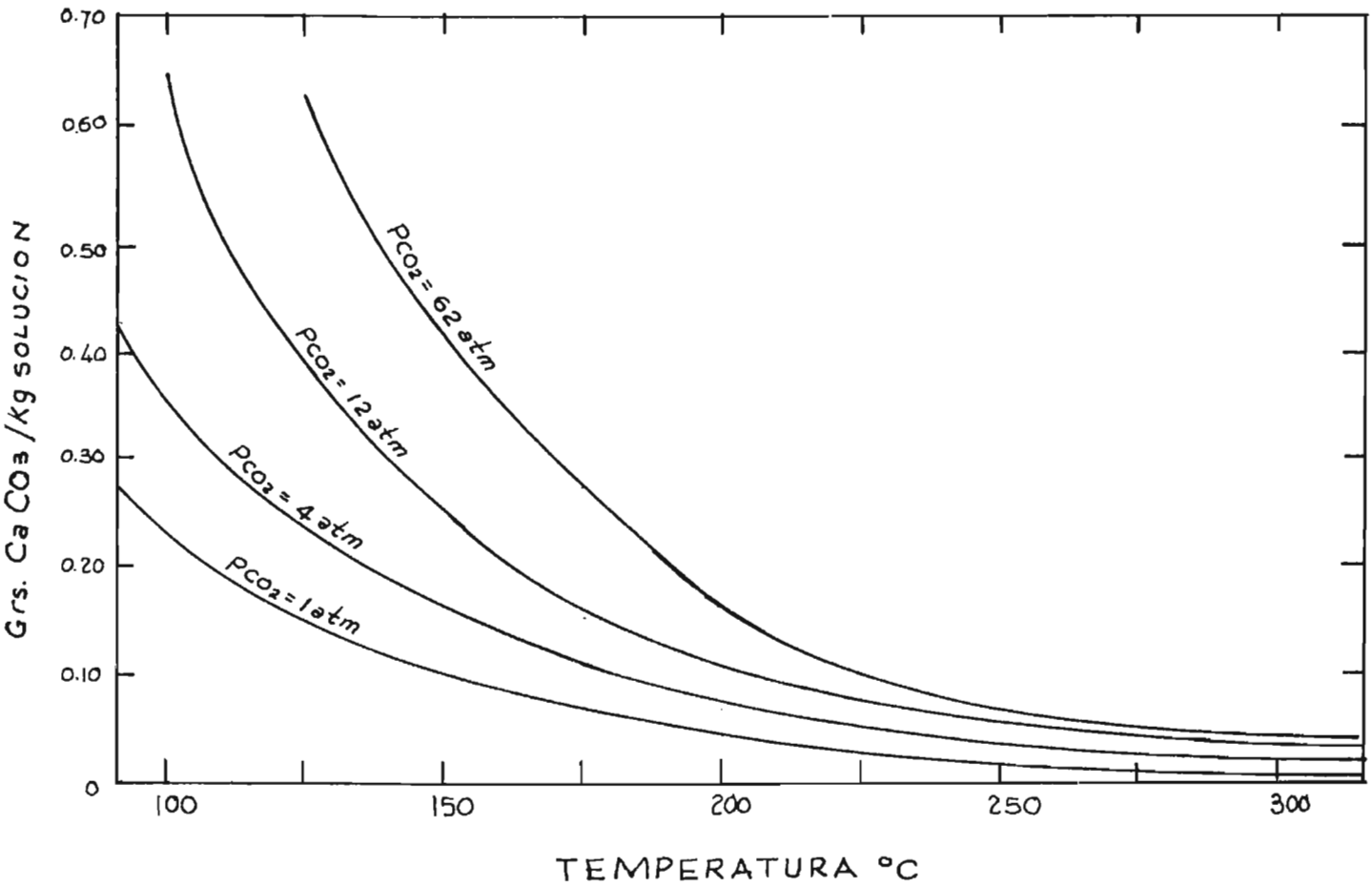
SOLUBILIDAD DE LA CALCITA EN AGUA COMO
FUNCION DE LA PRESION DE CO₂ EN LA FASE VAPOR
A 150°C

FIG. 24



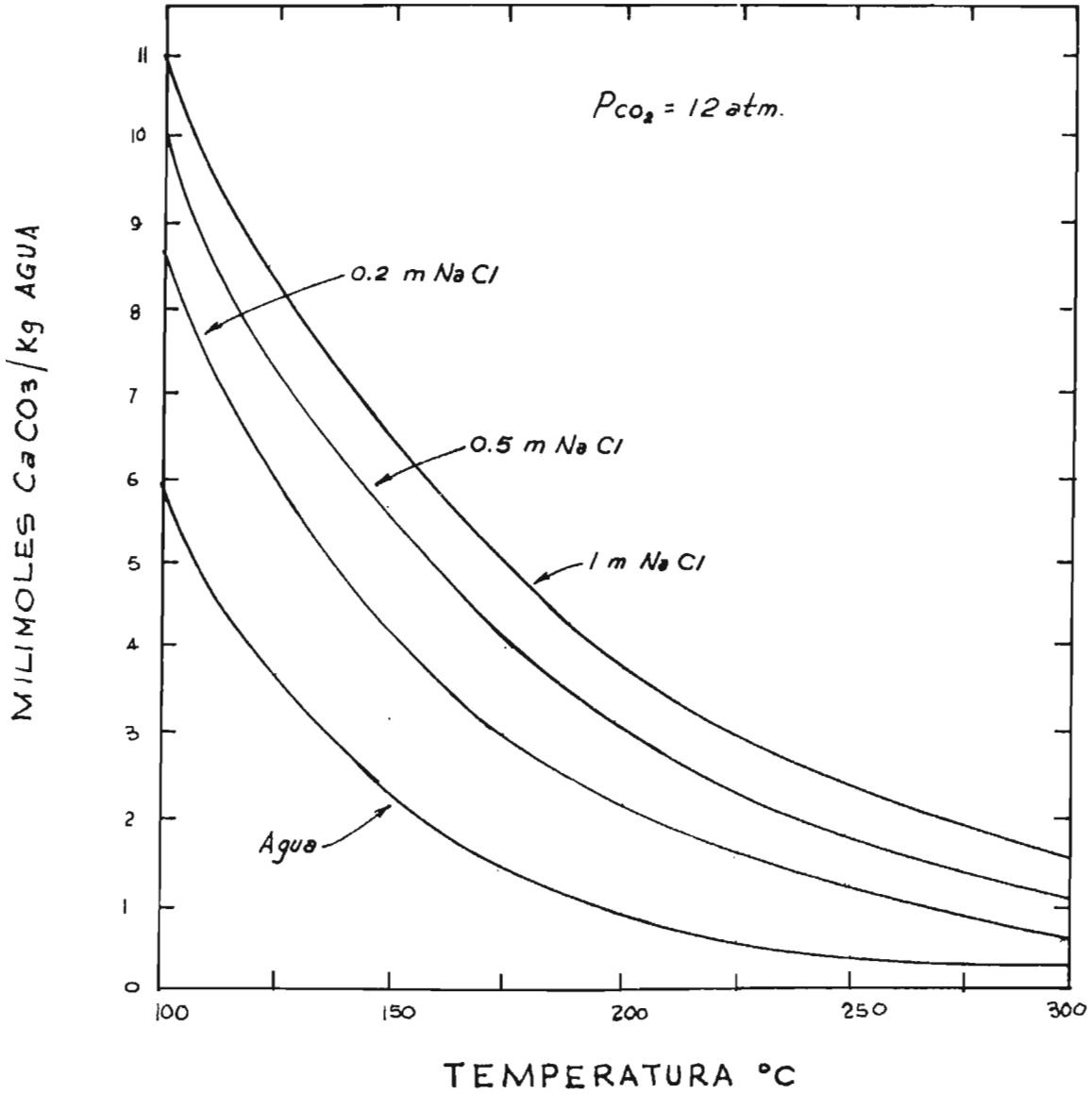
SOLUBILIDAD DE LA CALCITA EN AGUA COMO
FUNCION DE LA PRESION DE CO₂ EN LA FASE VAPOR
A 200°C

FIG. 25



SOLUBILIDAD DE LA CALCITA EN AGUA HASTA
300°C A VARIAS PRESIONES PARCIALES DE CO₂

FIG. 26



SOLUBILIDAD DE CALCITA EN AGUA Y EN SOLUCIONES DE CLORURO DE SODIO A UNA PRESION DE CO_2 DE 12 ATM.

una concentración razonable de ácido en los pozos para remover todos los depósitos sin permitir que los pozos eleven su calor durante la operación. - La mayoría de los inhibidores usados para este propósito son inestables a alta temperatura, de modo que las temperaturas de los pozos deben estar tan bajas como sea posible durante la acidificación.

7. CASO AHUACHAPÁN.

La última parte de esta etapa contiene algunos aspectos estratigráficos y geohidrológicos del campo geotérmico de Ahuachapán, pero es solamente un breve resumen, pues este aspecto ha sido tratado con gran amplitud en la sección I-15 de este trabajo.

A continuación se trata el tema de la reinyección para el caso de Ahuachapán y por último se hace un resumen del comportamiento del campo cuando es sometido a un régimen de extracción-reinyección.

ESTRATIGRAFIA DEL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN.

La sucesión estratigráfica característica del Area de Ahuachapán es la siguiente:

- Formación volcánica laguna verde, constituida predominantemente por lavas andesíticas y piroclásticos con espesores hasta de 200 metros.
- Formación tobáceo-lávica con predominancia de lavas en la parte inferior (Pleistoceno) y espesores hasta de 500 metros.
- Aglomerado joven, con intercalaciones lávicas, tiene espesores de 200 a 400 metros y es una formación volcánica poco permeable que en la parte superior del reservorio le sirve de sello para evitar la disipación de energía hacia la superficie.
- Andesitas de Ahuachapán, constituido por lavas con intercalaciones de piroclásticos y espesores hasta de 300 metros.
- Aglomerados antiguos con intercalaciones de brechas en la parte superior y lavas andesíticas en la parte inferior. Con espesores mayores de 400 metros.

ASPECTOS GEOHIDROLOGICOS DEL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN.

A partir de la información suministrada por los datos en los pozos y los programas de geoquímica e hidrología, se logró definir la existencia de tres acuíferos principales:

- Acuífero Somero.

Es muy superficial y alimenta a las fuentes ubicadas en la parte alta de la Laguna Verde y Las Ninfas. Está constituido por tobas, pómez y eluviales que yacen sobre las lavas del grupo Laguna Verde. El alimentado por la infiltración de aguas -- provenientes de la precipitación anual. Estas -- aguas están formadas principalmente por carbonatos de calcio con elevadas concentraciones de sulfatos.

- Acuífero Saturado.

Constituido por lavas fracturadas y depósitos piroclásticos correspondientes a la formación tobáceo-lávica. Las aguas que lo constituyen provienen de una infiltración más profunda del agua de precipitación y son predominantemente carbonatos de calcio y sodio.

- Acuífero Salino.

Corresponde al reservorio geotérmico de Ahuachapán actualmente en explotación, está formado por las Andesitas de Ahuachapán con espesores que oscilan entre 100 y 300 metros. Sus características químicas son su alta salinidad que consiste básicamente de cloruros de sodio, potasio y calcio acompañados de una amplia gama de componentes menores como Litio, estroncio, cesio, rubidio, iodo, bromo, arsénico y boro. La descarga de este acuífero parece hacerse evidente en la parte norte del campo, donde el agua de los manantiales Playón de Salitre y río Agua Caliente muestran relaciones atómicas similares a las del acuífero.

El Campo Geotérmico de Ahuachapán actualmente bajo explotación cubre un área aproximada de tres kilómetros cuadrados.

Se han perforado 24 pozos profundos en dicha área. -- Los pozos AH1 , AH4 , AH6 , AH7 proveen vapor para la primera unidad que comenzó a operar en junio de 1975.

Los pozos AH5 , AH20, AH21 y AH26 proveen vapor para la segunda unidad que comenzó a operar en junio de -- 1976. Las dos unidades tienen una capacidad de generación de potencia de 30 megawatts cada una y se ha programado la implantación de la tercera unidad de 35 megawatts para 1979.

Además de los pozos productores, se tienen nueve pozos exploratorios y cuatro de reinyección que son: AH2, -- AH8, AH17.y AH29. Todos los pozos productores descargan una mezcla agua-vapor en proporciones de 11% hasta 46%.

El rango de producción es de 102-550 toneladas de mezcla por hora.

En la figura (27) puede verse los perfiles esquemáticos de los pozos del campo de Ahuachapán.

El flujo másico extraído del Campo de Ahuachapán durante el período de operación 1975-1976, puede verse en la Tabla VI.

DISPOSICION DE LAS AGUAS RESIDUALES DE UN CAMPO GEOTERMICO.

Las aguas residuales producidas en los campos geotérmicos contienen sales y elementos minerales en concentraciones que son potencialmente dañinas para la salud y la vida animal y vegetal.

La evacuación de estas aguas presenta las siguientes alternativas:

- 1) Descarga en los ríos
- 2) Descarga en el mar
- 3) Piletas de evaporación
- 4) Sistema se reinyección
- 1) Descarga en los ríos.

Para poder descargar las aguas de desecho en un -- río, debe tomarse en cuenta dos factores importantes: concentraciones permisibles de acuerdo a los constituyentes del efluente residual y la capacidad de dilución:

Para definir las concentraciones permisibles de --

los elementos a descargar en un río, se acude a las normas de tolerancia existentes para los diferentes usos a que se destine el agua.

Cuando los caudales de los ríos son suficientemente elevados y no están influenciados por la actividad termal natural puede considerarse una alternativa aceptable usarlos para descargas de desechos; pero cuando los caudales no son lo suficientemente elevados y existe influencia geotermal por actividad natural no se aplican las normas de tolerancia y se limita la capacidad operacional de los sistemas geotérmicos involucrados.

Para el caso de Ahuachapán, el río Paz es el principal río que drena esta área, tiene un flujo variable dependiendo de la estación del año, siendo tan bajo como 10-15 metros cúbicos por segundo durante la estación seca. Sus aguas son usadas para irrigación y elementos tan dañinos para las cosechas como el boro deben tener un límite permisible. Se ha encontrado que el río podría acomodar el agua de una estación de 30 megavatios de potencia, y el potencial del campo se estima en 100 a 200 megavatios.

2) Descarga en el mar.

Se ha recomendado sistemas de evacuación consistentes en canales de concreto que conducen el efluente geotérmico desde las instalaciones superficiales hasta el mar.

Los ingenieros consultores que diseñaron la primera unidad de potencia en Ahuachapán, recomendaron la construcción de una canaleta de drenaje de alrededor de 75 kilómetros de longitud y tendrá capacidad para manejar el agua de desecho de una planta de 200 megavatios. Este sistema ha sido considerado como el método más adecuado y seguro que permite minimizar los efectos de contaminación de aguas.

3) Piletas de evaporación.

La construcción de piletas de evaporación del agua residual y la posibilidad de recuperación de minerales es una de las consideraciones planteadas para la evacuación de las aguas residuales geotermales. Para el buen funcionamiento de este sistema debe contarse con un alto índice de evaporación y estar en un sistema hidrológico que no permita in-

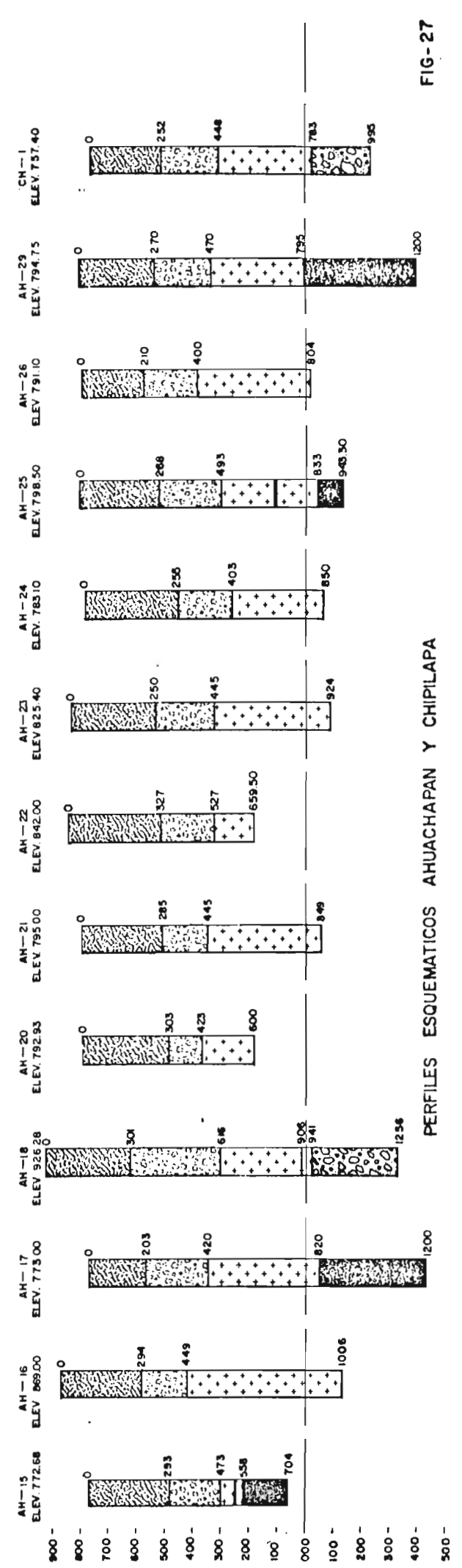
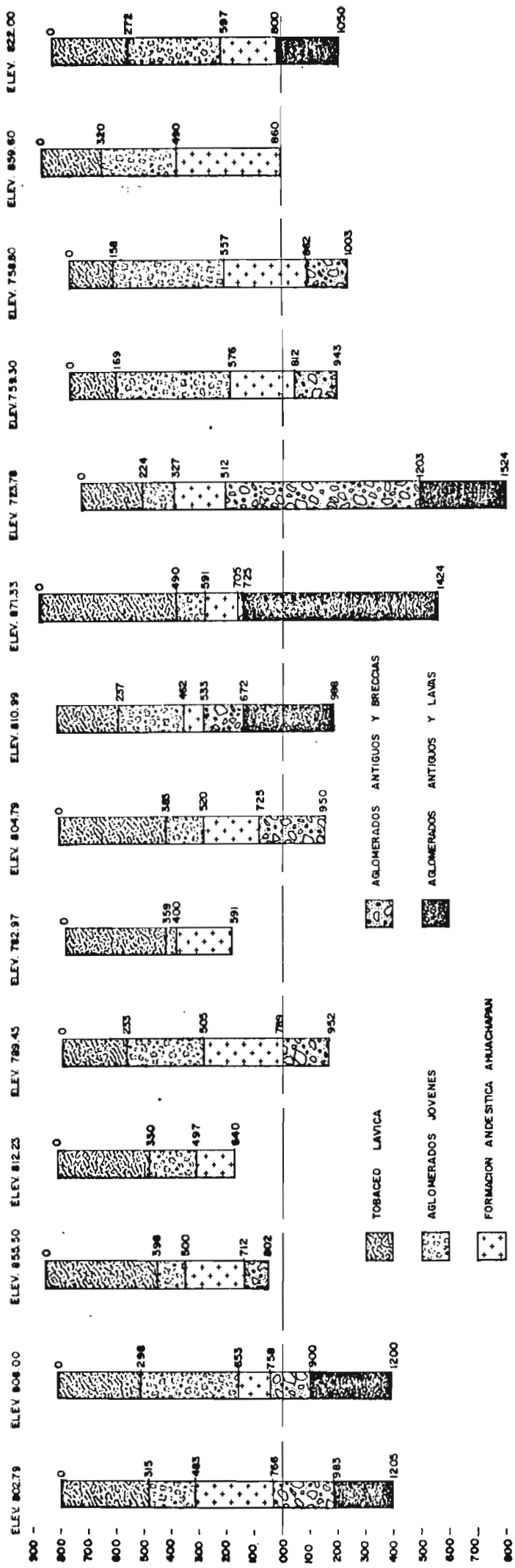


FIG-27

PERFILES ESQUEMATICOS AHUACHAPAN Y CHIPLAPA

T A B L A VI

MASA TOTAL EXTRAIDA DEL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN
DURANTE EL PERIODO DE OPERACION 1975-1976

Date	Total Mass Extracted - Kilotons ¹										
	AH 1	AH 4	AH 5	AH 6	AH 7	AH 20	AH 21	AH 22	AH 26	Total	Cumulative
75-J		112.8								168.2	168.2
J	149.5	338.4	9.6	166.1	16.8					680.4	848.6
A	157.8	349.7		138.4						645.9	1,494.5
S	249.2	338.7		166.1	72.8					826.5	2,321.0
O	257.5	327.1	4.8	171.6	128.9					889.9	3,210.9
N	240.9	304.6		160.5	28.0					734.0	3,944.9
D											3,944.9
76-J		349.7		166.1	173.3					689.1	4,634.0
F	58.2	327.1		160.5	156.6					702.4	5,336.4
M		327.1		155.0	167.8					649.9	5,986.3
A	166.2	315.8		166.1	156.6					804.7	6,791.0
M	257.6	315.8	90.9	160.5	173.4					999.2	7,789.2
J	249.3	225.6	110.0	166.1	167.7	34.4				953.1	8,742.3
J	232.7	338.4	143.4	155.7	156.9	147.6		62.5		1,237.2	9,979.5
A	257.6	349.7	86.0	44.5	173.7	73.8	48.9	193.6	85.2	1,313.0	11,292.5
S	249.3	338.4	52.6	166.9	168.1	147.6	78.7	187.4	82.4	1,471.4	12,763.9
O	249.3	349.7		161.3	168.1	132.8	3.9	187.4	85.2	1,337.7	14,101.6
N	216.1	361.0	9.6	171.5	155.1	108.2		199.9	89.9	1,311.3	15,412.9
D	257.0	344.6		167.3	171.9	152.5		193.7	87.0	1,374.0	16,786.9
Tot.	3,248.2	5,713.9	506.9	2,699.6	2,235.7	796.9	131.5	1,024.5	429.7	16,786.9	

NOTA: ¹/ 1 kiloton = 1000 tons metricas

filtraciones de agua salina que pueda contaminar acuíferos subterráneos. En el campo geotérmico de Ahuachapán se consideró esta posibilidad, pero era impráctica debido al tamaño de la planta y al bajo valor de los minerales.

4) Sistema de Reinyección.

La reinyección consiste en inyectar a gran profundidad en el terreno por medio de pozos profundos, las aguas geotérmicas residuales. Para la reinyección debe tomarse en cuenta los siguientes factores:

- a) El efecto de la reinyección en el campo geotérmico mismo
- b) El efecto de acuíferos profundos o superficiales
- c) La selección de los lugares de reinyección tomando en cuenta los literales a y b
- d) La prevención de deposición mineral e incrustaciones en la planta.

ASPECTOS EXPERIMENTALES DE LA REINYECCION EN EL CAMPO DE AHUACHAPAN.

Las primeras pruebas de reinyección a gran escala en el campo de Ahuachapán se realizaron en los años 1970-71 con la inyección de casi dos millones de metros cúbicos de agua a 150°C y caudales de 91 y 164 litros -- por segundo.

En el planteamiento inicial fue considerado reinyectar fuera del reservorio para evitar enfriamiento de los fluidos dentro de él.

El pozo AH10 de 1525 metros de profundidad fue considerado para propósitos de reinyección, en vista de estar situado en la vecindad pero fuera del área hidrotermal activa.

Sin embargo, las formaciones penetradas tenían una baja permeabilidad y los requerimientos de energía harían costosa la operación de reinyección. Esta y otras limitaciones hicieron que en vez de inyectar fuera del reservorio se decidiera inyectar dentro del mismo basados en las siguientes consideraciones:

- a) No se disponía de ninguna información hidrológica acerca de las condiciones de profundidad fuera del área geotermal, aparte de los datos obtenidos del pozo AH10. De modo que no podía excluirse la posibilidad de que el agua inyectada aflorará en cualquier lugar creando problemas de contaminación.
- b) El vapor usado para generación de potencia representa solamente el 15-20% de la masa total extraída del reservorio por los pozos de producción. El remanente, (80 - 85%) es agua de desecho que tiene que ser evacuada. Dentro del reservorio existe alta permeabilidad y los requerimientos de energía para reinyección serían mínimos.
- c) Un estudio teórico del intercambio de calor entre las rocas del reservorio y el agua inyectada indican que el enfriamiento provocado por esta última - en el reservorio estaría dentro de límites aceptables.
- d) La producción combinada con la reinyección significa no solo el reciclaje del agua sino también su calor residual al reservorio. Su efecto podría ser la reducción de la recarga natural y la conservación de energía que tendería a incrementar la vida productiva del reservorio (Einarsson, 1970).

Para llevar a cabo los experimentos de reinyección se decidió perforar un pozo de doble propósito que serviría para reinyección y posteriormente para producción. Este pozo estaba situado dentro del área de producción y terminado como un pozo normal de producción, excepto que fue perforado a una mayor profundidad y provisto de un forro retráctil perforado en su parte más baja que fue instalado extendiéndose del revestimiento de producción hacia el fondo del pozo a 925 metros de profundidad, en un intento de dirigir el agua inyectada al horizonte permeable más profundo.

La deposición de minerales y exfoliación en las instalaciones superficiales, el pozo de inyección y las rocas en los puntos de entrada requieren limpieza frecuente, lo que haría impráctica la operación de reinyección.

El problema de deposición está asociado con el contenido de sílice y carbonato de calcio del agua. Sin embargo, un estudio especial llevado a cabo por W. Mahon en 1970 indicó que las condiciones de Ahuachapán, donde

las temperaturas profundas que controlan la composición química del agua natural que entra en los pozos se espera sea mayor de 250°C, puede evitarse la deposición si el vapor fuera separado del agua a una temperatura no menor de 150°C y el agua de desecho mantenida a esta temperatura, desde el punto de separación al punto de entrada dentro de la roca.

Esta temperatura fue considerada suficientemente alta para prevenir sobresaturación con respecto a la sílice amorfa en cualquier lugar del sistema. Además, la diferencia de temperatura entre el agua y la roca a la entrada debe ser menor de 50°C.

En vista de eso, se seleccionó en el separador una temperatura de 152-153°C y se diseñó el sistema de reinyección para mantener siempre esta temperatura.

La primera prueba de reinyección fue hecha en noviembre de 1970 con un flujo de 30 litros/seg, luego se incrementó hasta 91 lts/seg. El agua llega al pozo de reinyección a una temperatura de alrededor de 153°C y la presión de cabezal era la misma que la presión de vapor a esa temperatura. De noviembre a diciembre de 1971 se continuó las pruebas de reinyección con un flujo de 164 lts/seg. Un total de 1,927,000 toneladas de agua fueron reinyectadas en este período.

RESUMEN DE LOS EXPERIMENTOS DE REINYECCION 1970 - 71

Mes/año	Nº días reiny.	Lts/seg	m ³ totales
Nov. 1970	1	38	194
Dic. 1970	13	34-91	69300
Ene. 1971	0	-	-
Feb. 1971	27	91	199106
Mar. 1971	28	91	185285
Abr. 1971	30	91	235190
May. 1971	17	91	125663
Jun. 1971	27	91	203685
Jul. 1971	31	91	243734
Ags. 1971	16	91	112235
Sep. 1971	0	-	-
Oct. 1971	0	-	-
Nov. 1971	14	164	179080
Dic. 1971	9	164	118916
	<u>244</u>		<u>1927146</u>

La reinyección en grandes cantidades no ofrece dificultades técnicas en las condiciones de prueba. El agua reinyectada era considerablemente alta en concentración de minerales y tenía una temperatura más baja que el agua del reservorio, pero es calentada gradualmente por contacto con las rocas.

La reinyección en el reservorio significa el reciclaje del agua geotérmica de desecho a través del reservorio. De este modo la recarga natural se reduce a la compensación del vapor producido que representa del 10 al 25% del fluido total producido por los pozos.

Con la distribución superficial el calor residual en el agua después de la separación del vapor es desechado al ambiente. Por reinyección esta energía calorífica representa aproximadamente 50% del calor producido por los pozos que también es reciclado al reservorio.

Otros efectos beneficiosos son prácticamente la eliminación de la contaminación térmica y química del ambiente.

El agua reinyectada enfriará el reservorio dentro de la zona de los pozos de reinyección. Si el agua relativamente fría invade las zonas de producción bajando la temperatura, se afectará la capacidad del campo.

Se hizo estudios acerca de los problemas de intercambio de calor entre la roca de formación en el reservorio y el agua inyectada, la temperatura del campo, efectos del flujo y presión en el fluido fluyendo a través de roca fracturada, densidad de corriente, efectos térmicos de contracción, efecto de las bajas temperaturas en la capacidad de producción de los pozos, etc. Las ventajas de la reinyección tienen que ser comparadas contra las probabilidades de tener recarga insuficiente que limite la capacidad de producción del campo.

La reinyección llegó a ser necesaria para la puesta en marcha de la unidad 1 en 1975. En agosto de 1975, el pozo AH2 fue convertido a la reinyección y al final de ese año, un total de 398 kilotoneladas de agua habían sido inyectadas en el pozo.

En enero de 1976, el AH8 fue convertido a reinyección, en abril de ese mismo año el AH29, y en octubre el AH17, fueron convertidos a reinyección para manejar las aguas

residuales de la puesta en marcha de la segunda Unidad. Al final de ese año, se había inyectado una cantidad - de cinco mil ochocientos siete kilotoneladas usando - los cuatro pozos.

CONDICIONES DE OPERACION DE LOS POZOS DE
REINYECCION

Pozo	Presión de in- yección kg/cm ² g	Capacidad má- sica ton/hra.	Masa total in- yectada kilo - tons. 31/dic/76
AH 2	6.0	244.90	1851.80
AH 8	4.9	200.40	1876.00
AH 17	5.9	167.10	280.30
AH 29	5.1	306.40	1799.00
		918.80	5807.10

La relación entre las cantidades producidas e inyectadas se muestra en la figura 28.

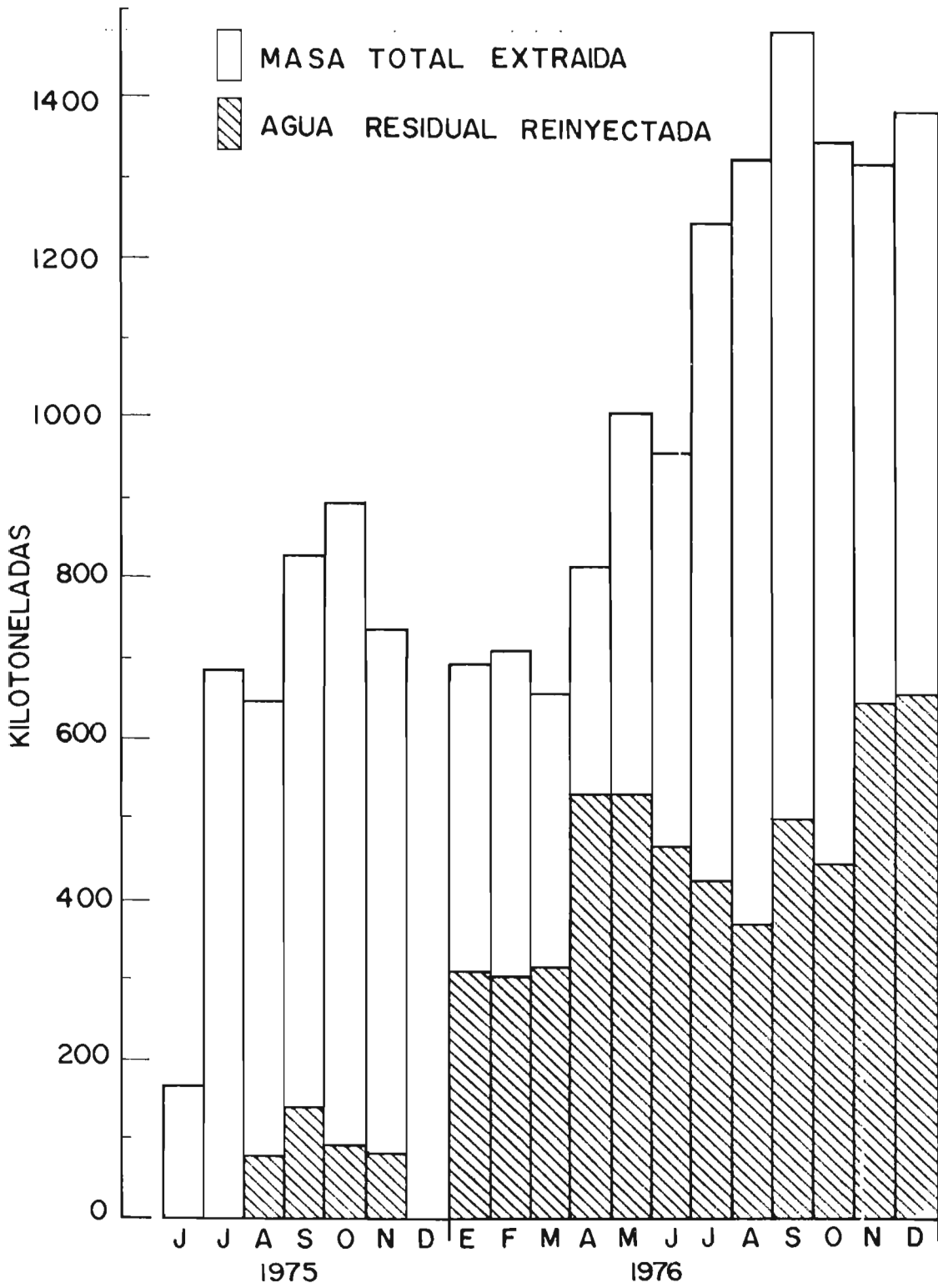
La figura 29 muestra el completamiento de los pozos - AH17 y AH29, en los cuales se hizo un ensayo de obturar la sección de producción montando un forro retráctil. La idea principal de esto es permitir que sean - usados para reinyección con un forro que conduciría el agua residual a través de la sección de reproducción y hacia el interior una abertura extendiéndose a una profundidad de 1200 metros.

Los revestimientos 13 3/8 y 9 5/8 fueron cementados -- dentro , pero el forro no, tal que puede ser removido para convertir el pozo en productor.

La dificultad de este tipo de completamiento es que no se sabe dónde el agua inyectada está dejando el pozo - perforado; si el agua va hacia afuera dentro de la sección de basamento, pasará a través de una cantidad significativa de aglomerados antes de moverse verticalmente hacia arriba dentro del reservorio de producción.

Si el agua inyectada se mueve hacia arriba detrás del forro, puede pasar directamente dentro del reservorio

FIG. 28



POZO DE REINYECCION COMPLETAMIENTO

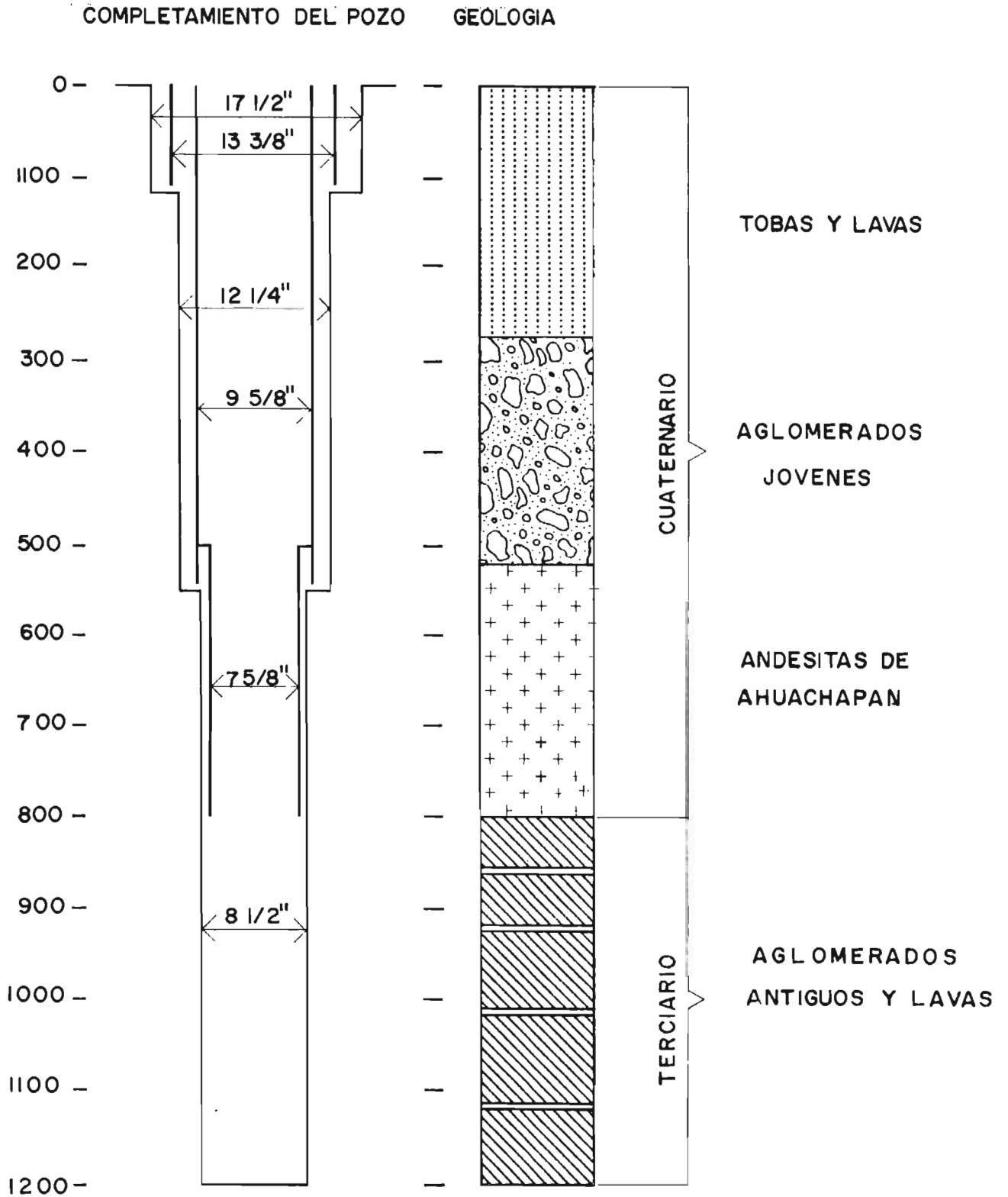


FIG. 29

y comenzar a afectar la operación de los pozos de producción cercanos.

Las características de producción, sobre todo en el caso de campos de agua dominante, donde la extracción de agua por unidad de energía generada suele ser de 3 a 10 veces más alta que en otro tipo de campo, la reinyección debe realizarse en un régimen de estricto control.

EFFECTOS DEL REGIMEN EXTRACCION-REINYECCION EN EL CAMPO GEOTERMICO DE AHUACHAPAN.

Volúmenes reinyectados por pozo

AH 2	2631788 ton.	2900756 m ³
AH 8	2905344	3202159
AH 17	3126105	3445593
AH 29	3424374	3774345
	<hr/>	<hr/>
	12087511 ton	13322852 m ³

La temperatura promedio de la reinyección es 160°C.

La densidad del agua a 160°C es 0.907 ton/m³.

Si el espesor promedio del reservorio es 100 metros, con un área de explotación de 3 km² y una permeabilidad promedio del 10%, el volumen hipotético del reservorio es 3×10^8 m³, con un volumen libre de 3×10^7 m³.

Si el volumen libre del reservorio es $= 3 \times 10^7$ m³ y

el volumen del agua reinyectada es $= 1.33 \times 10^7$ m³

el porcentaje del volumen total ocupado por el agua reinyectada es igual a 44.33.

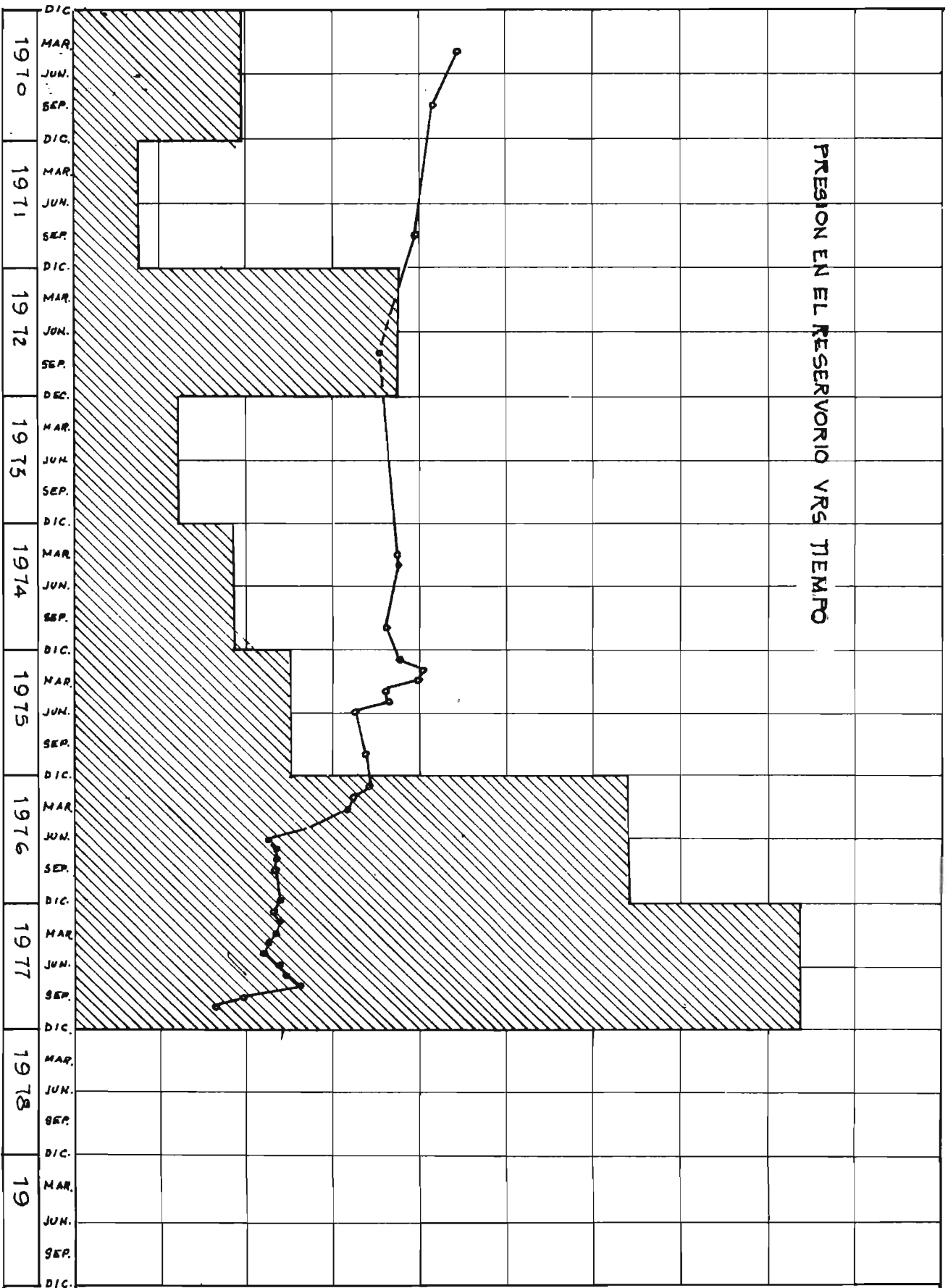
De la gráfica presión en el reservorio vrs tiempo puede observarse una disminución en la presión a partir de junio de 1975 cuando se echó a andar la primera unidad, hasta julio de 1976 que comenzó a operar la segunda unidad, esto se debe a que la extracción aumentó progresivamente, mientras que la reinyección no se incrementó notablemente.

181
PRESION A COTA 200 Kg/cm² g.

30

35

40



En julio de 1976 la presión tiende a estabilizarse, se ha alcanzado un equilibrio entre la recarga natural -- más la reinyección y la extracción.

Desde junio de 1977 a julio de 1977 disminuye la extracción y en menor proporción la inyección, lo que hace -- que aumente la presión en ese período. En esta circunstancia se supone que : $R + I > E$. Durante los meses -- de agosto y septiembre se aumenta la extracción sin -- aumentar la inyección, lo que causa un descendimiento de presión, deduciéndose que: $R + I < E$.

Cuando se tiene un régimen estable se cumple la relación:

$$\text{Extracción} = \text{Inyección} + \text{Recarga}$$

Cuando el régimen es estable, la presión permanece constante.

	Extracción	Reinyección	Recarga	%
Nov. 1976	1311289	636317	674972	51.47
Dic. 1976	1373996	645122	728874	53.04
Ene. 1977	1417384	635943	781441	55.13
Feb. 1977	1442486	781266	661220	45.80
Marz. 1977	1676530	924982	751548	44.82
Abr. 1977	1569785	858305	711480	45.32
Promedio:			718256	49.26

El porcentaje promedio de la recarga con relación a la extracción es del 49.26%.

- Si la extracción es menor que la recarga + inyección:

$$E + \Delta V = R + I$$

donde ΔV = variación del volumen de agua en el reservorio y es igual al producto de la diferencia de niveles hidrostáticos por el área del reservorio afectada.

La diferencia de niveles hidrostáticos es igual al ΔP a cota 200 m.s.n.m. dividido entre la densidad.

Presión a cota 200 en estado estable = $30.8 \text{ kg/cm}^2 \text{ g}$

Presión a cota 200 cuando $E < I + R$ = $31.2 \text{ kg/cm}^2 \text{ g}$

Densidad del agua a 225°C = 833.8 kg/cm^3

$$h = (31.2 - 30.8) \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2} \times \frac{\text{m}^3}{833.8 \text{ kg}} \times \frac{10^4 \text{ cm}^2}{\text{m}^2} = 4.797 \text{ mts.}$$

$\Delta V = h \times \text{área del reservorio afectada.}$

El área afectada es la que cubre el contorno de los pozos en explotación y es igual a 360000 m^2

$$\Delta V = 4.797 \text{ mts} \times 360000 \text{ m}^2$$

$$\Delta V = 1726920 \text{ mts}^3$$

Si la porosidad es del 10% : $\Delta V = 172692 \text{ mts}^3$

Para junio 1971.

$$1400377 \text{ m}^3 + 172692 \text{ m}^3 = 81096 \text{ m}^3 + \text{Recarga}$$

$$\text{Recarga} = 762873 \text{ m}^3$$

que corresponde al 54% de la extracción.

- Cuando $E > R + I$ se tiene:

$$E - \Delta V = R + I$$

Presión a cota 200, estado estable = 30.8 kg/cm^2

Presión a cota 200, cuando $E > R + I$ = 30.2 kg/cm^2

$$h = (30.8 - 30.2) / \rho = 7.19 \text{ mts}$$

$$\Delta V = 7.19 \text{ mts} \times 360000 \text{ m}^2 = 2590549 \text{ m}^3$$

$$\Delta V \text{ efectivo} = 259054 \text{ m}^3$$

En septiembre 1977

$$1647015 - 259054 = 557034 + R \text{ (mts}^3 \text{)}$$

$$R = 830936 \text{ m}^3$$

que corresponde al 50% de la extracción.

Como puede observarse de los resultados interiores, el orden de la recarga está entre 45-55 % en relación a la extracción.

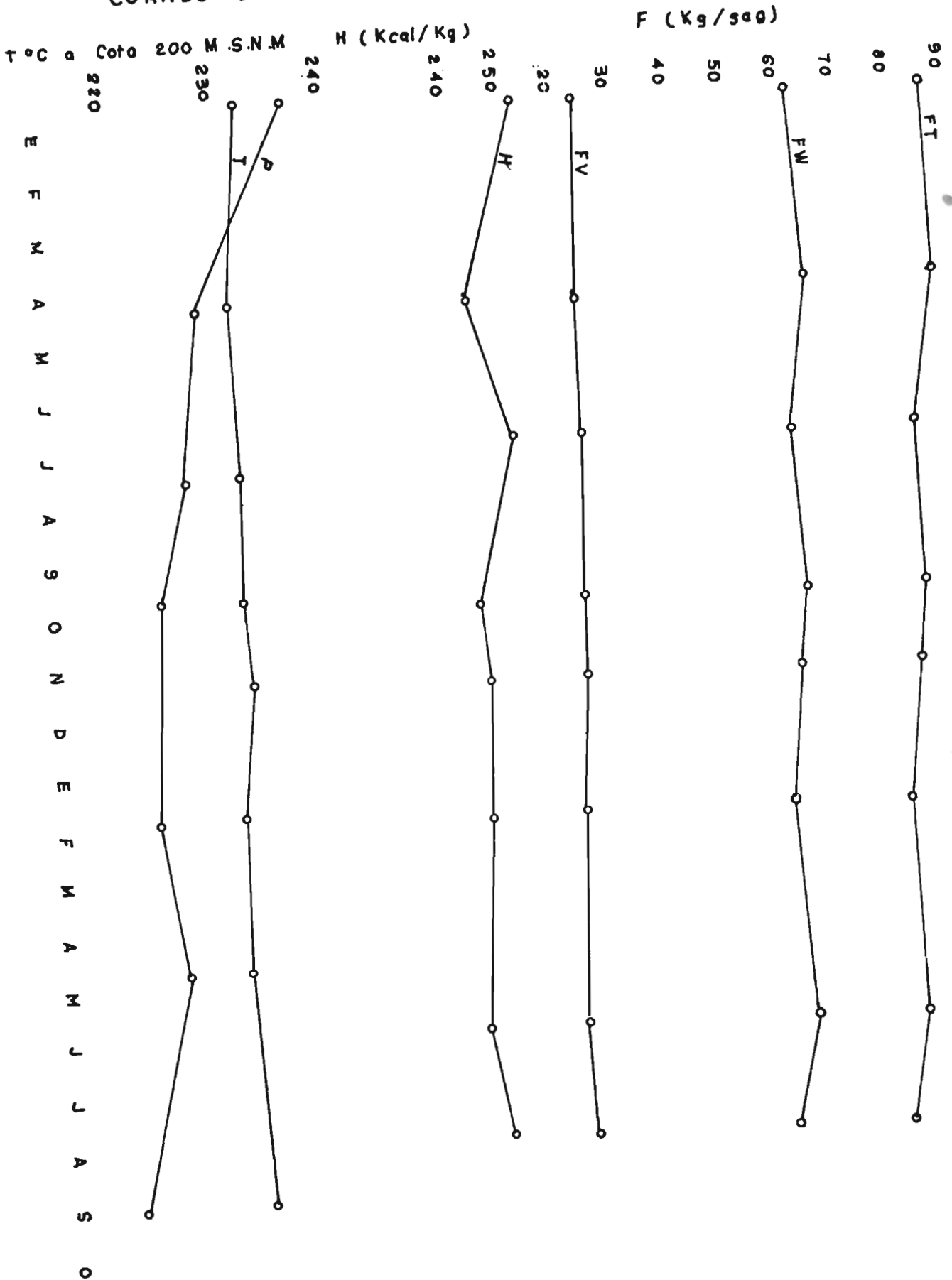
Para mantener una presión constante dentro del reservorio debe mantenerse un régimen explotación-reinyección bien definido. Este podría ser del 48% con respecto a la extracción, ya que a ese nivel la presión permanece constante, arriba de este valor puede esperarse que la presión dentro del reservorio aumente, abajo de dicho valor, la presión tendería a disminuir .

Si se suprime la reinyección totalmente y se mantuviese el régimen de extracción, el nivel hidrostático disminuiría, disminuyendo también la presión, y los caudales de los pozos, aumentando la fase vapor que se formará en los estratos superiores por la disminución de la presión.

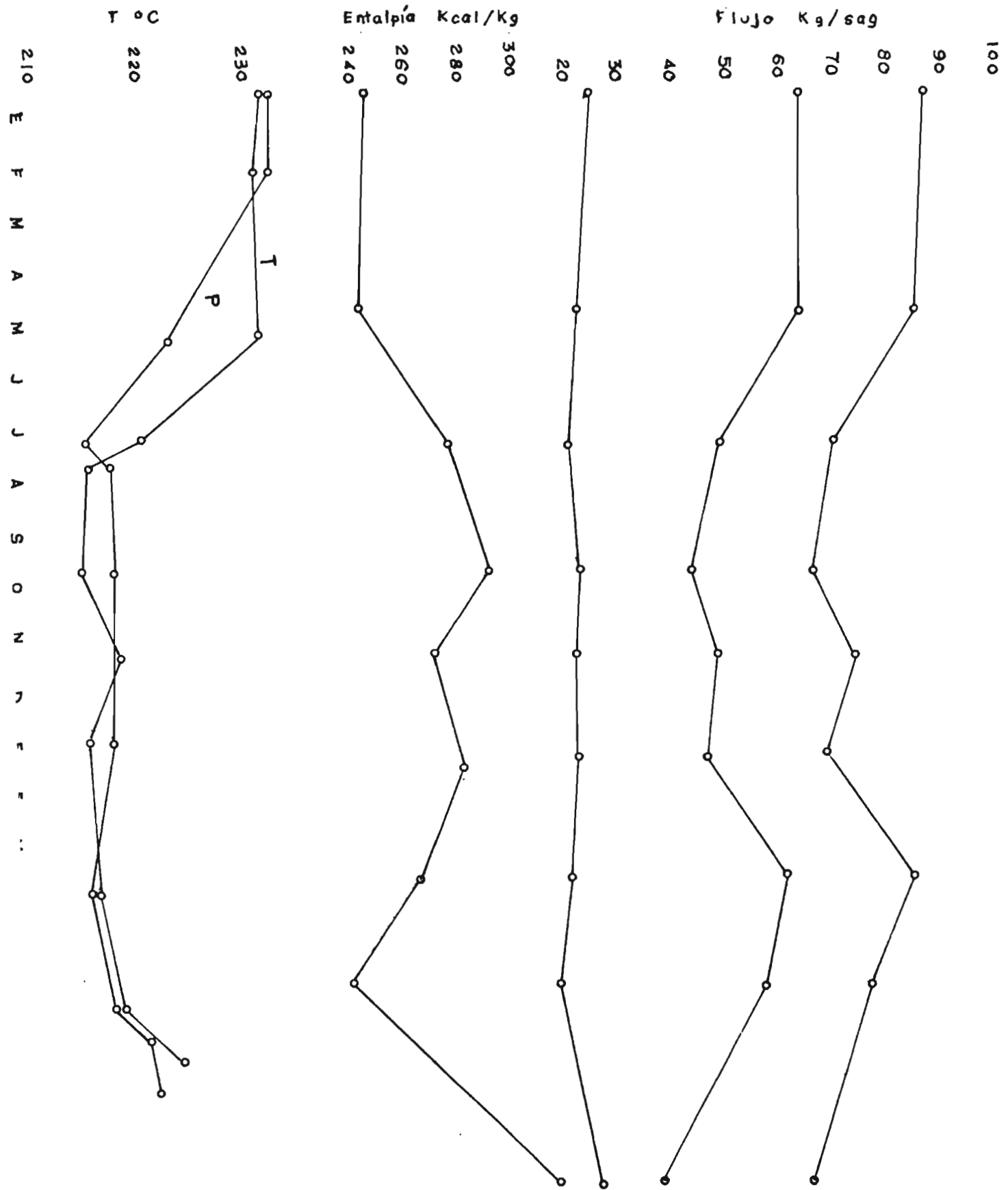
La formación de vapor en el reservorio tiene lugar en el alto estructural de la formación andesítica de Ahuachapán y comprende para el modo de extracción en estado estable $E = R + I$, el área que envuelve la línea de $22 \text{ kg/cm}^2 \text{ g}$ que corresponde a una temperatura de 218°C , un poco más alta que la medida en los pozos. Cuando el régimen de extracción es $E > R + I$ después de disminuir la reinyección por un mes en un 45% manteniendo la extracción al máximo , la disminución de presión en el reservorio es aproximadamente $2.5 \text{ kg/cm}^2 \text{ g}$. En este caso la formación andesítica acumularía vapor en un volumen mayor. Estos efectos pueden notarse viendo los gráficos de los pozos AH 6 y AH 1. El pozo AH 6 está situado en un alto estructural del reservorio y presenta las siguientes características.

- 1) Disminución de presión y temperatura por inicio de la explotación intensiva en junio y julio 1976.

COMPORTAMIENTO DEL POZO Ah-1 CUANDO E 7R+I



COMPORTAMIENTO DEL POZO Ah-6
CUANDO E 7 R + I



- 2) Aumento de la entalpía como efecto de la ebullición en el reservorio.
- 3) Disminución de las características de producción
- 4) En junio y julio de 1977 aumento de la presión y temperatura por efecto de la disminución en la extracción.
- 5) En septiembre, hay un aumento de entalpía y a la vez una disminución de la presión y temperatura, a causa de la disminución notable de la reinyección.

Similarmente al pozo AH6 se comportan los pozos AH26, AH20, AH22, AH4.

El pozo AH1 se encuentra en un bajo del reservorio y se comporta de una manera más estable, el efecto de las variaciones no es tan pronunciado como en el pozo AH6. Los pozos AH7, AH5, AH21, se comportan similarmente al AH1.

Los gráficos de recuperación térmica de los pozos de reinyección AH2, AH8, AH29 muestran un comportamiento similar entre sí, la zona de recuperación térmica más rápida, corresponde a la zona de producción, que es la más permeable.

Los valores de velocidad de recuperación son:

Pozo	°C /día
AH 2	0.96
AH 8	1.54
AH 29	1.73

El pozo que tiene mayor velocidad de recuperación es el AH29, esto indica que hay gran permeabilidad y a la vez el agua reinyectada está entrando principalmente en el reservorio.

EVOLUCION DE TEMPERATURAS.

Debido a que el comportamiento de las temperaturas está influenciado por muchos factores, su análisis es difícil. Pero se puede establecer algunas hipótesis teniendo en cuenta que:

- 1) El descenso de la presión y la ebullición que esto origina, afectan la temperatura.
- 2) Uno de los efectos de reinyectar agua de menor temperatura en la zona de producción es que puede causar descensos de temperatura.
- 3) La recarga natural se supone que sea de alta temperatura: 230°C .
- 4) No está claramente definido el comportamiento de las relaciones de saturación en el reservorio.
- 5) Las mediciones de temperatura están efectuadas en fase transiente.

El mapa de temperaturas máximas medidas en los pozos en septiembre 1977 está influenciada por dichos factores.

El Pozo AH26 situado en el alto estructural del reservorio muestra un mínimo en la temperatura originado por la ebullición que ocurre en los estratos superiores del reservorio.

Se observa un efecto de enfriamiento en dirección norte a partir de los pozos AH2 y AH29 y en dirección del pozo AH5 ya que se está reinyectando a 160°C en AH2 y AH29.

VARIACIONES QUIMICAS DEL ACUIFERO.

Se ha escogido los cloruros para seguir las rutas del agua reinyectada ya que ésta se inyecta con mayor concentración que el agua descargada, debido a la pérdida de vapor en la separación.

Para calcular las concentraciones del agua en el acuífero se procede así:

$$C_o = C_a (637.9 - E_o/541.1); C_o = C_a (637.9 - E/541.1)$$

C_o = concentración de cloruros en el acuífero

C_o = concentración de cloruros después del cambio de concentración en agua separada a presión atmosférica.

- C_a^o = concentración de cloruros en agua separada a la presión atmosférica del campo.
 637.9 = entalpía del vapor a la presión atmosférica del campo.
 E_o = Entalpía de mezcla de la descarga original
 E = Entalpía de mezcla nueva, después del cambio de entalpía debido a ganancia o pérdida de vapor, dilución, ganancia o pérdida de calor por conducción.
 541.1 = Entalpía de vapor a la presión atmosférica - del campo menos entalpía del agua a la presión atmosférica del campo.
 C_a = Concentración de cloruros de agua separada a presión atmosférica después del cambio de entalpía.

POZO AH 1

Junio 1976

$$E_o = 235 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a^o = 10140 \text{ ppm}$$

$$C_o^o = 10140 \frac{(637.9 - 235)}{541.1} = 7550 \text{ ppm}$$

Junio 1977 (después del cambio de concentración)

$$E = 230 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a = 10910 \text{ ppm}$$

$$C_o = 10910 \frac{637.9 - 230}{541.1} = 8224 \text{ ppm}$$

$$\text{Diferencia} = 640 \text{ ppm}$$

POZO AH 5

Junio 1976

$$E_o = 246.7 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a^o = 9110 \text{ ppm}$$

$$C_o^o = 6586 \text{ ppm}$$

Junio 1977

$$E_o = 239.8 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a = 10843 \text{ ppm}$$

$$C_o = 7977 \text{ ppm}$$

$$\text{Diferencia} = 1391 \text{ ppm Cl}^-$$

POZO AH 6

Junio 1976

$$E_o = 275 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a^o = 11560 \text{ ppm}$$

$$C_o^o = 7752 \text{ ppm}$$

Junio 1977

$$E_o = 236 \text{ Kcal/kg}$$

$$C_a = 11510 \text{ ppm}$$

$$C_o = 8570 \text{ ppm}$$

$$\text{Diferencia} = 818 \text{ ppm}$$

De la gráfica concentración de cloruros en el agua se parada a presión atmosférica vrs E/637.9 - E se puede analizar los procesos que han ocurrido en el acuífero.

Si hay calentamiento o enfriamiento subterráneo, no - habrá cambio de cloruros, si hay cambio de entalpía -

debido a ganancia o pérdida de vapor habrá un cambio en concentración de cloruros debido a la dilución o evaporación y si hay una caída de entalpía debido a la adición de agua fría, habrá una caída de concentración debido a dilución.

Observando el gráfico para el Pozo AH 6, en el primer paso el aumento de entalpía es mínimo, hay un aumento en la concentración de cloruros por mezcla con agua salina de mayor concentración ; después, el cambio de entalpía también es mínimo y hay disminución en la concentración de cloruros por mezcla con agua de menor salinidad; en la etapa final hay una caída de entalpía por pérdida de vapor y la concentración de cloruros tiene un aumento mínimo.

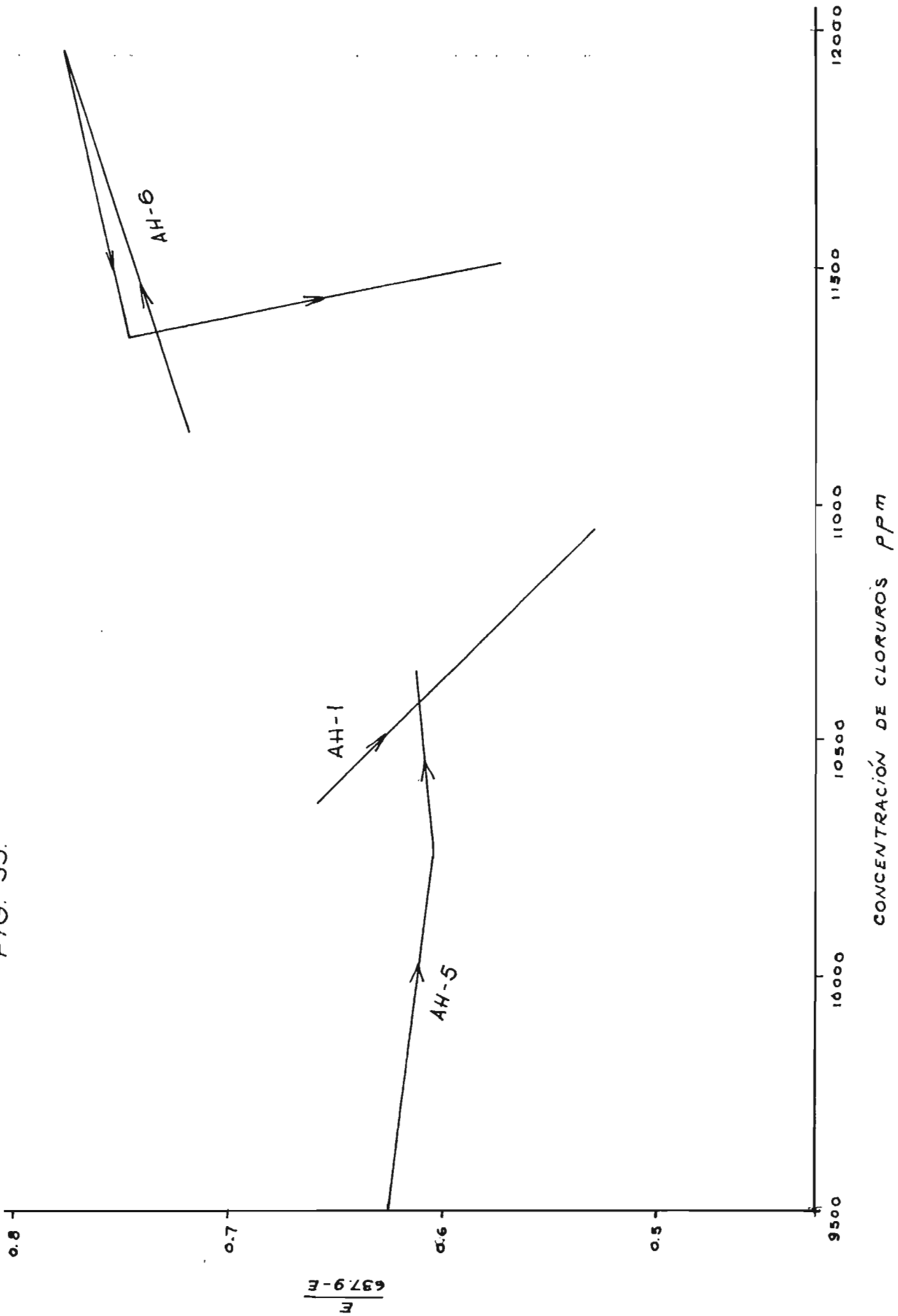
En el pozo AH 1 hay aumento de concentración y disminución de entalpía por mezcla con agua salina de menor temperatura.

En el pozo AH 5 la entalpía es constante y la concentración aumenta, lo que indica que la temperatura del agua ha alcanzado un equilibrio con la de las rocas del reservorio.

La tabla siguiente muestra el cálculo de concentración de cloruros para cada pozo en diferentes épocas.

Pozo	Concentración en el acuífero		Incremento %
	Junio 1976	Junio 1977	
AH 1	7550	8224	8.92
AH 4	5752	6568	14.18
AH 5	6582	7977	21.19
AH 6	7752	8570	10.55
AH 7	9459	9831	3.93
AH 20	7663	7934	3.53
AH 21	8042	8648	7.53
AH 22	5927	6077	2.53
AH 26	6210	6800	11.27

FIG. 30.



Tomando en cuenta la ubicación de los pozos de inyección el incremento de cloruro es mayor cuando la distancia entre los pozos productores y los de reinyección es menor. Esto puede confirmar la dirección preferencial del agua reinyectada hacia el centro de la zona de producción.

REFERENCIAS

- 1) (1) Banwell C.J. Geophysical methods in geothermal exploration En Geothermal Energy. (Earth sciences 12). - UNESCO Press. France 1973.
- 2) Cuéllar G. Aspectos Ambientales sobre la Energía Geotérmica en Simposio Internacional sobre Energía Geotérmica en América Latina. Guatemala 1976
- 3) Cuéllar G. Energía Geotérmica en El Salvador. En memoria del Tercer Congreso Nacional de Ingeniería. San Salvador 1975.
- 4) Chariguin M.M., Geología General, Ediciones Frijalbo, S.A. Barcelona, México 1964.
- 5) Einarsson Sveinn, Vides R. Alberto. Cuéllar G. Disposal of Geothermal Waste Water by Reinyection. OTC. - United Nations Managua, Nicaragua 1974.
- 6) Ellis A. J. The Chemistry of some explored geothermal systems En H.L. Barnes (ed), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winston. New York 1967.
- 7) Facca, G.I. Tonani F. Theory and Technology of geothermal field. Stabilimento Tipográfico. Francesco Giannini y Sigli. Napoli 1964.
- 8) González Bonorino F. Introducción a la Geoquímica. Serie de Química. Monografía N° 8. Departamento de Asuntos Científicos de la Secretaría General de la Organización de Estados Americanos. Washington, D.C. 1972.
- 10) Holland Heinrich D. Gangue Minerals in Hydrothermal deposits. En H.L. Barnes (ed). Geochemistry of Hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston. New York 1967.
- 11) Huang, W.T. Petrología. Primera edición en español. -- Unión Tipográfica Editorial Hispano Americana. México 1968.
- 12) Heller Robert A. Geología y ciencias afines. Centro Regional de Ayuda Técnica. Agencia Internacional para el Desarrollo. México 1968.

- 13) Sestini G. Superheating of Geothermal steam. En Geothermics. Proceedings of the United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Pisa 1970.
- 14) (2) Sigvaldson Gudmundur E. Geochemical methods in geothermal exploration, En Geothermal Energy (Earth Sciences 12). UNESCO Press. France 1973.
- 15) Terrestrial Heat Flow. National Academy of Sciences, National Research Council. Publicación N° 1288, 1965.
- 16) Witherspoon Paul a. Analysis of reservoir behavior at Ahuachapán Geothermal field. Publicación interna CEL, marzo 1977.

III - SISTEMA DE MEDICIONES

	Pag.
- CORRECCION DE LECTURAS DE MEDIDORES DE ORIFICIO	263
- INSTALACIONES DE MEDIDORES DE ORIFICIO	263
- CONEXIONES DE PRESION PARA MEDIDORES DE VAPOR	265
- MANTENIMIENTO DE EQUIPO	265
- PRUEBAS DE PRODUCCION	265
- MEDICION DE ALTURA DE VERTEDERO O MEDICIONES DE CAUDAL	267
- CAPACIDAD DE PRODUCCION	269
- CALCULOS PREVIOS PARA ENTALPIAS Y FLUJO MASICO	270
- CALCULO PARA ENTALPIA TOTAL DE MEZCLA	277
CAPÍTULO 5	
5.1 INTERPRETACIÓN DE MEDICIONES	278
- EVALUACION DE MEDICIONES DE TEMPERATURA	278
- PERFILES DE TEMPERATURA	278
- DISTRIBUCION DE PRESIONES A COTA 200	281
- VARIACION DE TEMPERATURA EN FUNCION DEL TIEMPO	281
- INTERPRETACION DE LA RELACION ENTRE LA VARIACION DE TEMPERATURA, PRESION, ENTALPIA Y FLUJO MASICO	285
- VARIACION DE PRESION EN FUNCION DEL TIEMPO	288
- VARIACION DE PRODUCCION EN FUNCION DE PRESIONES DE CABEZAL	288
- UTILIDAD DE MAXIMA PRESION DE DESCARGA	292
- INTERPRETACION DE CURVAS TEMPERATURAS VRS PROFUNDIDAD Y PRESION, Y PRESION VRS PROFUNDIDAD	294
- CURVA DE TEMPERATURA VRS PROFUNDIDAD	297
REFERENCIAS	298

I N T R O D U C C I O N

La presente sección tratará de dar al lector una idea - definida, sobre condiciones previas, y conclusiones posteriores a la perforación de pozos geotérmicos, para lo cual se estudiarán cuatro tópicos preliminares:

- Condiciones de pozo y Reservorio
- Completamiento de pozo
- Contenido Químico, Temperatura y Presión
- Instalaciones superficiales

Estas secciones optimizan las características propicias de operación de un pozo de energía geotérmica. Posteriormente se estudiarán a fondo las secciones de mediciones específicas tales como:

- Mediciones de temperatura
- Mediciones de presión
- Mediciones de flujo de vapor
- Mediciones de producción
- Interpretación de mediciones

Del estudio de las anteriores mediciones se obtendrá el potencial capaz de ser aprovechado como energía.

CAPÍTULO 1

1.1 CONDICIONES DE POZO Y RESERVORIO.

Debido a la existencia de los recursos geotérmicos, ubicados en el área occidental del Departamento de Ahuachapán, se decidió iniciar estudios de investigación en dicha área, con el fin de aprovechar el vapor geotérmico, explotando en base a ésta, la energía eléctrica.

Para este fin se iniciaron trabajos preliminares de levantamientos geofísicos tales como (resistividad eléctrica, magnetometría y gravimetría.); levantamientos geológicos, de todos los manantiales termales y levantamientos geológicos. De los resultados de dichos trabajos, se determinó la localización de los puntos claves para la perforación de los pozos, ya fueren de tipo exploratorio, de gradiente o de producción.

1a. CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DE LA ZONA TERMAL.

Una vez obtenidos los puntos específicos de localización, se procedió a iniciar las perforaciones, las cuales dieron la comprobación geológica y estratigráfica característica de la zona, por medio de testigos, muchos obtenidos a medida que se avanzaba en la perforación.

Las características encontradas en los diversos puntos perforados mostraron que, para algunos pozos cercanos, su estratigrafía era similar, no siendo así para puntos muy alejados entre sí. Se puede decir que, la causa que origina esta característica bastante importante que da lugar a dicha similitud, es su permeabilidad a la misma profundidad aproximadamente, que es en sí, más importante que los estratos de las rocas.

Fuera de la zona de permeabilidad no se puede encontrar relación estratigráfica, exceptuando las capas más superficiales o sea la capa tobásica. Por consiguiente existen zonas bien definidas de permeabilidad y otras en las cuales no existe; en base a esto se dan zonas con diferentes estructuras ya teniendo las dos zonas de finidas.

Características Estratigráficas de Zona de Ahuachapán.

El tópicu referente a esta sección, se ha estudiado ampliamente en la Sección (I-15).

1.2 COMPLETAMIENTO DE POZO.

PERFORACIONES PRODUNDAS DE PRODUCCION.

Con el objeto de aprovechar el vapor geotérmico se realizaron estas perforaciones, las cuales alcanzaron profundidades que oscilan entre 600 y 1500 metros; estas profundidades dependerán del nivel y espesor que posee la zona permeable, o sea la zona productora.

CONDICIONES DE PRE-PERFORACION.

Para dar inicio a este tipo de perforaciones se necesita de cálculos y datos tales como:

- i) Exactitud de la ubicación del pozo, este punto debe ser obtenido en base a la interpretación de datos de otros pozos perforados, tales como pozos de investigación, etc; o bien por los resultados de los levantamientos geofísicos, geoquímicos y de su propia geología.
- ii) Estimación de su estratigrafía
- iii) Programación de su profundidad y completamiento mecánico obtenido en base a la estratigrafía su puesta.

Luego de estudiar lo antes mencionado se procede a la construcción de un contrapozo con su respectiva plataforma; a partir de esta construcción se procede con los siguientes puntos:

- Programa de diseño y perforación del pozo
- Instalación de tubos conductores de lodo y conexiones del preventor de reventones.
- Instalaciones del cabezal del pozo
- Conexiones para drenaje de fluidos residuales

PROCESO MECANICO DE PERFORACION.

Este proceso se lleva a cabo por el método de perforación rotativa, el cual se realiza por la rotación de un trépano o barreno, atornillado al extremo inferior de una cadena de tubos llamada columna de perforación girando ésta, gracias al movimiento de una plataforma de rotación instalada en la boca del pozo.

Mientras esta columna gira, un lodo con una viscosidad de 30 a 33 centipoises, se mantiene circulando constantemente hacia abajo, por el interior de la columna de perforación, y a lo largo de la misma en la barrena; éste lodo sube hacia el nivel del suelo entre las paredes del agujero y la columna; el lodo cumple dos funciones, primero, mantiene el trépano frío y segundo, sostiene las paredes en la parte no revestida del pozo en virtud de la presión hidrostática ejercida por el fluido.

REVESTIMIENTO.

De acuerdo a la profundidad programada para el pozo, y a su estratigrafía, éste necesitará principalmente, de ciertos refuerzos llamados revestimientos, los cuales le darán la resistencia necesaria para prolongarle la vida; en base a esto se realizan en el orden siguiente:

- i) Revestimiento de superficie o anclaje
 - ii) Revestimiento intermedio o de producción
 - iii) Tubería en zona de producción.
- i) Revestimiento de superficie o anclaje.

Este primer revestimiento es muy importante porque le dará el sostenimiento necesario al pozo, en las operaciones de perforación tales como el montaje del cabezal.

Este revestimiento es colocado y cementado hasta una profundidad de 100 metros; manteniendo además la función de evitar la contaminación del acuífero superficial.

ii) Revestimiento Intermedio o de Producción.

Este segundo revestimiento tiene la función de - darle mayor resistencia al pozo en la zona estratigráfica de los aglomerados jóvenes que son inestables, debido a su consistencia plástica; además de esta función evita la contaminación del acuifero superficial con el profundo impidiendo además que este fluya a la superficie.

La cementación se realiza hasta unos 400 a 600 metros de profundidad.

iii) Tubería en la Zona de Producción.

En la zona de mayor profundidad se utilizan tubería ranurada sin cementar, la cual se cuelga desde 10 a 20 metros de la tubería de producción; estas tuberías no son cementadas para evitar y proteger al pozo de desprendimientos, su longitud depende de la profundidad a que se encuentre la zona productora (ver figura 1:2-1). Para el diseño de los revestimientos se siguen los criterios -- principales tales como:

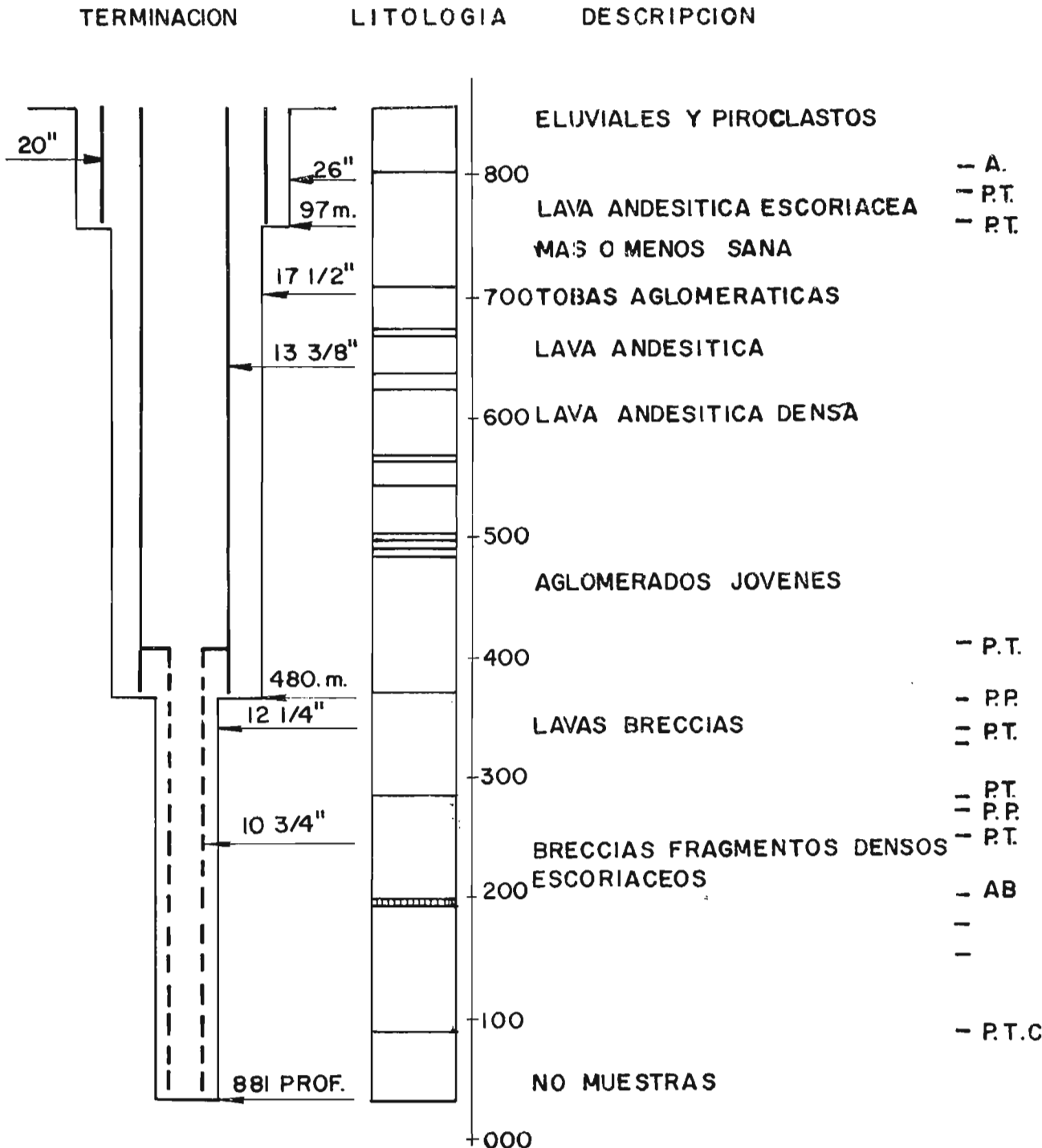
- 1) La profundidad final que está en función de la profundidad del pozo y de los revestimientos - de superficie, producción o de la tubería ranurada.
- 2) El tipo de formación estratigráfica.
- 3) Los criterios de colocación de revestimiento - en formaciones densas.
- 4) Aspecto económico, este intensificará según - las dimensiones usadas en las perforaciones y revestimientos. Por consiguiente cuando mayores sean sus dimensiones de diseño mayores serán:
 - Los lodos y los aditivos usados
 - La capacidad de bombeo
 - Existirá mayor lentitud en la perforación

OPERACIONES PARA CEMENTACION DE TUBERIA

El proceso de cementación de tuberías usado en los po

POZO AH-13

ELEV. 859.60 mts.



A. ABSORCION P.P. PERDIDA PARCIAL P.T. PERDIDA TOTAL

P.T.C. PERDIDA TOTAL DE CIRCULACION

F FIG. 1:2-1

zos geotérmicos se realiza de la manera siguiente:

Una vez perforada la profundidad deseada se coloca la tubería al pozo, introduciendo luego una mezcla de cemento por el centro de ésta; la misma es bombeada a presión, logrando que dicho cemento suba por el espacio anular, hasta el nivel del suelo.

Se debe tener en cuenta que el cementado estará completo únicamente si el cemento logra subir hasta la superficie, ya que nunca debe existir algún vacío de cemento en el espacio anular, para que esto no suceda, deberá asegurarse que el lodo de perforación sea denso y suficientemente claro.

Si la mezcla de cemento no sube hasta el nivel del suelo, se deberá proceder a sellar la cabeza del pozo inmediatamente, y deberá hacerse una inyección de cemento por el espacio anular, en el sentido inverso o sea desde la boca del pozo hasta la parte inferior.

Cuando este procedimiento se utiliza, es muy probable haber provocado bolsas de agua que quedaron atrapadas entre el cemento inyectado desde arriba y el cemento que subía desde abajo; estas bolsas de agua pueden expandirse cuando el vapor fluya, causando lo que se conoce como un colapso de tubería, el cual consiste en la incidencia de toda la presión en ese punto más débil, ocasionando la ruptura del pozo.

PROPIEDAD DEL CEMENTO.

El tipo de cemento usado es el cemento Portland, por ser un cemento de tipo ligero, que soporta altas temperaturas, cercanas a 150°C , pero aún este cemento no se ajusta a las necesidades, ya que las temperaturas del campo son superiores a ésta, las características del cemento, tal como la fuerza de dureza decrece, volviéndolo quebradizo, además de permeable, si la temperatura aumenta a los 120°C .

Para evitar tales inconvenientes, se hace uso de aditivos, como bentonita al 1% y retardadores Haylluburt HR4 cuando el cemento regresa con temperaturas superiores a 40°C y concentraciones de 0.2 a 0.4% por peso de cemento.

Los retardadores previenen la retrogresión a altas temperaturas, el cual deterioran la composición del cemen-

to; estos tienen el objeto de retardar el fraguado del cemento.

Los aditivos más usados son retardador HR4 y Cloruro de Calcio como acelerador del fraguado.

LODO DE CIRCULACION EN PERFORACIONES.

Ya se había hecho mención del fluido base, que circula al realizar una perforación, el cual consiste de lodo formado de agua dulce - bentonita, cuyas propiedades deberán ser principalmente su viscosidad real (de 30 a 33 centipoices), su filtración, etc.

Existen ciertos aditivos como la soda cáustica, la cual provoca un aumento en el PH y su viscosidad, reduciendo por este aumento las pérdidas por circulación.

Otro aditivo usado es el ligno sulfato de cromo que es un adelgazante y estable en altas temperaturas cercanas a los 100°C; existen otros aditivos tales como: Barita, Soda ASH, los cuales mantienen al igual que los enunciados anteriormente, el lodo con las siguientes propiedades:

Gravedad específica	1.03 - 1.08
Viscosidad	38 - 40 centipoices
Gel	No existe
Temperatura	50 - 70°C

La soda ASH se usa también para descontaminar el cemento.

PERDIDAS DE CIRCULACION.

Se conoce como pérdidas de circulación del lodo en una perforación, a la desaparición de dicho lodo, por fisuras o fallas encontradas a lo largo de la perforación, escapándose éste; ya que esto ocasiona un serio problema, deberá procederse a sellar dicho escape con materiales obturantes, tales como cascarilla de café o granza de arroz, estos se adicionan al lodo para sellar las pérdidas parciales.

PRUEBAS DEL POZO.

Para obtener mayor confiabilidad en los trabajos y ope

raciones, se deberá hacer uso de pruebas a lo largo de la realización de dichos trabajos, estos se resumen así:

- i) Pruebas de presión en cementación de revestimiento.
- ii) Registro de desviación
- iii) Pruebas de permeabilidad
- iv) Registros de niveles hidrostáticos
- v) Se obtendrán testigos o núcleos y recortes.

i) Registros de Desviación.

Estos registros de desviación consisten en el control de desviación de perpendicularidad de perforación de un pozo; dichas pruebas se hacen aproximadamente cada 100 metros por medio de "tocto", - hasta una profundidad de 400-500 m. En el caso que sucedan desviaciones, se procede a sellar con tapones de cemento; y luego se sigue perforando cambiando las técnicas de perforaciones (rpm) si son desviaciones pequeñas.

ii) Pruebas de Permeabilidad.

Las pruebas de permeabilidad son obtenidas a partir de las mediciones de inyectividad, que se realizan un poco antes de la finalización de perforación del pozo; estas medidas de inyectividad, proporcionan los índices de fracturamiento, por medio de estas medidas se puede obtener datos sobre las características de producción del pozo.

Las pruebas de inyectividad se realizan bombeando flujos de agua entre 0 - 50 litros por segundo; - midiendo luego, las fluctuaciones de presión mediante la merada colocada dentro de la columna hidrostática, (mecanismo estudiado posteriormente).

iii) Pruebas de Niveles Hidrostáticos.

Cuando han existido pérdidas a lo largo de las perforaciones, se realizan estas mediciones con sistemas flotadores, que miden las variaciones en

el reservorio.

iv) Obtención de Testigos.

Estos testigos se toman a determinadas profundidades con el objeto de comprobar la lito-estratigrafía, estas son tomadas en las perforaciones con corona de diamante 5 5/8 perforando 4 - 5 metros.

En la zona productiva se frecuentiza la obtención, con el objeto de observar el techo del reservorio.

2-a-8 Preventores

El preventor de reventones no es más que una instalación de seguridad sobre la tubería de perforación, dicho preventor consiste en dos tolvas que cierran automáticamente o manualmente, cuando existen fuertes escapes de gases o líquidos cuando se perfora un pozo.

2-a-9 Sistema de Completamiento y Característica de Tubería.

Se tienen dos sistemas de completamiento, con sus respectivas características dependiendo del diámetro de perforación, diámetro de revestimiento y las especificaciones de la tubería, con sus correspondientes controles de calidad.

Para ejemplo de estudio, al pozo AH1 le corresponden las siguientes características:

Diámetro de perforación Plg.	Diámetro de Revestimiento Plg.	Especificaciones de Tubería
26"	20"	94 Lbs/pie, API, H-40 ó K-55 Acoplamiento con sostén de rosca redonda
17"	13 3/8	-
12 1/4"	10 3/4	40 Lb/pie, rango 3, rosca trapezoidal API 3L, Grado 2, ASTM - AL20, rosca redonda.
	9 5/8	

Características del Pozo profundo AH13.

a) Elevación		859.6 Mts
Perforación 26"		98 Plg
17 1/2		490 "
12 1/4		831 "

Revestimiento:

de anclaje 20"	(0 - 97) metros
Producción 13 3/8"	(0 - 480) metros
Tubería ranurada 10 3/4"	(453.52 - 812)

La tubería 10 3/4 colgada a la altura 453.52

CORROSION.

Como se dijo anteriormente en las especificaciones usadas para tubería de pozo, se utilizaron tubería K-55 con calidad ASTM las cuales han sido probadas bajo condiciones de presión, temperatura y composición del agua en muestras sujetas en períodos de 1 mes a 6 meses, comprobándose que la velocidad de corrosión es baja, ya que sufrieron una disminución de 0.01 mm/año ó 0.4 mg/año.

Se ha registrado que la corrosión es mayor para tuberías de pozos cerrados, donde no existe flujo continuo de vapor, que cuando el pozo está fluyendo, esto se debe al exceso de aire que entra, o por los escapes de las válvulas esperándose que la corrosión se realice en la cima de la columna de agua salina o en la columna húmeda, por consiguiente el factor determinante de la corrosión es el oxígeno del aire.

FRACTURAS DE LA TUBERIA.

Se ha determinado que el fracturamiento de la tubería es debido a las fuerzas de tensión causadas por contracciones térmicas, cuando los flujos son de cuando en cuando parados; estas fracturas no son debidas a fallas mecánicas o fallas en las articulaciones o debidas al infisión del hidrógeno en el sulfuro contenido en el agua, las investigaciones directas no han sido posibles debido a la dificultad de obtener muestras.

1.3 CONTENIDO QUÍMICO, TEMPERATURA Y PRESIÓN. CARACTERÍSTICAS DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE AHUACHAPÁN.

Las características físico-químicas más importantes, - por medio de las cuales se determina la calidad de un campo geotermal, son la presión, la temperatura y su - contenido químico, éstas, determinan si las condicio - nes del campo son propicias para realizar una buena ex - plotación geotérmica. Se pasará pues, a estudiar cada una de estas características con el objeto de ofrecer un panorama general de lo que es el campo geotérmico de Ahuachapán.

CONTENIDO QUIMICO EN AGUAS.

El contenido químico del fluido geotérmico de Ahuacha - pán se ha estudiado en forma amplia en el fluido, ya - fuere líquido o gas. En la Tabla 1:3-1 están tabula - dos los análisis químicos de las aguas de los pozos - geotérmicos de Ahuachapán, de los cuales se puede dedu - cir que:

- 1) El agua de dichos pozos, son aguas altamente sali - nas, ricas en metales alcalinos en solución como - son sodio y potasio, además del calcio que es un - metal alcalino térreo y se encuentra en menor pro - porción de los otros dos. También se puede obser - var la enorme concentración de cloruros en los nue - ve primeros pozos tabulados; de lo antes menciona - do se puede deducir que, la sal en solución exis - tente en dichas aguas es cloruro de sodio, potasio y calcio.
- 2) Prosiguiendo en la Tabla, se puede observar el alto contenido químico de Sílice (SiO_2); el aumento en - concentración de sílice es muy característico de - aguas termales. Se ha comprobado experimentalmen - te que SiO_2 es independiente de la localización -- del mineral, de la presión parcial del gas existen - te (CO_2) y de otros constituyentes, pero si se ha - demostrado que existe un aumento considerable en - su concentración cuando existe un incremento en la temperatura; además se ha probado que cuando se in - crementa la solubilidad de la sílice se incrementa la concentración de trazas en metales tales como - Molibdeno, Hierro, Vanadio.

T A B L A 1:3-1
 ANALISIS QUIMICOS DE LAS AGUAS
 POZOS AHUACHAPAN, expresados en p.p.m.

Pozo	Na	K	Ca	Mg	Li	Sr	As	Sb	Cs	Rb	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	SiO ₂	F	Br	I
AH 1	5800	1000	425	0.090	18.5	4.50	10.8	2.25	5.84	7.90	10600	30.8	34.4	147	577	1.51	46.04	8.24
AH 4	5000	740	400	0.125	15.7	4.55	10.0	1.88	4.60	5.57	9050	34.2	32.5	144	535	1.29	35.70	6.50
AH 5	5000	680	440	0.240	14.8	5.68	9.90	1.75	4.05	5.05	9110	40.8	28.1	138	470	1.24	38.10	6.98
AH 6	6000	1050	439	0.088	18.8	4.50	11.6	2.12	6.30	8.25	10900	29.7	46.5	156	500	1.75	43.0	8.46
AH 7	6600	1280	486	0.084	20.0	4.75	14.0	2.50	6.55	8.50	12500	23.3	26.6	178	610	1.78	50.40	9.20
AH 20	6000	1040	450	0.074	18.5	4.50	12.0	n.d.	6.00	7.90	10900	30.2	31.6	155	556	1.58	45.91	8.45
AH 21	6100	1140	480	0.011	19.1	4.70	11.8	n.d.	6.30	8.30	11500	40.5	30.3	169	535	1.67	48.38	10.14
AH 22	5080	710	437	0.155	15.0	4.74	10.2	n.d.	4.50	5.20	9217	32.7	31.5	127	552	1.27	39.75	6.65
AH 26	5600	900	430	0.300	17.5	4.54	11.0	n.d.	5.75	7.25	10130	44.2	36.3	142	500	1.40	47.74	8.45
AH 11*	696	24.4	14.9	0.345	n.d.	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	770	228	317	12.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AH 12*	99.2	7.20	0.75	0.232	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27.04	48.50	146	2.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AH 14*	19.50	460	111	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3068	4080	120	50.0	327	2.32	n.d.	n.d.
AH 16*	3200	530	345	0.50	n.d.	3.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5652	2890	31.35	91.0	182	0.76	n.d.	n.d.

* Muestras tomadas en el fondo del Pozo.

El contenido de Sílice se usa como geotermómetro, este método se basa en la variación experimental de la solubilidad del cuarzo en agua como función de la temperatura y presión según (Kennedy 1950, Morey 1960).

La Sílice se encuentra disuelta en aguas con pH menor de 8.5 para el caso en Ahuachapán, el pH de las aguas tiene un carácter ligeramente básico y varía entre 7.1 y 7.8.

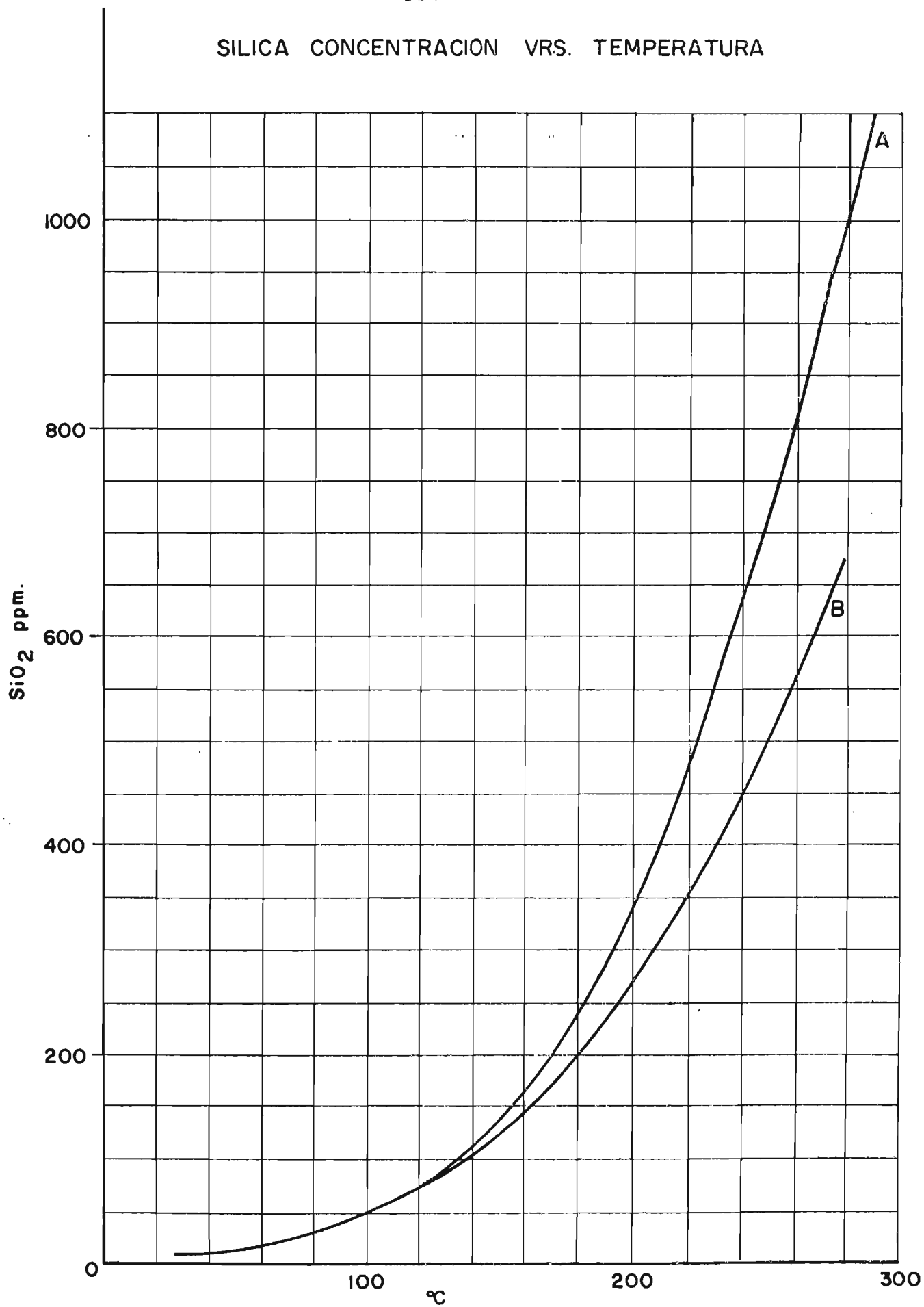
El método de la Sílice como geotermómetro puede fallar debido a la precipitación de ésta, en las paredes de la tubería; esto ocurre, como ya se había dicho, en base a la dependencia de la solubilidad con la temperatura. Otra causa por la cual puede fallar este método es debido a la dilución, esta variación se puede realizar por el paso de aguas termales con aguas superficiales.

Por otro lado el contenido de sílice puede variar, cuando existe una variación en la presión hidrostática; este hecho se puede ver claro en el fenómeno que se produce en el reservorio, una vez iniciada la puesta en marcha de la planta geotérmica, ya que desde ese instante se produce una disminución de la columna hidrostática debido a la descarga del pozo, lo cual provoca la ebullición del agua, produciéndose en ese momento, formación de base-vapor, separada del agua, la que conlleva a un enfriamiento por expansión adiabática. Por lo tanto, el decremento de la cabeza hidrostática probablemente llevará a una concentración de la Sílice.

Para estimar la temperatura de aguas sub-superficiales se puede encontrar interpolando puntos en una gráfica que relaciona el contenido químico de sílice en mg/l. Con la temperatura en grados centígrados; estas gráficas se obtuvieron, según el tipo de enfriamiento que se realizó, ya fuere por expansión adiabática a entalpía constante o por conducción, (según Rowe (1966) ver Gráfico 1:3-1.

- 3) De las columnas de Tabla 1, para Boro y Cloruros se observa que son notoriamente altos, en los nueve primeros pozos; se debe tener en cuenta que se ha encontrado que el contenido de B y Cl tiene una tendencia a incrementar con la temperatura. La explicación del alto contenido de cloruros es debi

SILICA CONCENTRACION VRS. TEMPERATURA



da a la solubilidad de la roca volcánica a elevadas temperaturas, debiéndose esto a la concentración de la roca, a su porosidad y al rendimiento del agua.

Otros constituyentes además del Cloro, Boro, se encuentran el Cesio y el Acido Bórico, que en nuestro caso, éste último, se encuentra solamente en los condensados de gases.

Estudios experimentales hechos por Ellis A. J y Mahon W. Aj. en rocas hidrotermales de diferentes países se encontró, (manteniendo condiciones de temperatura y presión similares a los sufridos en el reservorio), un porcentaje entre 50 a 80% de Cloro y Boro constante antes de recristalización. Esta extracción se logró, con relaciones de roca y agua (0.25 - 2) las cuales son bajas comparadas con las existentes en la profundidad del reservorio, con variaciones de 10 ó más.

Existen otros elementos como el Bromo, Cesio que también son controlados en su concentración, principalmente por su disponibilidad en la roca, el cual contiene el sistema hidrotermal, además de esta razón existen la porosidad de la misma y el rendimiento del agua.

En base a lo descrito anteriormente se puede decir que la solubilidad está controlada particularmente por la dependencia de la temperatura, presión y el equilibrio químico.

- 4) Existen otros elementos los cuales se encuentran en menores concentraciones, tales como :Magnesio, Fluor, Antimonio, Cesio, Rubidio, Estroncio, Arsénico, Bromo, Iodo, Litio. En la Tabla 1:3-1 se puede observar que las concentraciones de estos elementos es muy baja, comparados con las concentraciones de metales alcalinos. El magnesio en las aguas termales se encuentra en bajas concentraciones debido a que forma parte de cloritas $(Mg, Fe, Al)_6(OH)_8(Si, Al)_4O_{10}$; o la montomorillonita $(1/2 Ca, Na)_0.7(Al, Mg, Fe)_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$. El Fluor tiene también limitada su concentración, debido a la solubilidad de la fluorita (CaF_2) de la cual forma parte en soluciones saturadas,

En cuanto a la geoquímica hidrotermal de litio no

se ha podido esclarecer. El contenido de mercurio en nuestras aguas es nulo, lo cual es evidente, ya que -- debido a las altas temperaturas, en soluciones sulfídricas a un pH neutros se volatiliza en el vapor, movilizándose hacia la periferia del reservorio, encontrándose dicho metal en bajas concentraciones en condensados de fumarolas.

El contenido apreciable en concentraciones de arsénico y antimonio es característica de aguas termales de alta salinidad sodio-calcio-cloruros.

Los iones amonio se encuentran en equilibrio con minerales, los cuales contienen el ion (NH_4^+) en su estructura y su distribución favorece a la fase roca, de ahí su bajo contenido.

Todo lo anterior expuesto ha sido conclusiones extraídas en base al estudio hecho en Wairakei, sobre la disponibilidad de la roca andesítica.

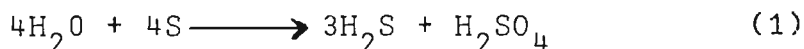
Su dependencia con la temperatura y al equilibrio con minerales secundarios, de las experiencias, se determinó que la máxima solubilidad aparece disponible entre temperatura de 200° a 400°C .

Se puede decir pues que las concentraciones de los metales en forma iónicas, pueden estar relacionados con: la mineralogía, la salinidad del agua y la temperatura. En base a esto se puede inferir, que en estas aguas, ricas en metales no necesariamente se les puede involucrar a estas como soluciones magmáticas ya que la fuente mineralógica puede ser simplemente la roca asociada con el sistema hidrotermal.

Existen otros iones en solución tales como el ión sulfato SO_4^{2-} y el ión bicarbonato HCO_3^- , los cuales se encuentran en concentraciones variables (Ver tabla 1:341) estas varían entre 23-317 mg/L y 29-289 mg/L para sulfatos y bicarbonatos respectivamente.

La variación de la alcalinidad para el caso HCO_3^- se cre es debido al alto contenido de bióxido de carbono (CO_2) en fase gaseosa, el cual reacciona ampliamente, según fuere la presión parcial del CO_2 , el que se disuelve en el agua. Deberá tenerse en cuenta también -- que la concentración de alcalinidad se verá influenciada por la dependencia del pH de la roca alterada cuando ocurre la reacción, sucediendo un metasomatismo -- del hidrógeno.

El contenido de sulfatos se ve afectado por el contenido de anhídrido sulfuroso H_2S , el sulfhídrico se oxida a sulfato y baja el pH del agua. Lo anterior se puede explicar diciendo que, cuando la presión parcial del hidrógeno es aproximadamente 0.1 atm. el sentido de la reacción de óxido reducción (1) favorece la formación del sulfuro y el sulfato pasa fuertemente a ion sulfuro. Pero cuando ocurre hidrólisis del dióxido de azufre, la formación de sulfato no ocurre en altas concentraciones, de aguas profundas con altas temperaturas, esto sucede en aguas ácidas; pero en aguas neutras o ligeramente básicas la formación del sulfato está restringido por la solubilidad del anhídrido sulfuroso a altas temperaturas.



CONTENIDO QUIMICO EN GASES.

En la zona productora el contenido gaseoso es más escaso y algunas veces nulo, pero si se encuentran en manifestaciones termales superficiales o yacimientos fumarólicos en los cuales es más alto.

El contenido químico de gases puede obtenerse como gases incondensables disueltos en el vapor condensable, los cuales pueden ser retenidos en esto por métodos técnicos, dependiendo de sus características químicas. Los gases encontrados: bióxido de carbono, ácido sulfhídrico, amoníaco, hidrógeno, nitrógeno, en la zona productora, además de mercurio, argón . . .

RELACIONES DE CONTENIDO QUIMICO.

Minerales en Equilibrio.

De estudios posteriores se ha determinado que las aguas geotermales a un pH dado pueden controlárseles por medio del equilibrio en soluciones silicato-aluminato de alteraciones minerales secundarias. (A-J- Ellis -1969). Ejemplo de este tipo de equilibrio es el sistema albita, potasio, feldespato y potasio-mica, los cuales están regidos por las reacciones:

Diagrama de Fase en Áreas Estabilizadas a 250°C
para Varios Minerales a Diferentes Relaciones

A Na^+/AH^+ y AK^+/AH^+

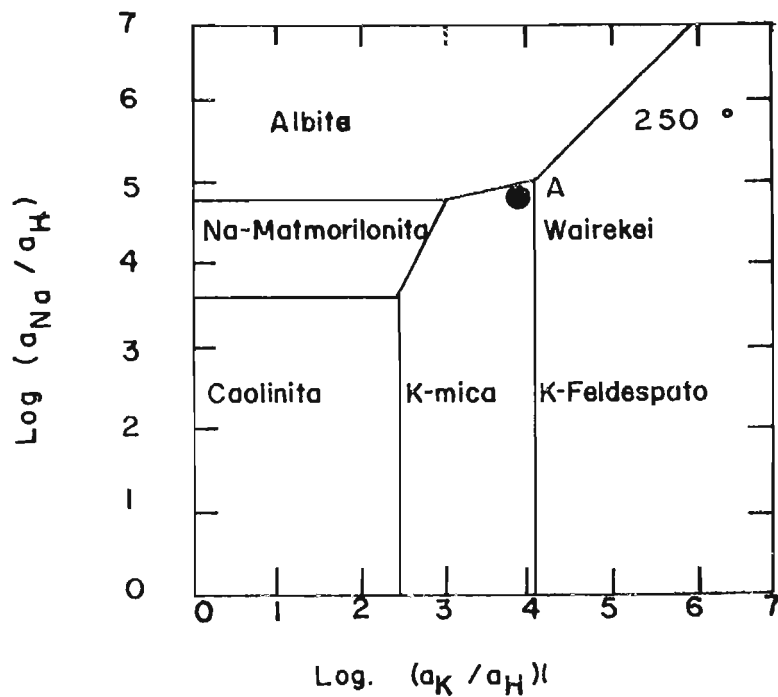
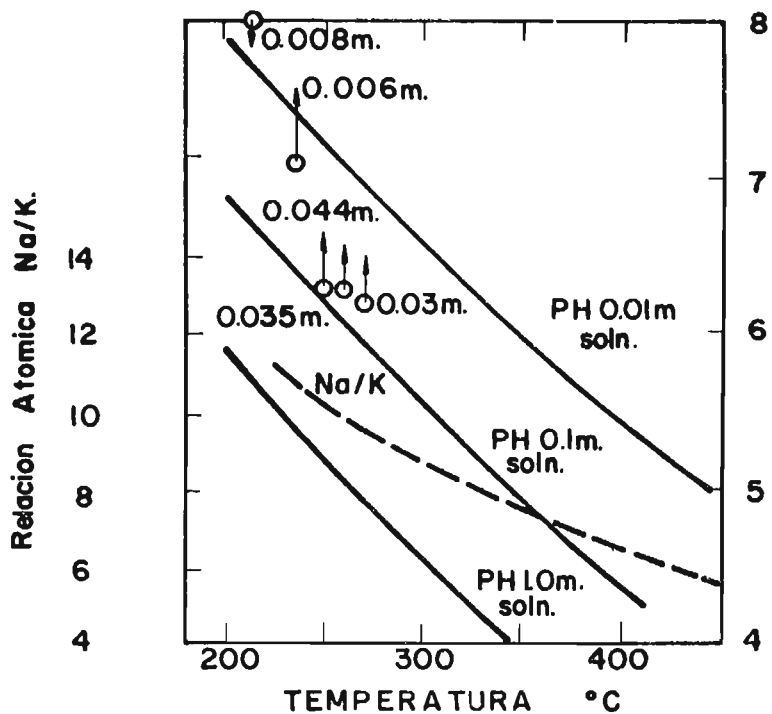


FIG. 1:3-1



VARIACION DE LA RELACION ATOMICA Na/K CON LA TEMPERATURA PARA AGUAS A PH CONSTANTE EN CONCENTRACIONES MOLALES DE (Na/K) EN EQUILIBRIO CON ALBITA, FELDESPATO, POTASIO.

GRAF. 1:3:2

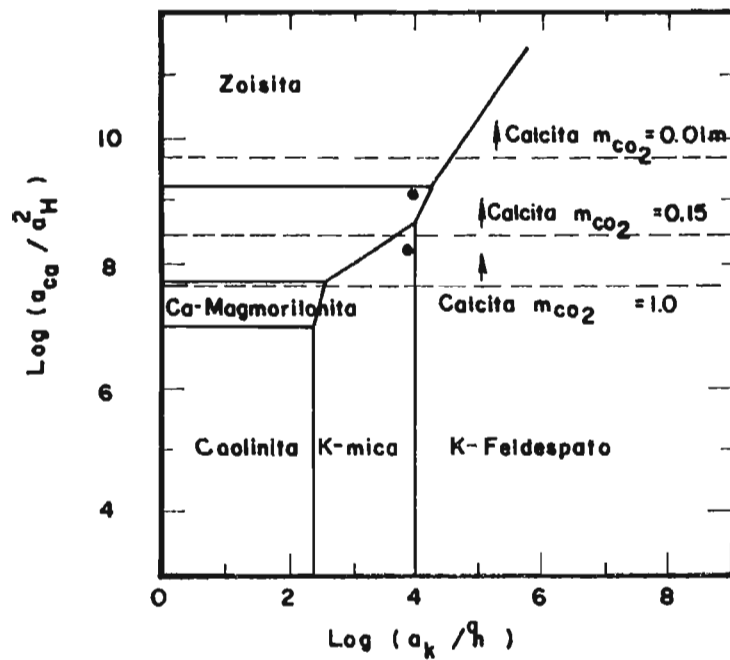
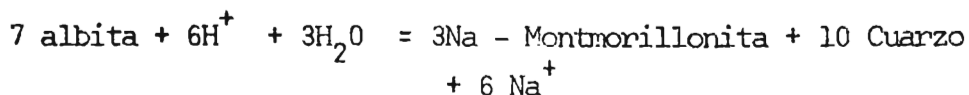
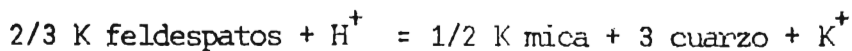


DIAGRAMA DE FASE A 260°C EN AREAS ESTABILIZADAS PARA DIFERENTES RAZONES $a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}$ Y $a_{\text{Ca}^{+2}}^2 / a_{\text{H}^+}^2$

FIG. 1:33



Posteriormente se hicieron diagramas de fases para relaciones de actividades iónicas, $A_{\text{K}}/A_{\text{H}}$ y $A_{\text{Na}}/A_{\text{H}}$, las cuales a una temperatura y presión dadas estos metales tienen parte en la reacción, obteniéndose las constantes de equilibrio para la correspondiente temperatura; presentándose acá un ejemplo de este tipo de trabajo, realizado en Wairakei a una temperatura de 350°C ilustrado en la figura (1:3-1).

Este trabajo estudió la reacción entre rocas: riolitas, andesíticas y basálticas en agua caliente, encontrándose se que existe una relación entre Na/K de la misma forma que la temperatura como soluciones coexistentes de sodio y potasio en feldespatos. La gráfica (1:3-2) presenta la relación de los átomos Na/K en función de la temperatura a un pH dado; por lo tanto esto es un método disponible para estimar la temperatura, de aguas de pozos y profundidad o en yacimientos fumarólicos.

De esta gráfica se puede ver que existe una gran influencia del pH y la temperatura con la salinidad en rocas basálticas y riolíticas; ésta es la razón del por qué, de la alta concentración sujeta a un equilibrio mineral en función del pH.

Se puede afirmar que un aumento de pH del agua por ebullición, con pérdidas de vapor y CO_2 , da como resultado una inclinación hacia los feldespatos; por otro lado una disminución del pH mueve al equilibrio hacia la formación del caolín y que conlleva a oxidación del sulfuro de hidrógeno o ácido sulfúrico.

También existe un equilibrio en diagrama de fase para el sistema calcio-potasio como minerales secundarios a una T 260°C en términos de actividad de calcio-potasio e iones hidrógeno (ver Figura 1:3-3) en la cual se muestra que para cada valor de $m\text{CO}_2$ está determinado un valor crítico de $A_{\text{Ca}}/A_{\text{H}}^2$ en la que se comprueba que a una temperatura dada la actividad del hidrógeno es proporcional al ion alcalis y la actividad cuadrática del hidrógeno. La máxima concentración de calcio será aproximadamente el cuadrado de la salinidad y proporcional a $m\text{CO}_2$.

A salinidad constante mCa es aproximadamente inversa - mente proporcional mCO_2 , Por consiguiente las concen - traciones tienden a ser bajas en aguas termales de ba - ja salinidad, o donde existe alto contenido de CO_2 .

Donde

$$mCO_2 = \text{moles de } CO_2$$

RELACIONES ATOMICAS EN AGUAS DE POZOS PRODUCTORES.

En la Tabla 1: 3-2 se encuentran tabuladas las diferen - tes relaciones obtenidas a partir de concentraciones - en partes por millón. Las seis primeras columnas rela - cionan la concentración de cloruros con los elementos - menores Boro, Arsénico, Sulfato, Fluor, Bromo, Iodo, - las columnas 7-10 relacionan al contenido de Sodio con los restantes elementos alcalinos, como son Potasio, - Litio, Estroncio y además las columnas 11-12 que rela - cionan la concentración de sodio con calcio y rubidio.

Por observación se obtiene que existen valores de rela - ciones cercanas o semejantes y alejadas de un vapor -- promedio. Se puede entonces hacer una pregunta ¿Por - qué de esa diferencia?.

La explicación más inmediata que puede darse es en ba - se a la solubilidad de las rocas, que estuvieron en -- contacto con dichas aguas; debido a esa propiedad, los elementos abundantes en el agua, tales como Boro y Clo - ro, se espera que no exista una rápida reestructura -- ción de los elementos dentro de la roca; por lo tanto se ha obtenido experimentalmente, que las relaciones - atómicas Cl/B en aguas son usadas para el estudio de - la profundidad del agua, como la fuente de la misma; - estas razones están excluidas de efectos de evapora -- ción y dilución de aguas calientes, comparándolas con las obtenidas de nacimientos de aguas superficiales. - Por lo tanto en base a esto la razón Cl/B puede propor - cionar el tipo de roca con la cual estuvieron en con - tacto en la profundidad; así, se tiene que una baja ra - zón Cl/B puede indicar formaciones sedimentarias o un sistema andesítico. En base a esto, se puede concluir la homogeneidad del área, además de la fuente de ori - gen del acuífero y sus diferencias químicas. Indices semejantes al anterior lo cumplen las razones Cl/Cs y Cl/As.

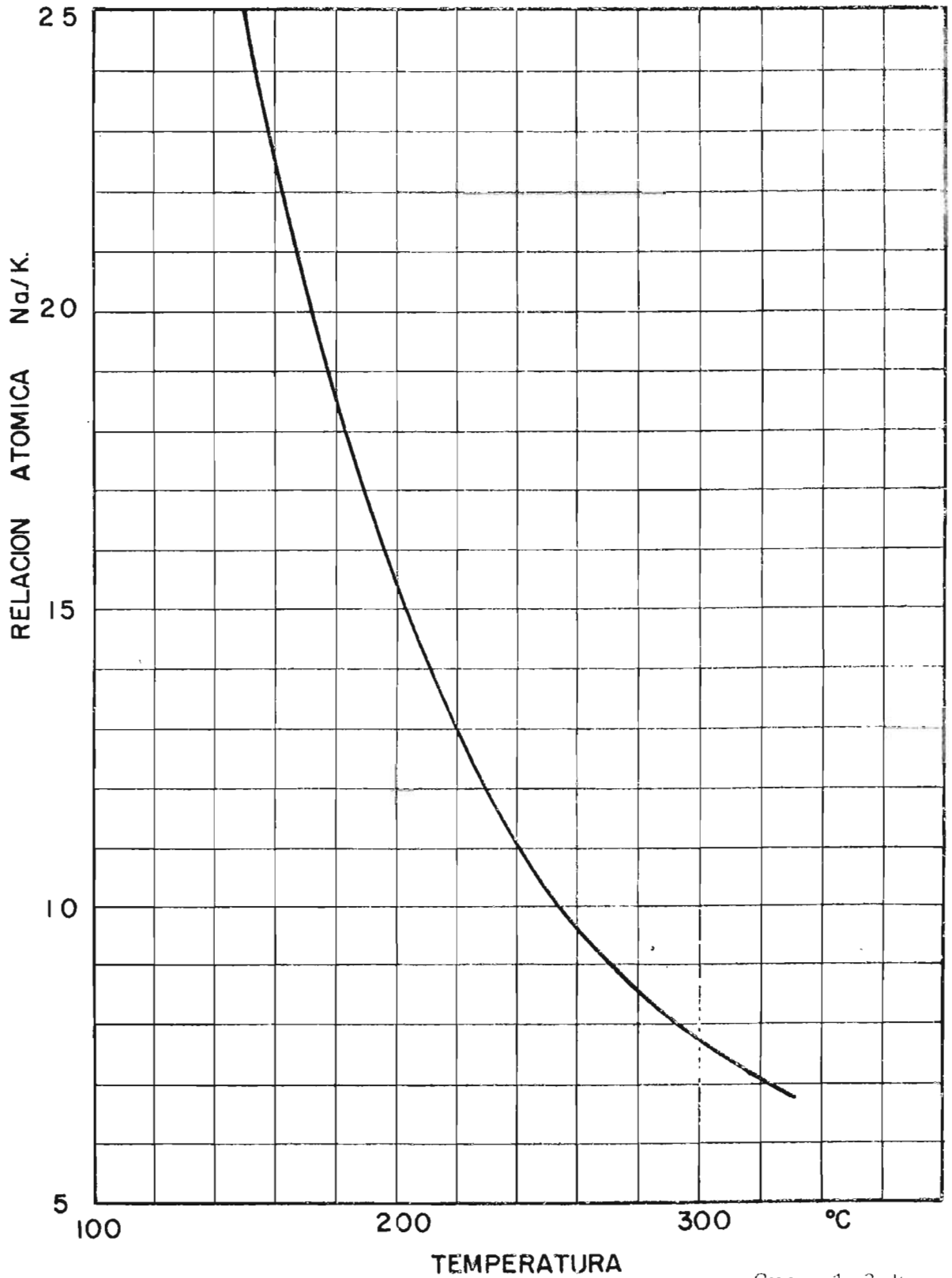
Las altas relaciones encontradas para Cl/F, pueden dar

T A B L A 1:3-2

RELACIONES ATOMICAS - AGUAS POZOS AHUACHAPAN

Pozo	Cl/B	Cl/As	Cl/SO ₄	Cl/F	Cl/Br	Cl/I	Na/K	Na/ll	Na/Sr	Na/Sr	K/Rb
AH 1	22.05	2070	932	3755	534	4604	9.86	94.05	4911	23.75	276
AH 4	19.22	1909	717	3753	588	4983	11.49	95.54	4187	21.75	289
AH 5	20.19	1941	605	3850	554	4671	12.50	101.35	3354	19.77	293
AH 6	21.38	1982	994	3332	588	4611	9.71	95.74	5080	23.78	277
AH 7	20.85	1884	1411	3647	558	4720	8.76	99.00	5294	23.63	328
AH 20	21.50	1916	978	3690	550	4617	9.81	97.30	5080	23.20	285
AH 21	20.81	2056	769	3684	551	4660	9.69	95.81	5269	16.63	300
AH 22	22.19	2401	763	3811	538	4905	12.16	101.60	4083	20.23	297
AH 26	21.82	1943	621	3871	492	4291	10.52	96.00	4700	22.66	270
AH 11	19.46	n.d.	9.2	n.d.	n.d.	n.d.	48.49	n.d.	294.64	31.28	n.d.
AH 12	3.98	n.d.	1.5	n.d.	n.d.	n.d.	23.42	n.d.	151.80	230	n.d.
AH 14	18.71	n.d.	20.4	707	n.d.	n.d.	7.20	n.d.	n.d.	30.57	n.d.
AH 16	18.94	n.d.	5.30	39	n.d.	n.d.	10.26	n.d.	3295	18.14	n.d.

CURVA DE RELACION Na/K. VRS. TEMPERATURA. — 1



Gra. 1:3-4

FIG.

indicio de altas temperaturas, en estos casos el contenido de Calcio (CaF_2) es controlado por el pH, y la concentración de CO_3 . De la misma manera se comporta la razón Cl/SO_4 , acá los bajos valores son resultado de la oxidación del H_2S transportado en el vapor.

Por lo tanto, la igualdad de las relaciones nos da un índice de extensión del reservorio ya fuere en dirección conocida o desconocida, por ejemplo para el pozo AH - 12 el valor de la relación atómica es 3.98 que es un valor totalmente alejado del valor promedio de los demás pozos, el cual oscila entre 18-21; lo mismo sucede con las demás relaciones, las cuales se alejan del promedio, esto nos indica que el pozo AH - 12 se encuentra totalmente alejado del reservorio que alimenta los restantes pozos.

RELACIONES EN METALES ALCALINOS.

Con el objeto de dar explicaciones lógicas, en base al contenido químico de aguas en el reservorio de Ahuachapán, se han estudiado las razones, los contenidos químicos, las relaciones de los metales alcalinos Sodio/Potasio Na/K, los cuales han demostrado que disminuye proporcionalmente cuando se incrementa la temperatura, logrando alcanzarse pequeñas diferencias entre la temperatura medida y la temperatura estimada en base a la relación Na/K, esto se logra cuando existe equilibrio químico, con las rocas del reservorio en esa región. También pueden encontrarse con valores bajos de dicha relación, lo cual es una desviación o un desequilibrio en la zona de alimentación de las aguas del reservorio con rocas de mayor temperatura. Ver Gráfico 1:3-3.

En la tabla 1: 3-3 se puede observar la variación de temperatura de los pozos con su correspondiente diferencia.

De la tabla se puede concluir varios puntos:

- A) Los pozos que poseen gran diferencia son los que alcanzan mayor diferencia en temperatura y corresponden por ejemplo a los Pozos 7 y 20.
- B) Se puede decir que de la relación Na/K se puede llegar a determinar una limitación del campo de acción del reservorio; ya fuere asociando puntos con relaciones semejantes y delimitando el campo por puntos con relaciones bastante alejados.

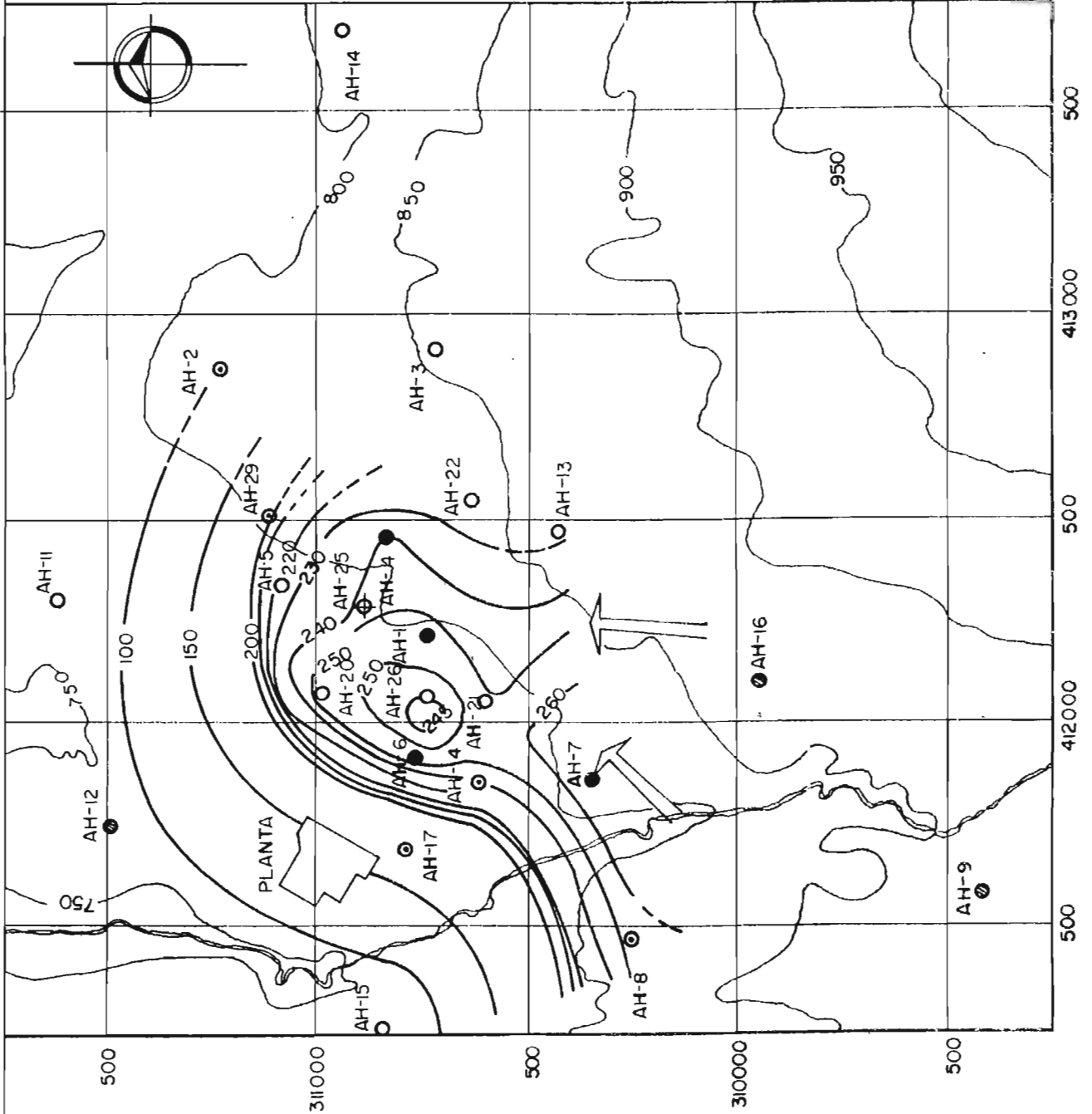
CAMPO GEOTERMICO
AHUACHAPAN

SIMBOLOS

- POZOS 1a UNIDAD
- POZOS 2a UNIDAD
- ⊙ POZOS REINYECCION
- POZOS EXPLORATORIOS
- POZOS RESERVA
- ISOTERMAS °C



MAPA DE TEMPERATURA
DE Na/K



T. A B L A 1:3-3

Pozo	T. Máxima °C	T Na/K°C	Diferencia
AH1	232	255	23
AH4	234	233	-1
AH5	230	222	-8
AH6	231	257	26
AH7	230	274	44
AH20	225	256	31
AH21	233	258	25
AH22	239	226	-13
AH26	232	241	9

Para el caso, se puede ver en el mapa que relaciona la temperatura con la relación Na/K en la que se ubica la zona de mayor temperatura en la zona S.SO. Ver figura 1:3-4

TEMPERATURA.

La temperatura es un parámetro básico que puede limitar o circunscribir el área de un reservorio existente en una zona geotérmica, los datos de temperatura pueden ser obtenidos de diferentes maneras; ya fuere por medio de mediciones directas en el pozo, o bien, sacadas en base a relaciones de contenido químico, anteriormente estudiadas, las cuales varían en función de la temperatura. Por otro lado también se estudia la variación de temperatura por medio del contenido de Sílice y que en la Sección II-7 fue estudiada en más detalle.

Para el caso, el área de Ahuachapán tiene una extensión de mayor temperatura que es de 1 Km², siendo que las temperaturas características están entre 220°- 239°y son las temperaturas propias de los pozos productores de vapor.

El reservorio está limitado al Norte por la Zona hipertermal donde los pozos AH11, AH12.

Hacia el Sur y el S-SE limita con el pozo CH-1, esta zona puede ampliarse si los pozos exploratorios en proceso de perforación resultaran favorables provocando esto, una ampliación de 8 a 10 Kms².

Las características térmicas del reservorio, como los perfiles verticales de temperaturas, incluyendo su techo, se han visto influenciados probablemente por la explotación intensiva al iniciarse el funcionamiento de la Planta Geotérmica.

Por otro lado se ha observado un aumento del área de mayor temperatura, a medida que se han ampliado la zona de perforación.

También se ha podido evidenciar que, en las zonas que corresponden a la parte más alta del reservorio pertenecen a pozos con temperaturas más altas, lo que viene a suponer que la recarga o alimentación del reservorio se localiza en la zona Sur.

PRESION.

En este tópico se tratará de dar en forma breve, las características de distribución de presión en forma vertical o en forma global de toda al área, la cual se estudia mediante mapas de distribución de presiones o en forma de perfiles térmicos que dan una idea general de las localizaciones de áreas que se encuentran soportando mayores o mínimas presiones.

Como se sabe, las presiones al igual que las temperaturas son los parámetros que dan las indicaciones del estado del reservorio.

Los perfiles de presiones muestran la variación de la presión en la zona de vapor, cuando el pozo está cerrado esta zona se extiende desde la superficie, exactamente dando mediciones entre 60 a 80 Psig hasta la profundidad de 400 metros más o menos, donde las presiones son más altas debido al peso del vapor. Cuando el pozo está cerrado y debido al peso de la columna de agua el perfil cambia grandemente y la presión se ve incrementada a presiones de 1100 Psig a profundidades de más o menos 1150 m.

Ha de hacerse notar que desde iniciada la operación de la planta ha existido un descenso de la presión debido al descenso de la columna hidrostática, lo que ocasionó

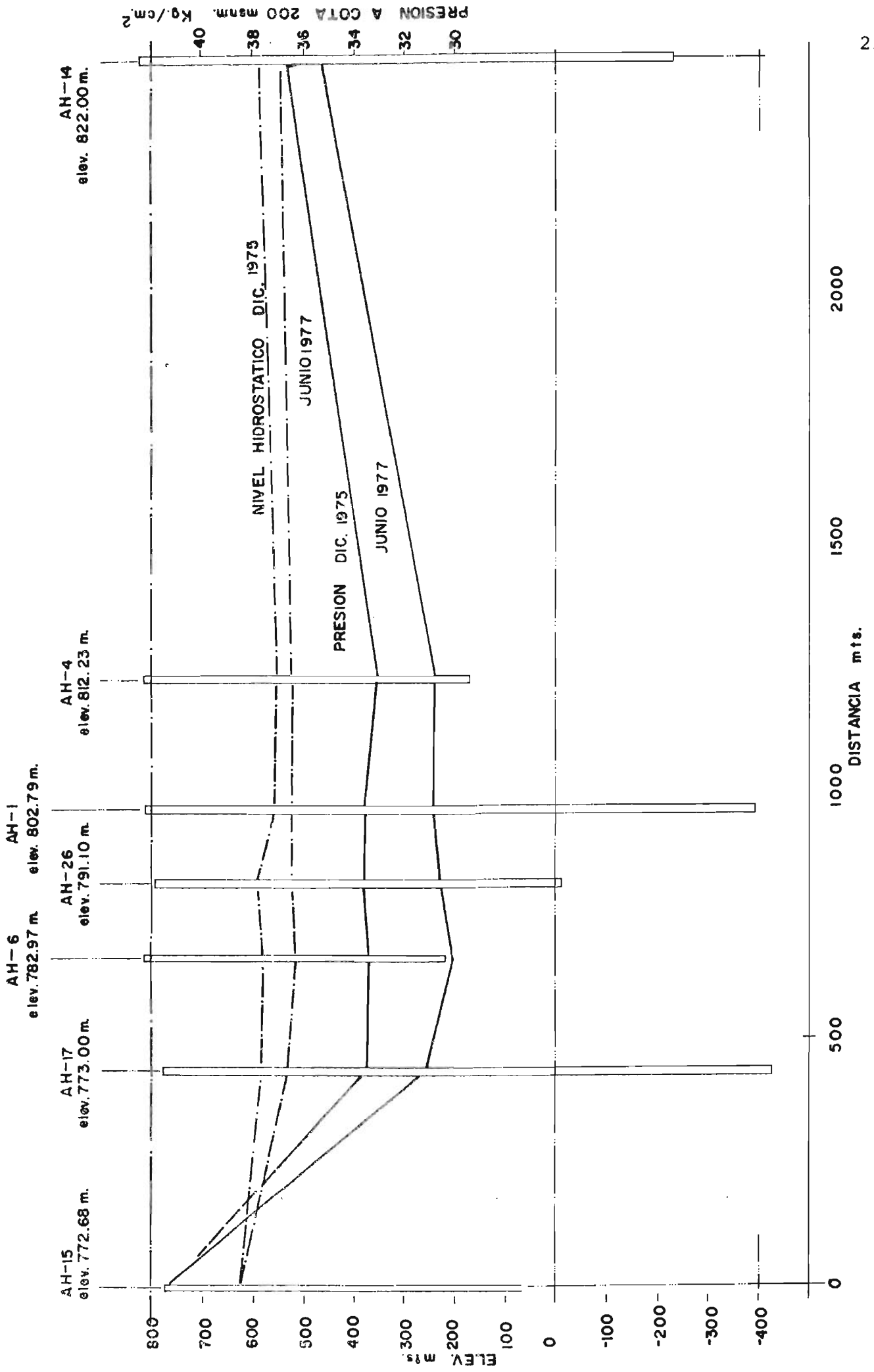


Fig: 1:3-5

la aparición de una fase nueva, el vapor.

Para ilustración se presenta en la Figura 1:3-5 los --
perfiles térmicos de diferentes pozos en explotación.

Este tópico se tratará en forma más amplia en los Capí-
tulos sucesivos.

RELACIONES ENTRE TEMPERATURAS, PRESIONES Y DESCARGA.

En este tópico se tratará de describir la influencia -
que ejerce la puesta en marcha en la explotación en ba-
se a las descargas hechas, sobre las variables de la -
presión y la temperatura, para esto deberá hacerse al-
gunas consideraciones teóricas, en cuanto al estado fí-
sico del reservorio.

- 1) Antes de iniciarse la explotación el acuífero se -
encontraba lleno de agua caliente,
- 2) Su temperatura era cercana al punto de ebullición.
- 3) El aumento de la presión debido a la profundidad -
provoca un aumento en la temperatura.
- 4) Cualquier cambio termodinámico en el reservorio es-
tá influenciado por la relación presión de satura-
ción temperatura del agua.

Consecuentemente los cambios que se realizaron en el -
reservorio debido a la extracción del fluido fueron:

- 1) Descenso de la presión hidrostática, decayendo ba-
jo la presión de saturación.
- 2) Descenso de la temperatura
- 3) Ebullición del acuífero.

De lo anteriormente planteado puede explicarse de la -
siguiente manera: Si la presión en toda la profundidad
caerá al igual que la temperatura, en la proporción en
que el acuífero disminuye su volumen; cuando la presión
disminuye hasta la presión de saturación. El calor dis-
ponible en el reservorio dependerá de la temperatura -
a la cual se encuentre éste, y vendrá dado por en-
friamiento de las áreas más bajas, provocando formación
de vapor en la superficie, la cual resultará siendo ca-
lentada. Si despreciamos las pérdidas de calor, la dis-
tribución de presión estará determinada por el balance

calórico necesario para calentar la superficie, con el calor disponible por enfriamiento del acuífero más bajo, teniendo en cuenta las expulsiones continuas de masa de fluido, las cuales serán las responsables de la constante inestabilidad del reservorio.

De lo anterior se puede concluir que:

- 1) En la superficie, la presión y la temperatura se incrementará.
- 2) El nivel de agua descenderá y con ella la presión en cualquier profundidad del reservorio.
- 3) La temperatura decrecerá hasta donde la presión alcance la presión de saturación.

Pero si no obviamos las pérdidas de calor desde los niveles superiores el sistema tendrá una justificación diferente, ya que no está influenciada solamente por las condiciones internas del acuífero sino de las externas; se puede decir que si las entradas son menores que las expulsiones, las presiones en las profundidades del acuífero seguirán disminuyendo.

El resultado neto será que cuando la recarga iguale a la descarga, el nivel de agua empezará a aumentar. Por otro lado se dirá que el rendimiento de un pozo individual, dependerá entre otras cosas del calor, la presión y el contenido energético del fluido que alimenta el pozo, el cual se verá influenciado por la profundidad a la cual se incrementa del reservorio. Los cambios en el rendimiento serán debidos a cambios en la presión y los cambios en energía calorífica serán debidos a pequeña variación de temperatura, los cuales producen grandes efectos en el mismo; esto sucederá si se llevan gradual o repentinamente.

Por otro lado, otra característica de la descarga es que el nivel del agua aumenta más de lo que el pozo pueda exponer, lo que produce un aumento de vapor en la proporción de descarga; conduciendo esto a un incremento de la entalpía.

De todo lo anterior se puede concluir que si se desea incrementar el rendimiento del campo de producción por aumento de la descarga del pozo, ocasionaría una lejana caída en la presión y de temperatura, que viene acompañado por un decremento del rendimiento del pozo; así que las pérdidas de estos deberán estar compensa -

das incrementando nuevos pozos.

Si se incrementa la producción con un retardamiento de vapor desde los niveles superior, tendrá el mismo efecto sobre un grandísimo período, esto es debido a la remoción de masa que será factor principal que cause el descenso de la presión y temperatura.

Si no se hacen tentativas para incrementar la descarga del campo perforado nuevos pozos, el rendimiento del campo se podría mantener cercanos a niveles presentados por algunos años, esto se debe a la entrada estabilizadora del flujo.

CAPÍTULO 2

2.1 MEDICIONES DE PRESIÓN.

EQUIPO DE MEDICION.

Para realizar las mediciones de presión tanto superficiales como profundas, en Ahuachapán, se llevan a cabo en tres tipos diferentes de instrumentos que son:

- 1) Sistema de mediciones de presión tipo "Bourdon"
- 2) Instrumentos de sub-superficie "Kuster"
- 3) Sistemas de transmisión de presión "Sperry-Sun"

Cada uno de estos diferentes instrumentos de mediciones se pasan a detallar en forma más amplia.

MEDIDORES TUBO BOURDON.

Los medidores bourdon son los más comunes y universalmente conocidos, para medir grandes y pequeñas variaciones de presión.

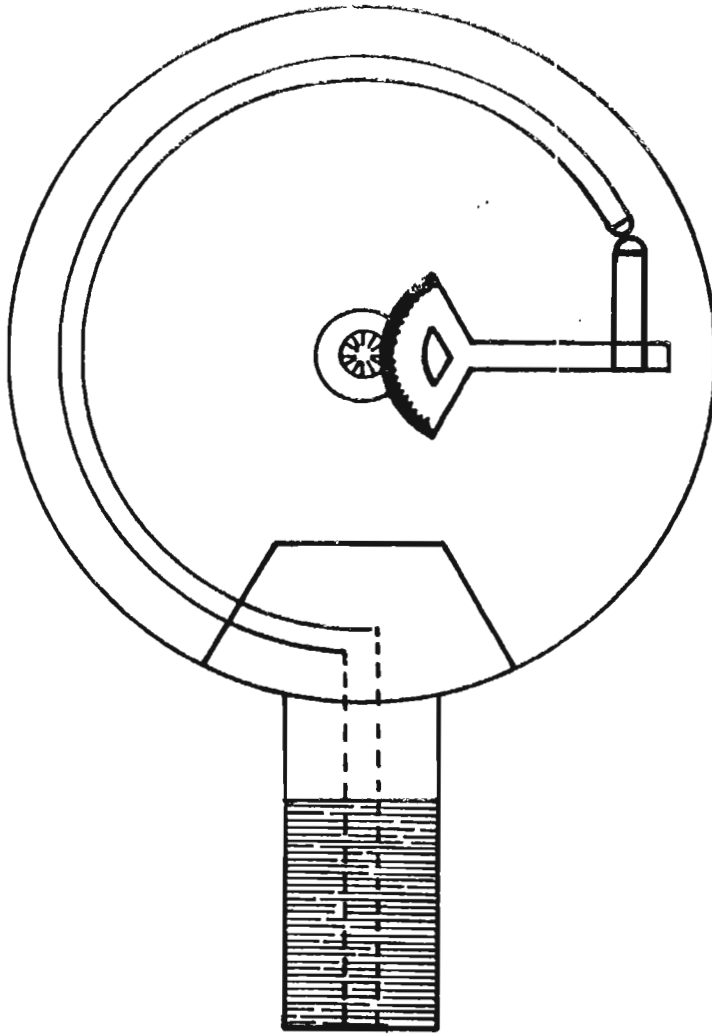
En este tipo de medidor, la presión se aplica en el lado interno del tubo de bronce o acero generalmente ovalado en su sección, con un agujero en el interior de un arco del círculo.

La presión interna incrementa el radio curvatura del tubo, el extremo del arco se fija a un mecanismo compuesto por un sostenedor que gira sobre piñón que constituye el indicador.

El límite de formación es elástica, por lo cual no debe aproximarse o forzarse, de lo contrario el tubo dará un conjunto de lecturas que en forma gradual y permanente incrementará.

El medidor se ilustra en la Figura 2-1.

Este tipo de medidor viene diseñado para soportar altas temperaturas por lo cual se comportan bajo correcciones de ésta, la cual es función de la presión.



MEDIDOR DE BORDOUN

FIG. 2:1

Los manómetros de este tipo son calibrados cada vez -- que se utilizan, para corregir pequeñas desviaciones -- provocadas por vibraciones en los pozos.

Adicionalmente los manómetros son llenados en su mecanismo interno, con glicerina, como amortiguación para su protección.

INSTALACIONES PREVIAS A MEDICIONES INTERNAS DE PRESION Y TEMPERATURA USANDO INSTRUMENTOS KUSTER.

Para realizar las mediciones de presión y temperatura internas en un pozo son necesarias ciertas instalaciones comunes, que permiten obtener tales mediciones; se usan sistemas de elevación con medidor de longitud para el cable de extensión, que permite introducir por medio del tubo de recuperación, las ameradas dentro del pozo . Ver figura 2-2.

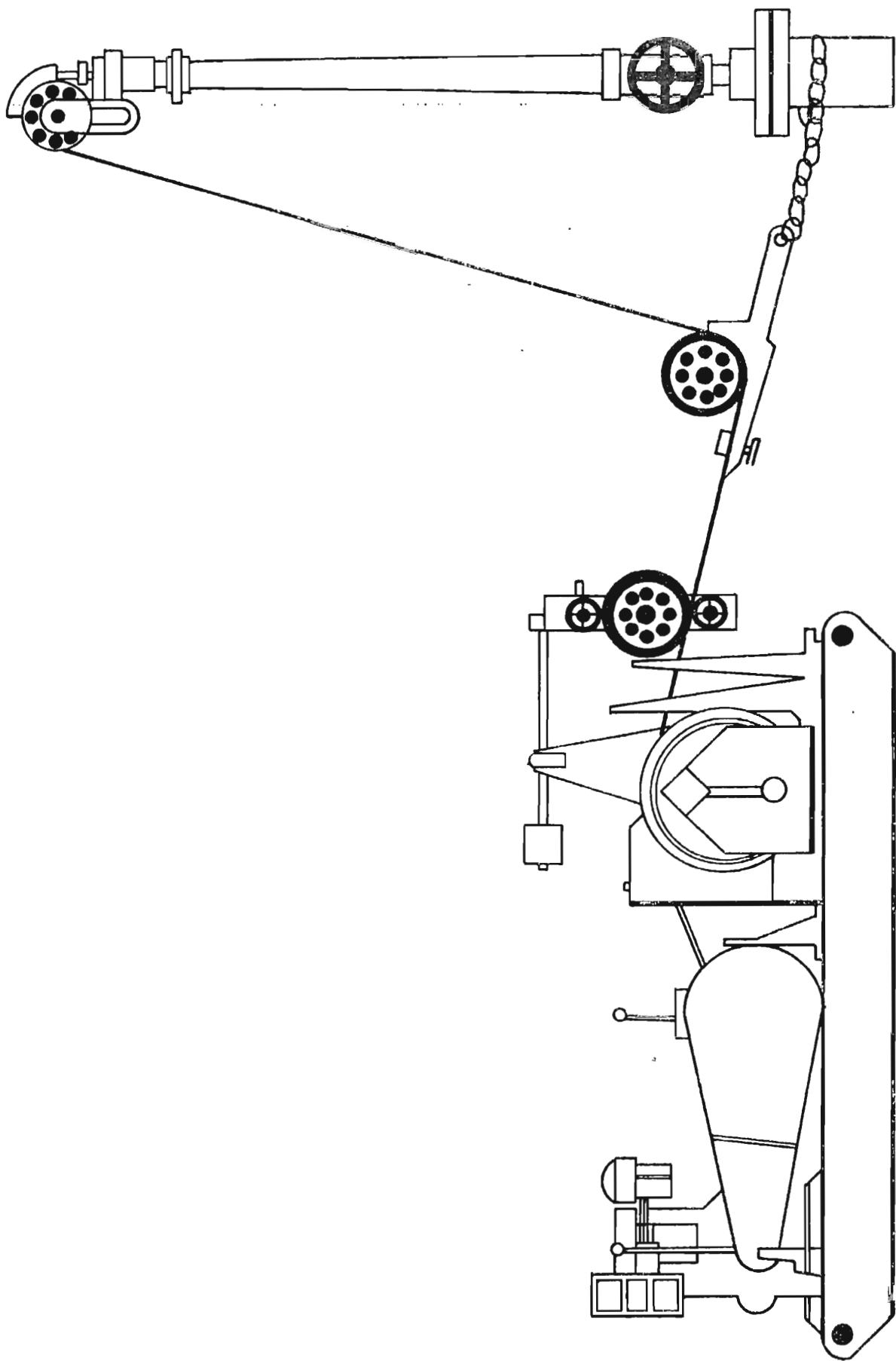
En el esquema se puede apreciar que el equipo consta de las siguientes partes:

- 1) Un carro de remolque
- 2) Motor movido por diessel de 7.5, 10, 15, 20 hP
- 3) Cable de acero inoxidable galvanizado, con longitud 24.00 pies y 2.00 mm. de diámetro.
- 4) Movimiento ocasionado por articulación mecánica - (poleas), con tres velocidades encajadas a un mecanismo en la caja de transmisión.
- 5) Dispositivo de medición en pies o metros
- 6) Dispositivo indicador de peso en Kilogramos o litros.
- 7) Lubricaciones usadas en operaciones, las cuales -- consisten en un sello o empaque que deja correr el cable, cuando el instrumento está siendo bajado o subido dentro del pozo, sin permitir fuga de gases o vapor.

REGISTRADORES DE PRESION "KUSTER"

Los medidores generalmente usados en los campos geo -

SISTEMA DE ELEVACION



2
3
4

térmicos son diseñados por la Casa "Kuster Company Sub-superficie Instruments". Ver figura 2-3.

Tanto para mediciones de presión como de temperatura - las características fijas de elemento son:

Diámetro del medidor	1 1/4 pulgadas
Longitud del medidor	66 3/4 pulgadas
Peso del medidor	15 libras
Material del medidor	Abrasión de níquel anti-corrosivo (exterior e interiormente y en la mayoría de accesorios).

FUNCIONAMIENTO.

Inicialmente, la última sección del elemento, es la que soporta el impacto de la presión, la cual está -- constituida por un tubo bourdon de forma helicoidal, - éste posee libre rotación, transmitiéndose directamente al registrador que está constituido por el estilete; sin hacer uso de engranajes, ésta, registra sobre una - película metálica carbonizada, la carta se desplaza internamente en un estuche cilíndrico movable el cual es controlado por un reloj a tiempo definido.

ELEMENTO DE PRESION.

El elemento de presión puede trabajar en cualquier rango de presión deseado, entre 500 y 25000 psig, pero se recomienda usar aproximadamente un rango de 5% menos - del rango especificado. Este elemento es intercambiable.

RELOJES.

Los relojes se usan para medir el tiempo de duración del desplazamiento del medidor dentro del pozo, es de ordinaria construcción y posee gran resistencia a la - temperatura, ya que no se ve afectado por temperaturas inferiores a 275°F.

El tiempo de duración del reloj es variable, y puede - oscilar entre 3, 12, 24 horas, etc.

K P G REGISTRADOR DE MEDICIONES SUPERFICIALES TIPO

AMERADA

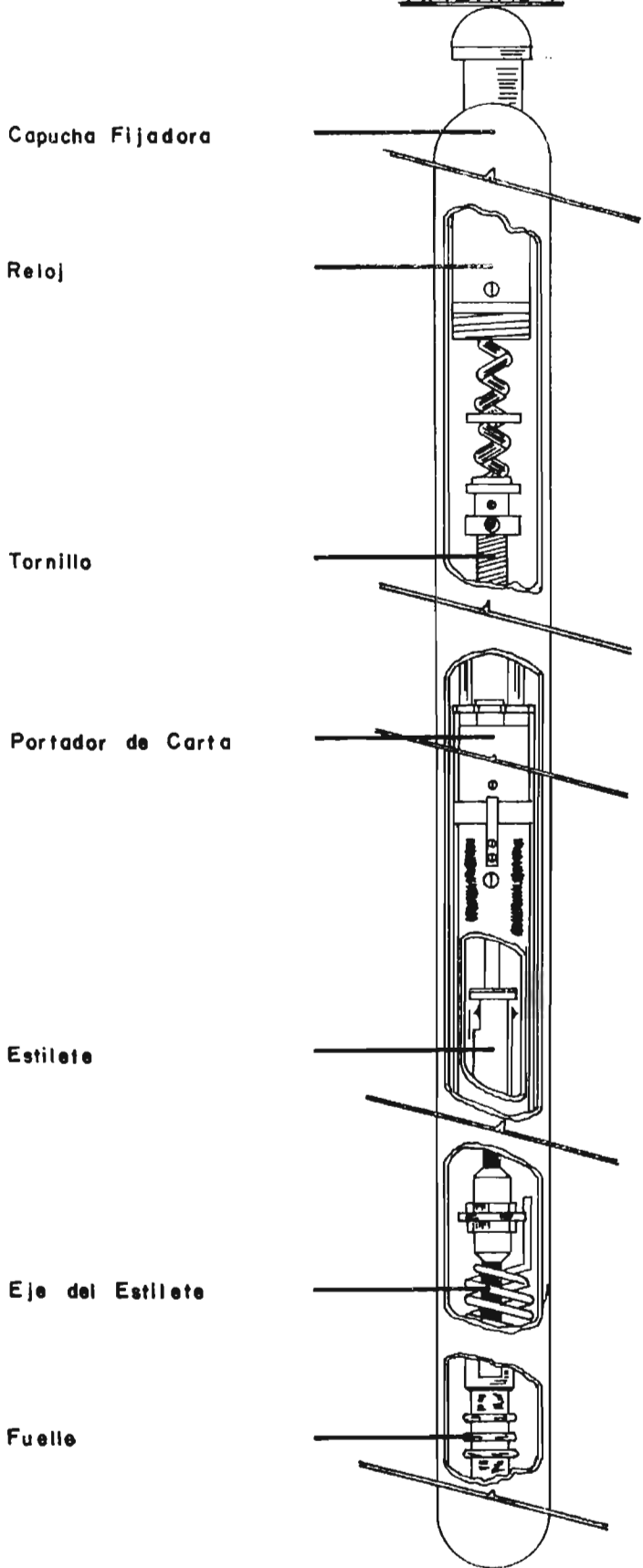


Fig. 2-3

EXACTITUD.

La exactitud del medidor es de 0.2% del valor de la escala total, o sea que, dependerá de la presión existente. Las altas temperaturas afectan los tubos bourdon y para valores superiores a 200°F deberán calibrarse constantemente, aunque estos tubos estén contruicidos de aleaciones de níquel cruzado con carbono, que hacen que dicha aleación sea más resistente a las temperaturas elevadas.

LECTURAS DEL REGISTRADOR.

La carta en la cual quedan grabadas las mediciones en función del tiempo, son leídas en un microscopio con una escala graduada en 0.01 pulgadas y cuya longitud es de 6 pulgadas.

Las mediciones a lo largo del eje del tiempo, puede también verse con una escala de 6 pulgadas, convirtiendo dichas unidades de longitud a unidades de tiempo, ya que 5 pulgadas sobre la escala de tiempo son iguales al rango del reloj en uso.

Se debe tener en cuenta, el cuidado con que se manipule la carta de registro, ya que de ello depende la exactitud de la lectura en el microscopio.

CALIBRACION DE LOS ELEMENTOS DE PRESION

Los elementos de medición son calibrados frecuentemente en calibradores de peso muerto o de baño. Estos constan de las siguientes partes:

- A) Tubo cilíndrico
- B) Bomba
- C) Motor
- D) Calentador
- E) Indicador-controlador

Este aparato está diseñado para acondicionar el elemento a las variaciones de presión y temperaturas similares a los que soportará en el interior del pozo.

El tubo cilíndrico contiene un fluido denso, que puede ser aceite, en el cual, el elemento se sumerge y se su

jeta a todas las partes integrantes. La bomba de tipo centrífugo hace circular el fluido a través de un calentador eléctrico, que es controlado por una termocupla y que posee un indicador.

El calentador, la bomba y el motor están colocados superficialmente al nivel del piso, y los controles están ubicados en un tablero.

De esta manera el elemento proporciona puntos en rangos de presiones, que oscilen en rangos de presiones usados en el pozo.

Los datos obtenidos de las lecturas de las cartas, deben ser cercanos a una tendencia lineal.

Este aparato es resistente a la humedad y el polvo. Las termocuplas controlan con precisión y mucha sensibilidad la indicación de la temperatura.

CALIBRACION EN MEDICIONES DE PRESION.

Dependencia con la Temperatura.

Ya que las mediciones son muy sensibles a los cambios de temperatura, es bastante difícil alcanzar la exactitud indicada por KPG, la cual exige $\pm 0.2\%$.

La calibración se hace a tres temperaturas diferentes las que deberán ser lo más cercanamente a las del campo, por ejemplo temperatura ambiente, 150°C , 225°C .

PROCESOS DE CALIBRACION.

Para lograr mayor exactitud en mediciones de presión se usan mediciones en incrementos cercanos a 50 lbs/in^2 en un rango de 15 a 16 intervalos para un elemento dado. La relación que existe entre la función y el estilo de deflexión varía de elemento a elemento; ya que para algunos es lineal y para otros es polinomial ya fuere de segundo o más alto grado.

Rango de Presión	Incremento para Calibración
800 Psig o menor	50 Psig
1600 "	100 "
2400 "	150 "
3200 "	200 "

INTERPRETACION DE CARTAS DE PRESION.

El cuidado más importante en la interpretación de los registros de presión, será la estabilidad mostrada por el equipo o las fluctuaciones que las presiones presenten. La información que se puede obtener de las cartas dependen pues, de las variaciones de presión, o de condiciones de flujo en caso de reinyección de agua, - acá podría esperarse que, el medidor experimente violentos movimientos en el nivel superior debido a la turbulencia, la cual decrece a medida que se desciende en el pozo, de tal manera que la turbulencia es directamente proporcional a las fluctuaciones. En base a lo antes mencionado, los registros deben estar acompañados con datos básicos como tiempo, flujo, presiones de cabezal, nivel de agua etc. Los cuales complementan las características de los puntos donde ocurrieron.

EXACTITUD EN LAS MEDICIONES.

Se puede decir que, dependiendo de la exactitud de la calibración, dependerá la exactitud de las mediciones internas en el pozo, además, de los rangos de presión con que se midan, los tiempos para estabilización de las condiciones.

Ya que la repetibilidad es la forma de obtener para la misma presión, la misma deflexión de lectura a la misma temperatura; previéndose para esto que el instrumento se encuentra seco, y libre de compuestos volátiles; teniendo estas observaciones muy en cuenta se ha logrado errores menores de 0.002 pulgadas para presiones de 1600 psi con un rango en medidas de ± 1.5 psi.

2.2 DESCRIPCIÓN DEL REGISTRO DE PRESIÓN DEL POZO AH-13 .

Con el objeto de evaluar posteriormente mediciones, se presenta en la Tabla 2-3 modelo de registro de presión interna, realizada en el pozo AH-13.

En las columnas 1 y 2 se muestran las profundidades en las cuales se suspenderá el instrumento para obtener cada medición.

La columna 3, muestra las elevaciones con respecto al nivel del mar y equivalentes a cada una de las profundidades indicadas en la columna 1 y 2.

Elevación 859.00 Mts
 Presión Cabezal: 317 psig
 Estado del Pozo _____
 Altura cabezal _____
 sobre nivel de _____
 pin de ort. _____
 Observador: T.S.P. _____

Pozo: AH-13
 Fecha: Octubre 6, 1977
 Cerrado Medición PE, PF, PP _____
 Abierto Propósito de prueba: Control de Presión
 purgando Elemento KPG 8667
 Calculador: M.A.A.
 Reloj: de 3 horas, cuerda: 12:35

Pies	Prof. m	Elev. m	Hora de a	Deflex	Lbs/g"	K/cm ² g	K/cm ² g	Observaciones
0	0	859	12.40	0.363	335.24	23.57	24.60	Presión en el
196	59	800	12.45	0.366	337.82	23.75	24.78	cabezal al inicio
360	109	750	12.50	"	"	"	"	del registro
524	159	700	12.55	0.337	312.89	22.00	23.03	317 psig y al final
688	209	650	13.00	0.338	317.75	22.06	23.09	320 psig.
852	259	600	13.05	0.339	314.61	22.12	20.15	
1016	309	550	13.10	"	"	"	"	
1180	359	500	13.15	0.340	315.47	22.18	23.21	
1344	409	450	12.20	"	"	"	"	
1508	459	400	13.30	0.341	316.33	22.24	20.27	
1672	509	350	13.35	0.342	317.19	22.30	23.33	
1836	559	300	13.40	"	"	"	"	
2000	609	250	13.45	0.396	363.61	25.57	26.50	
2164	659	200	13.50	0.461	419.48	29.49	30.52	
2328	709	150	13.55	0.530	478.79	33.67	34.70	
2492	759	100	14.00	0.600	538.96	37.90	38.93	
2653	809	50	14.05	0.670	599.14	42.13	43.16	

La columna 4 y 5, se refiere al intervalo de tiempo en el cual se espera obtener la lectura en el instrumento.

La columna 6, indica la deflexión producida por el instrumento sobre la carta.

Las columnas 7, 8 y 9, muestran las mediciones de presión obtenidas y expresadas en Psig, Kg/cm² g, Kg/cm² absolutos, respectivamente.

De los datos reportados se observa, que las presiones de cabezal al inicio de la corrida que fue de 317 Psig, y al final de 320 Psig, lo que demuestra una medición - se realizó en el rango de error permisible.

Para la interpretación de esta gráfica, véase capítulo 5-7.

2.3 MEDICIONES DE PRESIONES DE CABEZAL.

Las presiones de cabezal son mediciones importantes ya que se determinan para dos propósitos:

- a) Son un reflejo en la superficie, de los cambios - que ocurren en el reservorio, ya sea en un pozo cerrado o en producción.
- b) Las presiones de cabezal son utilizados como referencia para las mediciones de producción en diferentes condiciones del pozo, en la elaboración de curvas características.

Por otro lado, estas mediciones son chequeadas, cuando se realizan las mediciones internas de presión a profundidad cero, al inicio en la corrida, ya que al finalizar no se esperará generalmente obtener repetibilidad, porque el calentamiento del medidor "Kuster", proporcionará una presión de cabezal un poco más baja, pero no deberá de diferir en más de 18 Psi, si las lecturas difieren, al inicio en más de 5 psi y al final --- unos 15 psi, el medidor necesita calibración. Si las lecturas al final de las corridas son más bajas, es posible que el medidor tenga introducción de agua.

Si no existe presión de cabezal, no podrá ser posible chequear la confiabilidad de los datos y dependerán solamente de las calibraciones periódicas que se efectúen en el instrumento al alcanzar el nivel superior, éste, - se registra a la presión atmosférica y a su alta tempe

CAMARA DE SUSPENSION TIPO EXPANDIBLE

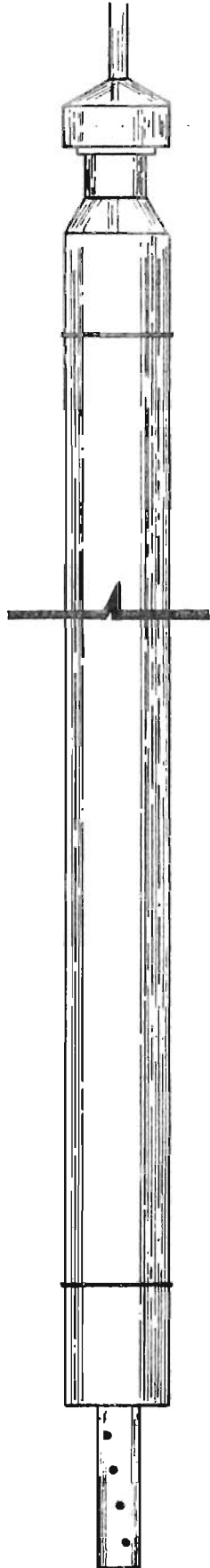


Fig. 2-4

ratura, chequeando en la carta bajo el nivel de la línea base, mostrándose como deflexiones negativas, las cuales no se toman como mediciones fuera del rango.

Un chequeo alternativo de confiabilidad de las mediciones en el caso de perfiles de presiones corridas a profundidades es dado por la densidad de la columna de agua calculada de la corrida de presión.

El procedimiento, es seleccionar el rango de profundidad bajo el nivel de agua sobre el cual la temperatura es razonablemente constante. De la presión superior e inferior de la columna, se calcula su densidad y de las tablas de vapor se obtiene la temperatura equivalente.

Esta temperatura deberá coincidir con la ya conocida en una variación de $\pm 10^{\circ}\text{C}$.

2.4 SISTEMA DE TRANSMISIÓN DE PRESIÓN SPERRY SUN.

El sistema de transmisión de presión Sperry Sun, es un mecanismo por medio del cual, se puede medir la presión sub-superficial de un pozo en forma continua; usando un dispositivo interno lleno de gas inerte (helio o nitrógeno) a una presión superior a la del medio exterior; - al establecerse el equilibrio entre la presión interna del dispositivo y la del pozo en cualquier punto, la presión estabilizada se transmite hasta un mecanismo superficial, el cual da una señal eléctrica a un registrador, que presenta la presión correcta en su respectivo incremento de tiempo.

(Ver figuras 2-4,5)

En forma detallada este sistema consta de las siguientes partes:

- 1) Cable tipo capilar o tubo de transmisión de presión
- 2) Cámara de suspensión
- 3) Mecanismo de poleas
- 4) Válculas de tres pasos
- 5) Cilindro de nitrógeno o helio
- 6) Registrador tipo computador.

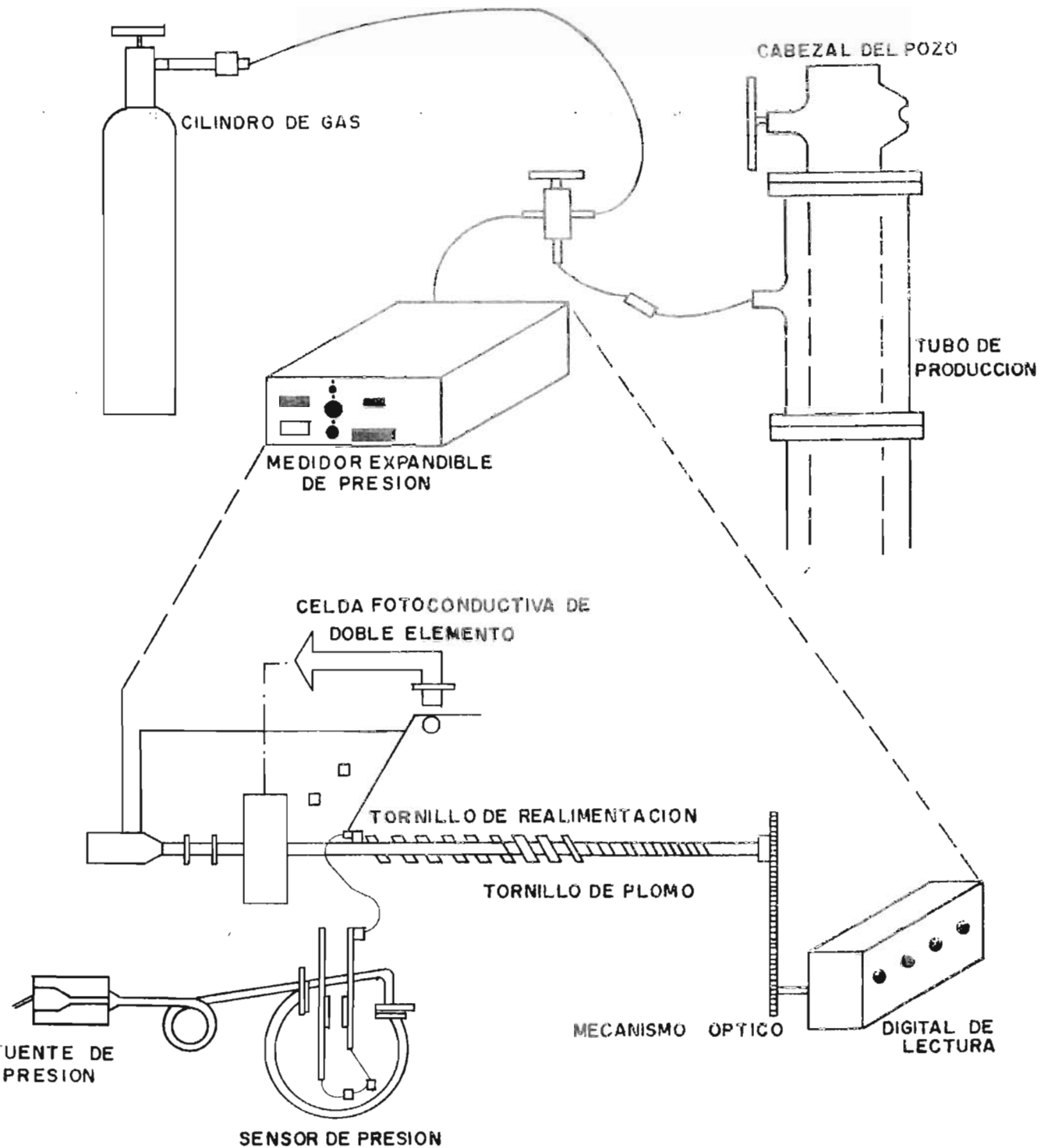
El cable tipo capilar es un alambre hueco de acero inoxidable de 3/32" de diámetro externo y 0.026 diámetro in-

I N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	201
CAPÍTULO 1	
1.1 CONDICIONES DE POZO Y RESERVORIO	202
- CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DE LA ZONA TERMAL (Véase Sección I-15)	202
1.2 COMPLETAMIENTO DE POZO	203
- PERFORACIONES PROFUNDAS DE PRODUCCION	203
- CONDICIONES DE PERFORACION	203
- PROCESO MECANICO DE PERFORACION	204
- REVESTIMIENTO	204
- OPERACION PARA CEMENTACION DE TUBERIA	205
- PROPIEDAD DEL CEMENTO	207
- LODO DE CIRCULACION EN PERFORACION	208
- PERDIDA DE CIRCULACION	208
- PRUEBAS EN EL POZO	208
- REGISTROS DE DESVIACION	209
- PRUEBAS DE PERMEABILIDAD	209
- PRUEBAS DE NIVELES HIDROSTATIVOS	209
- OBTENCION DE TESTIGOS	210
- PREVENTORES	210
- SISTEMA DE COMPLETAMIENTO Y CARACTERIS- TICAS DE TUBERIA	210
- CORROSION	211
- FRACTURAS DE TUBERIA	211
1.3 CONTENIDO QUÍMICO, TEMPERATURA Y PRESIÓN, CARACTERÍSTICAS DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE - AHUACHAPÁN	212
- CONTENIDO QUIMICO EN AGUAS	212

	Pag.
- CONTENIDO QUIMICO EN GASES	218
- RELACIONES DE CONTENIDO QUIMICO	218
- MINERALES EN EQUILIBRIO	218
- RELACIONES ATOMICAS EN AGUAS DE POZOS PRODUCTORES	223
- RELACIONES EN METALES ALCALINOS	226
- TEMPERATURA	228
- PRESION	229
- RELACIONES ENTRE TEMPERATURA, PRESION Y DESCARGA	231
1.4 INSTALACIONES SUPERFICIALES (Véase Sección IV)	
 CAPÍTULO 2	
2.1 MEDICIONES DE PRESIÓN	234
EQUIPO DE MEDICION	234
- MEDIDORES TIPO BOURDON	234
- INSTALACIONES PREVIAS EN MEDICIONES INTERNAS DE PRESION Y TEMPERATURAS CON MEDIDORES KUSTER	236
- REGISTRADORES DE PRESION KUSTER	236
- ELEMENTO DE PRESION	238
- RELOJES	238
- EXACTITUD	240
- LECTURAS DEL REGISTRADOR	240
- CALIBRACION DE LOS ELEMENTOS DE PRESION	240
- CALIBRACION EN MEDICIONES DE PRESION	241
- PROCESO DE CALIBRACION	241
- INTERPRETACION DE CARTAS DE CALIBRACION	242
- EXACTITUD DE LOS MEDIDORES	242

	Pag.
2.2 DESCRIPCIÓN DEL REGISTRO DE PRESIÓN DEL POZO AH-13	242
- REGISTRO DE PRESION	
2.3 MEDICIONES DE PRESIÓN DE CABEZAL	244
2.4 SISTEMA DE TRANSMISIÓN SPERRY-SUN	246
- SISTEMA DE CORRECCION	
 CAPÍTULO 3	
3.1 MEDICIONES DE TEMPERATURA	254
- ESPECIFICACIONES DE MEDIDORES KUSTER	254
- CONFIABILIDAD DE LAS MEDIDAS	255
- EQUIPO PARA LECTURA	256
- MICROSCOPIO 56 X o LECTOR EN DOS PASOS, PARA CARTA	256
- ESPECIFICACIONES	256
- FUENTES DE ERROR EN LECTURAS DE CARTAS	256
3.2 CONTROL DE TEMPERATURA EN POZO AH-13	257
- REGISTRO DE TEMPERATURA	257
- GRAFICO DE TEMPERATURA Y PRESION VRS PROFUNDIDAD	
 CAPÍTULO 4	
4.1 MEDICIONES DE FLUJO GEOTÉRMICO	259
- MEDIDORES EN FASE VAPOR	259
- CUADRO COMPARATIVO DE MEDICIONES DE VAPOR	261
- PROCEDIMIENTO DE CALCULO	261



MECANISMO DE PRESION DIGITAL

Fig. 2-5

terno el cual está sujeto a un mecanismo de poleas, que tiene por base la caja de sostén, la cual es colocada sobre la válvula maestra. Este cable permite sujetar inferiormente la cámara de suspensión, la cual es un cilindro hueco con una prolongación delgada y perforada en el extremo inferior, sección en la cual se establece el equilibrio.

Desde la superficie y por medio de la válvula de tres pasos se hace circular nitrógeno a una presión superior a la presión interna del pozo, hasta que la cámara de suspensión se encuentra totalmente llena, realizándose en ésta internamente, la compresión, expansión y la transmisión de la presión del gas, sin permitir que entre fluido del pozo dentro del tubo. El tamaño de la cámara es dependiente del rango de presión que estará sujeto. Debiéndose cumplir que la relación de volúmenes del tubo de transmisión y la cámara sea suficientemente grandes, de tal manera que las fluctuaciones de presión del fluido del pozo suba, solamente en la cámara sin entrar al tubo.

La cámara puede correr a lo largo del pozo, produciéndose se la comunicación entre la corriente de producción y la cámara.

El cable o tubo de transmisión posee un alto índice de resistencia, pero puede ser susceptible a quebraduras en un medio clorado. El cuello del tubo está cubierto por una banda metálica protectora unida al tubo de producción, evitándose así pérdidas de presión.

La presión transmitida por la columna llena de gas dentro del tubo, se aplica a un sensible tubo bourdon, este se une a una fuente de energía que deflexionará el sensor y por lo tanto la fuente, la terminal libre de esta se une a una reja ranurada la cual intercepta un rayo de luz sobre una doble celda fotoconductiva, éste se acopla a un puente eléctrico, cualquier movimiento de la rendija ranurada causará un desbalance en el puente, esta señal ampliada mueve un motor de dirección y un tornillo de plomo.

Un resorte retroalimenta al tornillo de plomo que también se conecta a la fuente. Cada movimiento del tornillo mueve el resorte para balancear la fuerza inicial aplicada a través de la columna de gas a presión sensora; volviéndose así el sistema a la posición nula. Girando la posición óptica mecánica del tornillo para reflejar la presión aplicada con luz de lámpara, usada para lecturas digitales.

Ya que las presiones medidas en la superficie no consideran el peso de la columna de gas en el tubo de transmisión, el equipo registrador trae incorporado un programa computado, que provee conversiones directas de condiciones para una instalación.

Los mecanismos superficiales pueden ser transportados a diferentes pozos o los tubos pueden estar instalados desde varios pozos y conectados múltiplemente a una central.

DIMENSIONES DE CAMARA.

Longitud de la cámara	10 pies
diámetro interno de la cámara	1.38 pulgadas
diámetro interno del tubo	0.054 pulg.
Longitud total del tubo	1700 pulg
Verdadera longitud del tubo	1636.33 pies
gradiente del fluido	0.3688 psig/pie
tipo de gas	Nitrógeno
temperatura promedio	446°F
mecanismo superficial para el rango de presión	270 a 710 psig

Ver figura 2-4.

FACTORES DE CORRECCION PARA SISTEMA NITROGENO

Presión de cabezal = Presión superficial + gradiente de profundidad

Presión promedio =
$$\frac{\text{Presión de cabezal} + \text{presión superficial}}{2}$$

Gradiente = (D_x) (0.433333 Psi/pie)

$$\text{con : } \frac{P_1 V_1}{Z_1 T_1 D_1} = \frac{P_2 V_2}{Z_2 T_2 D_2} \quad ; \quad D_2 = \frac{P_2 V_2 Z_1 T_1 D_1}{Z_2 T_2 P_1 V_1}$$

Donde:

- $P_1 = 1$ atmósfera (14.6735 Psia)
 $V_1 = V_2 =$ volumen del sistema
 $T_1 = 0^\circ\text{C} = 32^\circ\text{C} = 492^\circ\text{R}$
 $D_1 =$ densidad de N_2 a $0^\circ\text{C} = 0.001251$
 $Z_1 =$ factor de compresibilidad de N_2 a 0°C y 1 atmósfera
 $P_2 =$ Presión promedio atmósferas
 $T_2 =$ Temperatura promedio $^\circ\text{R}$
 $D_2 =$ Densidad promedio de N_2
 $Z_2 =$ Factor de compresibilidad

$$D_2 = \frac{P_2(1)(492)(0.001251)}{Z_2(460 + t)(14.6735)}$$

$$\text{Gradiente promedio} = \frac{(0.43333)(P_2)(492)(0.00251)}{(Z_2)(460 + t)(14.6735)}$$

$$\text{gradiente promedio} = \frac{(0.0181765 \times P_2)}{(Z_2)(460 + t)}$$

Como el factor de compresibilidad variará con la presión y la temperatura, la cual varía también con la profundidad, las correcciones deberán proveerse para cambiar en estas condiciones durante todo el rango de presión a ser registrado.

CALCULOS DE FACTORES DE CORRECCION.

Los siguientes cálculos son usados para determinar la salida inicial del computador, como la constante de corrección de la presión.

$$\text{Si } X_1 = \frac{G \times \text{D.V.T.}}{Z_2 \times (459.69 + \text{T.P.})}$$

donde:

G = constante específica para $N_2 = 0.0181765$

constante específica para $H_2 = 0.002608$

D.V.T. = profundidad del volumen total de gas

T.P. = temperatura promedio

Z_1 y Z_2 = factores de compresibilidad para el gas inerte

F_1 , F_2 , X_1 , X_2 = cálculos previos para determinar la salida inicial y constante multiplicadora

Luego:

$$F_1 = \frac{2 + X_1}{2 - X_1}$$

$$F_2 = \frac{2 + X_2}{2 - X_2}$$

$$C = \frac{F_2 \times P_2 - F_1 \times P_1}{P_2 - P_1}$$

$$D = \frac{P_1 (F_1 - C)}{C}$$

donde

C = constante multiplicadora

D = constante de salida inicial

P_1 = presión más baja pronosticada

P_2 = presión más alta pronosticada

$$\text{Si } V_c = (D_{ic})^2 - (D_{ec})^2 \times 9.4248 \times L_c$$

$$V_T = (D_{iT})^2 \times 9.4298 \times L_T$$

$$\text{Ascenso de volumen} = \frac{L_c \times G_r \times V_T}{(V_c - 1) P_1}$$

donde:

G_r = gradiente de fluido
 D_{ic} = diámetro interno de la cámara
 D_{ec} = diámetro externo de la cámara
 D_{iT} = diámetro del tubo de la cámara
 L_c = longitud de la cámara
 L_T = longitud del tubo
 V_c = volumen corregido
 V_T = volumen total

Luego $C = c + \text{Ascenso}$

$$D = d - \text{Ascenso} \times P_1) \quad C$$

donde:

c = es el valor desde la cámara llena
 d = es el valor desde la cámara llena

El digital de registrador puede operar a intervalos - de tiempo fijados u operados manualmente a tiempos -- variables.

Los rangos de presiones son variables y opcionales.

- 1) desde 0 a 1000 psi
- 2) desde 0 a 5000 psi

3) desde 0 a 10.000 psi .

La exactitud es de ± 0.05 % del rango de la escala -- sensible.

CARACTERISTICAS FISICAS DEL INSTRUMENTO.

- 1) Programación electrónica de estado sólido
- 2) Sensibilidad 0.005 % de escala total
- 3) Registro expansivo del interior del pozo
- 4) Presión estandar ± 0.05 % de la escala total
- 5) Calibración de temperatura

Las mediciones son corridas e instaladas en el pozo sobre una línea de acero en la manera convencional.

Las medidas de presión sub-superficial del sperry-sun provee mediciones de alta sensibilidad y exactitud para pruebas de consumo interno, pruebas de construc --ción, de interferencia, de estática, gradientes varia bles de velocidad de flujo y pruebas de perforación --por análisis de registros de presión de los cuales se puede obtener lo siguiente:

- A) Un mejor método de producción del reservorio
- B) Deducción de un efectivo radio de drenaje del pozo
- C) Determinación de pozos dañados
- D) Efectiva área de permeabilidad - porosidad
- E) Distancia de línea de falla, restricciones de flu-jo.
- F) Cálculo de tamaño de reservorio
- G) Localización de interfase gas-agua
- H) Productividad del pozo
- I) Determinación de inyección de agua a velocidad en operaciones secundarias.

CAPÍTULO 3

3.1 MEDICIONES DE TEMPERATURA.

Al igual que las mediciones de presión, las mediciones de temperatura se realizan en instrumentos de medición tipo amerada KPG que puede ser convertido en un registrador de temperatura, por la sustitución del elemento de presión por el elemento KT. Este elemento consiste en un sistema en fase líquido-vapor conectado a un tubo bourdon, este tubo rota con pequeños cambios de presión causados por el calentamiento del líquido - encerrado en el sistema; ésta rotación se transmite al eje del estilete, el cual está ensamblado al mismo, girando dentro de la carta portadora. El reloj y la cabeza helicoidal mueven la carta portadora una distancia de 5 pulgadas. El estilete pule una marca sobre la carta carbonizada, con su propio punto, la carta carbonizada se encuentra dentro de la carta portadora. La marca del punto es de 0.01 pulgadas de grosor, leyéndose posteriormente la carta carbonizada en un microscopio de 56 x el cual lee en dos direcciones (horizontal y vertical).

Para la resistencia de materiales de este equipo, a temperaturas superiores a 175°C, se usan elementos helicoidales o aleaciones de níquel-carbono. Para temperaturas arriba de 200°F es recomendable que el elemento de presión se calibre a la máxima temperatura al inicio.

ESPECIFICACIONES

- Exactitud de medición	+ 1°C absoluto
- Sensibilidad	1 parte en 2000
- Rango de temperatura del elemento	25°F a 700°C - 4°C a 370°C límite a 200°F (100°C)
- Dimensiones	1 1/4" diámetro externo x 66" 1/2 longitud 3.2 cm x 166 cm
- Peso	13 libras (5.9 Kgs)
- Reloj en horas	2, 3, 12, 24, 48, 72, 120, 144, 168, 180, 360.

- Estilete relajado 5 pulgadas (12.7 cm)
- Cartas Negra o gris mate, blanca estandar
- Tubo bourdon Níquel cruzado con Carbono, temperatura compensatoria aproximadamente 100°C
- Materiales Monel y endurecido con acero inoxidable en contacto con el fluido del pozo.
- Calibración de unidades Psi, Kg/cm²

CONFIABILIDAD DE LAS MEDIDAS.

En base a la existencia de las presiones de cabezal de un pozo, se prevee la confiabilidad de la corrida de mediciones de temperatura, basándose en la asumción que, la presión de cabezal es la presión de saturación correspondiente a la temperatura de la columna de vapor o la temperatura de cabezal, haciendo la aclaración que si el pozo genera muy poco gas las mediciones son esencialmente iguales.

Las pruebas de chequeo son tomadas de las tablas de vapor, para lo cual a la presión de cabezal le corresponderá una temperatura de saturación, ésta temperatura deberá coincidir con la temperatura medida dentro de la columna de vapor con una variación de $\pm 2^{\circ}\text{C}$.

Si la variación no cae en este rango la medición es dudosa, pero si el rango de variación es mayor de $\pm 5^{\circ}\text{C}$ es necesario eliminarla.

Siempre se chequea la exactitud del instrumento el cual se puede comprobar si se compara la temperatura de saturación para la presión de cabezal al inicio como al final de la corrida, las cuales deben coincidir, de no ser así, el instrumento ha empezado a fallar; si la medición al final de la corrida es más baja entonces, lo que ocurre, probablemente es que el instrumento se le introdujo compuestos volátiles o agua.

En vista que solo existe un método de chequeo de temperaturas es bastante dudoso dar por sentado la confiabilidad de éstos, si no se conoce la presión de ca

bezal. Debe darse por conocido que las comparaciones - deben hacerse bajo las mismas condiciones y en el mismo pozo de prueba. Un rango de 3°C o mayor que esa deflexión será necesario una reprobación.

EQUIPO DE LECTURA

MICROSCOPIO 56 X 0 LECTOR EN DOS PASOS PARA CARTA.

Este instrumento es usado para leer las cartas ennegrecidas extraídas con las grabaciones de las medidas, hechas en el pozo. Resuelve deflexiones desde 0.001 pulgadas a interpolaciones hasta de 0.0001 pulgadas.

Las lecturas son hechas por medio de un lente en combinación de un sistema óptico iluminado.

Una sección de la imagen se proyecta sobre la superficie de la carta eliminando cualquier paralaje.

Existen dos tornillos de plomo, situados a la derecha en ángulo, haciendo los dos pasos más exactos, en un área de 6 x 6.5 pulgadas de cubierta.

La línea base de la carta está alineada por medio de una sub-base movable, los tornillos permiten un error menor que 0.001 pulgadas.

La deflexión de tiempo puede ser directamente leído en una u otra dirección o manejándolo por medio de un engranaje cambiado.

Las deflexiones de temperatura o presiones son convertidas en valores absolutos fácilmente, por medio de tablas calibradas que acompañan al microscopio.

ESPECIFICACIONES:

Precisión instrumental para lectura de cartas hasta	6 x 7 pulgadas
Lecturas micrométricas cercanas	0.0005 pulgadas
Exactitud	0.001 pulgadas

FUENTE DE ERROR EN LECTURAS DE CARTAS.

Se incluirán algunos ejemplos de mal funcionamiento -

en mediciones chequeadas en las cartas, expresando las soluciones indicadas.

- 1) El trazo de línea no regresa a la línea base.
 - a) Presurise el pozo antes de cada uso.
 - b) Gas escapando del fuelle (se chequea la longitud después de cada corrida)
 - c) Expansión del fluido por temperatura, causando deflexión.
- 2) El trazo retorna bajo la línea base
 - a) Escapes del tubo bourdon, resultando un acotamiento del fuelle
 - b) Escapes del anillo "0" permiten que durante el examen escape gas, puede ser detectado cuando el medidor se abre.
- 3) Trazos en zig-zag cuando el medidor no se mueve
 - a) Fricción debido al lodo, se perfecciona ajustando chequeo del helicoidal del estilete, chequeo del eje del estilete.

3.2 CONTROL DE TEMPERATURA POZO AH-13

Con el objeto de dar un índice de la variación de la temperatura con la profundidad se muestra la tabla 3-1 correspondiente al Registro de temperatura.

Las dos primeras columnas de izquierda a derecha de la tabla corresponde a la profundidad en el sistema inglés y métrico respectivamente.

La tercera columna corresponde a la elevación sobre el nivel del mar en el sistema métrico.

La última columna muestra las temperaturas correspondientes a cada profundidad.

REGISTRO DE TEMPERATURA.

Elevación 859.00 mts

Pozo AH-13

Presión cabezal 334 Psig
x cerrado

Fecha: Agosto 1 1977
Propósito de prueba:-
Control de temperatura

Estado del pozo abierto
purgando

Medición N° 1657
Elemento KTB 10015

Altura cabezal sobre ni
vel de pin de rej.

T A B L A 3-1

Observador			Calculador					Observaciones
Prof pies	Prof m	Elev. m	Hora de a	Deflex	°F	°F		
0	0	059	-	-	-	-	-	
196	59	600	-	-	-	-	-	
360	109	750					80.6	
524	159	700					210.0	
608	289	650					220.8	
832	259	600					221.7	
1016	309	550					222.2	
1180	359	500					222.2	
1344	489	450					222.5	
1508	459	400					222.8	
1672	509	250					222.8	
1836	559	300					223.1	
2000	609	250					223.6	
2164	659	200					223.9	
2328	709	150					226.1	
2492	759	100					227.5	
2653	789.95	69.05					229.2	

La gráfica correspondiente a esta tabla como su interpretación, verla en el Capítulo 5.

CAPÍTULO 4

4.1 MEDICIONES DEL FLUJO GEOTÉRMICO.

Las mediciones de velocidad de fluido geotérmico en -- los pozos se realizan en dos puntos diferentes, dependiendo si se le realiza en una o dos fases. En forma general se usan medidores de orificio para cuantificar la velocidad másica de vapor, y el método de presiones críticas si se trata de mezcla vapor-agua.

MEDIDORES EN FASE VAPOR.

El principio fundamental en que se basan estos medidores es el de contracción sobre el área de flujo, en la cual ocurre una caída de presión (lado a lado de los elementos primarios del medidor) ver figura 4-1.

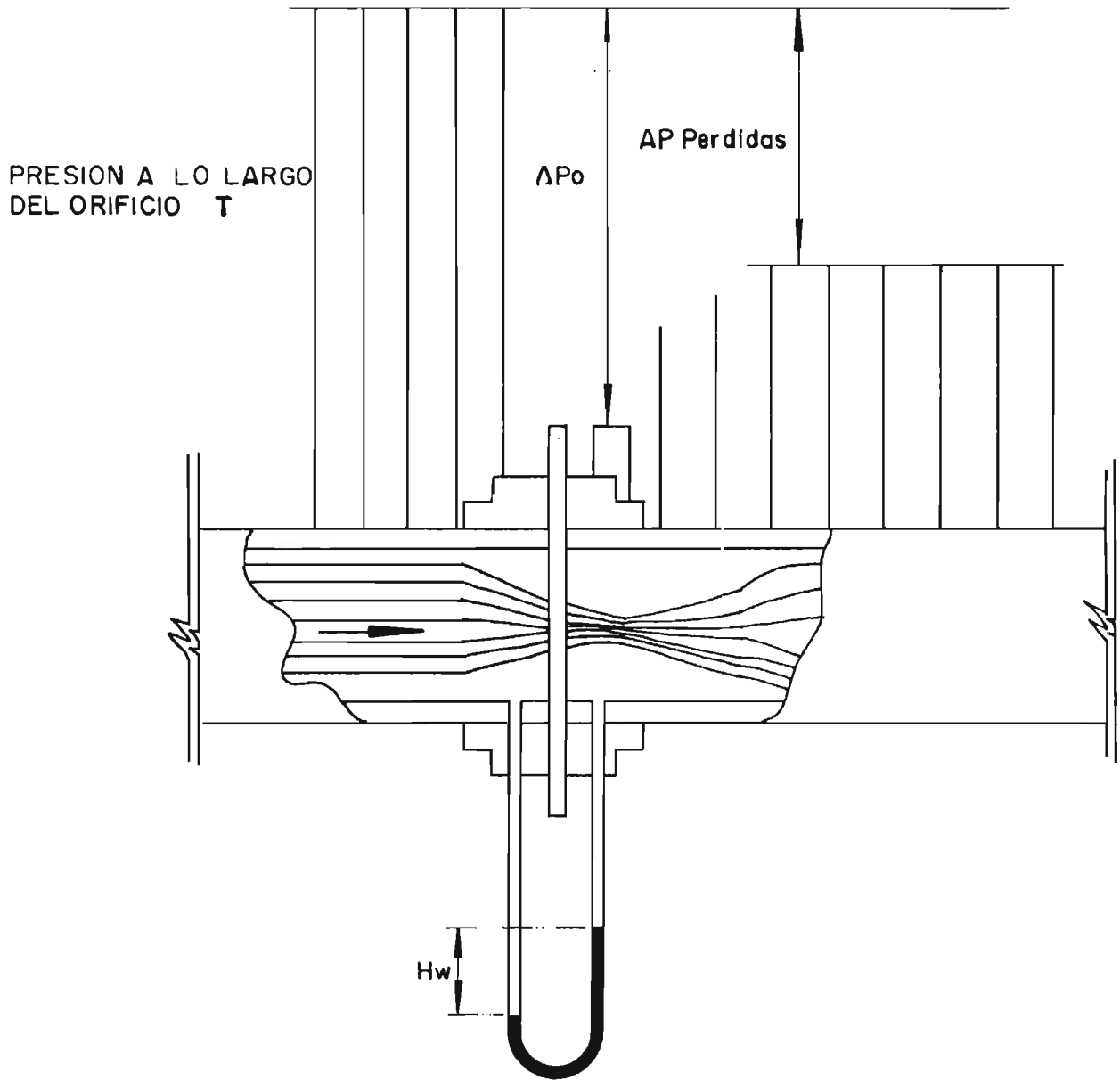
De la ecuación de Bernoulli, se obtiene que, la diferencia de presiones y la velocidad de flujo vienen dados por:

$$v = K \sqrt{P_1 - P_2} \quad (1) \text{ Ecuación simplificada}$$

$$v = 0.01252 \alpha E.m.D^2 \gamma \cdot \sqrt{\Delta P \times 10^{-3}} \text{ ton/hora} \quad (2) \text{ Ecuación expandida}$$

Donde:

- v = velocidad de flujo de vapor, un peso
- α = coeficiente de descarga
- E = factor de expansión de descarga
- m = relación de diámetros d^2/D^2
- D = diámetro interno de- orificio de tubería
- γ = peso específico de vapor en corriente de salida del orificio
- ΔP = diferencia de presión leída en manómetro diferencial



DISTRIBUCION DE PRESION A LO LARGO DEL ORIFICIO

Fig. 4-1

a) Para medidores de orificio concéntrico

$$m = 0.45 \quad 0.50 \quad 0.60 \quad 0.65 \quad 0.70$$

$$E = 0.676 \quad 0.695 \quad 0.74 \quad 0.768 \quad 0.802$$

$$b) E = 1 - (0.41 + 0.35 m^2) \times \frac{1}{K} \frac{\Delta P}{P}$$

Donde: K = indice adiabático

1.13 para vapor saturado

1.30 para vapor sobrecalentado

Cuadro comparativo de mediciones vapor Ton/hora de los pozos productores del campo de Ahuachapán.

Fecha	AH1	AH4	AH5	AH6	AH7	AH20	AH21	AH22	AH26
12,9-77	58.3	91	28.0	61.4	33.3	37.9	47	27.5	31.2
12,10-77	50.4	93.4	27.5	64.0	30.0	40.7	47	27.0	34.1
14,11-77	51.1	103	27.20	64.20	27.1	39.0	46.4	28.0	46.48

PROCEDIMIENTO DE CALCULO.

Por medio de la ecuación (2) se calcula los datos presentados en el cuadro anterior. Los datos de la constante K, de la ecuación (1) sacados en función de las variables α , ϵ , m. D² para la ecuación (2) son los siguientes:

AH1	AH4	AH5	AH6	AH7	AH20	AH21	AH22	AH26
1.2	2.0	0.804	1.2	1.0	1.0	1.2	2.0	1.2

Si el peso específico de vapor de corriente de salida = 12.6

CORRECCION DE LECTURAS DE MEDIDORES DE ORIFICIO.

Los medidores de orificio están calibrados para presiones de 5.0 Kg/cm²; si las lecturas del manómetro diferencial equivalente en unidades MKS, son superiores a 5 Kg/cm², deberá ser corregidas con la presión atmosférica leída en el barómetro de la siguiente forma.

- 1) Chequeo de la caída de presión del manómetro diferencial, con un manómetro común.
- 2) Lectura de la presión atmosférica
- 3) Sumatoria de lectura manométrica a la atmosférica en Kg/cm².
- 4) La sumatoria de presiones se interpola en la gráfica

$$\sqrt{\frac{V_s}{V_p}} \text{ vrs presión} \quad \text{Ver gráfico 4-1.}$$

Donde:

V_s = volumen específico antes de entrar al elemento

V_p = volumen específico después de salir del elemento.

- 5) El valor obtenido de la relación $\sqrt{V_s/V_p}$ es multiplicado por el valor original de flujo de vapor (Ton/hora), calculado a partir de la presión del manómetro diferencial, y posteriormente por la ecuación (2).
- 6) Luego se adicionan, el valor original de flujo a la corrección de la misma.

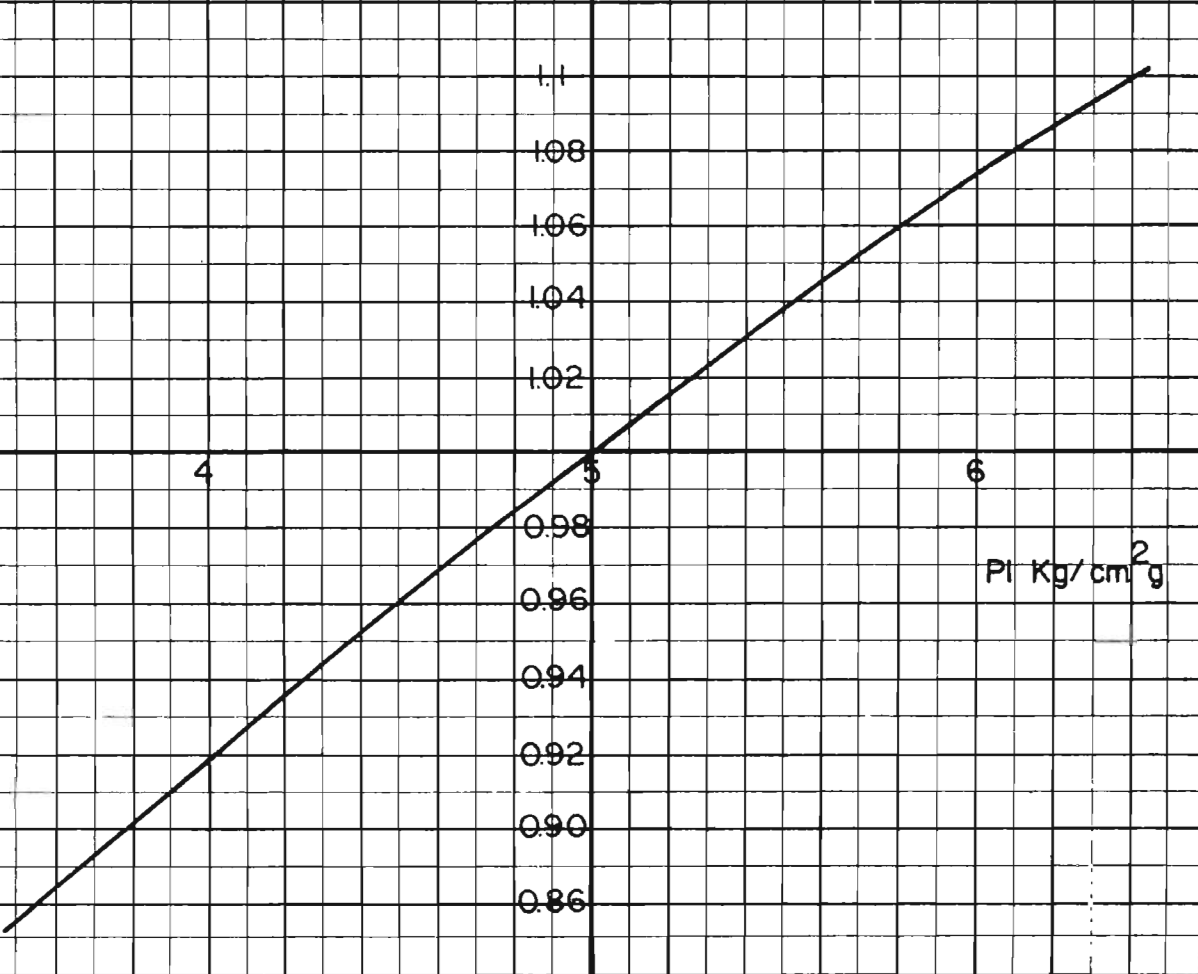
INSTALACION DE MEDIDOR.

- 1) Los elementos primarios de medición se localizan en la tubería y dependen sobre todo de las condiciones de instalación (codos, uniones) y del tipo de elemento primario a utilizar.
- 2) La tubería deberá estar totalmente llena de fluido en la sección de medición.

P_i (ATA)

P_i V_i $\sqrt{V_s/V_p}$ $\sqrt{V_s/V_p}$
 Kg/cm² g m³/Kg

3.5	0.421626	0.8732
3.7	0.404928	0.8908
4.0	0.381632	0.9176
4.4	0.354932	0.9515
4.8	0.331735	0.9842
5.0	0.321345	1.000
5.2	0.311546	1.0156
5.6	0.293669	1.0461
6.0	0.277768	1.0756
6.4	0.263598	1.1046



CURVA DE CORRECCION DE PRESIONES
 EN MEDIDORES DE ORIFICIO .

FIG.

CONEXIONES DE PRESION EN
MEDIDORES

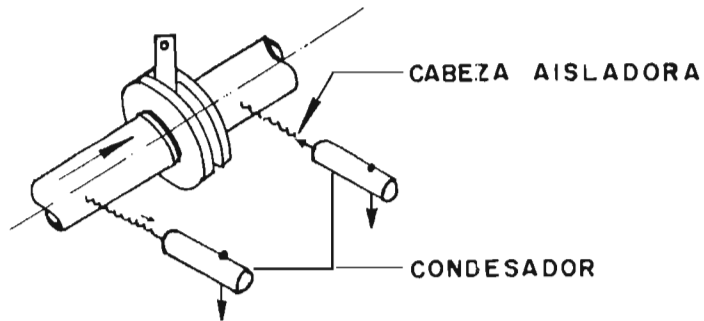
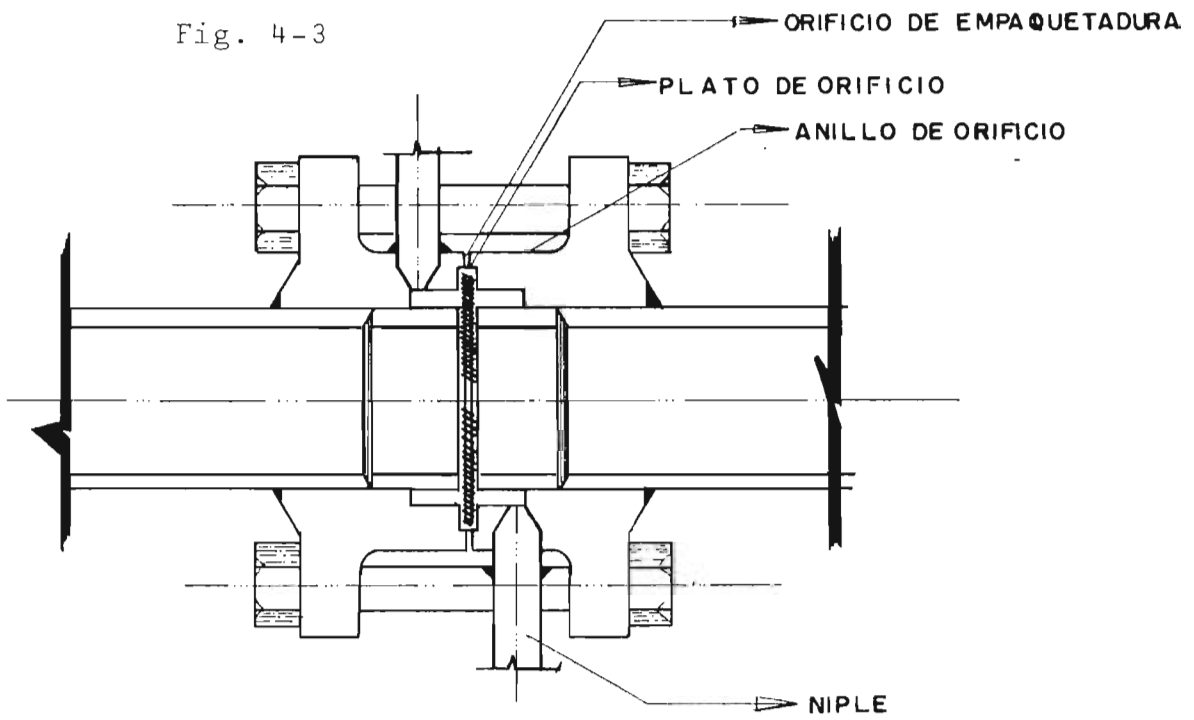


Fig. 4-3



MEDIDOR DE ORIFICIO
CONCENTRICO

Fig. 4-2

- 3) Las instalaciones no deberán centrarse cerca de -- uniones o soldaduras.
- 4) El fluido no deberá estar sujeto a pulsaciones de flujo (compresores o bombas).
- 5) El manómetro diferencial deberá estar instalado - tan cerca como sea posible al elemento primario, - con un máximo de distancia de 50 mts. En el caso de Ahuachapán, el medidor diferencial de presión - se coloca bajo los elementos primarios.
- 6) Los elementos primarios deberán ser instalados de tal manera que su inspección y limpieza se facilite.

Ver esquema de medidor de orificio Fig. 4-2.

CONEXIONES DE MEDIDOR.

Las instalaciones para medición de diferenciales de - presión deberán estar ubicados, bajo los elementos -- primarios, para reducir el error debido a la condensa ción, usándose dos condensadores que se instalan al - mismo nivel uno de otro, y los diferenciales de pre - sión deberán tomarse desde puntos al mismo nivel con la tubería, (ver esquema Figura 4-3)

MANTENIMIENTO DE EQUIPO.

Después de exponer los platos de orificio durante lar gos períodos de servicio, los bordes pueden redondear se o volverse ásperos.

Las conexiones de tubería, deberán inspeccionarse re - gularmente, y limpiarse de depósitos y condensado de agua acumulada.

PRUEBAS DE PRODUCCION.

Las pruebas de producción se realizan en el campo, con el objeto de conocer el potencial del pozo, durante la evolución de la capacidad de los mismos, o cuando se - retire de la línea de producción energética.

Para realizarlas se procede a abrir completamente el - pozo por medio de la línea directa al silenciador o -

(By Pass), manteniéndose abierta hasta su estabilización; luego se procede al cierre por etapas, permitiendo que se estabilice en cada una, leyendo cada vez, la presión de cabezal, su presión crítica y la altura del vertedero de agua, saliendo del silenciador.

El proceso se continúa sucesivamente hasta que el pozo es totalmente cerrado, obteniéndose la máxima presión de descarga, cuando ya no existe ninguna separación de agua vapor.

Para ilustración, se presentan las mediciones de dos pozos AH-4 y AH-6

AH-4

2-10-77

Hora	Presión Cabezal Kg/cm^2	Presión crítica Kg/cm^2	Altura Vertedero cm
9.0	9.14	1.30	11.80
9.15	11.25	1.0	11.20
9.30	12.94	0.7	10.6
9.45	14.06	0.35	10.0
10.0	14.41	0.1	9.3
10.15	15.12	M.P.D.	--

AH-6

Hora	Presión Cabezal Kg/cm^2	Presión Crítica Kg/cm^2	Altura Vertedero
10.30	5.62	0.52	7.0
10.45	7.38	0.46	6.6
11.00	8.79	0.39	6.1
11.15	10.90	0.30	5.6
11.30	12.16	0.20	5.3
11.45	13.22	0.07	4.5
12.00	18.28	M.P.D.	--

Las mediciones de presión de cabezal y presión crítica se realizan en manómetro bourdon.

MEDICION DE ALTURA DE VERTEDERO.

Los medidores de caudal de agua usada, son dispositivos que realizan la función de un tubo de pitot, que mide desplazamientos en altura provocados por la variación de presión hidrostática, cuando dicho tubo se sumerge en el vertedero.

El dispositivo consta de una varilla de hierro unida a un niple, que se introduce a una garrafa con agua, de tal manera que la varilla puede oscilar; a la garrafa se le adhiere externamente una regla graduada, obteniéndose que, al variar el caudal del agua provoque un aumento de presión en la varilla, subiendo ésta una altura determinada, logrando con esto que el niple baje una longitud proporcional al cambio de velocidad.

De la ecuación Bernoulli aplicada a dos puntos.

$$\frac{V^2}{2g} + \frac{P_1}{\gamma} = \frac{P_2}{\gamma} = h_0 + \Delta h \quad (1)$$

donde:

V = velocidad

g = aceleración de gravedad

P_1 y P_2 = presiones aplicadas a dos puntos diferentes a igual altura.

γ = peso específico del líquido

Por estar ambos puntos a la misma altura:

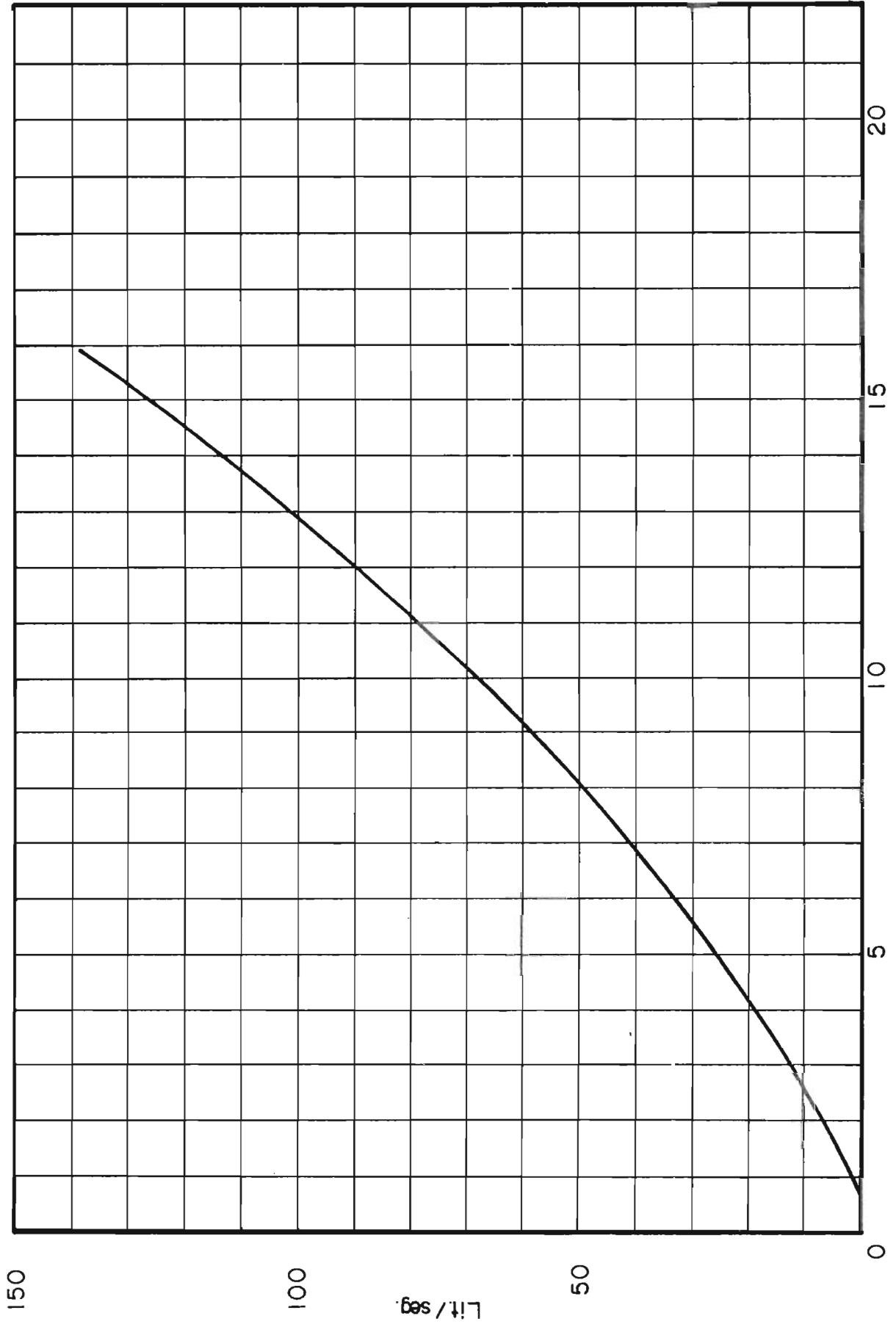
$$\frac{P_1}{\gamma} = h_0 \quad \text{la ecuación se convierte}$$

$$\frac{V^2}{2g} = \Delta h \quad \therefore \quad V = \sqrt{2g \Delta h} \quad (2)$$

Luego, se sabe que el caudal teórico se da por

$$Q = \int V dA \quad (3)$$

CURVA DE CAUDAL DE AGUA Vrs. ALTURA DE VERTEDERO



ALTURA DE VERTEDERO (cm.)

GRAF. 4-2

donde:

$$Q = \text{caudal de agua}$$

$$dA = \text{diferencial de área}$$

Sustituyendo (3) en (2)

$$Q = \int V dA = \int_0^H 2gH \times L dH$$

$$Q = 2g \cdot L \int_0^H H^{1/2} dH$$

$$Q = \frac{2}{3} \times 2g \times L \times H^{3/2}$$

Tomando en cuenta la contracción del vertedero, la ecuación se convierte en:

$$Q = 1.84 (1 - 0.2 L) H^{3/2}$$

$$\text{donde } L = 1.22 \text{ mts.}$$

Luego, si la única variable es H, y además L es constante se puede construir una gráfica en la que se plantea caudal de agua vrs altura de agua.

En la gráfica 4-2 se presenta dicha función y la cual dará el caudal en litros por segundo que se vierten, transformándose posteriormente a unidades M.K.S.

CAPACIDAD DE PRODUCCION.

La capacidad de producción energética para pozos geotérmicos como el del caso en estudio, que arrojan mezcla de agua y vapor presurizado depende de varios factores:

a) Permeabilidad de la zona

- b) Profundidad a que se encuentren
- c) Presión de descarga
- d) Temperatura existente dentro del reservorio.

Para realizar las mediciones de capacidad de producción se hace en base a la entalpía existente en el fluido necesitando de:

- a) Mediciones de presión de cabezal
- b) Máxima presión de descarga
- c) Mediciones de presión crítica
- d) Mediciones de flujo de agua

A las mediciones arriba mencionadas se adicionan otras que se obtienen por cálculo como son: el flujo de mezcla, flujo de vapor, descensos de presión interna de los pozos, cuando se realizan las descargas, recuperaciones de presiones, variaciones de temperatura dentro del pozo, cantidad o contenido de los compuestos químicos disueltos en el agua y en gases no condensables. - Todos los datos mencionados son los que llevan a determinar el potencial de funcionamiento de una planta de energía geotérmica, o como métodos de control cuando se realizan comparaciones con el transcurso del tiempo.

Una consecuencia obtenida a través de las mediciones, es que pueden predecir el tiempo de explotación de un campo geotérmico, o estimar el volumen de capacidad del reservorio.

CALCULOS PREVIOS PARA ENTALPIAS Y FLUJOS MASICOS.

El principio fundamental en que se basan los cálculos de entalpía y flujo, son debidos a las característi - cas que presenta el fluido compresible, que fluye desde altas presiones hasta alcanzar la presión atmosféri - ca.

"Es que alcanza la velocidad del sonido la cual es relacionada a la velocidad de flujo y entalpía puntual" (Russel James 1962).

Para el cálculo de entalpía se parten de datos tales como:

WHP	=	Presión de cabezal	Kg/cm ²
PC	=	Presión crítica	lbs/pulg ²
W	=	Flujo de agua	Kg/seg
D	=	Diámetro de descarga, constante para cada pozo	pulgadas

Pozo	Diámetro descarga	Diámetro de Orificio
AH 1	16"	279.4 mm
AH 4	20"	358.3 "
AH 5	12"	226.8 "
AH 6	16"	279.4 "
AH 7	12"	254.9 "
AH 20	16"	259.8 "
AH 21	16"	358.3 "
AH 26	16"	279.4 "

En base a la ecuación empírica:

$$f = \frac{W}{P_c 0.96D^2}$$

Relacionando el factor F vrs la entalpía en el punto crítico se obtiene el gráfico 4-2.

Si sabemos que:

$$G = \frac{FT}{\frac{D^2}{4}} = \frac{4 FT}{D^2} \frac{\text{lbm}}{\text{pie}^2 \text{ sec}} \quad (1) \text{ flujo por unidad de área}$$

De la ecuación empírica de Russel James

$$\frac{G h^{1.102}}{PC^{0.96}} = 11400 \text{ Pc absoluta} \quad (2)$$

Sustituyendo (1) en (2)

$$\frac{4 FT h^{1.102}}{PC^{0.96} D^2} = 11400 \quad (3)$$

De la ecuación obtenida del balance total de energía - alrededor del silenciador (posteriormente deducida) se tiene:

$$\frac{970}{1150} FW = FT \quad (4)$$

$$\text{Si } f = \frac{W}{PC^{0.96} D^2} \quad (5)$$

Sustituyendo (3) en (4)

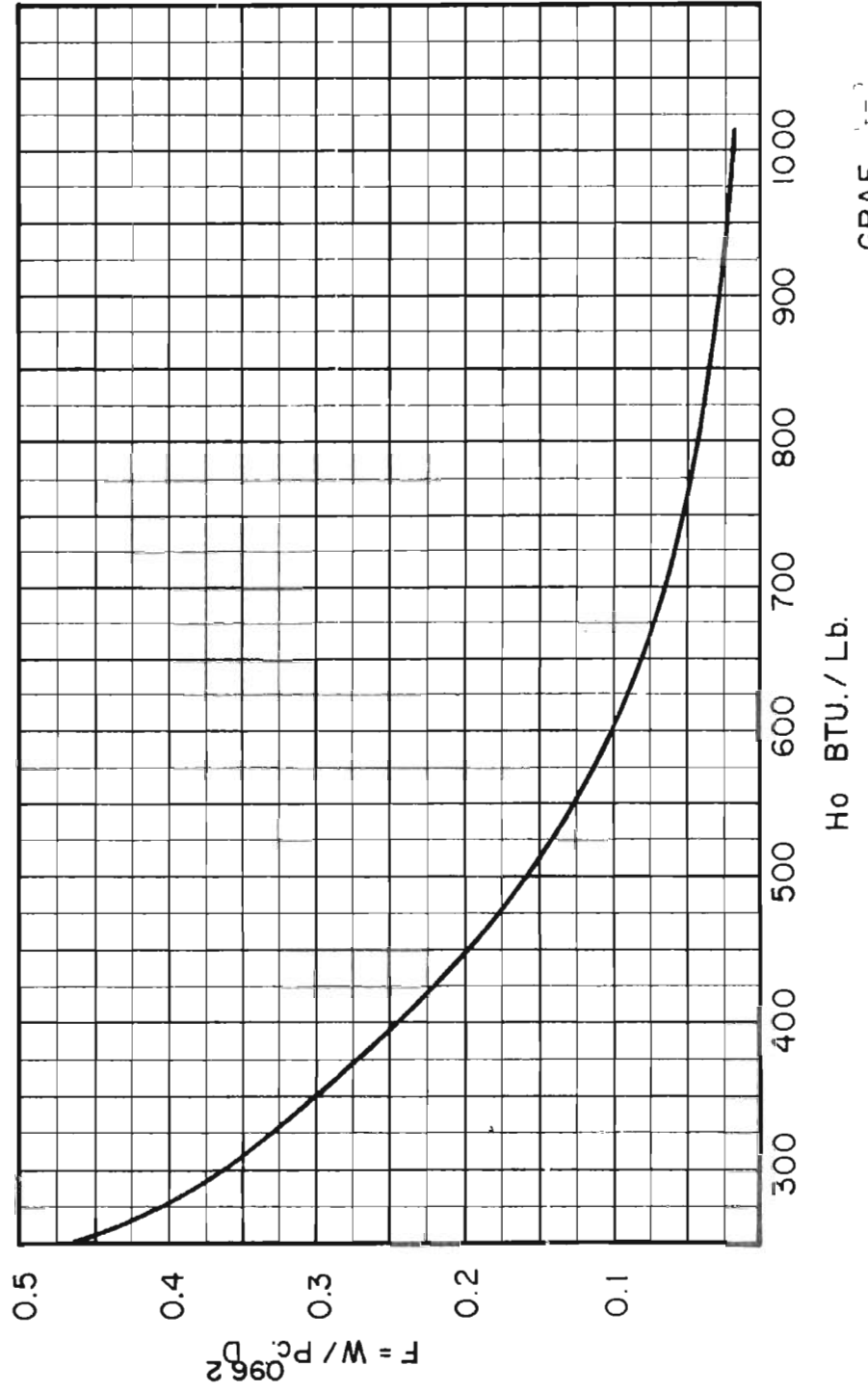
$$\frac{4 \frac{970}{1150 - H} Fw H^{1.102}}{PC^{0.096} \pi D^2} = 11400$$

$$\therefore \frac{4F}{\pi} \left(\frac{970}{1150 - H} \right) (H^{1.102}) = 11400$$

$$F = \frac{11400 \pi (1150 - H)}{970 \times 4 H^{1.102} \times 36.7794}$$

$$F = \frac{1150 - H}{4.33 H^{1.102}}$$

CURVA DE FACTOR "F" Vrs. ENTALPIA.-



donde 36.779 factor de conversión al sistema MKS.

Luego dándole valores a la entalpía H_0 obtenemos la curva que relaciona el factor f vrs entalpía, H_0 .

Haciendo un balance de energía alrededor del silenciador tenemos que:

(ver figura 4-4)

$$F_T H_O = F_W H_W + F_V H_V \quad (1)$$

$$\text{Si } F_V = F_T - F_W \quad (2)$$

Sustituyendo (1) en (2)

$$F_T H_O = F_W H_W + (F_T - F_W) H_V \quad (3)$$

$$F_T H_O = F_W H_W + F_T H_V - F_W H_V$$

$$(F_T H_O - F_T H_V) = F_W H_W - F_W H_V$$

$$F_T (H_O - H_V) = F_W (H_W - H_V)$$

$$F_T = F_W \frac{H_W - H_V}{H_O - H_V} \quad \text{intercambiando el cociente arriba y abajo}$$

$$F_T = F_W \frac{H_V - H_W}{H_V - H_O} \quad (4)$$

$$\text{Si } H_V - H_W = H_{fg} \text{ o cambio de calor latente de vaporización entalpía}$$

$$H_V = \text{entalpía del vapor saturado a presión atmosférica normal a nivel del mar.}$$

$$H_O = \text{entalpía en el punto crítico de mezcla}$$

$$\text{Si } H_V - H_W = \text{constante} = 970 \text{ BTU/lb}$$

$$H_V = \text{constante} = 1150 \text{ BTU/lb}$$

∴ La ecuación (4) se transforma en

$$F_T = F_w \times \frac{970}{1150 - H_o} \quad (5)$$

Luego, si para cada valor de presión crítica y de caudal existe un valor de F, debe entonces para cada entalpía (H_o), existir un valor de flujo total de mezcla

$$F_T = F_v + F_w$$

$$F_v = F_T - F_w \quad (6)$$

Por medio de la ecuación (6) se puede conocer el flujo de vapor saliendo por el silenciador a la atmósfera.

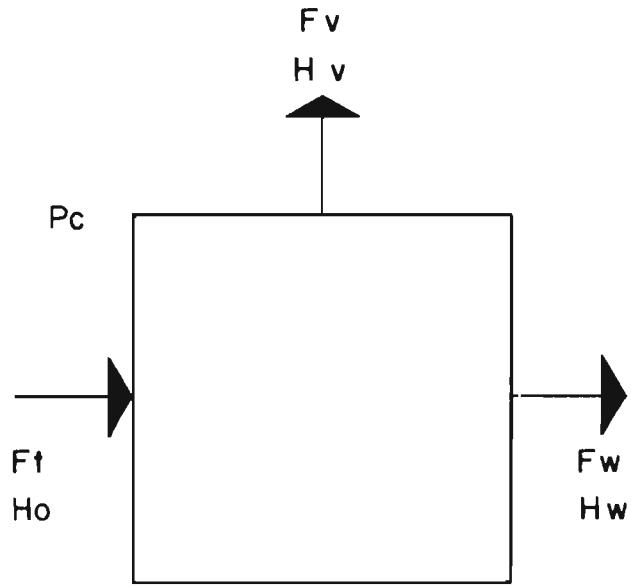
Los resultados de flujo total, flujo de agua y de vapor son relacionados con la presión de cabezal para cada pozo en particular.

NOTA: Los gráficos correspondientes a estas mediciones son presentados en el capítulo de Interpretación de mediciones.

Para ilustración se presenta datos característicos de:

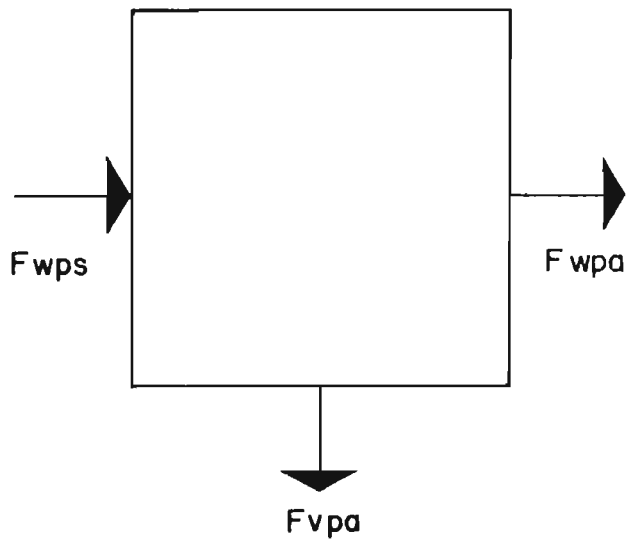
Capacidad de Producción- Pozos Profundos

Fecha	Pozo	WHP Kg/cm ²	g	PC Kg/sec	W Kg/sec	H _o Kcal/seg	FT Kg/seg	F _v Kg/seg
	AH 1	9.4		1.95	56.40	245	77.22	20.82
		10.7		1.55	50.84	240	68.67	17.83
		12.0		1.05	39.46	245	53.95	14.49
		12.75		0.55	31.37	238	42.14	10.77
		13.25		0.20	25.34	231	33.49	8.15

BALANCE DE MASA Y ENERGIA

BALANCE ALREDEDOR DEL SILENCIADOR

FIG. 4-4



BALANCE ALREDEDOR DEL SEPARADOR CICLONICO

FIG. 4-5

CALCULO DE ENTALPIA TOTAL DE MEZCLA

CALCULOS Y DATOS PREVIOS:

- 1) Flujo de vapor (G_v) medido en orificio en Ton/hora
- 2) Flujo de agua (W) medido en vertedero Kg/seg
- 3) Presión de separación (P_s) medido en separador ciclónico Kg/cm²
- 4) Presión atmosférica (P_a) medido en barómetro
- 5) Presión separación absoluta = ($P_s - P_a$) kg/cm² abs
- 6) Flujo de vapor a presión de separación (F_v)
- 7) Presión de cabezal (WHP)

Haciendo un balance de masa y energía alrededor del - separador ciclónico (ver figura 4-5).

$$F_{wps} = F_{vpa} + F_{wpa}$$

$$F_{vps} H_{wps} = F_{vpa} H_{vpa} + F_{wpa} H_{wpa}$$

$$H_{wps} F_{wpa} + F_{vpa} H_{wps} - F_{wpa} H_{wpa} = F_{vpa} H_{vpa}$$

$$H_{wps} F_{vpa} - F_{vpa} H_{vpa} = F_{wpa} H_{wpa} - H_{wps} F_{wpa}$$

$$F_{vpa} (H_{wps} - H_{vpa}) = F_{wpa} (H_{wpa} - H_{wps})$$

$$F_{wpa} = F_{wa} \frac{H_{wpa} - H_{vps}}{H_{wps} - H_{vpa}} \quad \text{cambiando signo}$$

$$F_{vpa} = F_{wa} \frac{H_{wps} - H_{wpa}}{H_{vpa} - H_{wps}}$$

Por consiguiente $F_{wps} = F_{vpa} + F_{wpa}$ Ton/hora

$$\text{Luego } H_T = \frac{F_{wps} H_{wps} + F_{vps} H_{vps}}{F_T}$$

CAPÍTULO 5

5.1 INTERPRETACIÓN DE MEDICIONES.

A- EVALUACION DE MEDICIONES DE TEMPERATURA

De la ilustración presentada en la figura 5-1 , se observa la distribución de temperaturas máximas del reservorio, para todo el campo, en la cual se han tomado la participación de los 24 pozos perforados actualmente, y que presentan un rango de temperaturas entre 150 - 239°C. La zona de mayor temperatura posee una extensión de 7 kilómetros que abarcan los pozos AH1, AH4, - AH5, AH6, AH7, AH20, AH22, AH26, que actualmente están trabajando en la línea de producción.

Las zonas límites de temperaturas en el campo, están determinados al norte por los pozos AH11, AH12, al oeste por el AH15; al este por la zona de Chipilapa; el S-SSE por el complejo volcánico de la laguna verde.

Del mapa se observa que el fluido sigue un movimiento hacia la zona de mayor explotación o sea de sur a norte, dirección que seguirá su contenido energético. Notándose también, que la zona de mayor elevación del campo que corresponde a la zona de mayor temperatura (zona Sur), probablemente, localización de la fuente de calor.

B- PERFILES DE TEMPERATURA

En la figura 5-2 se muestran tres aspectos interrelacionados tales como, la columna geológica del campo, el completamiento del pozo y la estabilización de la temperatura a lo largo del pozo, presentada como perfiles, después de realizada la perforación y luego, en su etapa final estabilizada. Las características de temperatura antes de la estabilización permiten construir para un pozo, el perfil de estratos permeables, ya que estos aparecen como temperaturas bajas, debiéndose esto, al efecto del agua de un enfriamiento durante la perforación.

Por observación se encuentra que, la variación vertical de temperatura, después de su estabilización ocurrida a través de sus diferentes perforaciones, se ca-

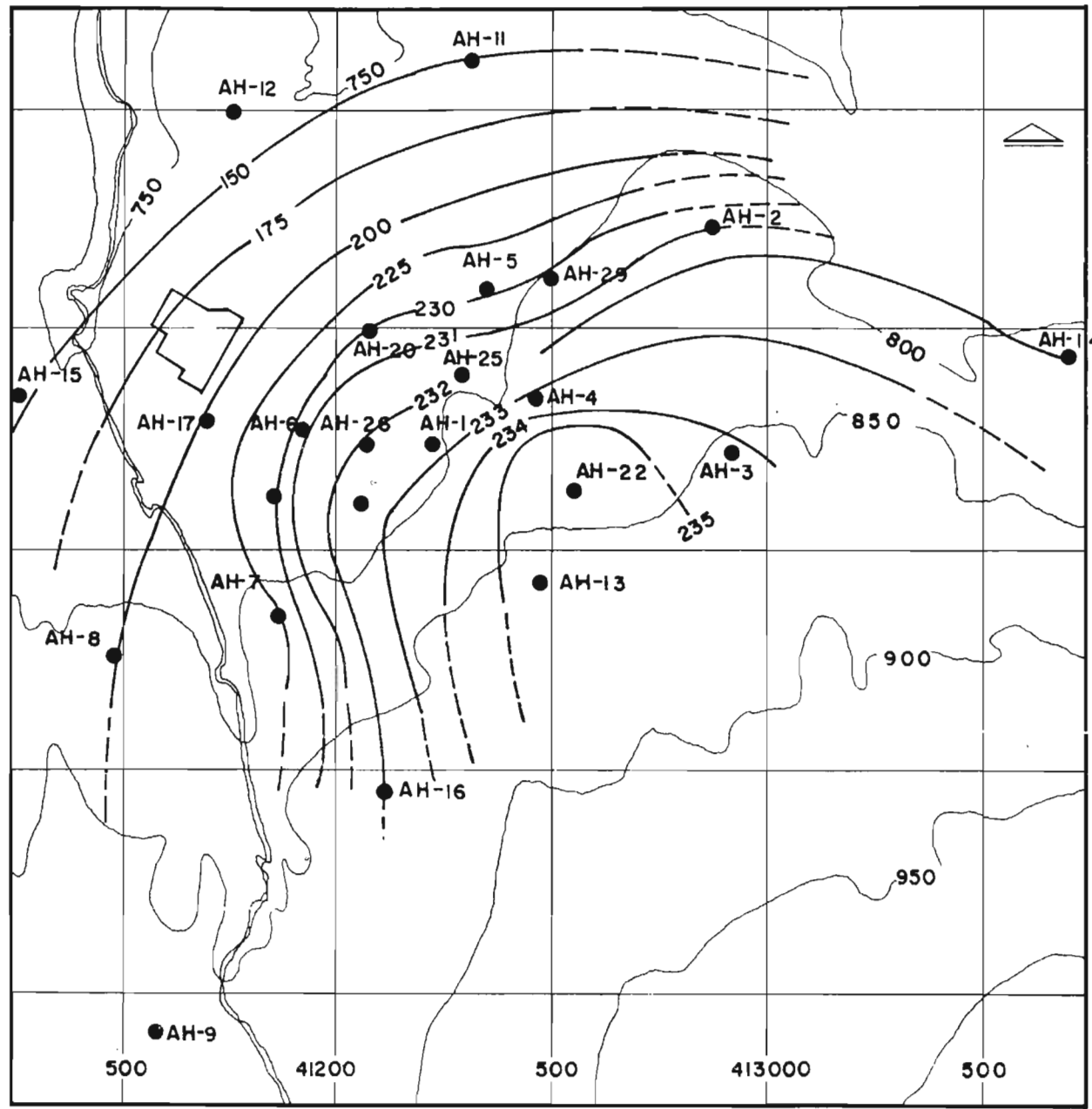


FIG. 5-1

MAPA DE TEMPERATURAS MAXIMAS MEDIDAS EN EL RESERVORIO

ASPECTOS RELACIONADOS EN PERFILES TECNICOS

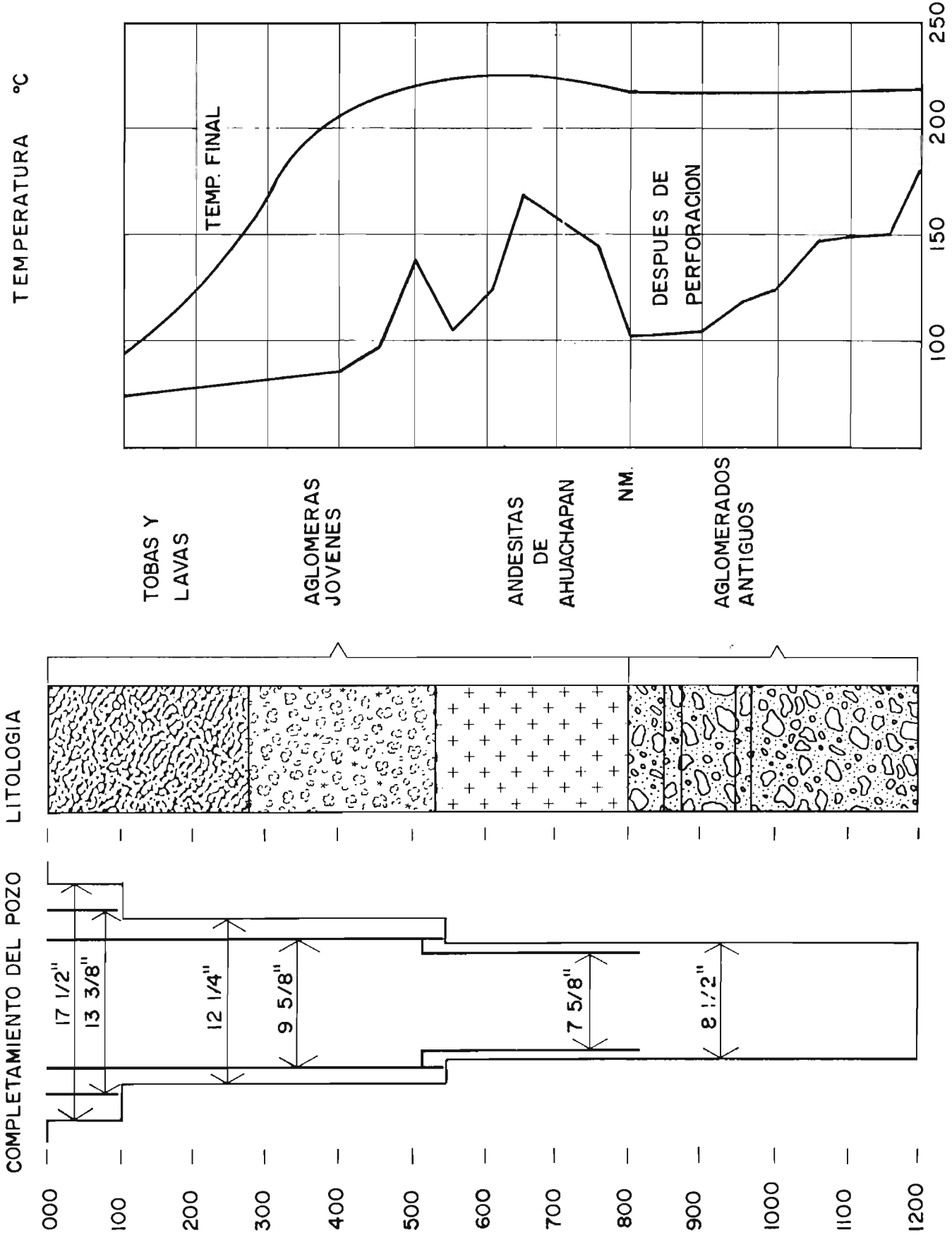


FIG. 5-3

racteriza por el incremento gradual desde la superficie hasta alcanzar la formación andesítica, que constituye el reservorio (a unos 500 metros de profundidad); después la temperatura tiende a mantenerse casi constante, luego al atravesar a mayor profundidad la formación de los aglomerados antiguos las temperaturas varían entre 225- 239°C.

En la figura 5-3 se presenta un ejemplo típico de estabilización de temperatura en el pozo AH-16, la cual se inicia inmediatamente después de finalizar operaciones de perforación o inyección de agua fría en los pozos.

DISTRIBUCION DE PRESIONES A COTA 200.

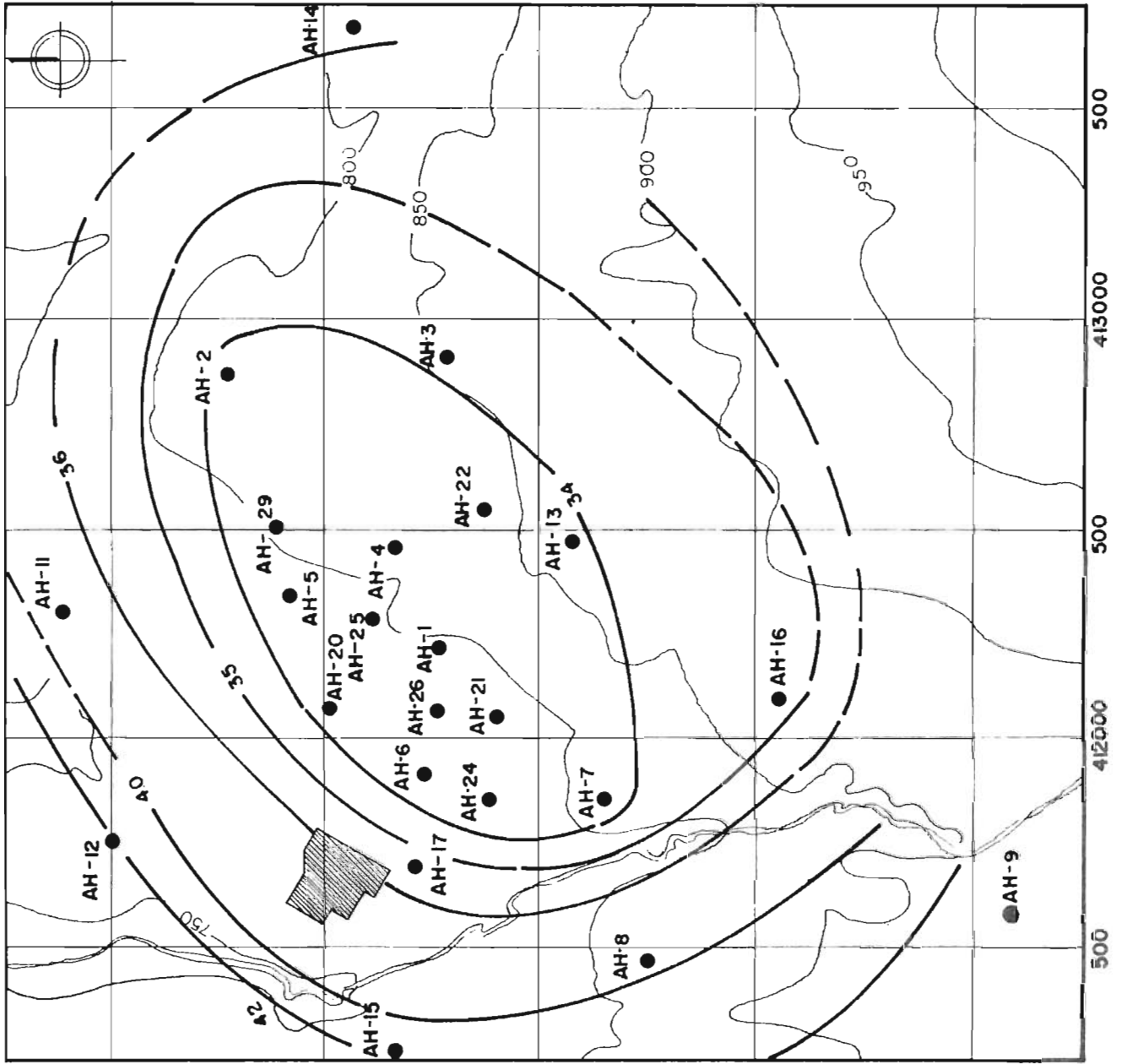
Para evaluar la distribución de presiones en el campo se presenta acá dos cuadros de mapas de mediciones para dos situaciones diferentes, en la Figura 5-4, se presenta la distribución de presiones antes de la puesta en marcha de la planta de energía, la figura 5-5 -- que presenta la situación posterior a la entrada en -- operación (dos años después).

Por observación detallada se aprecia que la presión ha disminuido marcadamente en la zona S.E. del campo constituida por los pozos AH (1, 4, 5, 6, 7, 20, 21, 22, - 26); después de iniciar la fase de explotación, la presión se mantiene entre 30 y 31 Kgm/cm² para los pozos antes mencionados, contra las condiciones iniciales -- que indican presiones de aproximadamente 34 Kgm/cm² ; con respecto a la zona norte no parece haber sufrido -- cambio, debiéndose esto, probablemente, a la existencia de una barrera impermeable; a diferencia, la zona S.E., la cual se caracteriza por un alto grado de permeabilidad reflejándose casi de inmediato cualquier -- cambio que ocurre a consecuencia de la extracción del fluido del reservorio.

VARIACION DE TEMPERATURA EN FUNCION DEL TIEMPO.

La variación de la temperatura con el tiempo, ha estado bajo la influencia de la explotación del campo desde su inicio a partir de 1975. La extracción masica del reservorio a través de los pozos, ha provocado -- cambios físicos del acuífero, y por lo tanto variaciones del mismo.

Los cambios físicos ocurridos, son detectados por las



CAMPO GEOTERMICO DE
AHUACHAPAN



MAPA DE PRESIONES
ANTES DE EXPLOTACION

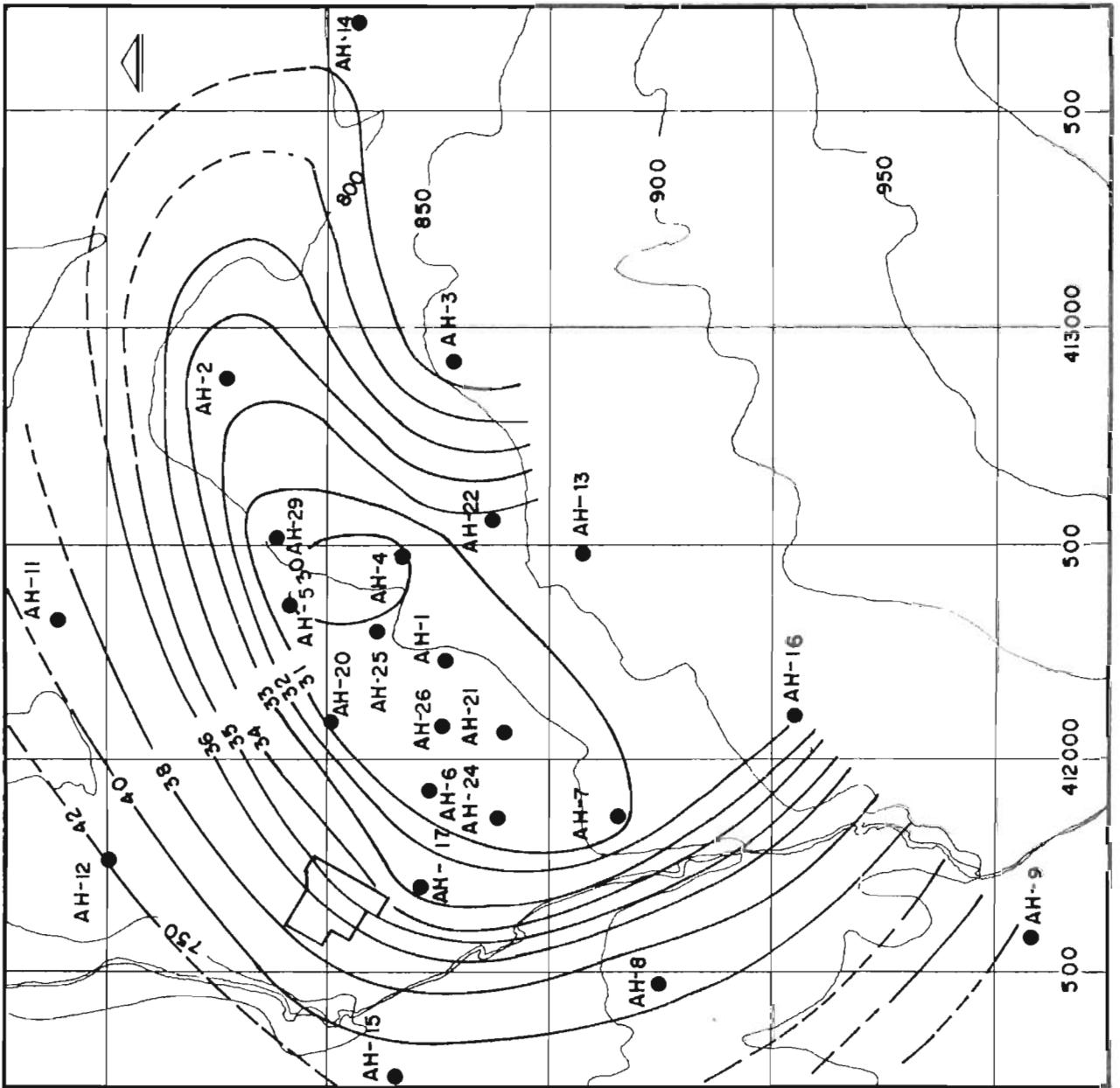
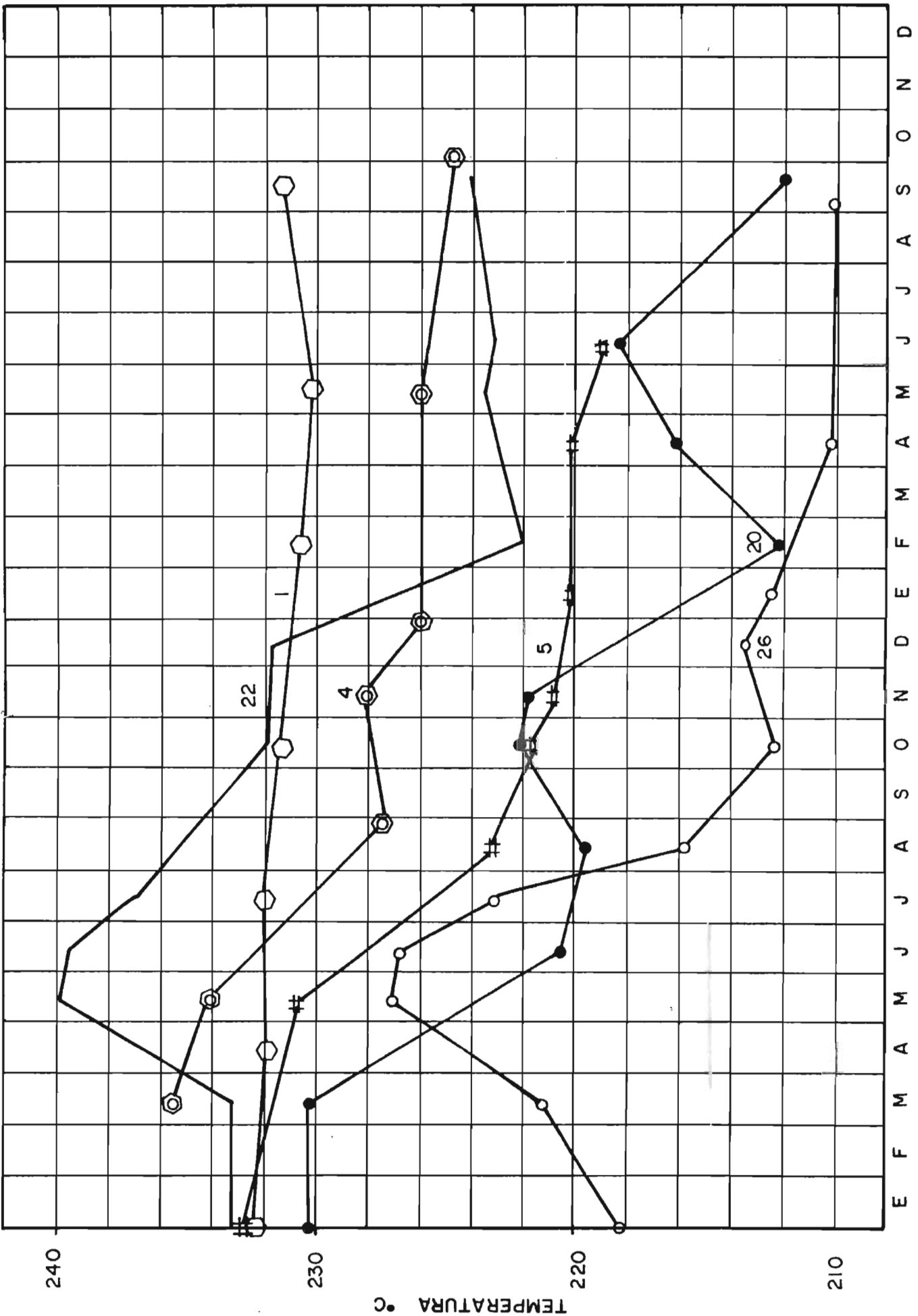


FIG. 5-5

MAPA DE PRESIONES A COTA 200 m.s.n.m. FEB. DE 1977



VARIACION DE TEMPERATURA VRS. TIEMPO 1977

1976

FIG. 5-6

mediciones periódicas de temperatura, presión y contenido químico.

En la figura 5-6 se observa el historial de temperatura para varios pozos durante los años 1976-1977; puede verse que, todos ellos, han sufrido alguna disminución en la temperatura, debiéndose este fenómeno, a cambios termodinámicos ocurridos en el reservorio a partir de la puesta en operación de la planta, y a un proceso de estabilización (Explicado con mayor detalle en el siguiente tópico.)

INTERPRETACION DE LA RELACION EXISTENTE ENTRE LA VARIACION DE TEMPERATURA, ENTALPIA Y FLUJOS.

En la figura 5-7 se presentan cuatro tipos de gráficos interrelacionados, en la cual se muestra el descenso de la temperatura del pozo AH-6, sufrida en el período 1976-1977, al igual que la presión. Como se dijo anteriormente, debido a la continua explotación del campo, han ocurrido cambios físicos del acuífero manifestados por la presión y la temperatura; por ilustración se -- presenta al pozo AH-6 como ejemplo típico para su interpretación.

Al inicio del programa de extracción se estableció la comprobación de saturación del acuífero, como una sola fase existente; esto se demostró por chequeo de la presión de saturación a la temperatura medida en el pozo.

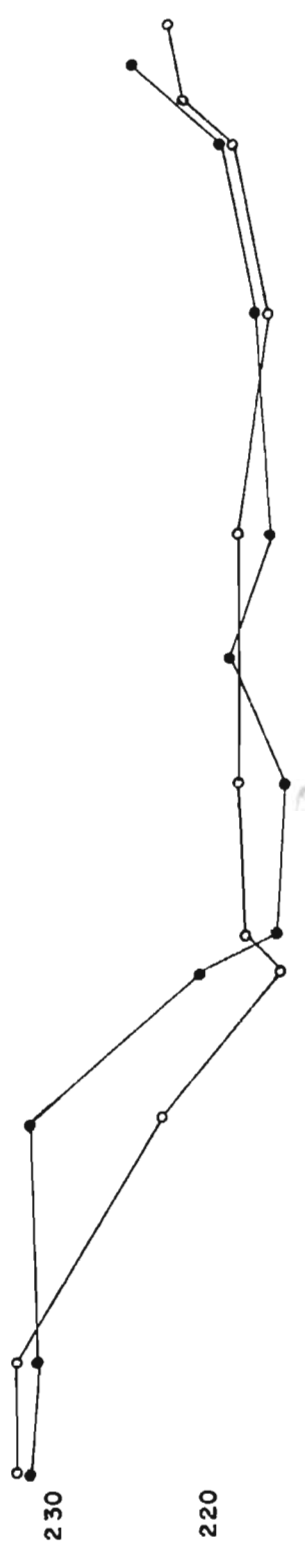
Conforme se fue incrementando la masa extraída, la presión hidrostática dentro de los pozos ha disminuido, lo que ha conllevado a la formación de dos fases (vapor y agua) provocada por la ebullición del agua inicialmente existente, ocurriendo una disminución en la temperatura y la presión.

Debe hacerse notar que, la zona de mayores cambios en la zona de mayor extracción, efectuándose en menor grado en pozos alejados de esta zona.

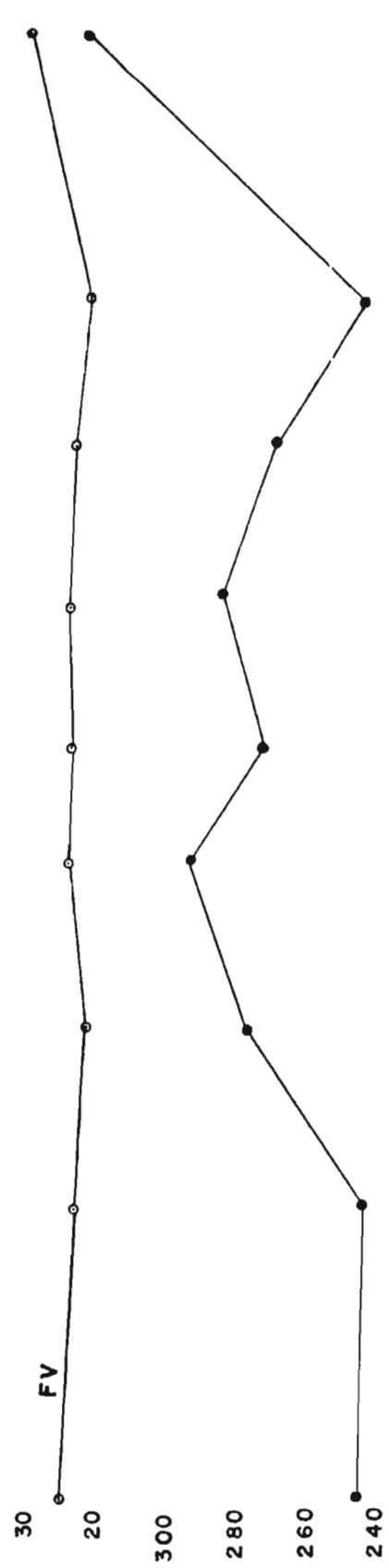
Por lo tanto, "las relaciones de presión con la presión de saturación implican la aparición de una fase vapor en el reservorio, consecuencia de la disminución del nivel hidrostático". Ya que la caída de presión ocasiona un descenso de la temperatura, hasta el punto en que el agua alcanza el equilibrio de temperatura con la formación rocosa; entonces la condición de saturación impone un descenso de la presión hasta alcanzar

E F M A M J J A S O N D E F M A M J J

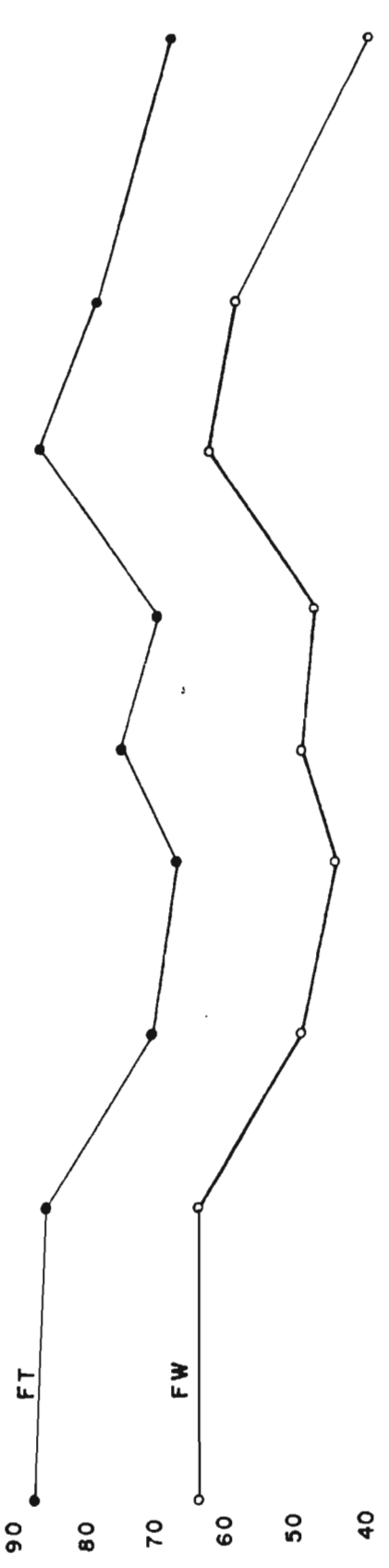
T °C



Entalpia' Kcal/Kg



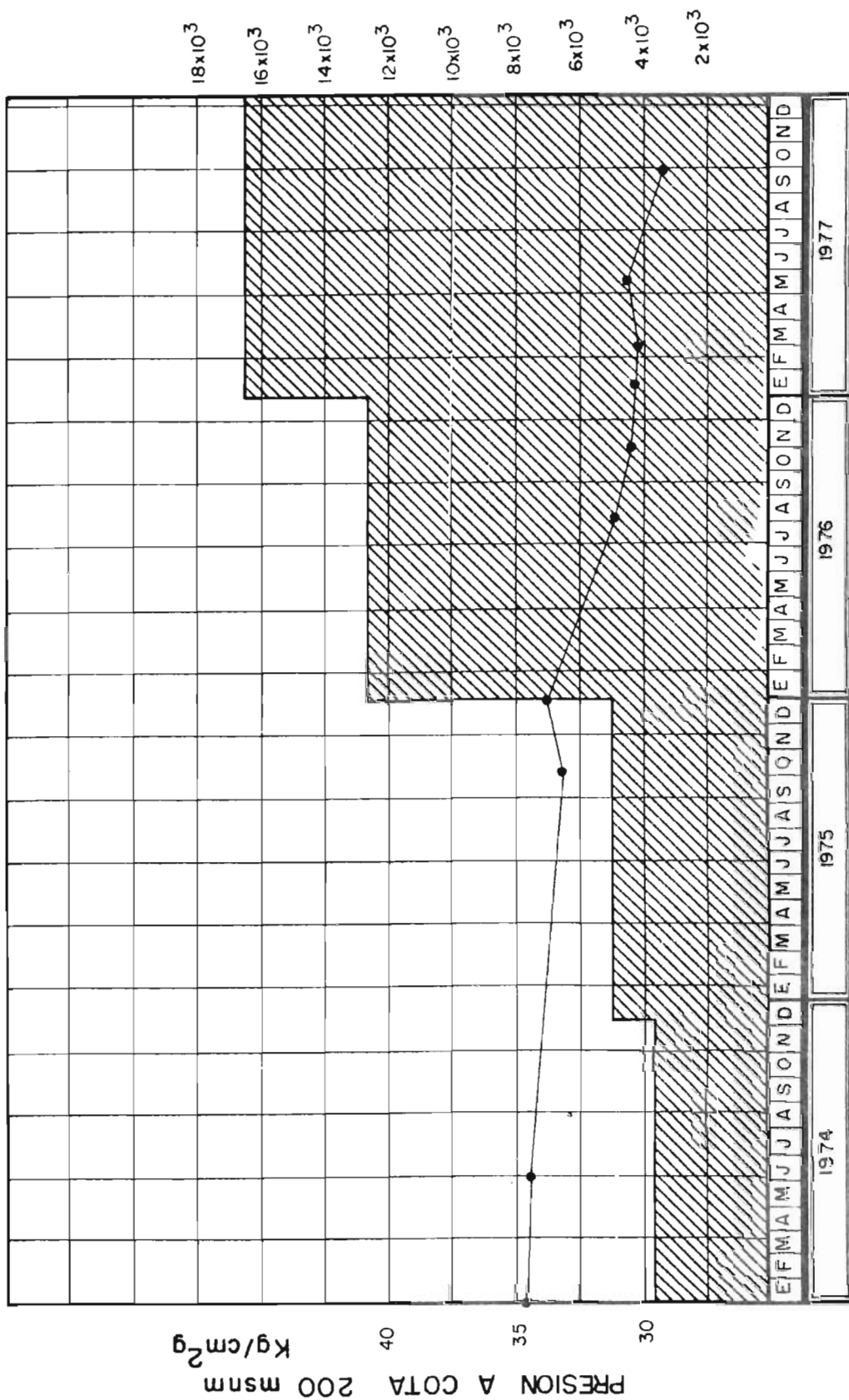
Filjo Kg/egg



Presión a cold 200 M.S.N.M. (Kg/cm² g)

33
32
31
30

PRESION VRS. TIEMPO POZO AH-1



EXTRACCION KILOTONS

18x10³
16x10³
14x10³
12x10³
10x10³
8x10³
6x10³
4x10³
2x10³

PRESION A COTA 200 msnm
kg/cm²

el equilibrio con la presión correspondiente a la de saturación; sucediendo luego que la temperatura cayera con la profundidad hasta el punto en que la presión sea mayor que la presión de saturación.

Si debido a los cambios antes mencionados, aparece la formación de la fase vapor, ocurrirán por lo tanto cambios en la entalpía, la cual se verá aumentada por la vaporización instantánea ocurrida por la aparición de la nueva fase, vapor añadido al existente dentro del reservorio; observación que puede apreciarse en la figura 5-7 .

En la misma figura se presenta la variación de la masa extraída (F_T), el flujo de agua (F_W) y el flujo de vapor (F_V) durante (1976-1977), así como las características físicas y termodinámicas del pozo AH-6.

Si observamos como el flujo de mezcla total y el flujo de agua han sufrido un descenso gradual, no siendo así el flujo de vapor que ha aumentado, tal como era de esperarse, probablemente, en vista del incremento de entalpía.

VARIACIONES DE PRESION EN FUNCION DEL TIEMPO.

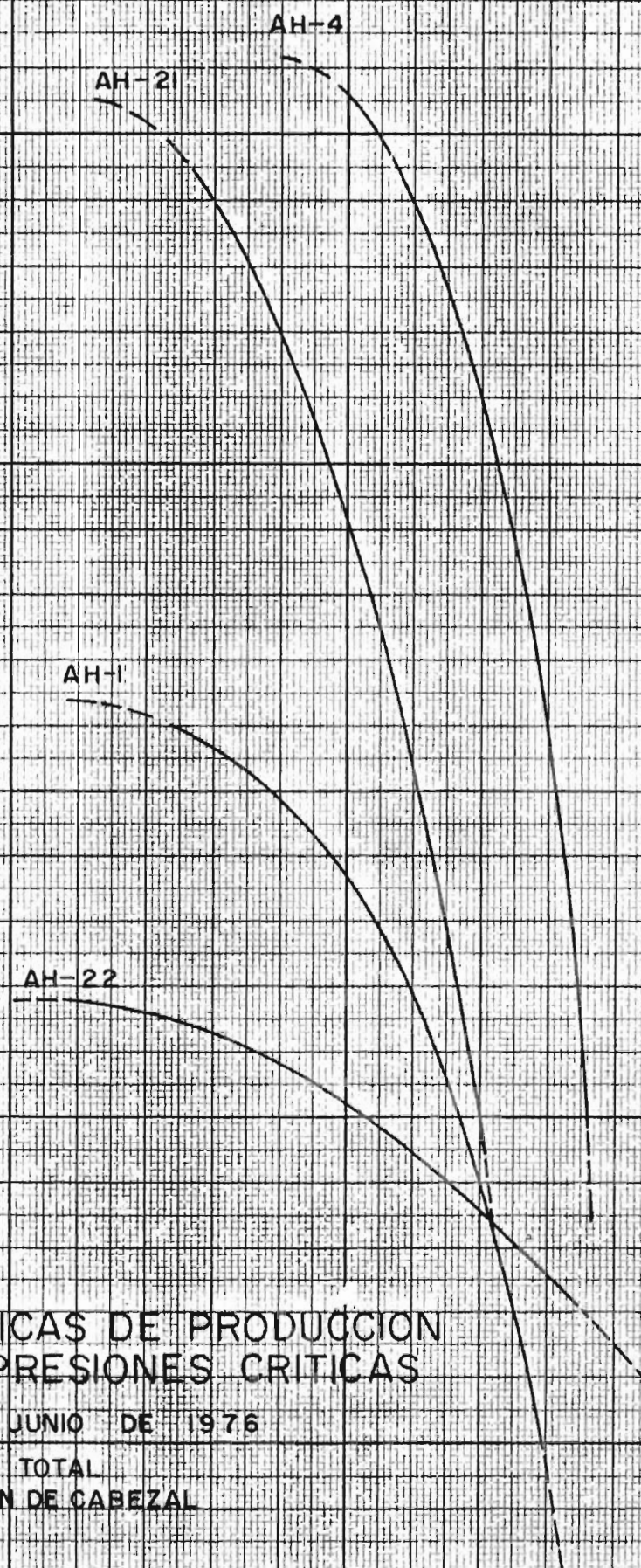
De la gráfica 5-8 se observa, la relación existente entre el descenso de la presión con el tiempo, cuando se varía la extracción másica del fluido, este gráfico es una comprobación de lo anteriormente expuesto, en el cual se observa claramente que, cuando mayor es la cantidad másica de flujo extraído mayor es el descenso de la presión tal como sucedió para el año 1977.

Sin embargo, la masa extraída, la masa de agua residual inyectada, y los registros de presión, han permitido estimar la capacidad productiva del reservorio, y la comprobación de la existencia de una alimentación natural de recarga a la zona de explotación del fluido.

VARIACION DE PRODUCCION EN FUNCION DE PRESIONES DE CABEZAL.

En las figuras 5-9, 5-10, 5-11, se muestran las características de algunos pozos productivos en función de la presión de cabezal.

Por ser representativos del campo de Ahuachapán se se-



CARACTERISTICAS DE PRODUCCION METODO DE PRESIONES CRITICAS

ACTUALIZADAS A JUNIO DE 1976

GRAF. 5-9

FT
WHP

FLUJO TOTAL
PRESION DE CABEZAL

2 4 6 8 10 12 14 16

WHP (Kg/cm²)

CARACTERISTICAS DE PRODUCCION METODO DE PRESIONES CRITICAS

ACTUALIZADAS A JUNIO DE 1976

Fv CAUDAL DE VAPOR
WHP PRESION DE CAPEZAL

eg)

0

0

0

0

0

0

0

0

2

4

6

8

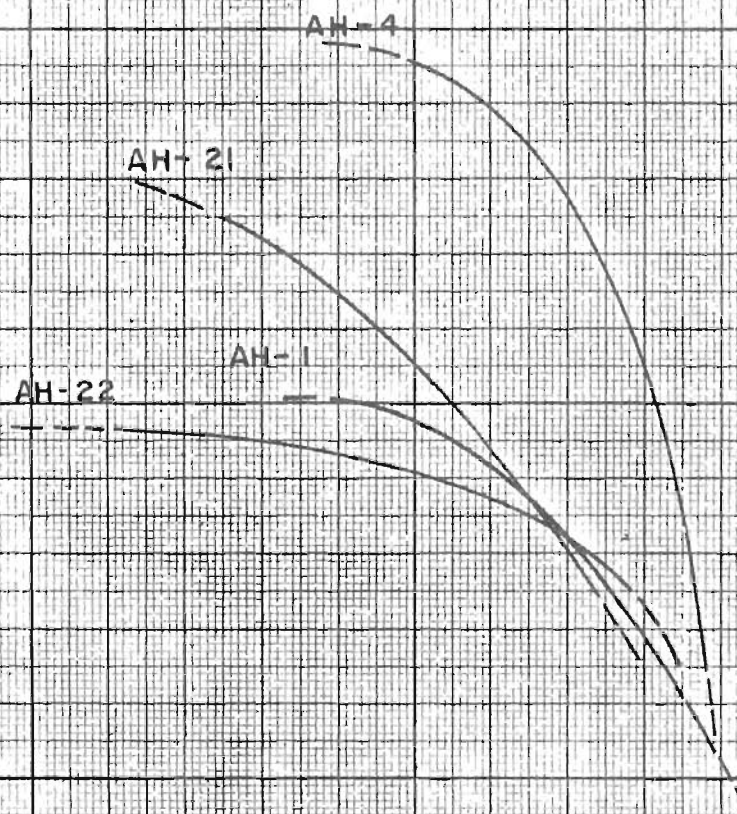
10

12

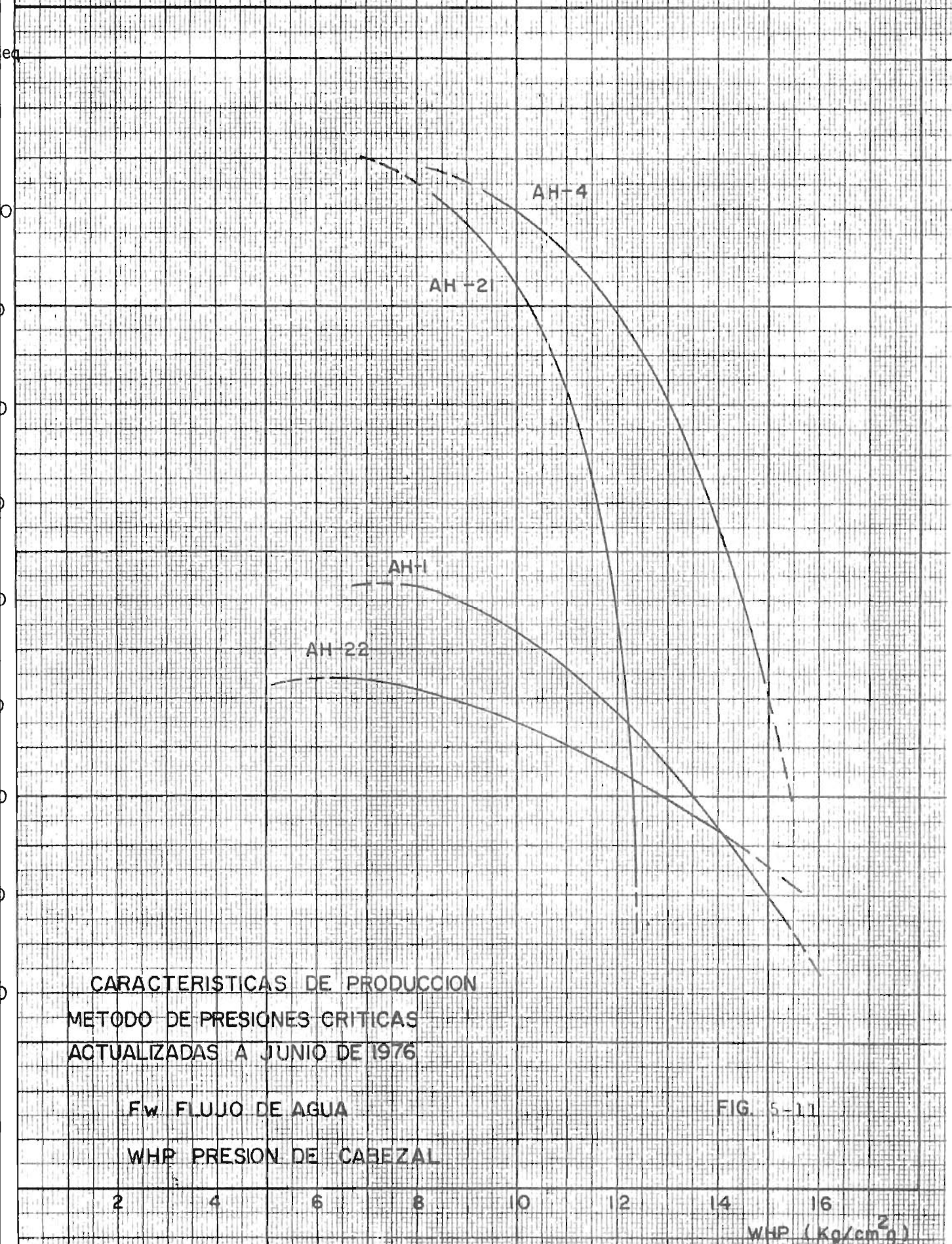
14

16

WHP (Kg/cm²g)



GRAF. 5 10



CARACTERÍSTICAS DE PRODUCCION
METODO DE PRESIONES CRITICAS
ACTUALIZADAS A JUNIO DE 1976

F_w FLUJO DE AGUA

FIG. 5-11

WHP PRESION DE CAREZAL

2 4 6 8 10 12 14 16

WHP (Kg/cm²)

leccionaron los pozos AH1, AH4, AH21 y AH22, los cuales se encuentran en la zona de más altas temperaturas y están sujetos a control de sus características.

Se puede observar que, para una misma presión de cabezal interpolada para todas las curvas, los valores de flujo másico varían siendo para los pozos AH4 AH21 - AH1 AH22. Esta variación se debe a las características propias de cada pozo como son su permeabilidad o su completamiento mecánico.

Si se extrapolan las curvas hasta interceptar el eje de las X, se obtiene la máxima presión de descarga -- (M.P.D.) que puede obtenerse después del cierre del pozo, luego que este se ha estabilizado.

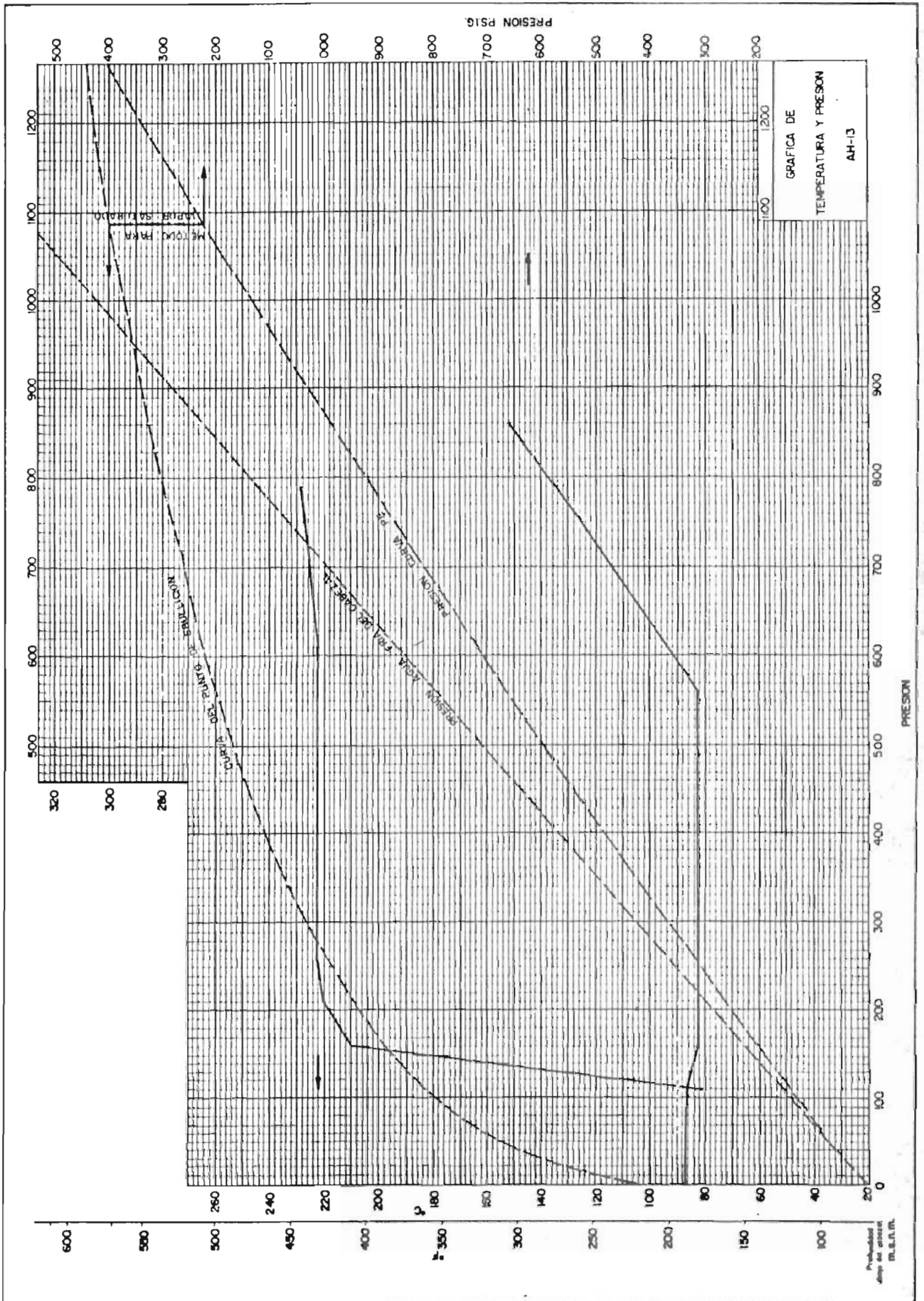
UTILIDAD DE MAXIMA PRESION DE DESCARGA.

Cuando la descarga del pozo es progresivamente reducida por estrangulamiento de la válvula del cabezal, la presión de cabezal aumenta hasta alcanzar el colapso del pozo, suspendiéndose la extracción vertical de mezcla agua vapor, en este punto, la presión de cabezal -- sufre un máximo. Este punto se conoce como máxima presión de descarga (M.D.P.) y ocurre cuando la diferencia de presiones entre el fondo y el tope del pozo alcanza un balance de peso de la columna de mezcla, luego si la (M.D.P.) puede ser exactamente reproducible, consecutivamente, entonces este valor, puede ser utilizado para estimar la entalpía del pozo, conociendo la profundidad total del mismo y su correspondiente presión, además de la presión de cabezal a la M.D.P. y asumiendo -- que en ese punto no existe flujo de mezcla, puede estimarse por el método de prueba y error por medio de la ecuación derivada.

$$V_{sw} = \frac{L - 144 V_w (P_o - P_s)}{144 (P_s - P_w)}$$

Donde:

- V_w = volumen específico del agua en la columna
 L = profundidad total del pozo
 V_{sw} = volumen específico de mezcla, agua-vapor para la columna de gases a la presión promedio $\frac{P_s + P_w}{2}$ y entalpía E_o .



- P_o = presión en el fondo del pozo
 P_s = presión en el punto de vaporización instantánea
 P_w = presión de cabezal.

El procedimiento es asumir un valor de entalpía h_o , tomando luego de las tablas de vapor su correspondiente presión de vapor saturado P_s , y su valor de V_w , usando estos valores se puede encontrar V_{sw} ; si el valor de E_o es correcto, debe coincidir con el valor de volumen específico de mezcla calculada a partir de la presión promedio $\frac{P_s + P_w}{2}$

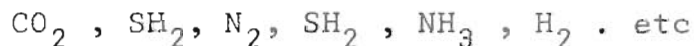
si no concuerdan se prueba otro valor de entalpía.

INTERPRETACION DE CURVA TEMPERATURA VRS PROFUNDIDADES Y PRESION VRS PROFUNDIDAD.

De las mediciones de temperaturas y presiones realizadas en el pozo AH13 y cuyas gráficas se presentan en el capítulo 2 y 3, se procederá en este tópicó a su interpretación.

De la gráfica que relaciona la presión interna vrs la profundidad GRF 12, se observa.

- 1) A profundidad cero, la presión ejercida en ese punto, es la presión de cabezal y la cual se mantiene constante hasta unos 109 metros de profundidad, en este trecho, la columna está presurizada conteniendo gases no condensables tales como:



- 2) El segundo tramo, experimenta una caída de presión desde (109-159 mts de profundidad) debiéndose probablemente a la presencia de gases no condensables y vapor de agua.
- 3) La tercera sección de la curva está comprendida -- desde 159 hasta 559 metros de profundidad y está constituida por el vapor solamente esta sección experimenta un bajo incremento de presión, debido al peso de la columna de vapor más gas.
- 4) La cuarta sección se inicia desde el punto de quie

ESQUEMA DEL METODO ANALITICO EN CALCULO DEL NIVEL
DE AGUA

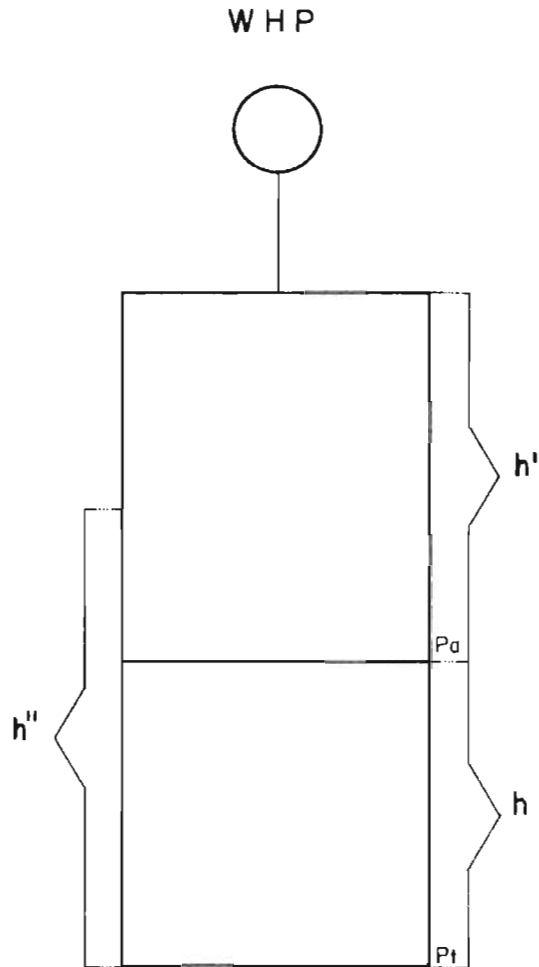


FIG. 7-13

bre a 559 metros y coincide con un falso nivel de agua, desde esa profundidad empieza un aumento de presión que no es lineal aproximadamente unos 100 metros, este aumento es debido al peso de la mezcla de vapor y agua o de mezcla en ebullición.

- 5) La última sección sí corresponde al verdadero nivel de agua, o teniéndose una verdadera columna - hidrostática la cual presenta una presión que se dá directamente proporcional a la profundidad hasta alcanzar la máxima profundidad. Se debe saber que, el nivel de agua de dicho pozo si no estuviera sobre-comprimido, alcanzaría una profundidad menor, de la que en realidad experimenta. Este nivel de agua ficticio se puede lograr por dos métodos - diferentes.
- 1) Método gráfico consiste en el trazo de una línea tangente a la sección lineal de la curva, hasta interceptar el eje de las X, que constituye la - profundidad que alcanzaría el nivel de agua.
 - 2) Método analítico (Figura 5-13).

Donde:

h = altura de columna de agua

h' = altura de columna de gases

h'' = altura ficticia que alcanzaría si no estuviera presurizado por la columna de vapor, gases y la presión de cabezal.

P_F = peso de columna + peso de columna de vapor + WHP

$$P_F = h + H' C' + WHP \quad (1)$$

(2)

Si $P_F = h'' C'' + WHP$, sustituyendo (1) en (2)

$$h + H' C' + WHP = h'' C''$$

$$P_F - WHP - h' C' = h'' C'' \quad (3)$$

Luego si la igualdad izquierda de la ecuación 3 son - conocidos, puede obtenerse la altura de la columna de agua.

CURVA DE TEMPERATURA VRS PROFUNDIDAD.

La curva de temperatura, también sufre diferentes cambios, dependiendo de las secciones del pozo:

- 1) Existe, en el primer tramo un aumento proporcional de temperatura con respecto a la profundidad, hasta unos 159 metros siendo ocupados por los gases - no condensables.
- 2) La segunda sección corresponde a otro incremento lineal, que abarca unos 50 metros y que lo constituyen gases y vapor mezclados.
- 3) El tercer tramo lo constituyen el vapor, donde se experimenta un pequeñísimo aumento, manteniéndose, luego constante, hasta alcanzar el nivel de agua.
- 4) La última sección la constituye la columna hidrostática en la cual la temperatura vuelve a sufrir - una linealidad, hasta alcanzar la temperatura máxima de 229°C.

En el mismo gráfico se encuentran tres curvas:

- 1) Curva de punto de ebullición vrs profundidad
- 2) Curva de presión de saturación al punto de ebullición vrs la profundidad.
- 3) Curva depresión de agua fría vrs profundidad.

La curva 1 y 2 se pueden relacionar de tal manera que para un valor de profundidad dado, existe un valor de presión de saturación, y un valor de temperatura de ebullición del agua (obteniéndose por interpolación de ambos gráficos), o viceversa, si se conoce la temperatura de ebullición a esa profundidad se puede leer su correspondiente presión de vapor.

La curva 3, presenta las variaciones de presión del pozo, si estuviera la columna llena de agua desde el cabezal al fondo, esta variación como se observa es lineal.

REFERENCIAS

- 1) Bolton, R.S. (1970). "The Behavior of Wairakei Geothermal Field During Exploitation" : Symposium on development and utilization of geothermal resources, Vol 2, - Part. 2.
- 2) Bolton, R.S. (1970). "A Cometary on well Measurements and Measurement Programmes", UNDP, Survey of Geothermal Resources El Salvador.
- 3) Choussy, Peñate (1976). "Campo Geotérmico de Ahuachapán después de un año de explotación" : Simposio Internacional sobre energía Geotérmica en América Latina.
- 4) Choussy, M.E. (1975-77) " Control de Mediciones"; publicación interna CEL.
- 5) Carrera, Efesio (1976) "Correcciones y Mediciones de - Orificio", Publicación interna. CEL.
- 6) Ellis, A.J. (1969) "Present-day hidrothermal Systems and Mineral deposition" : Ninth Commonwealth Mining - and Metallurgical Congress.
- 7) Fourniers, Truesdell "Chemical Indicators of Superficial Temperatura Aplied to hot Spring Waters of yellowstone National" Symposium on development and utilization of Geothermal Resources, Vol. 2, Part. 2.
- 8) Holland Hienrich D. "Gauge Mineral in Hidrothermal Deposit", Geochemistry of Hidrothermal are Deposits, editado por The Pensylvania State University.
"Geophysical Research Geocorporation (1965) Amerada Type RPG Gauge; Tiusa, Oklahoma USA.
- 9) I.I. Waki-K Igana (1975) "Measurements of Well Characteristics Notes" for the 6th I.G.T. on Geothermal Energy; Kyuslin U.
- 10) Jiménez, Campos (1976) "Perforaciones Geotérmicas en El Salvador; Simposio Internacional sobre energía geotérmica en América Latina.
- 11) Lahel, Frederik H. (1970) "Geología Práctica, ediciones Oruga, S.A. Barcelona.

- 12) Russel, Janes (1965) "Alternature Methods of Determining Entalpy and Mass Flow", Separata .
- 13) Russel, Janes (1965-1966) "Metiring of Steam-Water Two Phase flow by Sharple Edged orificio"; The Institution of - Mechanical Engineers, Volumen 180, Part. 1, núm. 23.
- 14) Russel, Janes (1966) "Measurement of Steam-Water Mes- tures Discharging at the speed of sound to atmosfere; New Zeland Engineering.
- 15) Russel, Janes (1970) "Factors Controlling Boreholi Per- formance" Simposium on Development and utilization of Geothermal Resources Piza. Vol. 2, Parte. 2.
- 16) Shemadzu Seesakusho Ltd. "Primary Elements of Head -- flow metere orifice plates, Nozzles and venturitubes" Scientific & Industrial Instruments Division Kyoto Ja- pón.
- 17) Strecker, Victor L (1971) "Mecánica de Fluidos" Libros McGraw Hill, México.
- 18) Sperry- Sun International, Inc. "Operators Manual for - theSurfase Recorder and Digital Presur Monitor" New -- Orleans, U.S.A.
- 19) Sperry-Sun Shell Oil Co. "Continuos Botton- Hole Pressu re Are Measured by Nonelectro System".
- 20) Kuster Company subsurface Instruments. "Catálogo Long Beach California. U.S.A.

IV.- INSTALACIONES EXTERNAS DE UN CAMPO
GEOTÉRMICO

4.1 - SILENCIADORES PARA LA DESCARGA DE
UN POZO GEOTÉRMICO

I N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	303
CONSIDERACIONES TEÓRICAS	304
TIPOS DE SILENCIADORES PARA POZOS GEO- TÉRMICOS	307
- SILENCIADOR DE DESCARGA SUMERGIDA	307
- SILENCIADOR HORIZONTAL DE DIAMETRO CRECIENTE	308
- SILENCIADOR CICLÓNICO DE TORRE GEMELA	308
ALGUNAS CONDICIONES DE DISEÑO DE UN SI- LENCIADOR CICLÓNICO DE TORRE GEMELA	309
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	314
REFERENCIAS	317

I N T R O D U C C I O N

En un campo geotérmico, uno de los principales problemas a afrontar es el de la contaminación ambiental, y uno de dichos contaminantes es el sonido.

Cuando el flujo de un pozo es descargado a la atmósfera, produce ruido haciendo imposible la estancia para el oído humano, a unos 50 m. de distancia y oyéndose éste a varios kms. a la redonda (hubo alguna noche en que en la ciudad de Ahuachapán, se oyera el ruido de la descarga libre del flujo a la atmósfera, llevada a cabo en el campo geotérmico de los Ausoles).

Para evitar ésto, pues, se hace necesaria la instalación de dispositivos que disminuyan el ruido provocado por la descarga del fluido térmico. Estos dispositivos cumplirán con la misión de disminuir dicho ruido y evitarán problemas debidos a la descarga de agua, tales como erosión, drenaje, deposición de sílice, condiciones de trabajo desagradables y nubosidades causadas por el vapor.

CONSIDERACIONES TEÓRICAS.

Las ondas sonoras se encuentran en el rango de frecuencia de 20 a 20.000 vibraciones por segundo. La presión del aire se eleva sobre la atmosférica y después se hace inferior a ella siguiendo la misma ley que la de un movimiento armónico simple.

La máxima variación de presión que el oído humano puede tolerar, es de 280 dinas/cm² por encima o por debajo de la atmosférica, que es aproximadamente 1,000.000 dinas/cm². La intensidad I de una onda que se propaga, se define como la cantidad media de energía transportada por unidad de tiempo y unidad de superficie, a través de -- una superficie perpendicular a la dirección de la propagación.

$$I = \frac{p^2}{2 \rho v} = \frac{\text{dinas /cm}^2}{\text{gr/cm}^3 \times \text{cm/seg}}$$

La potencia del sonido más fuerte soportado por el oído humano, es 94×10^{-6} w/cm² que viene del máximo P, - 280 dinas/cm² obtenida de la fórmula anterior.

La intensidad del sonido es medida en decibeles, que corresponde a la siguiente escala:

10^{-4} w/cm ²	= 120 db	Sonido extremo, daño al oído
10^{-6} "	= 100 db	
10^{-8} "	= 80 db	
10^{-10} "	= 60 db	
10^{-12} "	= 40 db	
10^{-14} "	= 20 db	
10^{-16} "	= 0 db	extremo no audible

A descarga abierta el sonido producido en un pozo geotérmico, es del orden de los 120 db; se buscará, pues, disminuir éste hasta límites soportables de 100 db o menos.

Considérese un flujo unidimensional a través de una tubería: En un flujo como éste, unidimensional, el único tipo de onda de choque que aparece, es una onda de choque de compresión normal. Habría que agregar, que ésta onda de choque tiene muy poco espesor. (Del orden del camino molecular medio del gas.) La distancia promedio que recorre una molécula antes de su colisión, es el camino molecular medio.

Tómese las siguientes consideraciones:

- Gas perfecto (C_p y $C_v =$ constantes)
- Flujo unidimensional, adiabático, permanente y con rozamiento.
- Coeficiente de rozamiento constante, a lo largo de todo el conducto.
- Ni se añade ni se extrae trabajo del fluido.

Cuando un fluido se mueve, aguas abajo, cambian sus propiedades debido a las irreversibilidades de manera que la entropía del sistema aumenta. Si el fluido entra a la tubería a velocidades subsónicas, ésta irá aumentando tendiendo a alcanzar la del sonido, o sea, $M=V/C=1$, en donde:

$M =$ N° de Mach
 $V =$ Velocidad fluido
 $C =$ Velocidad sonido

Si el flujo entra al conducto a velocidades supersónicas, éste tenderá a la del sonido otra vez, donde $M=1$.

Solamente a una longitud de la tubería dependiente de las condiciones a la entrada, el flujo alcanzará las condiciones sónicas en el otro extremo.

Las ecuaciones que rigen el movimiento de un flujo como el antes dicho, son:

$$\frac{fL}{D} = \frac{1}{R} \left[\frac{1}{M_0^2} - \frac{1}{M^2} + \frac{k+1}{2k} \ln \left[\left(\frac{M_0}{M} \right)^2 \frac{(k-1)M^2 + 2}{(k-1)M_0^2 + 2} \right] \right]$$

$$\frac{P^*}{P_0} = M_0 \left[\frac{(k-1) M_0^2 + 2}{k+1} \right]^{1/2}$$

$$\frac{V^*}{V_0} = \frac{1}{M_0} \left[\frac{(k-1) M_0^2 + 2}{k+1} \right]^{1/2}$$

$$\frac{T^*}{T_0} = \frac{(k-1) M_0^2 + 2}{k+1}$$

Donde:

f = coeficiente de rozamiento de Darcy-Wesbach.

l = longitud de la tubería

D = diámetro de la tubería = 4 veces el radio hidráulico

M_0 = número de Mach a $L = 0$ (entrada a la tubería)

M = número de Mach a $L = L$

$k = C_p / C_v$

P_0 = presión a $L = 0$

V_0 = velocidad a $L = 0$

T_0 = temperatura a $L = 0$

Los términos sub *, son a $M = 2$

El flujo mezcla gas-líquido de un pozo geotérmico, no tiene nada de ideal, entonces se podría adaptar un término R_c , el cual relacionaría las ecuaciones anteriores ideales con la realidad, y el cual sería probablemente función de temperatura, presión y composición. Para las conclusiones que seguirán, no interesa realmente la forma ni la cuantificación de R_c . Probablemente, el término R_c sea un nuevo arreglo de las fórmulas.

Se sabe que a una longitud L^* del pozo, $M = 1$ y que a -

$L > L^*$, se producirán estrangulaciones y ondas de choque entendiéndose por estrangulación, que un caudal en masa esperado no se puede alcanzar en dicho estado y aparecerá menos flujo. En un flujo real, en una mezcla gas-líquido (flujo flasheado, la presión decrece debido a la fricción. La temperatura de saturación decrece debido al decremento de presión. Una porción del líquido es vaporizado). Las condiciones son similares a las de un gas a través de una tubería. En el flujo, la presión de descarga va disminuyendo hasta alcanzar una P_c , a la cual otro decremento de presión no tendrá ningún efecto sobre la velocidad de flujo dentro de la tubería. La velocidad de descarga a estas condiciones, es la crítica, que para gases es a $M = 1$, o sea $V = C$, pero en el caso de esta mezcla, será $V \ll C$ en el gas. La onda de choque que realmente interesa es la producida por la descarga del flujo, desde la tubería que viene del cabezal a la tubería del silenciador propiamente dicho. Este es el punto de flasheo. (Flasheo a la presión atmosférica).

En este punto, un flujo como el que se está tratando, alcanza la velocidad del sonido y la presión de descarga decae a un valor arriba de la atmosférica y está relacionada a la velocidad y entalpía del flujo.

En la tubería, ya en el silenciador, la presión de la onda de choque, que será probablemente la de la descarga P_c medida en el punto de flasheo y corregida debido al tipo de flujo, gas-líquido, disminuirá en relación inversa al diámetro de la tubería; es aquí donde se origina, donde se lleva a cabo probablemente el efecto principal de disminución del sonido. Esta onda de choque descargará a las torres gemelas, donde se puede esperar se produzca otro tipo de silenciamiento, pero ya de menor grado.

TIPOS DE SILENCIADORES PARA LOS POZOS GEOTÉRMICOS.

Los silenciadores pueden ser de 3 tipos:

- De descarga sumergida

Este tipo es el más eficiente, elimina a cero el ruido, tiene el inconveniente de las grandes cantidades de agua que se requieren para extinguir el vapor que viene en el flujo, en el caso que sea descargado a una corriente. Ahora en el caso de ser descargado a un estanque, el calor que es necesario extraer al vapor para hacerlo líquido, o sea

el calor latente de condensación, es grande debido a la gran cantidad del mismo, del orden de 10^5 - lbs/hr.

Tómese como ejemplo el caso del pozo # 28 en Wairakei, Nueva Zelanda:

Flujo del pozo	=	36.11 lb/seg
Calor latente a las con- diciones del flujo	=	35.000 BTU/seg.

Suponiendo que se remueven 2.77 BTU/seg.- ft^2 , se requerirán $12,600 \text{ ft}^2 = 1.200 \text{ m}^2$ para condensar dicho vapor.

Conociendo el coeficiente de transferencia de calor a la atmósfera en la región de los ausoles, Ahuachapán, se podrá determinar el área necesaria para un estanque destinado al silenciamiento y a la confinación del fluido proveniente de un pozo determinado.

En este caso, la descarga se sumerge a unos 2 ó 3 - mts. de la superficie.

- Tipo horizontal de diámetro creciente.

Estos son construídos con tubos reforzados con concreto, y constan de una serie de tubos, unos a continuación del otro, de diámetros de hasta 1.80 mts. Estos son cubiertos de tierra, para evitar la vibración y así eliminar más el sonido que puede ser -- transmitido por las paredes externas. Eliminan el sonido a límites aceptables. Tienen el inconveniente de que se deposita mucha sílice, debido al flasheo del agua sobre grandes áreas.

Donde el área de trabajo es limitada, su uso se hace objetable.

- Silenciador ciclónico de torres gemelas.

Este silenciador descarga el vapor verticalmente y confina la fracción de agua a un canal preparado .

Este consiste de un tubo horizontal, al cual des-cargan tres tubos, uno que proviene del separador, otro del cabezal del pozo directamente, y otro, de

la tubería que proviene del Disco de Ruptura, que es parte del sistema de seguridad del ciclón anterior a la torre silenciadora.

Este tubo, al cual llegan los otros tres, descarga su contenido en dos ciclones donde se efectúa la separación del vapor y del agua. El vapor sale -- por las torres, a la atmósfera y el líquido, por -- abajo, debido a la acción de la gravedad por un -- conducto cuyo flujo es medido por un vertedero. El vertedero también es usado para medir las variaciones en la descarga del pozo.

Estos silenciadores son muy útiles, cuando el espacio de trabajo es muy reducido.

Tienen el inconveniente de ser muy costosos. Además, erosión y aparente cavitación se presentan, dañando la tubería de hierro. Son un problema también, los esfuerzos térmicos a los que está sometida la tubería reforzada con concreto. Estos, algunas veces, llegan hasta romper el refuerzo. Se -- puede tomar como un inconveniente también la deposición de sílice que se lleva a cabo en el vertedero. Algunas recomendaciones se darán más adelante.

ALGUNAS CONDICIONES DE DISEÑO DE UN SILENCIADOR CICLÓNICO DE TORRE GEMELA.

El tubo del cual se habló anteriormente, desemboca en la torre, donde el flujo es dividido en dos, mediante un saliente agudo de hierro fundido, forrado de acero inoxidable, el cual está sujeto a corrosión por erosión, probablemente a cavitación, ampolladura por hidrógeno, corrosión galvánica y a tensiones.

En esta placa de acero, incide el flujo con toda la fuerza de choque, determinada por las condiciones del mismo flujo.

La quilla resulta como una continuación de las circunferencias de las torres, a la altura de la desembocadura del tubo de descarga del pozo. Tiene como objeto, separar el flujo y conducirlo a cada torre, para que se lleve a cabo la separación del líquido y el gas.

En la tubería de descarga del pozo, viene líquido en la parte inferior y gas en la superior.

El líquido y el gas chocan con la quilla a una velocidad V , que será la velocidad de entrada a los separadores.

Se ha escogido para la arista que recibe el impacto de los fluidos, un ángulo de $79^{\circ}; 45'$, según planos de CEL. La continuación de la quilla es tangente a la circunferencia de las torres, en el punto en que el radio de los mismos forma un ángulo de $39^{\circ}-52'$ con la recta que una sus centros.

El líquido pasará al separador para ser confinado a un vertedero, para medir el flujo y ser conducido al canal que lo evacuará de la zona.

La separación en un ciclón se lleva a cabo gracias a la gran fuerza centrífuga que es del orden de varios cientos de la de la gravedad.

Según Stairman (6), el producto $\rho g V^2$ en las paredes del ciclón no debe pasar del valor de 1886, siendo ρ [=] Kgm/mt^3 del gas y V^2 [=] mt^2/sec^2 , para lograr mejor separación y evitar que las partículas de agua se reincorpore al gas. (Dato tomado de Perry y Chilton, 5a. Edición, 18-83, copia 1973). Se asume que la velocidad del gas en el ciclón será la misma velocidad de entrada a las torres.

Continuando con las unidades anteriores, se sabe que:

$$\text{Kgm/sec} \times \text{mt/sec} = \text{Fuerza} = \text{Kgm-mt/sec}^2 = \text{masa} \times \text{aceleración.}$$

El objeto de la quilla será el de mantener la velocidad del flujo másico, entre un rango tal que el producto $\rho g V^2$, no exceda el valor antes dicho, cuidando siempre que la fuerza del choque no le dañe. La resistencia que deberá oponer la quilla viene dada por la expresión:

$$F = C_D A \quad V^2 / 2\rho$$

Donde:

F = fuerza

C_D = coeficiente de resistencia, que es función de la forma del cuerpo.

A = área proyectada por el cuerpo, sobre un plano normal a la dirección del flujo.

ρ = densidad del flujo

V = velocidad

C_D y A , ambos dependientes de la forma de la quilla, - serán las variables con las que se podrá contar para - reducir la velocidad del fluido al valor deseado.

Nótese que todas las pocas condiciones de diseño que - se consideran, lo han sido en una forma vaga, dejando para otro estudio, la revalidación o correlación de las mismas.

El agua recogida en las torres, pasa a un canal donde existe un vertedero, con el fin de tomar medidas del - flujo, tanto para conocer las condiciones del mismo, - como para conocer las variaciones en producción del pozo.

Un vertedero es una obstrucción en un canal, que obliga a un líquido a estancarse detrás de él y a verter - por encima de él (Figura 1).

El caudal que pasa sobre este vertedero, es calculado así. Aplicando Bernoulli entre 1 y 2 y asumiendo que - no existe la contracción señalada en 2.

$$H_1 + \frac{V_1^2}{2g} + \frac{P_1}{\rho g} = H - y - \frac{V_2^2}{2g} + \frac{P_2}{g}$$

Se asume $V_1 = 0$ y $P_1 = P_2$

$$\text{Luego, } H = H - y + \frac{V_2^2}{2g}$$

$$\text{de donde, } V_2 = 2\sqrt{gy}$$

Por continuidad:

$$Q = \int v da = \int v l dy$$

de donde L = anchura del vertedero

Sustituyendo V :

$$Q = \sqrt{2g} \cdot L \int_0^H y^{1/2} dy$$

Integrando:

$$Q = 2.951 L H^{3/2} = m^3/sec.$$

Haciendo pruebas en el vertedero, se nota que si existe una contracción y que el coeficiente 2.951, es en realidad 1.84 aproximadamente.

Luego:

$$Q_{real} = 1.84 LH^{3/2}$$

H, será medido a una distancia tal del vertedero, que la disminución debida a la contracción no le afecte.

Se midió a la entrada del silenciador, P_c y ahora a la salida el flujo del líquido Q.

R. James (3) presenta una curva donde, grafica $(Q/P_c^{0.96} d^2)$ vrs. $h_o = BTU/lb.$

Donde:

$P_c =$ Presión Crítica

$d =$ diámetro

Entalpía de la mezcla en el punto de flasheo, (entalpía de estancamiento) asumido L^* .

Este valor de h_o es luego sustituido en la ecuación:

$$\text{Flujo Total} = \left(\frac{970 Q}{1150 - h_o} \right) = \text{Klb/hr}$$

Esta ecuación, ha sido deducida así:

En un evaporador (Fig. 2)

Donde:

M = masa de mezcla en la alimentación

H_m = entalpía de mezcla - h_o

G = masa de vapor dejando el evaporador

H_g = entalpía de vapor

L = masa del líquido dejando el evaporador

H_1 = entalpía del líquido dejando el evaporador

El balance de materia da:

$$M = G + L$$

El balance de energía, da:

$$MH_m = GH_g + LH_1$$

pero $G = M - L$

Sustituyendo:

$$MH_m = (M - L) H_g + LH_L$$

$$MH_m = (MH_g - LH_g + LH_L)$$

$$M(H_m - H_g) = L(H_L - H_g)$$

Pero:

$$H_g - H_L = 1150 \text{ BTU/lbm} - 180 \text{ BTU/lbm para el agua}$$

$$H_L - H_g = 970 \text{ BTU/lbm}$$

Sustituyendo:

$$M(H_m - 1150) = L(-970)$$

$$\text{Flujo total} = \frac{970 L}{1150 - H_m} = \text{lb/seg}$$

Esta ecuación deberá ser corregida en el lugar de muestreo, para la presión atmosférica del lugar. Se debe tomar en cuenta también, que el líquido como el vapor, no son estrictamente agua.

Conociendo el flujo total y el del líquido, se conoce la fracción de vapor que salió por las torres.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El silenciador de descarga sumergida, no es apto - en Ahuachapán, debido a las necesidades de grandes cantidades de agua en el caso de descarga a una corriente, o de grandes extensiones en el caso de -- descarga a una especie de estanque.
- Se deberá colocar el tubo primero de la torre si - lenciadora a $L = L^*$ para el fluido geotérmico, o - menor, tal que las condiciones de éste permitan al - canzar las condiciones críticas en el punto de -- flasheo y a un menor costo. (Según R James (3), - las condiciones críticas deberán ser alcanzadas -- así poder aplicar sus relaciones).
- Se evitará hasta donde sea posible, y por donde sea posible, la sobretensión de hidrógeno, (causante de corrosión en la quilla), esto se podrá hacer mediante:
 - 1) Disminución de SH_2 en el flujo
 - 2) Las placas deberán ser limpiadas con chorro de - arena (sand blasting) a modo de dar una mejor - área y una actividad catalítica mejorada.

Se podrá probar acero 18-8 (austenítico con 18% - de Cr y 8% de Ni) o el 14% de Mn, Fe, cuya estructura cúbica de cara centrada hace dificultosa la - difusión del hidrógeno en el metal.

Se evitará de esta manera, la corrosión galvánica, los cloruros no atacarán al cromo, pues están en - una solución ligeramente básica y además, el cromo se encuentra formado carburos. Este acero austenítico tiene la dureza necesaria para el proceso.

Eliminadas la corrosión por hidrógeno y la galvánica, quedan disminuidas en parte las de tensión y - las de erosión.

- La resistencia que opondrá la quilla será tal que:
 - 1) Mantenga el producto $\rho g V^2$ dentro del rango establecido.
 - 2) No sea tan grande, que ocasione su propio deterioro.
- Aunque la viscosidad y la tensión superficial no afecten en gran forma el coeficiente de caudal, el vertedero deberá ser calibrado con el líquido que va a ser medido
- Para el diseño de un silenciador, se deberá tomar en cuenta:
 - 1) El flujo a la salida del silenciador Q (Q esperado)
 - 2) P_c (presión crítica)
 - 3) P_o (para encontrar Q - flujo total)
 - 4) El diámetro de la tubería de entrada será calculado en base a P_c , de tal modo que la perturbación producida por esa P_c , se disminuya a límites tales que a la salida del silenciador sea de 100 db o menos.

A manera de explicación de lo que se ha mencionado - se podría tomar:

A_1 = Área tubería proveniente del pozo o del separador.

A_2 = Área de la tubería donde se descarga

r_1 = Radio de tubería relativo a A_1

r_2 = Radio de tubería relativo a A_2

P_c = Presión crítica

P_a = Presión atmosférica.

Resultará idealmente una relación del tipo:

$$r_2^2 = \frac{P_c}{P_{atm}} r_1^2$$

donde r^2 sería el mínimo en caso de que P_C , sea relativa a la descarga desde el separador ciclónico.

El resto del silenciador, podrá ser diseñado en base a las relaciones entre el radio de las torres y las demás dimensiones.

- 5) La quilla será calculada para que la velocidad del fluido se mantenga en los límites necesarios para efectuar una buena separación. Aunque ésta es una dimensión que podrá ser calculada, según se indica en 4.
- 6) La altura de las torres será la necesaria para conducir los gases a la atmósfera, aproximadamente -- dos metros a partir de la base.
- 7) La trampa del agua en el vertedero, será más alta - que la salida del líquido de las torres, con el objeto de evitar el escape de gas en casos en los cuales la separación ha sido mala, y del ancho necesario para asegurar velocidades no excedentes de 1.22 mts/seg. tomando como base 1.22 mt/seg., de la relación:

$$V = \sqrt{2gy}$$

y sabiendo que:

$$y = 0.74$$

(En el Manual Técnico del Agua, O. Degremont (1) , Pag. 1074-1079 , 1973, se encuentran unas tablas - que dan el flujo esperado por metro de L, conociendo H y P).

- Las proporciones entre dimensiones en el silenciador, podrán ser relativas a una de sus dimensiones, como se muestra en las figuras 3 y 4.

Se presenta también el Isométrico de los silenciadores ciclónicos (Figura 5).

REFERENCIAS

- 1) Degremont , Manual Técnico del Agua, 1973.
- 2) Dench M.D. Silenciadores para la Descarga de Pozos Geotérmicos. Ministerio de Trabajo, Wairakei, N.Z.
- 3) James R. Factores Controladores del Funcionamiento de los Pozos Geotérmicos, Simposio de Piza, 1970, Vol. 2, Part. 2.
- 4) Perry y Chilton. Manual del Ingeniero Químico
- 5) Rumford, Frank, Materiales para Ingeniería Química
- 6) Stairmans. Trans Inst. Chem. Engre, 29, 356, (1951)
- 7) Streeter, Victor L. Mecánica de los Fluidos.

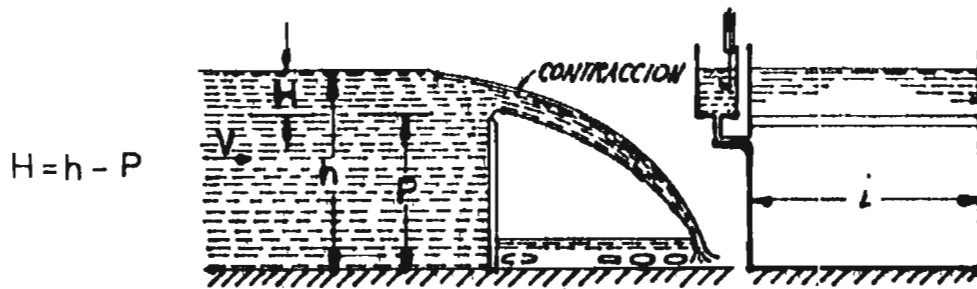
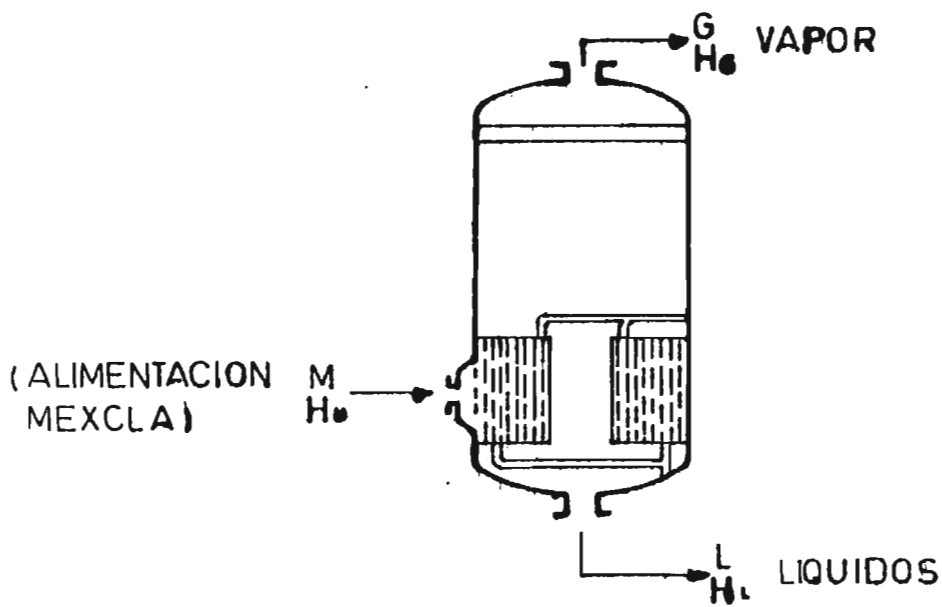


FIG. 1



EVA PORADOR

FIG. 2

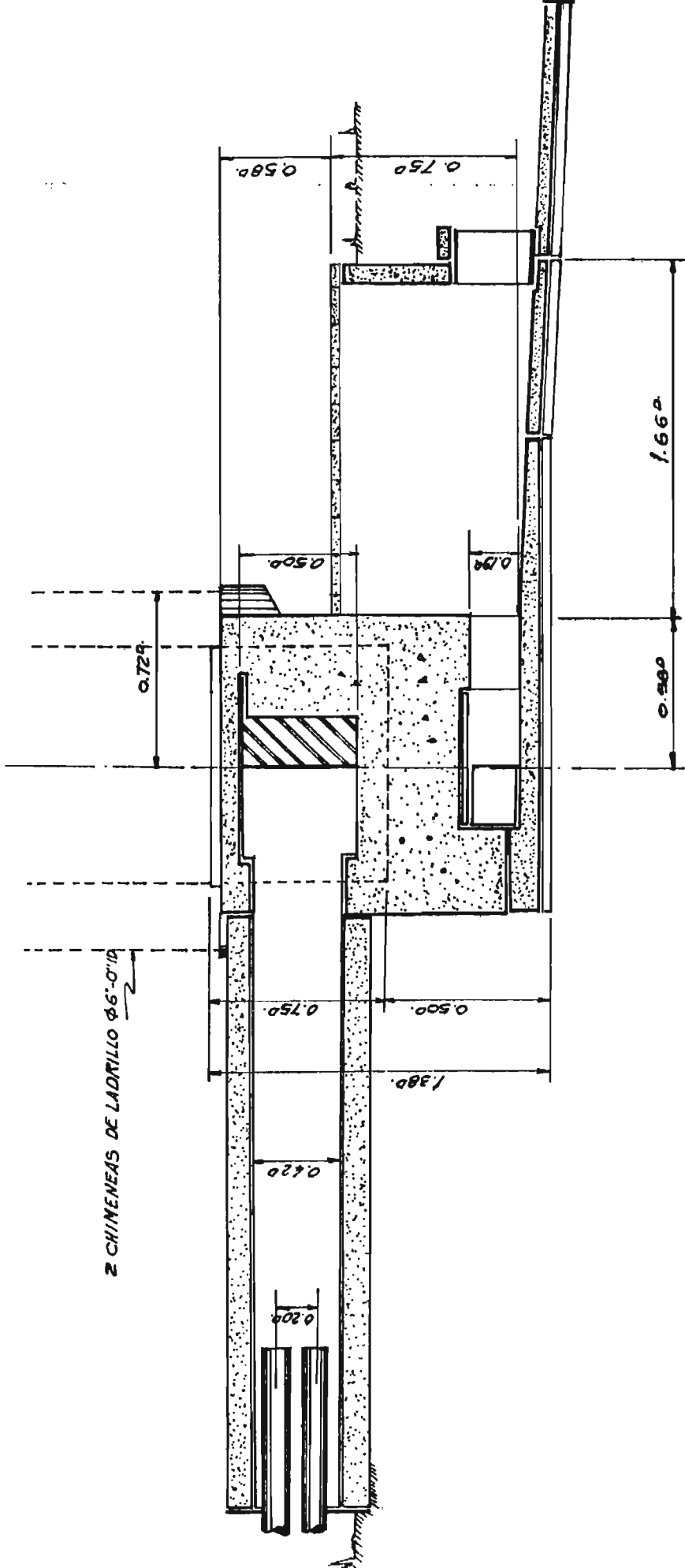


FIGURA 3

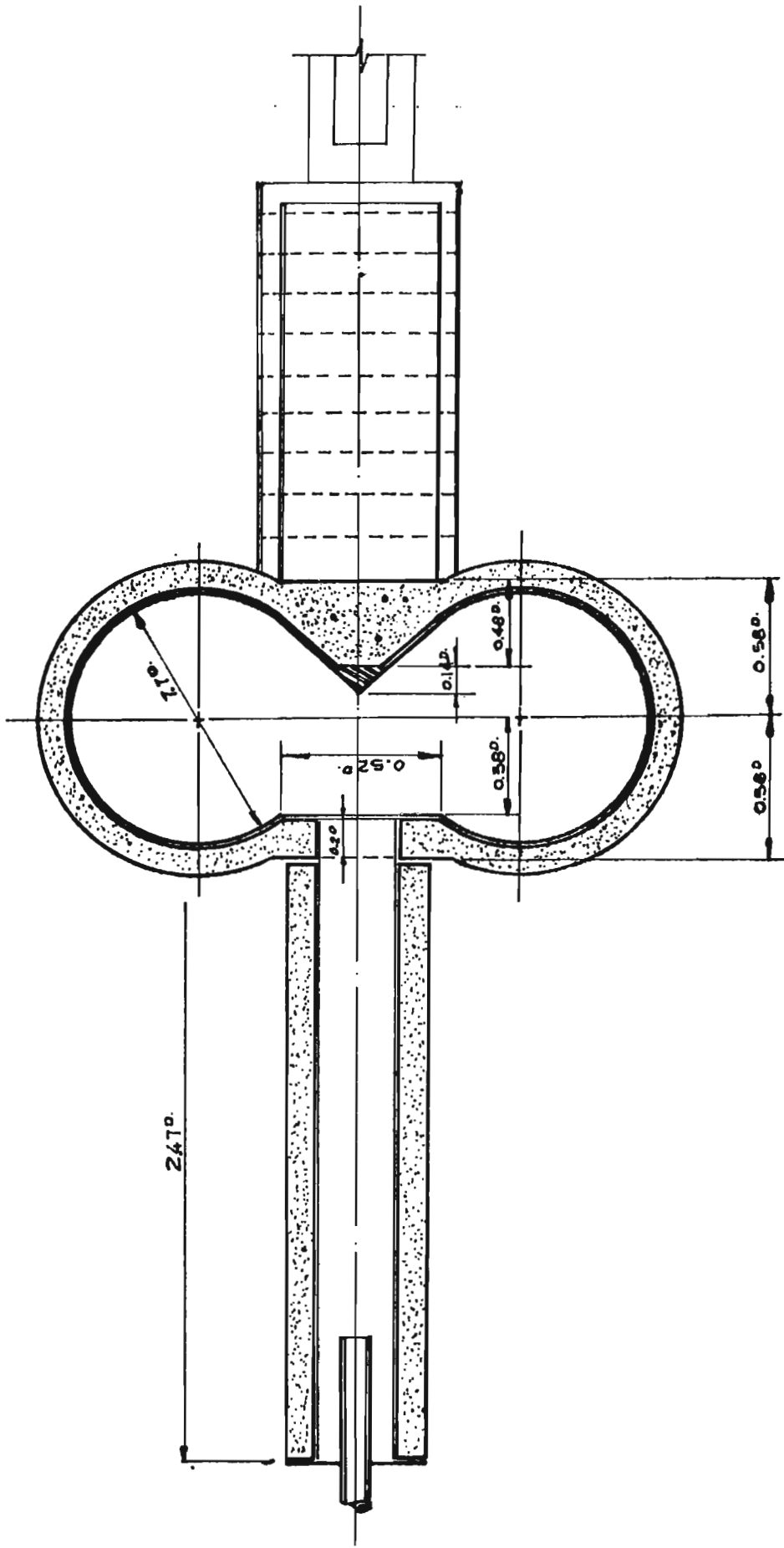


FIGURA 4

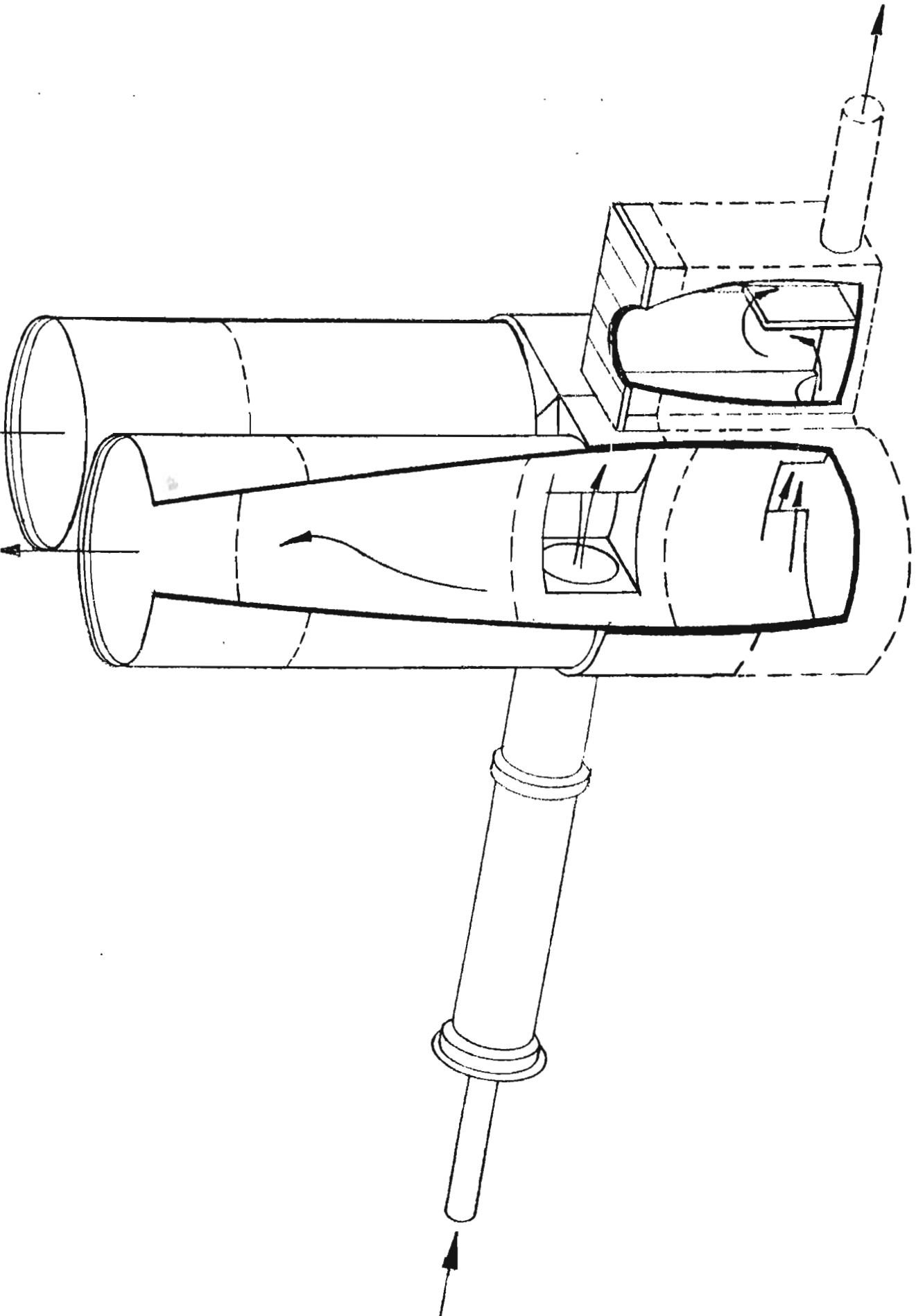


FIGURA 5
SILENCIADOR CICLONICO DE TORRES GEMELAS

4.2 - SISTEMA DE TRANSMISIÓN DE FLUIDOS

I N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	324
CONSIDERACIONES TEÓRICAS	325
CÁLCULOS DE CAÍDAS DE PRESIÓN	328
- CAIDAS DE PRESION DEBIDO A FRICCION	328
- CAIDAS DE PRESION DEBIDO A ACELERACION	331
- CAIDAS DE PRESION DEBIDO A ELEVACION	331
AISLAMIENTO DEL EQUIPO	333
ESPESOR DE LA PARED DE LA TUBERÍA	334
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	336
REFERENCIAS	339

I N T R O D U C C I O N

En la Sección anterior, se discutió los silenciadores - existentes para usarse en un campo geotérmico y espe -- cialmente el silenciador ciclónico de torre Gemela. En esa discusión se hizo caso omiso prácticamente, del tipo de flujo con el que se estaba tratando, más bien so -- lamente se hizo alusión al flujo de dos fases, como un flujo no ideal, que no podía ser representado por las ecuaciones ahí descritas y hasta se habló de un término R_c que sería el que adaptaría dichas ecuaciones a la - realidad.

En esta segunda parte se discutirá el flujo en dos fa -- ses, las contribuciones de los distintos factores en -- las caídas de presión, tales como fricción, accelera -- ción y diferencias de energía potencial. Se hablará de los tipos de flujo existentes en las fases, del equili -- brio que hay entre ellas y de algunos otros aspectos - de la misma.

En un Campo Geotérmico, se podrían diferenciar tres -- secciones por las cuales corre el fluido geotérmico, - que dependerán de las cantidades de una y otra fase - que se mueve a través de la tubería, así como de su ca -- lidad. Estas secciones podrán ser; la que conduce el flujo casi todo vapor, a la planta generadora, la que conduce el flujo del separador al silenciador y la que conduce la mezcla del cabezal al separador o al silen -- ciador.

CONSIDERACIONES TEÓRICAS.

El siguiente tratado es condensado de las investigaciones de A.E. Duckler, de la Universidad de Huston, y resumidas por A.E. Degance y Robert W. Atherton (2) en la Revista Chemical Engineering de Marzo 23, Abril 20, Mayo 4, Julio 13, Agosto 10, Octubre 5 y Noviembre 2 de 1970.

Defínase la razón L/V , como la razón de moles de líquido a moles de vapor, por unidad de tiempo. A medida que un flujo de dos fases camina por una tubería, la presión decrece, y la temperatura aumenta o decrece de acuerdo a la dirección del flujo de calor. Entonces L/V será función de T y P . Establecidas, así se podrá decir que en cada punto del conducto, la mezcla gas-líquido ha alcanzado un equilibrio termodinámico. Lo que se necesitará entonces para obtener dichas razones, serán cálculos de equilibrio termodinámicos.

Duckler, definió tres regímenes de flujo en los cuales, se resumen todos los demás, éstos son el Segregado, Intermitente y el Distribuido.

El flujo Segregado se caracteriza porque el gas y el líquido son continuos en la dirección axial, el flujo Intermitente porque las fases forman bolsas alternativas y el Distribuido o Distributivo, cuando una fase es continua y fluye en algún grado en dirección perpendicular y paralela al eje del conducto.

Estos tres regímenes definirán a cualquier tipo de flujo y simplificarán su análisis.

Realmente el tipo de flujo no interesa, pues las relaciones de Duckler, hacen caso omiso del mismo. Las condiciones físicas bajo las cuales un tipo de régimen persiste, permanece aún como un misterio.

Un punto interesante que hay que hacer notar en un flujo de dos fases es que todos los fenómenos de transporte, como masa, calor, momento, son mayores que si fuera en un flujo de una sola fase así como también, que el flujo en dos fases es inherente inestable.

El flujo en dos fases por lo general es turbulento, (Re grandes) es por eso que se deduce un coeficiente de transferencia de calor por convección forzada. Los perfiles de temperatura, pueden afectar enormemente la relación líquido-gas las caídas de presión, luego, las

condiciones de operación.

Algunas veces, el líquido ocupa, o está en contacto con una pequeña parte del conducto, dejando todo el resto de superficie para el gas.

Si se conoce T_{wf} Temperatura en la pared del conducto,

$$q/A = h_{tp} (T_w - T_f)$$

donde:

h_{tp} = Coeficiente de transferencia de calor en dos fases.

T_f = Temperatura del fluido

q = Calor transmitido

A = Area Transferencia calor

El problema es determinar h_{tp} , que es función de T_f , presión, densidad de líquido y gas, capacidad calorífica, conductividad térmica y viscosidad, régimen de flujo, geometría del conducto, e histéresis.

Se necesitará para diseño, una relación entre h_{tp} y Z , la distancia en la dirección axial.

Algunos investigadores, como P.J. Berensen and Stone (1), han encontrado que h_{tp} , cambia según el régimen de flujo, y han sacado conclusiones tales como:

- 1) Velocidades grandes del líquido incrementan la -- convección forzada.
- 2) h_{tp} se puede ver aumentada o disminuida por un incremento de presión, dependiendo de su efecto en la nucleación o en la velocidad.
- 3) Un incremento en T , promueve la nucleación para -- ebullición pero no tiene un efecto directo en el -- coeficiente de convección.

La transferencia de calor por convección es una mezcla de los efectos de transferencia de calor y momento. La

transferencia de momento afecta a la de calor, por medio de los efectos de aquella sobre Re , la velocidad o el número de burbuja, donde éste, es la relación entre los flujos de calor y de masa $B_0 = q(G_m \Delta H_{fg})$,

donde:

$$\begin{aligned} q &= \text{Calor} \\ G_m &= \text{Velocidad de transferencia de Masa} \\ \Delta H_{fg} &= \text{Calor latente de vaporización} \end{aligned}$$

Este número de burbujas, determina la región en la cual aparece nucleación.

$$B_0 < (1/X_{tt})^{0.7} \times 10^{-4} \quad \rightarrow \text{no nucleación:}$$

$$X_{tt} \left[\frac{(\Delta P/\Delta Z)_L}{(\Delta P/\Delta Z)_g} \right]^{1/2} \quad \text{Ec. de Lochart-Martynely}$$

Adelante se verán las expresiones P_{tp} , M_{tp} , Re_{tp} , Pr_{tp} , etc., que sustituidas en ecuaciones como las de Colburn y Nusselt, que permitirán encontrar valores de h_{tp} , coeficiente de transferencia de calor en dos fases.

De Gance y Atherton, recomiendan para el cálculo de los perfiles de temperatura, los siguientes pasos:

- Sea T_0 la temperatura en el punto de inicio de los cálculos, en este caso se podría suponer, como T en el cabezal del pozo.
- Calcúlense las propiedades físicas a T_0 .
- Escójase un incremento ΔZ , de longitud a través de la tubería, lo suficientemente pequeño como para que las propiedades físicas permanezcan constantes.
- Calcúlese:

$$P_i = P_{i-1} + \frac{(\partial P)}{(\partial Z)} \Delta Z_i$$

- Repítase los pasos hasta obtener el perfil .

Hay que hacer notar que los cambios de fase que ocurran,

y por ende los ΔH , ya sea de vaporización o de condensación, no han sido tomados en cuenta. Para obtener un resultado más acertado, se tendrán que tomar en cuenta.

A cada P_i , corresponderá un t_i , y $\partial P/\partial Z$, será calculado como se explicará adelante.

CALCULO DE CAIDAS DE PRESION

En general las caídas de presión se deben a tres efectos: Fricción, Aceleración y Elevación, así se podría escribir esquemáticamente:

$$\frac{(\partial P)}{(\partial Z)}_{\text{tot}} = \frac{(\partial P)}{(\partial Z)}_f + \frac{(\partial P)}{(\partial Z)}_{ac} + \frac{(\partial P)}{(\partial Z)}_{el}$$

En una tubería horizontal, el tercer término se hace cero. El método de Duckler, calcula los otros dos términos, se asume que la caída de presión en un sistema de dos fases es mayor que en una sola fase.

1) Caída de Presión debido a Fricción

Se definirá el término λ donde:

$$\lambda = \frac{Q_1}{Q_1 - Q_g} = \frac{V_{s1}}{V_{s1} - V_{sg}}$$

donde:

Q_1 = Flujo volumétrico del líquido

Q_g = Flujo volumétrico del gas

V_{s1} = Velocidad superficial del líquido

V_{sg} = Velocidad superficial del gas

$V_{ns} = V_{s1} + V_{sg}$

Defínase:

$$\rho_{ns} = \lambda \rho_1 + \rho g(1-\lambda); \rho_{tp} = \rho_1(\lambda^2/R_L) + \rho g(1-\lambda)^2/(1-R_L)$$

$$\mu_{ns} = \mu_i \lambda + \mu_g (1-\lambda) = \mu_{tp}$$

$$Re_{tp} = \rho_{tp} \cdot D \cdot V_{ns} / \mu_{tp}$$

$$\beta = (\rho_i / \rho_{ns}) (\lambda^2 / R_L) + (\rho g / \rho_{ns}) (1-\lambda)^2 / R_g$$

Donde:

ρ = Densidad

μ = Viscosidad

R = Fracción volumétrica de la fase en el lugar

V_s = Velocidad superficial

β = Factor de agrupamiento

L = Líquido

g = Gas

ns = Asumir homogeneidad o sea una sola fase

t_p = dos fases

D = Diámetro

Defínase también

$$Eu_{tp} = (\partial P / \partial Z)_{gc} \rho_{ns} D / G_t^2 \beta \quad \text{Número de Euler}$$

G_t = Flujo másico total

gc = cte.

Se Sabe también que:

$$f_{tp} = \frac{Eu_{tp}}{2} = \text{Factor de fricción en dos fases.}$$

El problema será encontrar F_{tp}

Primero se calculará un factor f_o .

$$f_o = (2 \log \left[\frac{Re_{tp}}{4.5225 Re_{tp} - 3.8215} \right])^{-2}$$

que es una variación a la ecuación del factor de fricción normal.

Duckler encontró:

$$f_{tp} = f_o \alpha(\lambda)$$

Donde: $\alpha(\lambda) = 1 - (\ln \lambda) / (\xi)$

$$y \quad \xi = 1.281 + 0.478(\ln \lambda) + 0.444 (\ln \lambda)^2 = 0.094(\ln \lambda)^3 + 0.00843 (\ln \lambda)^4$$

entonces; $(\partial P / \partial Z) =$ Caída de presión a lo largo de la tubería

$$(\partial P / \partial Z) = \alpha(\lambda) f_o G_t^2 \beta / 2gc \rho_{tp} D \quad \text{ya que } (\partial P / \partial Z) =$$

$$f_{tp} \beta G_t^2 / 2gc \rho_{tp} D = \tau_t$$

Esta ecuación, da la caída de presión debido a la fricción.

2) Caída de Presión debido a la Aceleración.

Existen algunos casos en que $(\partial P/\partial Z)_{ac}$ puede ser dejada de lado.

Este factor ejerce su mayor influencia en el régimen de flujo llamado mezclado, donde el flujo es como llovizna, y Re es grande y R_1 pequeño.

Para el flujo en dos fases, Dukler propone la siguiente expresión:

$$AC_{tp} = (\partial P/\partial Z)_{ac} = \frac{(G_l V_{sl})}{R_1} + \frac{(G_g V_{sg})}{R_g} (1-R_1/R_g) / \rho_{gc}$$

Si se quiere encontrar V_{crit} . entonces:

$$V_{crit} = (1-x) (V_{sl\ crit} / r_1) + x(V_{sg\ crit} / R_g) \times (1-R_1/R_g)$$

Esta ecuación describe las condiciones en un punto, donde:

$$X = W_g / W_t$$

W_g = Flujo másico gas

W_t = Flujo másico total

3) Caída de Presión debido a la Elevación.

Defínase α_1 , como la razón a/z , donde a = altura y z , su denominación convencional o sea la longitud a lo largo de la tubería.

Entonces:

$$(\partial P/\partial Z)_{el} = \alpha_1 \rho_{tp} g/g_c$$

En resumen, la ecuación para la caída de presión, (total) quedaría esquematizada así:

$$(\partial P/\partial Z)_{tp} = (\partial P/\partial Z)_f + (\partial P/\partial Z)_{ac} + (\partial P/\partial Z)_{el}$$

que sustituyendo relaciones, adopta la forma:

$$(\partial P/\partial Z) = - \left[\tau_f + \alpha_1 \rho_{tp} g/g_c \right] / (1 - AC_{tp})$$

donde $AC_{tp} = - G_c^2 / (G_c R_g P \rho g)$

de la forma o la ecuación descrita anteriormente.

Se ve pues, que la eliminación de los términos de elevación o de aceleración o ambas a la par, es representativa de la importancia de los mismos en el cálculo. Como ejemplo, cuando $\alpha_1 = 0$, este se anula denotando que el flujo es horizontal.

La ecuación de Dukler, así representada es eficiente - en un rango de $\pm 20\%$.

Habiéndose mostrado estas ecuaciones, De Gance y Atherton, recomiendan el siguiente algoritmo para cálculo de P, a lo largo de z.

- 1) El intervalo de presión de interés, es dividido en partes, de tal forma que el incremento represente - el 5% de la longitud total.
- 2) Usando las correlaciones adecuadas y las propiedades del punto se calcula $(\partial P/\partial Z)$
- 3) Se calcula $(\partial Z/\partial P) = 1/(\partial P/\partial Z)$
- 4) Se plotea $(\partial Z/\partial P)$ vrs Z
- 5) Se integra $Z(P) = \int_0^P (\partial Z/\partial P) dP$
- 6) Se plotea P, como función de z.

A más pequeño los intervalos que se tomen, más acertado será el cálculo. Cuando el fluido es transportado en una sección completamente vertical, la correlación de Orkiszewski es más acertada (3).

Esta correlación toma en cuenta el régimen del flujo, definiendo números para cada uno de ellos, densidad, Re , etc., para el mismo, y luego, introducirlo en la ecuación general de Dukler.

Existen otras correlaciones, tales como la de Lockhart Martinelli, que inclusive ya ha sido comprobada en campos geotérmicos, pero que en secciones de transporte de fluido ya sea vertical o inclinado, no han sido válidas.

Existen otros métodos para tratar los flujos en dos fases tales como los Mapas de Regímenes de Flujo; como ejemplo se citará el Mapa de Baker (4), que también ya ha sido empleado con flujos geotérmicos, pero que también presenta fuentes de error, especialmente si se salen los datos del intervalo para el cual dicho mapa ha sido establecido. Este mapa plotea $(1/v) (\lambda \Psi)$ donde Ψ es un factor de compensación, versus G/λ , y está dividido en secciones que representan los tipos de flujo.

AISLAMIENTO DEL EQUIPO.

Como se dijo anteriormente, los flujos son mezcla vapor-líquido saliendo del pozo, vapor saliendo del separador hacia la planta, y la mezcla vapor-líquido que sale del separador al silenciador; y se muestra una cuarta alternativa, de la misma mezcla anterior, del separador a un punto de flasheo para utilizar el vapor en la planta generadora.

Este último sistema de conducción que será utilizado para o puesta en práctica, cuando se ponga en marcha la tercera unidad en Ahuachapán.

Se ha hecho poca mención a la necesidad de evitar, las fugas de calor del sistema, para este fin se hablará de aislamientos, material de aislamientos, o aislantes, que es necesaria en el caso del transporte de los fluidos geotérmicos y especialmente en el transporte de vapor, del separador a la planta generadora.

Los aislantes pueden ser por estructura, partículas, --

materiales fibrosos, o estructurales como algunos materiales que llevan huecos con aire o evacuados de los mismos.

El hecho de aislar un conducto con un material aislante no siempre lleva a evitar la disipación del calor o transferencia de calor. Se ha visto que la rapidez de flujo de calor radial a través de un cilindro hueco es inversamente proporcional al logaritmo del radio exterior y que la velocidad de pérdida a través de la superficie exterior, es directamente proporcional al mismo. Entonces, la resistencia térmica total será la suma algebraica de estas dos resistencias.

La relación entre la transferencia de calor y el espesor del aislante se ve cuantitativamente con la siguiente ecuación:

$$q = \frac{2 \pi k l (T_i - T_o)}{(r_o/r_i)k/h_o r_o}$$

Donde:

- r_o = radio exterior después del tubo - el aislante
- r_2 = radio tubo
- k = coeficiente de conductividad del aislante
- L = longitud del tubo
- T_i = temperatura del fluido en el interior
- T_o = temperatura del medio exterior
- h_o = coeficiente de transferencia de calor del medio exterior.

Relacionando esta ecuación con costos, se podría llegar a determinar el espesor del aislamiento.

ESPESOR DE LA PARED DE LA TUBERÍA.

Las tuberías de transporte de los fluidos geotérmicos, tienen que ser diseñados de acuerdo al tipo de flujos y sus condiciones que la misma va a transportar.

En lo que respecta a los espesores de pared, estos deberán ser escogidos de acuerdo al tipo de flujo el cual - dará las condiciones corrosivas, de temperaturas, y presión de acuerdo a la operación y las tolerancias de las tuberías que son especificaciones de los constructores.

Así el espesor de pared de la tubería que transportará vapor del separador a la planta generadora deberá ser - un espesor distinto al de la que transporta el condensado del mismo separador al silenciador por ejemplo.

Como punto de partida, para escoger un espesor, se tomará la siguiente ecuación:

$$t = M \left(\frac{PD}{2s} + C \right)$$

Donde:

- t = Espesor de la pared incluyendo 12.5% de tolerancia del fabricante.
- P = Presión a la que operará el sistema. Es buena práctica y común, el usar un 10% de exceso de presión.
- D = Diámetro externo
- S = Máxima tensión permisible basada en la máxima temperatura de operación posible.
- M = Tolerancia dada por el fabricante en unidades de presión.
- C = Corrosión permisible, factor dado por el medio y el material de construcción, en unidades de longitud. En algunos casos, para aleaciones resistentes a la corrosión, o podrá ser cero.

Esta ecuación dará criterio para elegir un número de - cédula para la tubería.

Factor que no se ha tomado en cuenta, el costo, es tan importante como los otros, se tendrá que analizar también esta punto.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El separador ciclónico, genera dos tipos de flujos, va por hacia la planta eléctrica, que realmente no es solo vapor pues lleva cierta cantidad de gases no condensables; y mezcla de vapor y condensado, que será llevado a un silenciador para ser desechado o a un sistema de flasheo, para ser usado en la producción de energía.

En el diseño del sistema que conducirá el vapor del separador a la planta, se deberá considerar el diámetro de la tubería como parte principal, para alcanzar caídas de presión mínimas.

Se conocerá la presión a la salida del separador y la caída de presión permisible, que adicionando al conocimiento de las propiedades del vapor, en el punto permitirán el cálculo del diámetro óptimo.

Se tendrá en cuenta que las velocidades del vapor, no tan grandes pues pueden ocasionar erosión de válvulas y otras partes expuestas. La erosión será acentuada si el vapor acarrea humedad o alguna otra partícula. Velocidades permisibles basadas en la experiencia, dan valores fronteras de 30 mt/seg. a 60 Mt/seg.

El aislamiento de la tubería evitará la transmisión de calor hacia los contornos, pero no al grado de evitar condensación ni de asegurar que el aislante sea estrictamente continuo. Los condensados podrán ser evacuados de la tubería por medio de trampas de vapor. Estos aditamentos deberán ser colocados a intervalos en la tubería.

Las trampas de vapor, deberán ser instaladas, antes de los puntos donde la tubería comienza a subir o a elevarse o después de las reducciones de diámetro o válvula de cierre al flujo, en caso de que la tubería sea horizontal se podrá proveer a la misma de puntos de goteo, que consisten básicamente en un apéndice como lo muestra la figura 1, al cual se adapta una trampa de vapor.

Algunas veces, debido a algún error o a algún mal funcionamiento, el agua se introduce en la tubería de vapor, lo cual si llegara a la turbina, causaría efectos desastrosos.

Para esto se colocan sistemas de alarmas, o de emergen

cia como válvulas de flotación, sistemas de señal, que accione eléctricamente, una válvula etc.

Dependiendo de la unidad generadora de energía, así será la cantidad de vapor necesario, y la cantidad de pozos que se deberán conectar a la misma, poniéndose en exceso, para que al tener una variación de producción de vapor por parte de los pozos esta no afecte el funcionamiento de la unidad generadora. El exceso de vapor podrá ser desechado por medio de una válvula de alivio.

En un campo geotérmico, la eficiente conducción de los fluidos endógenos, hacia los distintos equipos e instalaciones, será un factor que influirá radicalmente en la operación y costos de la planta generadora de energía.

Se ha discutido y explicado la veracidad de la ecuación:

$$(\partial P / \partial Z)_{tp} = - \left[\tau_f + \alpha_1 \rho_{tp} g / g_c \right] / (1 - AC_{tp}) \quad (1)$$

Tomando como punto de partida

$$D_{opt} = 3.9 Q^{0.45} \rho_{tp}$$

Ecuación para determinar el diámetro óptimo y las condiciones fisicoquímicas de la mezcla e insertándolo en la ecuación (1), y así, tomando distintos D, pero siempre como referencia D_{opt} se puede sacar una serie de $(\partial P / \partial Z)$ en ese punto que podrá plantearse comtra D, gráfica de la cual se podrá sacar el óptimo diámetro para obtener una caída de presión mínima.

Si se tiene el costo por unidad de $(\partial P / \partial Z)$, por ejemplo, costo por P_{Si} pérdida, y se plotea vrs. costo de tubería, se podrá obtener una gráfica del tipo, de la figura 2.

De donde se obtendrá el costo anual de conducciones de fluido endógeno óptimo. (La forma de la curva costos de $(\partial P / \partial Z)$ es asumida).

- Se han descrito ecuaciones, como la de Dukler, pero no se ha hablado de la contribución de los accesorios - tales como válvulas juntas etc, a las caídas de presión.

Se recomienda la instalación de un sistema de conducción en la zona de Ahuachapán en un pozo, tal que tenga flujo

horizontal, vertical e inclinado y los distintos tipos de juntas uniones y válvulas, para poder tomar las medidas en cualquier tipo de condición y llegar a estable - cer correlaciones que sean aún más exactas y lograr co- nocer las caídas de presión debidas a accesorios y esta - blecer correlación que las rijan.

- El fluido generador puede llegar a la planta de dis - tintas maneras, se puede hacer, llevando el vapor a la planta separado en las proximidades del pozo, o llevando la mezcla hasta la planta, donde se separará y donde se llevará el vapor a la turbina.

- Existe un tercer sistema, que toma el líquido del se - parador en las proximidades del pozo y lo lleva hasta - la planta, donde es flasheado en un sistema de depresu - risación y donde el vapor así obtenido es utilizado en una estación generadora a baja presión.

La conveniencia de uno u otro sistema, tiene sus bases puramente en el aspecto económico.

- Para preparar las especificaciones de la tubería que se empleará, se recomienda describir el tipo de fluido que será conducido y las condiciones de operación. Las condiciones enumeradas deberán ser las más rigurosas - posibles dentro del rango de operación.

- Se ha hablado sobre las condiciones del medio, condi ciones corrosivas, pero no se ha recomendado ningún ma terial exactamente para las tuberías, válvulas o jun - tas.

En la sección anterior, tomando como base los problemas causados por hidrógeno, se recomendó como material para la quilla, del silenciador ciclónico el acero austeníti - co 18-8. En esta Sección no se puede hacer las mismas recomendaciones debido al manejo de fluido que pueden - contener cloruros en alto grado. Con respecto a los ma teriales, se determinarán las secciones destinadas espe - cíficamente a los Ensayos de Corrosión.

- Se recomienda por su capacidad de separación, una tram pa de vapor operada por pistón, que puede manejar unas - 300000 lb/hora. Esta es realmente una trampa conocida - como Inverted Bucket Trays, que opera una válvula piloto que a su vez, opera a otra, de pistón que es grande. Tie - ne la ventaja que puede operar en flujos fluctuantes.

REFERENCIAS

- 1) Berensen and Stone. A Photographic Study of The Mechanism of Forced Convection Vaporization. AIChE, Preprint N° 21, Symposium in Heat Transfer, San Juan P.R. 1963.
- 2) Degance y Atherton: Flujo Vertical e Inclinado en dos - Fases. Chemical Engineering, Octubre 5, 70 .
- 3) Degance y Atherton: Equilibrio de Fases, Flujo de dos - Fases. Chemical Engineering, Abril 2, 70.
- 4) Kreith, Frank: Principios de Transferencia de Calor. - Herrero Hermanos Sucesores, S.A.
- 5) Perry and Chilton. Manual del Ingeniero Químico.
- 6) Peters, Max: Plant Design and Economics for Chem. Engineers. McGraw Hill, Chemical Engineers Series.
- 7) Polastri G. Design and Construction of Steam Pipelines U.N. Symposium on the Development and Utilization of - Geothermal Resources. Pisa, 1970, Vol. 2. Part. 1.
- 8) Rose Howard F. Pipiny Design Process Plants. John Wiley, and Sons Inc.
- 9) Takahashi, y etc. An Experiment on Pupeliene Transportation of Steam-water Mixture at Otake Geothermal Field U.N. Symposium on the Development and Utilization of - Geothermal Resources.

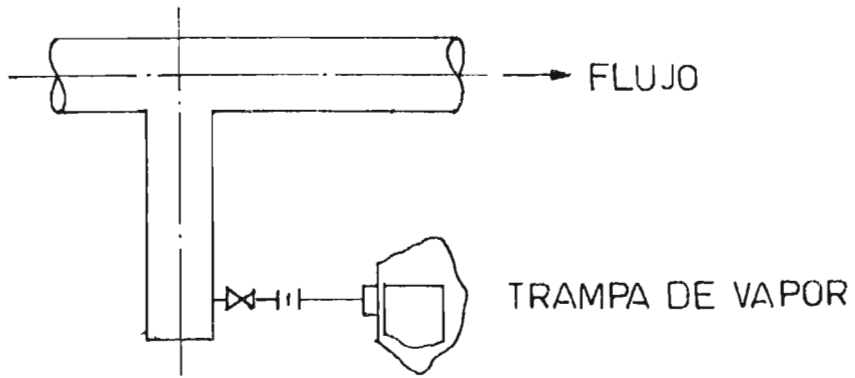


FIG. 1.
TRAMPA DE VAPOR

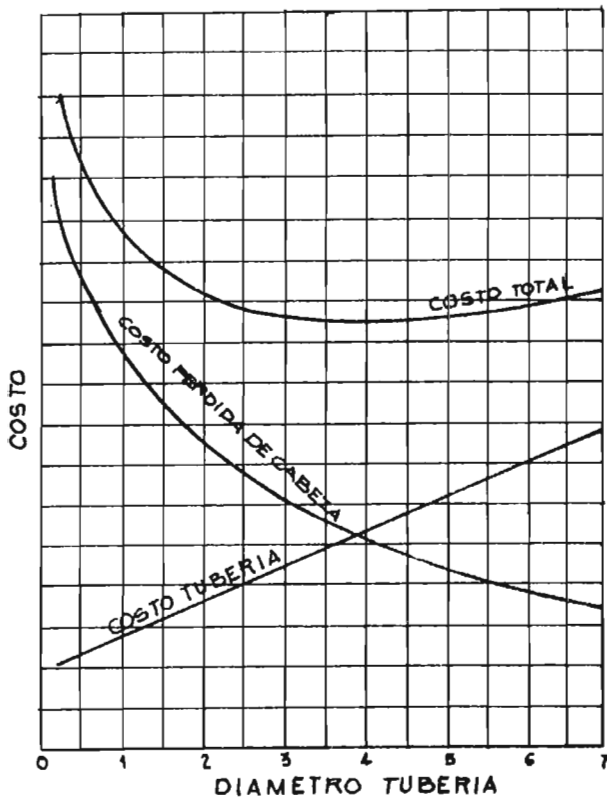


FIG. 2
CURVA DE COSTOS

4.3 - SISTEMAS DE SEPARACIÓN VAPOR-AGUA

I N D I C E

	pag.
INTRODUCCIÓN	343
DEFINICIONES	344
SEPARADORES USADOS EN UN CAMPO GECTÉRMICO	345
OTROS EQUIPOS EN EL SISTEMA	349
ESPECIFICACIONES DE EQUIPOS. SEPARADOR USADO EN AHUACHAPÁN	351
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	354
REFERENCIAS	356

I N T R O D U C C I O N

Los fluidos descargados por los pozos geotérmicos, presentan diferentes características de un campo productor a otro, e inclusive, en un mismo campo se pueden presentar diferencias entre un pozo y otro.

La mezcla vapor agua producida por un pozo, necesita -- ser separada de tal modo que el vapor llegue seco a la planta generadora y el agua separada puede ser desechada por medio de un silenciador o ser llevada a la planta para ser flasheada y obtener vapor a baja presión para ser utilizado también en la producción de energía.

El sistema de separación deberá cumplir con las siguientes especificaciones:

- Produzca caídas de presión bajas
- Produzca una separación en la que la humedad del vapor que sale a la planta, sea de 0.5%.
- Que produzca la condición anterior, en un rango de -- terminado de velocidades y humedades a la entrada.
- Que esté dotado de algún medio de seguridad para evitar cualquier acarreo de agua hacia las tuberías de vapor.
- Que en su interior no se produzca condensación del -- vapor.
- Bajo costo.

0.5 % de humedad, es una medida arbitraria tomada de -- la mitad de la máxima humedad permisible en el vapor se -- parado, cantidad dada por Merz y McLellan, Ingenieros -- Consultores de Nueva Zelanda.

DEFINICIONES.

HUMEDAD MASICA:

Es el flujo másico de agua, dividido por el flujo másico de agua más el flujo másico de vapor. Generalmente es el método más común de definir la humedad, especialmente para los cálculos de balance de calor.

HUMEDAD VOLUMETRICA:

Si el flujo másico de agua se multiplica por el volumen específico de agua y esto se divide por el flujo másico de agua multiplicado por el volumen específico del agua, más el flujo másico de vapor, multiplicado por su volumen específico, se obtiene la humedad volumétrica.

VELOCIDAD DE ENTRADA:

Es definida como el flujo másico de vapor, multiplicado por su volumen específico y dividido por el área de entrada. Debido a que se ignora el desplazamiento del agua, ésta es una velocidad de gas nominal.

La velocidad del agua entrando es muy pequeña en comparación con la velocidad de entrada del vapor, y además es imposible de medir, razón por la cual, la velocidad de entrada de la mezcla se ha tomado como se definió arriba.

HUMEDAD MASICA DE VAPOR SALIENDO:

Es la masa de agua, dividida por la masa de agua más la masa de vapor a la salida del separador.

MAXIMA CAPACIDAD DE SEPARACION.

Es el máximo flujo másico que el separador puede manejar, produciendo vapor con una humedad aceptable.

La capacidad de separación se ve afectada por la humedad y presión a la entrada.

PUNTO DE QUIEBRE:

Es la velocidad nominal de entrada o sea velocidad del vapor a la cual la humedad másica del vapor separado es 0.5 %.

TIRAJE DEL SEPARADOR:

Es el número de kilo libras de vapor y número de kilolibras de agua entrando al separador a una determinada presión de separación.

SEPARADORES USADOS EN UN CAMPO GEOTÉRMICO.

La simplicidad, el bajo costo y las bajas caídas de presión conducen a pensar para un sistema de separación de vapor agua en un campo geotérmico, en los separadores del tipo ciclónico.

Para las proporciones establecidas en la figura 2, donde K , tiene un valor de 16, para proporciones tales como $(B_C/D_C) = 1/8$ a $3/8$, $(H_C/D_C) = 1$, $(D_E/D_C) = 1/4$ a $3/4$, y F_{VC} es pérdidas por fricción, expresada en pulgadas de agua. K , puede llegar a tomar un valor de 7.5, si la entrada de la mezcla al ciclón penetra al mismo en forma de vaina, de tal forma que el lado externo del mismo llegue más o menos a la mitad de la distancia del otro extremo del ciclón. La caída de presión en el ciclón de las medidas específicas de la figura 2, es:

$$\Delta P_i = 0.024 \rho V_C^2$$

Donde:

ρ = Densidad promedio de la mezcla entrando

V = Velocidad promedio de la mezcla entrando

La figura 3, muestra un tipo de separador ciclónico de salida de gas en la parte superior, utilizando en conjunto con el separador doblado a 180°.

El sistema es en serie, colocando primero el separador de tipo doblado.

El problema se dirige ahora, a encontrar el tipo de se

parador que produzca las condiciones de tiraje, punto de quiebre y capacidad de separación adecuadas.

El primer sistema de separación fue la unión de un separador doblado a 180° que remueve una parte del agua, en conexión con un separador ciclónico de salida de gas en la parte superior. El primer separador, el doblado a -- 180°, se reduce una parte del agua de la mezcla que llegará al ciclón, reduciendo su humedad másica de un 90% a un 50%. Esta parte doblada tiene además las ventajas de proteger al ciclón de cualquier daño que pueda ocasionar le partículas que algunos pozos lanzan y de ser de fácil cambio. La figura 1, muestra este separador a 180°

El separador ciclónico separa la mezcla, mediante la acción de la fuerza centrífuga, la cual algunas veces, dependiendo del funcionamiento requerido, alcanza valores de algunos cientos la gravedad.

El buen diseño de un ciclón, no permite que las partículas de agua, una vez hayan alcanzado la pared, o hayan sido colectadas en la pared, vuelven a entrar en el seno del gas. Para esto es necesario que la velocidad de rotación del gas en las paredes no exceda un valor crítico para la cual, la película colectora del líquido entra de nuevo al gas.

En los ciclones, el gas sigue un doble vértice, afuera, el gas sigue una espiral hacia abajo y en el centro, una hacia arriba.

Cuando el gas entra al ciclón su velocidad se redistribuye, de tal forma, que la componentes tangencial aumenta su valor, al decrecer el radio del ciclón, siguiendo la siguiente ecuación:

$$V_{ct} \propto r^{-n}$$

n es 1, cuando la fricción en la pared es cero. Medidas reales indican que n puede variar de 0.1 a 0.7 .

Las caídas de presión en un ciclón son substancialmente constantes para ciclones de geometría específica, independientemente del tamaño del mismo.

Shepherd and Lapple (4), establecen la siguiente ecuación:

$$F_{cv} = \frac{K B_c H_c}{D_c^2}$$

el cual descarga en el separador ciclónico, el vapor, ya con una menor cantidad de líquido para que se efectúe en este la separación más efectiva.

En Wairakei, se ha utilizado separadores del tipo BOC - (Bottom Outlek Separator), Separadores de salida al fondo, en conjunto con separadores doblados a 180° como la Turbina Curtis, compuesto de un BOC de 12" día y uno de 6" día doblado. La turbina Brush, compuesta de dos BOC de 12" día y uno de 8" día doblado. El IC. Powerhouse - consiste de un BOC de 24" día y un doblado de 8" día.

Todos estuvieron en uso para proveer de vapor a las plantas pilotos generadoras de energía.

Mediante una serie de pruebas, el separador BOC, fue - siendo mejorado en atención a las necesidades de:

- i) Simplificar el equipo usado
- ii) Hacer más fácil la operación
- iii) Ahorro en tuberías y válvulas
- iv) Evitar problemas de vibración, cuando se trata con este tipo de flujos.

SEPARADOR DE SALIDA AL FONDO.

Las razones principales por las cuales el BOC, fue escogido son:

- i) Su simplicidad, la ausencia de baffles, embudos, - etc., que pueden corroerse, erosionarse, o ser dañado en otra forma.
- ii) Al ser removido el vapor al fondo, se evitan problemas de tubería, soporte de la misma, etc.

La presentación que P. Bangma (1), hace, toma como efecto que durante el perfeccionamiento del BOC, la capacidad de separación fue tomada en base a la máxima velocidad de entrada de vapor a la cual el punto de quiebre - fue alcanzado. Hizo Bangma, asunciones tales como:

- a) Ya que las densidades de vapor y agua son tan diferentes, y las de vapor mucho menores que las del agua, dentro del rango de presiones en el cual las pruebas fueron llevadas a cabo, las variaciones en

dichas densidades, no tendrán efecto en la separación de las fases.

- b) Propiedades tales como viscosidad, tensión superficial, etc. que están sujetas a variación con la temperatura, también no ejercerán efecto en la tendencia de separación de las fases dentro del separador.
- c) Para una particular humedad de entrada, la más eficiente separación para un tipo de separador, lo será también para cualquier otra humedad de entrada - dentro del rango que el separador está preparado a operar.

Esas pruebas hechas fueron de las más variadas, tales como:

- a) Prueba para determinar diámetro y longitud de la tubería de salida del vapor separado en un ciclón de entrada tangencial y en un ciclón de entrada en espiral.
- b) Prueba para determinar la mínima longitud de tubería recta para antes de la entrada al separador.
- c) Prueba para determinar si la capacidad de separación se ve mejorada mediante cambios en el diámetro de salida del agua separada.
- d) Prueba para determinar si el funcionamiento del ciclón se ve mejorado por la sustitución de una entrada tangencial por la entrada en espiral.

El resultado obtenido, lo muestra la figura 3(a), en donde (D_1) es $0.8 D$, para un diseño de entrada tangencial.

El criterio para escoger D , será la humedad y la velocidad de la entrada así como de la caída de presión dentro del separador.

De la gráfica 1. se deducen algunos valores de velocidad de entrada entre 60 ft/seg y 230 ft/seg, para caídas de presión dentro del separador, de entre 5 Psig a 20 Psig.

Las figuras 4, y 5, (vistas superiores del separador tangencial y espiral, respectivamente), dan una idea de la diferencia entre los separadores de entrada tangencial y de entrada en espiral.

En la gráfica 1, se grafica velocidad a la entrada vrs.

humedad a la salida, y hrs. humedad volumétrica de la mezcla a la entrada. P. Bangma saca las siguientes conclusiones:

- 1) La separación es aceptable a bajas velocidades de entrada sin importar la humedad de la misma en un diseño adecuado.
- 2) El punto de quiebre, ocurre a altas velocidades a la entrada.
- 3) A mayor humedad volumétrica a la entrada menor será la velocidad a la entrada para alcanzar el punto de quiebre.

La gráfica 2 muestra la velocidad de entrada vrs. caída de presión entre entrada y la línea de vapor; deduce Bangma:

- 1) La caída de presión se acrecienta, a medida que la velocidad de entrada se aumenta.
- 2) Al aumentar la humedad volumétrica, se incrementa la caída de presión.

OTROS EQUIPOS EN EL SISTEMA.

La salida del agua separada, pasa a un tanque colector, en el cual el agua alcanza un cierto nivel, donde es controlado por medio de un sistema de control de orificio. Si el nivel se eleva dentro del tanque, la humedad del vapor a la salida del ciclón, lo hace también, si el nivel baja, vapor es perdido a través del tanque junto con el agua.

El objetivo del tanque colector es mantener un nivel determinado de tal forma que no escape vapor hacia el silenciador o humedad hacia las tuberías de vapor.

El Plato con el orificio es conectado en la tubería de descarga del agua con el fin de evitar la corrosión, el plato es construido del material SUS 304 (AISI) (Se deberá revisar periódicamente y ser cambiado cuando sea necesario, ya que estará sujeto a abrasión, erosión y deposiciones).

El tanque colector posee en su parte superior una tubería de descarga interrumpida por un disco de ruptura de

aluminio, el cual se romperá en caso de exceso de presión en el sistema separador a modo de permitir el escape de los fluidos hacia el silenciador.

El mantenimiento del tanque colector no es complicado, pero sí amerita ser inspeccionado periódicamente por deposición y en caso de ser necesario, ser reemplazado.

El otro elemento que forma parte del equipo de separación es la válvula de Bola, que está conectada a la salida de vapor del separador, su misión es la de evitar el paso del agua, cuando hay una mala separación, del separador a las líneas de vapor, mediante flotación de la bola que llega a tapar el orificio conector a la tubería de vapor.

El funcionamiento de este sistema de flotación es el siguiente:

Supóngase una esfera sumergida, como en la figura 6, sobre la cual actúa la fuerza F_1 , que es igual al peso del volumen de la columna de líquido EBADF; La fuerza F_2 que es igual al peso del volumen de la columna de líquido EBCDF. La diferencia entre los dos volúmenes, es el volumen de la esfera.

La fuerza de flotación o empuje sobre la esfera es la diferencia $F_2 - F_1$, e igual a peso del volumen ABCD, o sea el volumen de la esfera.

Cuando $F_2 - F_1 = E = W$, donde w = peso de la esfera, la esfera quedará estática en el lugar donde esta condición se da. Cuando $E < W$, la esfera se hundirá y en el caso de la esfera de la válvula, no se moverá del fondo. En el caso donde $E > W$, la esfera tenderá a subir.

Se buscará una situación tal, que $E > W$, de tal forma que la esfera flote, y llegue a tapar u obstruir la salida de los fluidos antes que el líquido llegue a ella. Tomando en cuenta todas las fuerzas que actúan en el centro de masa de la esfera y que E , es igual al peso del volumen de líquido desalojado, se notará que el factor que se tiene a mano para hacer que la esfera flote es su densidad, y que si ésta es menor que la del fluido, la esfera tendrá que flotar. En este caso:

$$E = \text{Peso líquido desalojado} > W, \text{ peso de la esfera}$$

En Ahuachapán, las esferas de las válvulas están cons -

truidas de acero AISI 316, por lo que se deduce que ésta tendrá que ser solo el cascarón, de tal forma que - cumpla la condición $E > W$.

En condiciones normales de operación labola descansa - en el fondo de la válvula.

ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO SEPARADOR USADO EN AHUACHAPÁN.

A continuación se dan algunas especificaciones de ciclones, tanques, colectores y válvulas de bole usadas en - Ahuachapán.

SEPARADOR CICLONICO

Pozo N°	AH 4	AH1, 5,6,7 y 8
Tipo	Entrada Tangencial	
Diámetro Interno	2.1 m.	1.7 m
Altura	8.356 m	6.95 m
Espesor de Pared	0.028 m	0.025 m
Flujo de vapor separado	95 ton/ht	25 ton&hr
Flujo de agua separada	470 ton/hr	30 ton/hr
Presión de Trabajo	6 - 7 kg/cm ²	67 kg/cm ²
Temp. de Trabajo	164 -170°C	164 - 170°C
Máxima Presión	17.5 kg/cm ²	17.5 kg/cm ²
Máxima Temp.	207°C	207 °C
Material de la Pared	SB 42 (A 5156r60)	SB 42(A5156r60)

TANQUE COLECTOR

Pozo N°	AH 4	AH1, 5,6,7 y 8
Tipo	Tipo Plato Vertical	
Máxima Presión	17.5 kg/cm ²	17.5 kg/cm ²
Máxima Temperatura	207°C	207°C
Altura	4.1 m	3.310 m
Diámetro Interno	0.85 m	0.700 m
Espesor de Pared	0.014 m	0.012 m
Capacidad	2.16 m ³	1.15 m ³
Material de la Pared	SB43(A5156r60)	SB43(A5156r60)

VALVULA DE BOLA

Pozo N°	AH5,7,8	AH1, 6	AH4
Tipo	Tipo Plato Vertical		
Diámetro Interno	0.7 m	0.9 m	1.1 m
Altura	1.58 m	1.970 m	2.35 m
Máxima Presión	17.5 kg/cm ²	17.5 kg/cm ²	17.5 kg/cm ²
Máxima Temperat.	207°C	207°C	207°C
Espesor de Pared	SB42(A5156r60)	SB42(A5156r60)	SB42(A5156r60)
Material de Bola	SUS16(AISI316)	SUS316(AISI316)	SUS316(AISI316)

Cálculo según datos de Tabla 1, de algunos factores del separador.

$$17.5 \text{ kg/cm}^2 = 92.45 \text{ Psig.}$$

$$207^\circ\text{C} = 332.6^\circ\text{F}$$

De Tablas de Vapor se tiene

	Agua	Vapor	
Vapor = 92.45 Psig	$v = 0.0177$	4.653	ft^3/lbm
332.6°F	$H = 294.58$	1186.4	BTU/lbm
	$S = 0.4692$	1.6070	BTU/lbm

Humedad másica según diseño del separador

$$MW = \frac{470}{(95 + 470)} = 0.83$$

Humedad volumétrica según datos del diseño del separador:

$$VW = \frac{470 \times 0.0177}{(570 \times 0.0177) - (95 \times 4.653)} = 0.01847^* \text{ unidades}$$

Velocidad de entrada según datos de diseño del separador

$$\text{Area de entrada} = \frac{\pi D^2}{4} = \frac{272.1^2}{4 \times 9} = 0.38 \text{ m}^2$$

$$\begin{aligned} IV &= 95 \text{ ton/hr} \times 1000 \text{ kg/ton} \times 4.653 \text{ ft}^3/\text{lbm} \times 2.2 \text{ lbm/kg} \\ &\times 0.02832 \text{ m}^3/\text{ft}^3 \times 1/0.38 \text{ m}^2 \times 1 \text{ hr}/3600 \text{ seg} = 20.13 \\ &\text{mt/seg} \end{aligned}$$

* Los factores de conversión, de ft^3/lbm a m^3/ton se anulan en el numerador y el denominador.

La especificación A515, cubre los aceros carbono-silicio para ser usados en recipientes a presión y alta -- temperatura. El A515, grado 6º, está compuesto así:

Carbón	(0.24 - 0.31) % máx
Magnesio	(0.9) % máx
Fósforo	(0.035) % máx
Azufre	(0.04) % máx
Silicón	(0.15 - 0.33) % máx

Las especificaciones del material AISI 316, lo clasifica como un acero inoxidable de las siguientes características.

Fe	
Cr	18 %
Ni	11 %
Mo	2.5 %
C	0.1 %

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- Queda definido que la humedad y el flujo másico son factores determinantes de las dimensiones del separador ciclónico.
- Las gráficas 1 y 2, son datos de los pozos 30 y 44 de Wairakei Nueva Zelanda, Son buenas fuentes de información y podrían servir de parámetro para la escogitación del tamaño del separador a usarse para el flujo de un pozo, una vez conocidas las condiciones de operación del mismo.
- En el diseño de un separador permanente, Bangma recomienda instalar una sobre capacidad de separación, (Si en el futuro, la tendencia de un campo es a secarse). Es posible que las entalpías también se incrementen cambiando así la producción de vapor del pozo.
- Para diseñar esta sobre capacidad, se deberá tomar en cuenta datos estadísticos sobre aumentos entálpicos en otros campos o en el mismo campo de Ahua-

pán para que así esta sobre capacidad sea justificada y funcional.

- El BOC, de entrada en espiral, deberá justificar - con exactitud, su necesidad, pues su alto costo inicial, lo pone en desventaja en la mayoría de las veces con el BOC de entrada tangencial.
- Como se dijo antes, el mantenimiento del sistema de separación no es muy complicado, pero sí exige periódicas revisiones con el objeto de prevenir daños mayores, que pueden llegar a ser ocasionados por erosión, abrasión, deposición de sales, etc.

Con respecto a la bola de flotación de la válvula - de bola se deberá inspeccionar a modo de estar seguros de que se encuentren en su lugar de sostención y que no se encuentre adherida por deposiciones de sales.

- Se recomienda intentar la fabricación de un sistema de separación aquí en el país, de modo de poder determinar nuevos materiales de construcción, así como permitir el ahorro en costos de este equipo y el evitar la fuga de divisas ocasionadas por la compra de los mismos.
- Como todo el equipo encargado de la transmisión de vapor, el sistema de separación deberá ser aislado para evitar las pérdidas de presión.
- Las dimensiones del tanque colector y válvulas de bola, podrán ser tomadas como función del D, el diámetro del separador tomando las relaciones resultantes de la tabla 1.

REFERENCIAS

- 1) Bangma P. Development on Performance of a Steam Water Separator for use on Geothermal Bores.
- 2) Daugherty and Franzini. Fluid Mechanics with Engineering Applications, 6a. Ed. McGraw Hill.
- 3) Perry and Chilton . Chemical Engineering Handbook 5a. Ed. Mc Graw Hill.
- 4) Shepherd and Lapple. Ind. Eng. Chem, 31, 972 (1939)
32, 1246 (1940)
- 5) Maintenance for well-head Equipment Bulletin Mitsubisshy Heavy Industries.

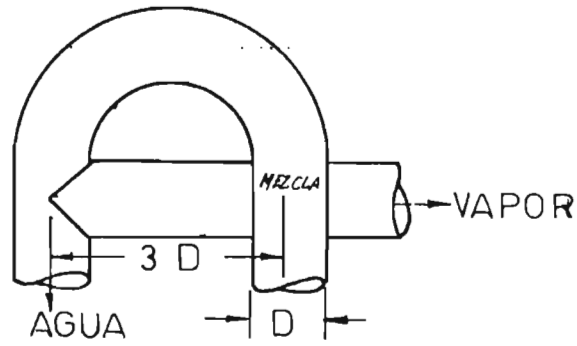
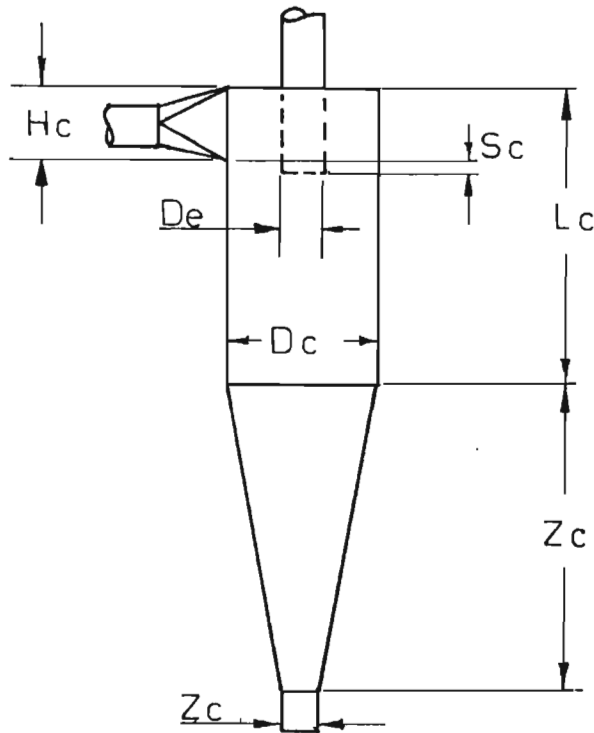
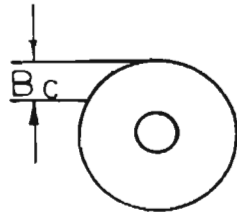
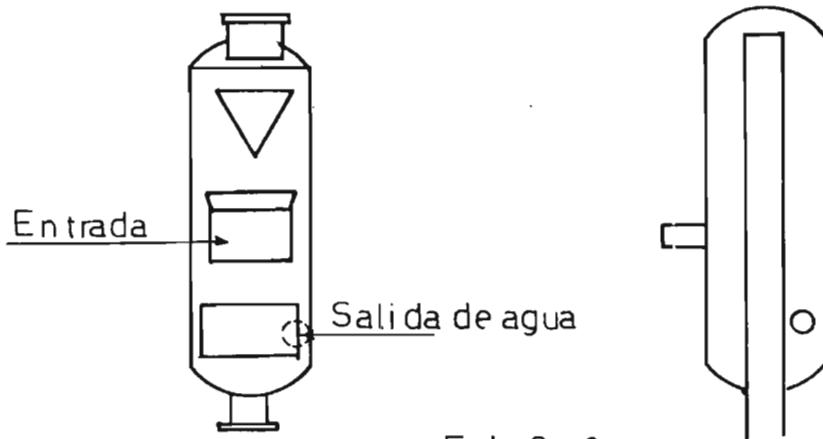


FIG. 1
SEPARADOR A 180°



- $B_c = D_c/4$
- $D_e = D_c/2$
- $H_c = D_c/2$
- $L_c = 2D_c$
- $S_c = D_c/8$
- $Z_c = 2D_c$
- $J_c = \text{Arbitrario usual-mente } D_c/4$

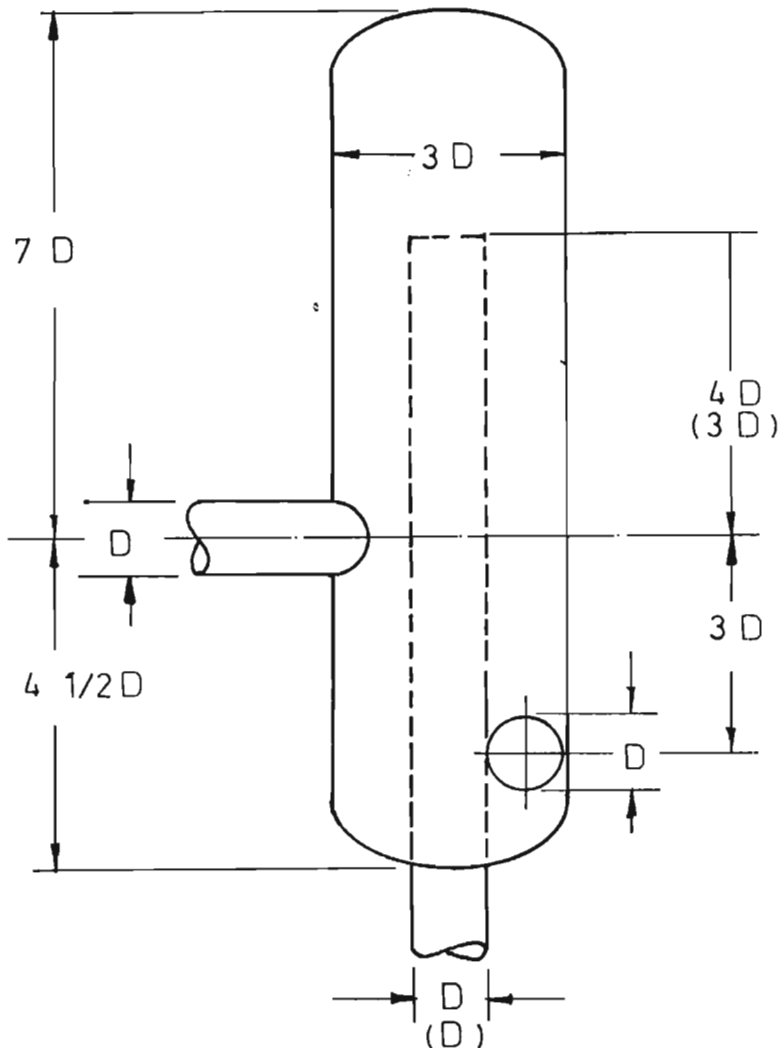
FIG. 2
SEPARADOR CICLONICO



F I G. 3

SEPARADOR CICLONICO DE
SALIDA DE GAS EN LA PAR-
TE SUPERIOR.

SEPARADOR CICLONICO DE
SALIDA EN LA PARTE IN-
FERIOR.



F I G. 3
B O C

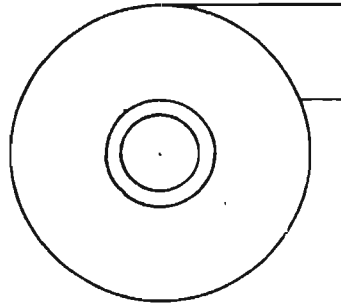


FIG. 4
CICLON DE ENTRADA TANGENCIAL

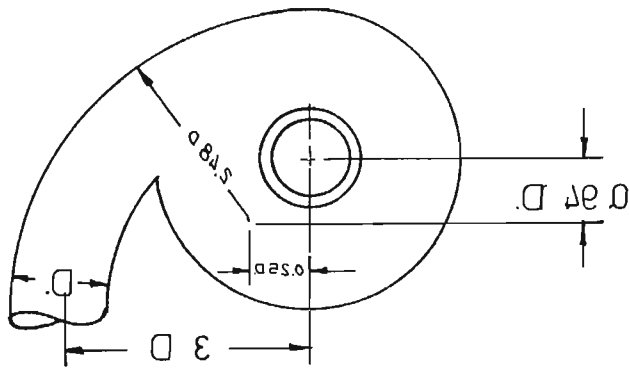


FIG. 5
CICLON DE ENTRADA EN ESPIRAL

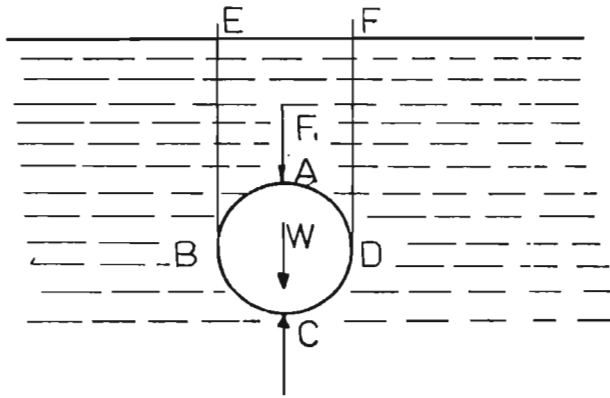
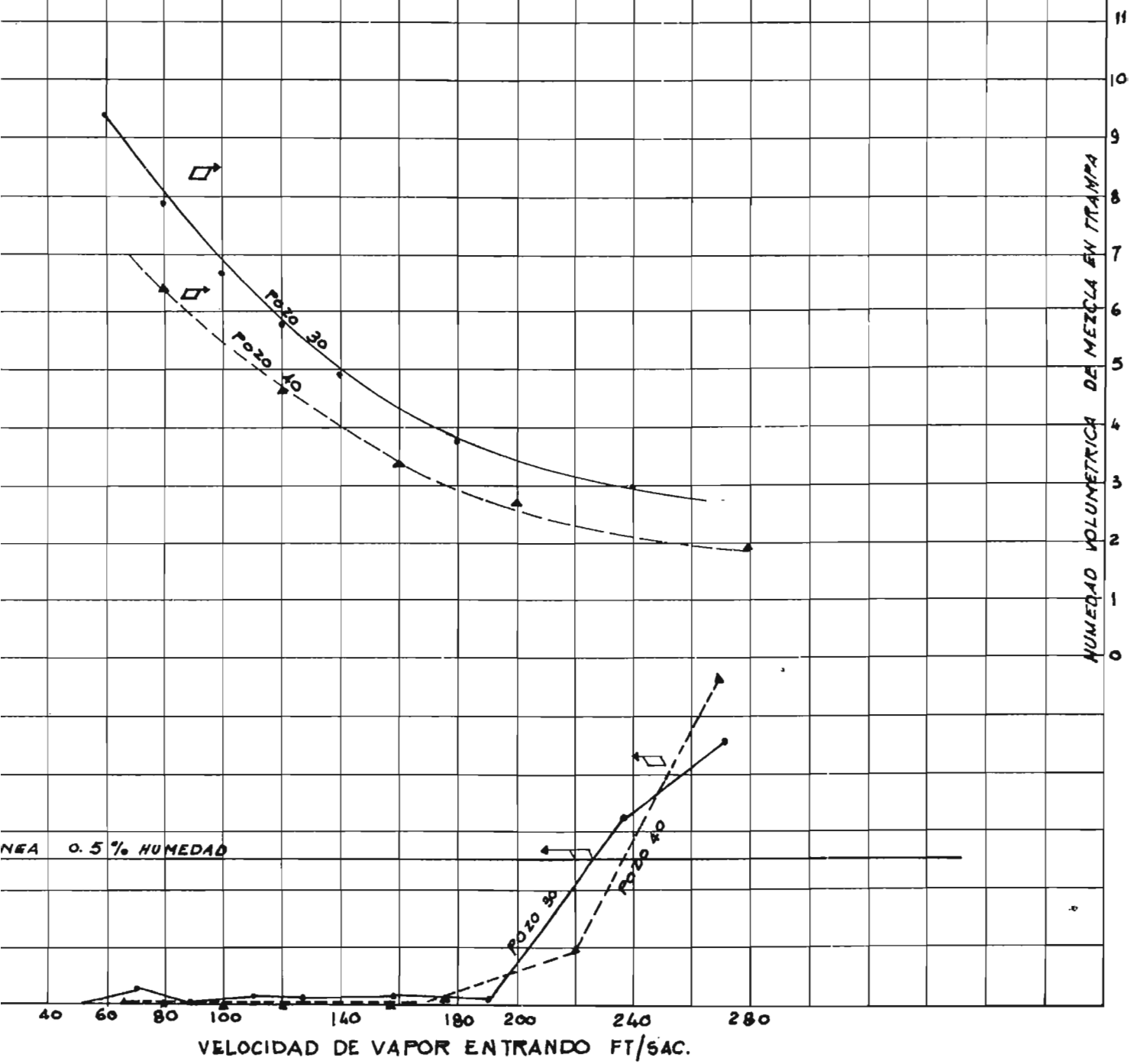


FIG. 6

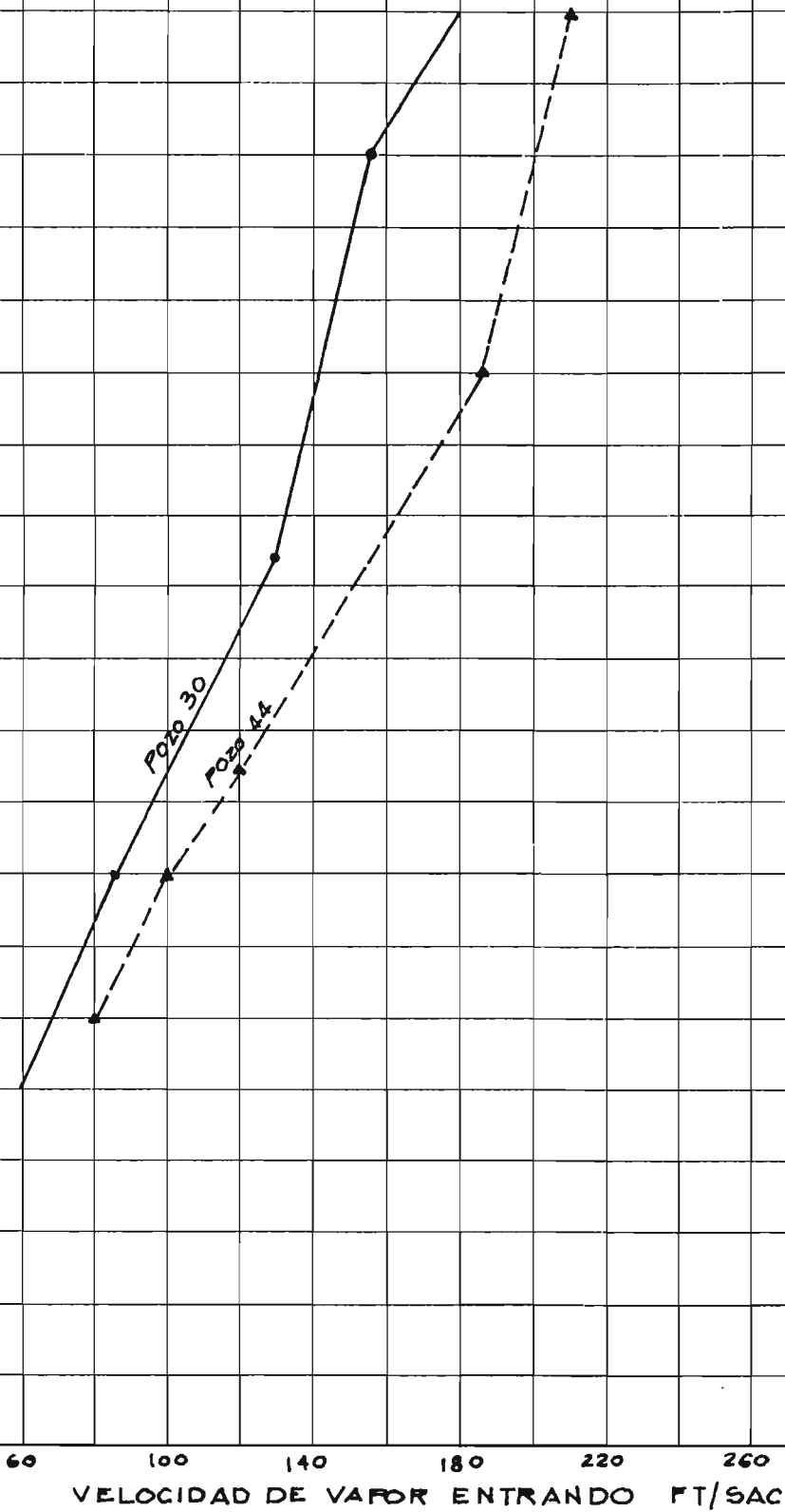
GRAFICA #1

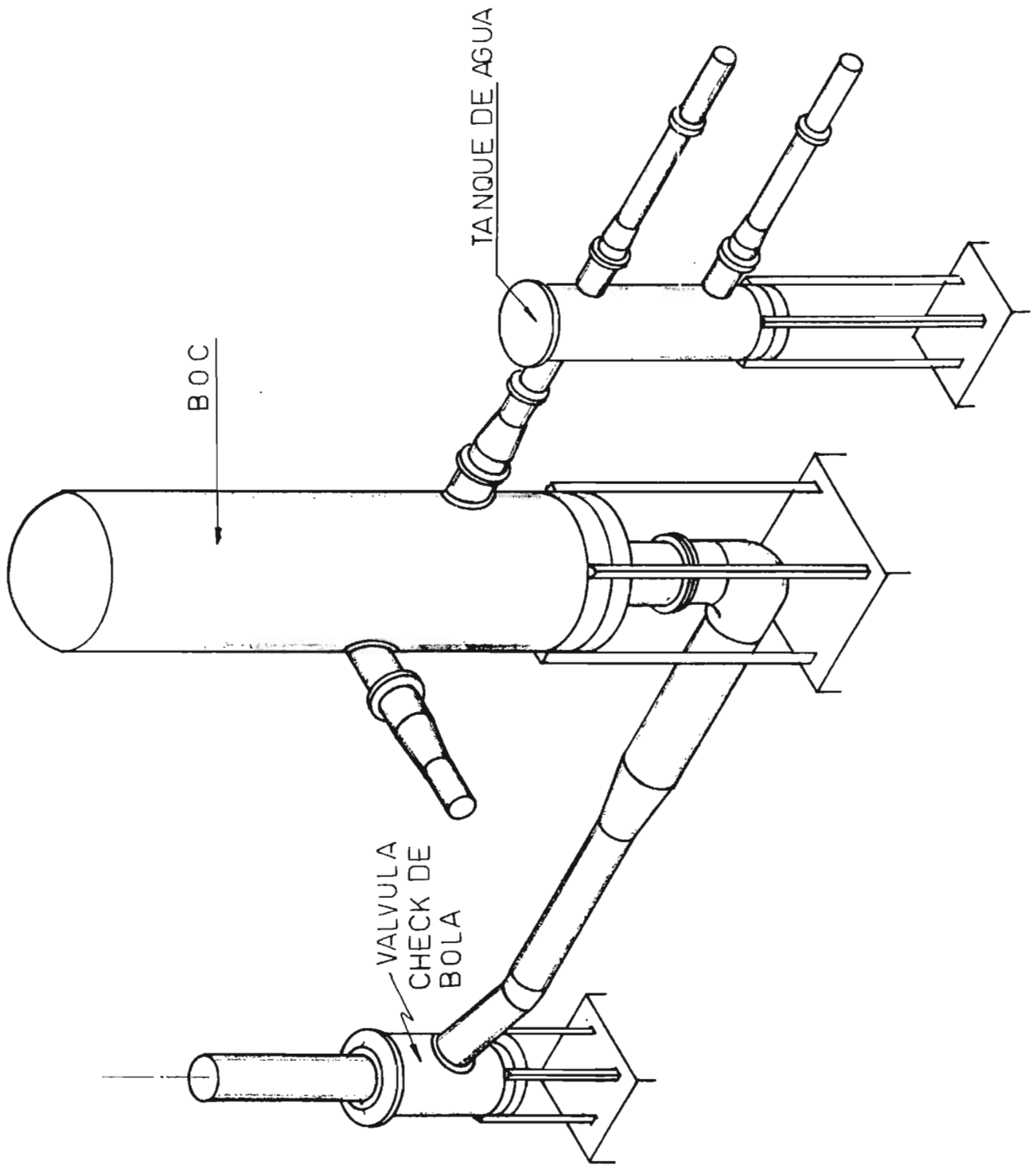
WAIKABEI, N.Z.



GRAFICA #2

WAIKABEI, N.Z.





SISTEMA DE SEPARACION

4.4 - VASIJA DE CORROSIÓN.

I N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	366
CORROSIÓN DEL HIERRO	367
MEDIOS ACUOSOS	367
AIRE DISUELTO	367
TEMPERATURA	368
PH	368
PARES GALVANICOS	369
EROSION CAVITACION	369
SALES DISUELTAS	370
AGRESIVIDAD CARBONICA	370
DEPOSICION DE SILICIO	372
EXPERIENCIAS DE CORROSIÓN EN EL CAMPO	372
VASIJA DE CORROSIÓN	374
CUALIDADES DE LOS ENSAYOS DE CORROSION	374
ENSAYOS DE CORROSION	375
ENSAYO DE EROSION	376
ENSAYO CON TENSIONES	376
ENSAYO DE EXPOSICION A LA ATMOSFERA	376
ENSAYO DE DEPOSICION	377
PREPARACION DE MUESTRAS	377
ALGUNAS PRUEBAS RECOMENDADAS	377
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	378
REFERENCIAS	380

I N T R O D U C C I O N

El flujo endógeno acarrea sales y gases disueltos provenientes de la capa magmática y a medida que avanza -- por el sistema toma consigo cationes y aniones de los materiales con que está construido el mismo sistema -- formando así, nuevas sales.

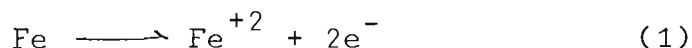
Las condiciones a las que está sometido el flujo desde que sale por el cabezal, hasta que es desechado al ambiente por cualquier medio que sea e inclusive en el mismo ambiente sufren una variada gama de cambios, y algunos tan radicales tales como lo pueden ser los cambios de estado. Estos cambios en el sistema hacen que en alguna condición el agente corrosivo no lo sea, que incremente su agresividad o que las propiedades del material expuesto se vean afectadas y sean más atacadas o no.

Así, el flujo en la sección del cabezal es una mezcla vapor líquido, del separador, salen líquidos (teóricamente solo líquido) hacia al Silenciador de Torre Gemela o hacia Producción de Vapor a baja presión, y vapor hasta la planta generadora el cual acarrea consigo los gases no condensables que al ser desechados a la atmósfera, le dan a ésta características corrosivas.

Como se dijo anteriormente, los cationes vienen directamente del fluido o de procesos corrosivos que el medio favorece entre el material del sistema transmisor y el fluido. Lo mismo se puede decir de los aniones.

CORROSIÓN DEL HIERRO.

La corrosión, según la teoría electroquímica, es una red de pilas galvánicas en corto circuito sobre una superficie metálica, los iones del metal en este caso el Fe, se disuelve en el área anódica según la reacción.

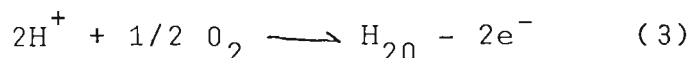


y en el área catódica en una solución desairada,



La reacción (1) es rápida y la que controla el proceso corrosivo es la (2) cuya velocidad se ve afectada por la presencia de impurezas de baja sobre tensión de hidrógeno.

Si en la solución se encuentra oxígeno disuelto, la reacción en el cátodo será:



proceso que se podrá conocer como de despolarización

El oxígeno reacciona con el hidrógeno absorbido sobre la superficie independientemente de la presencia de impurezas.

El resultado conjunto de (1), (2) y (3).

Si se suman es:



MEDIOS ACUOSOS

Aire Disuelto; A temperaturas ordinarias, el hierro sufre corrosión apreciable en medios neutros o casi neutros, si existe oxígeno disuelto. Cuando el agua está saturada de aire, la velocidad de corrosión alcanza valores de hasta 100 mdd (mdd = miligramos por decímetro

por día). Si sobre la superficie del metal se va formando una película de óxido de hierro, ésta dificulta la difusión del oxígeno desde la solución a la superficie del metal, disminuyendo así la velocidad de corrosión.

De la ecuación (4) se puede deducir que a una mayor concentración de oxígeno la reacción se llevará a cabo -- más pronunciadamente; pero existe un valor para el cual ya no todo el oxígeno puede ser reducido para la reacción de corrosión, y el exceso, es según la teoría de la pasividad, tomado por el óxido ferroso para formar otro óxido más protector como barrera de difusión, o según la teoría de la absorción, es quimisorbido sobre la superficie proporcionando una película pasiva, disminuyendo así la velocidad de corrosión y desvalorizando para estas concentraciones de oxígeno, el carácter lineal de la relación velocidad de corrosión concentración de oxígeno.

Temperatura: Cuando la corrosión está regulada por la difusión del oxígeno para una concentración dada del mismo, la velocidad de corrosión aumenta el doble, por cada 30°C de aumento en la temperatura aproximadamente. Esta velocidad depende de la concentración de oxígeno, de ahí, que ésta se detenga en un sistema cerrado cuando el oxígeno se ha agotado.

PH. : Se puede dividir la escala de PH, en tres regiones. Para regiones $PH < 4$, el hierro se corroe velozmente y esto es debido a que la película de óxido ferroso a este PH, se disuelve dejando la superficie del metal a un mayor contacto con la solución. Entonces, la velocidad de corrosión se ve aumentada debido a la acción conjunta de la despolarización y del desprendimiento de hidrógeno, que se produce en proporciones apreciables.

Para un rango de PH entre 4 y 10, la velocidad de corrosión es independiente del mismo, y solo depende de la facilidad con que el oxígeno se difunda a la superficie del metal.

Arriba de PH 10, la alcalinidad del medio, eleva el PH de la superficie, del hierro y en este caso la velocidad de corrosión como efecto de la alcalinidad y del oxígeno disuelto disminuye.

En la figura (1) se muestra el efecto sobre la corrosión del hierro en agua aireada y temperatura ambiente.

Pares Galvánicos: Wilthman y Russell (6) comprobaron que la pérdida de peso del hierro unido al cobre es la misma, que cuando toda la superficie del hierro está expuesta al medio corrosivo y mostraron también que la penetración es mayor, cuando se une el hierro a un metal más noble.

Cuando la difusión de un agente oxidante es la que controla la corrosión, se puede decir que la penetración P , en un metal de área A , acoplada a un metal más noble de Area B viene dada por:

$$P = P_0 (1 + B/A)$$

donde:

P_0 es la penetración normal en el metal sin acoplar.

Para metales acoplados expuestos a soluciones no aireadas en los cuales el proceso corrosivo va acompañado de desprendimiento de hidrógeno, también el aumento del área del metal más noble, aumenta la corrosión del metal más noble.

Erosión Cavitación: Cuando el agua tiene un PH relativamente elevado, el desprendimiento de hidrógeno es muy poco, de ahí, que la velocidad de corrosión se vea aumentada por la conducción del oxígeno hacia la superficie del metal por la misma corriente. El oxígeno llega a pasivar al metal, según teorías explicadas anteriormente pero si la velocidad del flujo es aumentada, la velocidad de corrosión vuelve a incrementarse debido a la erosión mecánica de las partículas de productos de corrosión. Si el agua contiene impurezas tales como cloro, la pasividad no se alcanza, lo mismo sucede a temperaturas más elevadas.

Cavitación es el fenómeno por el cual en un fluido se producen alternativamente áreas de presión elevadas y baja, o sea, se contraen y expanden burbujas en la interfase metal-líquido. Este fenómeno produce el efecto destructivo llamada cavitación-erosión, produciendo una superficie picada profundamente (o sea con poros profundos) con un aspecto esponjoso. Estos daños pueden ser puramente mecánicos como en el caso en el que son atacados plásticos y vidrios o que reciben la acción conjunta de efectos mecánicos y químicos como en el que el metal es desvestido de su capa protectora.

Sales Disueltas: Las sales disueltas, pueden proporcionar incrementos o decrementos en la velocidad de corrosión. Atendiendo a factores tales como concentración, temperatura, tipo de sales ya sea de metales alcalinos, ácidos, etc., conductividad de la solución, etc. Por ejemplo se ha demostrado que las soluciones de cloruro de sodio al 3% peso muestran un máximo en la velocidad de corrosión y que al aumentar la concentración dicha velocidad disminuye. Los factores que entran en juego son en este fenómeno por ejemplo: conductividad, la cual aumenta la velocidad de corrosión al aumentar ella debido a la sal disuelta. Concentración de oxígeno el cual disminuye cuando se adiciona una sal. Despolarización que pueden ocasionar el anión o el catión destruyendo la película protectora. La acción conjunta de estas y otras propiedades son las que determinarán el comportamiento de la corrosión.

Agresividad Carbónica: Las aguas naturales pueden estar constituidas así:

i) Iones y moléculas que participan en el equilibrio cal-carbónico.

- H^+ y OH^- , procedentes del agua, de ácidos o de álcalis.

- CO_3^{-2} , carbonatos

- HCO_3^- , bicarbonatos

- Ca^{+2}

- H_2CO_3 , resultado de la hidratación del CO_2

ii) Otros iones

- Mg^{++} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , SiO_3^{-2} , etc

iii) Gases disueltos

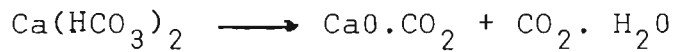
- O_2 , H_2S , N , etc.

El bicarbonato de calcio, no existe en forma estable en solución, no existe en estado sólido, tiende a pre-

precipitar carbonato de calcio y a liberar gas carbónico.



o bien:



Llamándose el CO_2 unido al CaO , combinado y el unido al H_2O semicombinado.

Para mantener el bicarbonato en solución, es necesario tener cierta cantidad de CO_2 adicional, llamado equilibrante, Si el CO_2 equilibrante presenta un exceso, ese exceso es conocido como CO_2 agresivo frente a la caliza. Si un agua contiene menos CO_2 que el equilibrante, esa agua es incrustante.

Langelier estableció un sistema para determinar la agresividad y la tendencia a incrustaciones de un agua, mediante la ecuación:

$$\text{PH}_s = (\text{P K}_2 - \text{P K}_s) + \text{Pca} + \text{Alc}.$$

Donde PH_s es el PH al cual no habrá ataque corrosivo, ni incrustaciones.

$$\text{PK}_2 \text{ es la constante de ionización } \frac{[\text{H}^-][\text{CO}_3^{-2}]}{[\text{HCO}_3^-]}$$

$$\text{K}'_s \text{ es el producto de solubilidad } [\text{Ca}^{+2}][\text{CO}_3^{-2}]$$

Ca , es concentración de iones calcio.

Alc , es equivalente por litro de alcalinos valorables hasta punto final con el anaranjado de Metilo.

La diferencia entre el PH medido y el PH_s da el índice de saturación. En la gráfica 2 se ve como se puede calcular el índice de saturación.

Deposición de Silicio: El mecanismo de deposición de silicio en las aguas geotermales se presenta en una tubería, según T. Yanagase (7) como sigue. En una tubería de 2000 mts. la deposición al principio de la misma, fue mayor que al final. T Yanagase cree que -- cierto número de iones silicio en una agua en turbulencia tiene una gran tendencia a reunirse formando coloides.

En el momento en que se lleva a cabo dicha reunión si no interviene ninguna sustancia extraña, la agrupación continuará con iones silicio hasta convertirse en una partícula coloidal (0.1 - 0.3 μ), pero si el grupo hace contacto con la pared del tubo, mientras el ion silicio está aún llegando a formar parte del coloide, és te crece en dicha pared hasta que el agrupamiento cesa, adhiriéndose fuertemente a la pared.

EXPERIENCIAS DE CORROSIÓN EN EL CAMPO.

En la tubería para la conducción del fluido, se han - presentado principalmente 3 tipos de problemas corrosivos como lo son:

- Depositiones debidas a borato, sulfatos, silicatos.
- Corrosión por Cloruros
- Corrosión debido a tensiones.

El H₂S, para atacar al hierro y formar películas consistentes de FeS, necesita de temperaturas mayores a las que se presentan en el sistema. Los puntos en los cuales se presentan deposiciones, son aquellos en don de existe un relativo estancamiento del fluido (como en los lugares dentro de las válvulas o en puntos de cambio de dirección del flujo) y en las juntas donde pueden haber goteos, ya sea debido a expansiones térmicas de la tubería u otro equipo, o a alguna otra - causa. Algunas veces existen deposiciones tan grandes que pueden disminuir considerablemente el diámetro de la tubería.

Los cloruros relativamente son bajos en la fase vapor pero su concentración puede variar tanto en días como en horas, razón por la cual algunos materiales parecen arruinarse repentinamente. En el vapor, el cloro pue-

de ir en forma de NH_4Cl y no ejercer ninguna acción contra el material, pero al haber algunas pequeñas condensaciones, el NH_4Cl se puede solubilizar, proporcionando el ion cloruro que podrá entonces atacar al metal, produciendo así deterioros tan grandes como lo puede ser la disminución en el espesor de la tubería.

La acción de los cloruros en acero inoxidable es marcada, probablemente en la acción sobre el óxido de cromo, el cual es destruido despasivando así el metal y proporcionando una mayor corrosión.

Los cloruros, (los halógenos en general) se caracterizan por proporcionar una corrosión por picadura, la cual se explica por teoría electroquímica. La región donde el óxido de cromo ha sido destruido, actúa como ánodo y la región adyacente se protege, actuando como cátodo. Si existen tensiones en estos puntos se puede originar la corrosión por tensiones. En estos casos los esfuerzos a los que está sometido el material producen roturas exponiendo así, otras áreas al corrosivo deteriorando así al material inclusive en sus propiedades mecánicas. La maquinaria hidráulica o sea la maquinaria de la planta generadora lo son las turbinas, es el lugar donde recibe un fuerte despasivado a la par de deposiciones y esfuerzos mecánicos. Aquí se producen problemas de erosión corrosión imputable a cloruro, sulfuros y sulfatos, abrasión debida a la acción de precipitados como silicatos, carbonatos, etc.

En las paletas de la turbina se ha probado latón, dando mal resultado, al igual que aceros al cromo-níquel. Algunos aceros de alto contenido de cromo con buenas cualidades pasivadoras así como de resistencia mecánica, están siendo probados proporcionando nuevas experiencias al par de demostrar ser bastante apropiado para el sistema.

En el equipo de condensación situado después de la turbina el principal problema de corrosión se da en el lugar donde las paredes son batidas por el fluido, por la causa antes explicada de que el producto de corrosión es removido continuamente por acción del fluido (Ver Erosión Cavitación en página 369), se ha fabricado condensadores con hierro fundido y colocando en los puntos más atacados láminas de acero AISI 316, proporcionando buenos resultados.

En las construcciones se tienen partes expuestas a la atmósfera, y partes expuestas al fluido. Los problemas más serios en el despasivado se notan en las par-

tes expuestas a gases y en las líneas de agua en donde los productos corroidos son removidos por el flujo. Cuando no se tiene una suficiente dilución de los gases sulfuros, mejor dicho una buena aereación los sulfuros son oxidados a sulfatos o sulfitos, y los iones sulfatos atacan al calcio del cemento, dependiendo de la permeabilidad de la estructura del mismo. Cuando se tiene concreto armado, al ser atacado el hierro de la estructura debido a que el corrosivo lo alcanza por los poros del concreto se forma en su interior sales que tienen volúmenes mayores que el hierro original, produciendo tensiones y hasta rajaduras.

Las torres de enfriamiento también sufren del mismo tipo de ataque mencionado, las partes bajo el líquido -- son cubiertas por una película de sulfatos la cual la puede proteger. Las partes sobre el nivel del líquido presentan también descalcificado por bicarbonatación -- o sea formación de Carbonato de Calcio, despasivado -- del hierro y erosión.

VASIJAS DE CORROSIÓN.

Es muy importante conocer el comportamiento de los materiales ante el medio corrosivo con el objeto de escoger los más adaptables a determinado proceso.

Las condiciones ambientales; las condiciones corrosivas de un campo geotérmico están íntimamente ligadas a sus propiedades físico-químicas, de ahí, que los resultados de pruebas llevadas a cabo en otros campos no sean del todo fehacientes en uno determinado, y la necesidad de efectuar para éste, sus propias pruebas a sus propias condiciones.

CUALIDADES DE LOS ENSAYOS DE CORROSION:

Un ensayo de corrosión proyectará sus fines a obtener resultados cuantitativos, cualitativos o ambas cosas a la vez. Los ensayos podrán ser :

- Una prueba con el fin de determinar la calidad de un metal o de un corrosivo.
- Prueba de comparación entre metales, con el objetivo de determinar cuál de ellos es el más adaptable a un ambiente.
- Prueba en la cual, dadas las condiciones de ambiente, determinar la vida de un metal.

- Determinación mediante la prueba de los diferentes tipos de ambientes a los cuales un metal es resistente.
- Pruebas con el fin de estudiar mecanismos de corrosión para utilizarlos en la determinación de mejores metales a usarse.

Se deberá tomar en cuenta varios aspectos tales como - una definición o conocimiento del medio corrosivo, de sus características, fluctuaciones de su comportamiento en sí. Se deberá partir de los ensayos más sencillos a los más complicados con el fin de facilitar la obtención de las mejores conclusiones. En las primeras pruebas se comparan materiales, se separarán los materiales que es obvio que no funcionarán en dicho ambiente o sea será una prueba selectiva a condiciones de corrosión electrolítica pura. Una vez hecha esta primera selección se continuará con pruebas más completas y complejas, tales como pruebas con movimiento, aerea --ción, cambios en la concentración, materiales sometidos a esfuerzos tensiones hasta tener así el material más adecuado sin olvidar también la principal característica como lo es el costo.

La composición de la solución corrosiva, deberá ser controlada lo más exhaustivamente posible a través del curso de la prueba, con el fin de determinar al fin de la prueba la variación de los componentes.

La temperatura deberá ser mantenida en un margen de $\pm 1^{\circ}\text{C}$, y será la que promueva una mayor corrosión. En el caso que la solución sea aereada, la muestra no - deberá estar en la corriente de gas pues provocaría - condiciones no deseadas, salvo que la prueba así lo - requiera.

La duración del ensayo, será de acuerdo a la naturaleza y propósitos del mismo, aunque los ensayos podrán - ser combinados de modo que las duraciones sean continuas o sea varias unidades sometidas al mismo ambiente a distintos períodos de tiempo.

ENSAYOS DE CORROSION:

Las pruebas de corrosión deberán ser llevadas a cabo en distintos ambientes de acuerdo al número de ambientes ya mencionados que se puedan dar en la Zona y Planta Geotérmica. Se procederá con pruebas con vapor se-

parado a alta y baja velocidad, con vapor condensado a alta y baja velocidad, líquido separado, pruebas de exposición a la atmósfera y pruebas de deposición en tuberías y canales.

ENSAYO DE EROSION:

Se tratará de obtener una condición medible y reproducible de impacto y rozamiento en la muestra. La figura 3 muestra un aparato presentado por E. Tolivia (4), en donde se puede probar los efectos de corrosión erosión.

Los tubos de entrada y salida se pueden hacer intercambiables a fin de medir la erosión a distintos números de Reynolds. Muestras a probar contra impacto, estarán colocadas en el marco interno de la caja, el cual se ha llamado Porta Muestras. En este aparato se podrán probar distintos tipos de flujo, tales como de mezcla, de líquido o de vapor.

ENSAYOS CON TENSIONES:

Los esfuerzos de tracción son las causantes más comunes de roturas de equipo en servicio, pues se deberá probar también con esfuerzos de compresión y de torsión. La figura 4 muestra distintos dispositivos para estas pruebas.

Los dispositivos se deberán adaptar para efectuar las pruebas en las condiciones deseadas.

Se podrán hacer ensayos también con el objeto de conocer la carga a la cual la muestra fallará, para tal objeto se aconsejan dispositivos de medición como lo muestra la figura 5.

ENSAYO DE EXPOSICION A LA ATMOSFERA.

Este ensayo, podrá ser llevado a cabo en el mismo campo, con el objeto de conocer el comportamiento de distintos materiales en los distintos ambientes de la localidad de explotación.

La figura 6, dá una idea de lo que puede ser un portamuestra para esta tipo de pruebas.

ENSAYO DE DEPOSICION:

La figura 7 muestra un tanque de retención dividido en varias secciones en donde el agua va pasando de sección por rebalse en el sentido vertical al flujo total y por debajo de las divisiones en el caso de flujo paralelos al flujo total (en la figura se explica esto a base de flechas). El objeto de este tanque es el de proporcionar condiciones tales en las cuales la sedimentación - de sílice sea favorecida.

En el Apéndice A, se da un listado de materiales y sus especificaciones recomendadas a ser probados.

PREPARACIÓN DE MUESTRAS.

Las muestras deberán de estar lo más limpias posibles a fin de evitar cualquier efecto extraño no deseado en la prueba. La superficie de la muestra conviene ser - preparada por las siguientes razones:

- 1) Para obtener el mismo tipo de superficie que se utilizará en la práctica.
- 2) Para llegar a detectar cualquier tipo de corrosión ligera cuando la superficie original no permita hacerlo.
- 3) Evitar contaminaciones.
- 4) Uniformizar las condiciones de las superficies a - fin de obtener resultados que sean factibles de - comparar.

La preparación de la muestra deberá atender a la necesidad de obtener una superficie determinada para una - prueba. Así, una superficie que ha sido mecanizada, - atenderá a necesidades distintas a que si hubiera sido preparada mediante agentes químicos.

La preparación de las muestras presentan pues una gran importancia en los aspectos reproducción y comparación de resultados.

ALGUNAS PRUEBAS RECOMENDADAS.

- Uno de los principales problemas de corrosión, es el desgaste de la pared. Es necesario el conocimien

to del comportamiento de un material determinado ante un flujo. Se podría colocar mediante dispositivos adecuados, un tubo de tamaño manejable a escala de laboratorio previamente pesado y medido el espesor de su pared en un contacto con un fluido, cuyas condiciones son conocidas y después de un tiempo determinado, pesarlo y medirlo de nuevo, a efecto de conocer la acción que el fluido, en esas condiciones, ejerce sobre su material de construcción.

Este tipo de prueba se puede llevar a cabo a modelaje o sea, para un dispositivo dado, mantener constante los números adimensionales que rigen el fluido. Así, en el caso de una tubería, manteniendo Reynolds constante, se puede variar el diámetro y las propiedades del fluido a modo de obtener un modelo a escala del equipo que se usa en la realidad.

Basado en el principio de modelaje, se pueden simular a pequeña escala, condiciones en el sistema.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Las propiedades físico-químicas del ambiente geotérmico, varían en un rango muy amplio, razón por la cual si se quiere hacer un análisis exhaustivo de las condiciones de corrosión los ensayos se deberán hacer a las condiciones a las cuales el material a prueba estará sometido.
- La temperatura, la concentración de oxígeno y la velocidad del flujo son los principales determinantes de la corrosión galvánica, en este tipo de aguas cuyo PH, se encuentra entre 4 y 10.
- Se ha explicado el equilibrio carbónico, causa de incrustaciones en distintos lugares del sistema. Si al pozo de retención mostrado en la figura 7 se le acondicionan termómetros muestreadores, y algunos otros aparatos para hacer algún análisis de las condiciones reinantes en el sistema se podría de esa manera iniciar un estudio de equilibrio de la sílice y poder llegarlo a representar como lo ha sido el equilibrio de carbonatos.
- Antes de comenzar cualquier tipo de ensayos, se -

deberá idear un procedimiento para llevarlo a cabo, de modo que la selección del material sea lo más certera posible. Ya se hace mención a como comenzar una prueba, pero siendo el sistema y los propósitos tan variados, no se puede generalizar tanto, o sea no se puede tomar como patrón la sugerencia hecha antes.

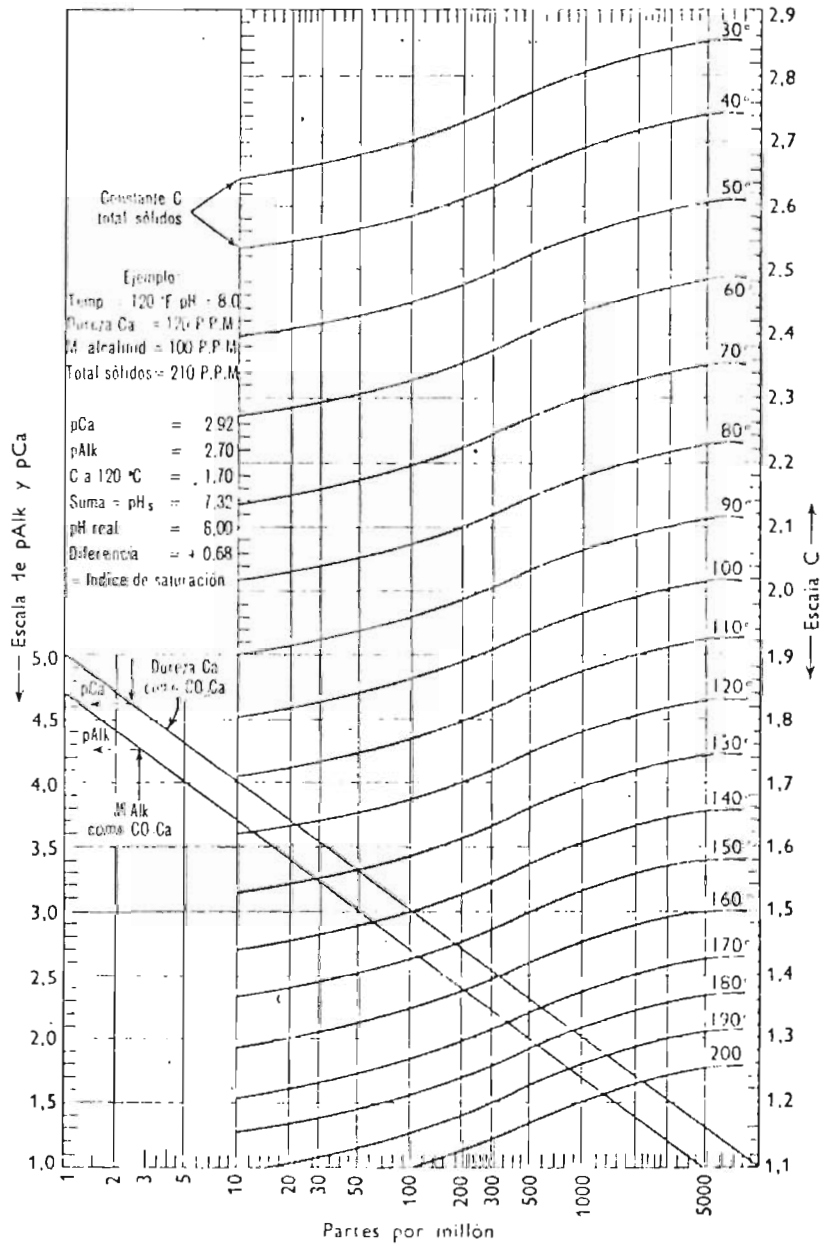
- Se recomienda con el fin de obtener los resultados más fehacientes de evitar efectos posteriores a la exposición, que todo este tipo de pruebas -- sean llevadas a cabo en el campo y que los resultados de las mismas sean analizados lo más cerca posible del lugar de las pruebas.
- El laboratorio para ensayos de corrosión deberá estar situado lo más cerca posible de la zona de producción a fin de que el experimentador pueda llevar a cabo inspecciones regulares y que las muestras sean mejor preservadas de algún tipo de contaminación.
- El aprovechamiento de la Energía Geotérmica en el país, ha venido a sustituir en parte a la Energía producida por petróleo y una de las justificaciones de su existencia es su costo con respecto al costo del mismo petróleo. Una de las principales fuentes de costos en los sistemas geotérmicos es la pérdida de equipo y materiales debido a la corrosión, razón por la cual se hace urgente la instalación de un laboratorio adecuado a fin de conocer y controlar los efectos tan negativos de la misma. Desde el punto de vista empresa, la instalación de este laboratorio de corrosión sería un paso positivo en el proceso de optimización de costos.

REFERENCIAS

- 1) Champion , F.A. Ensayos de Corrosión, Ediciones Urmo, 1970.
- 2) Mawrin, A.J. Manual de Anticorrosión, Ediciones Urmo, 1970.
- 3) Perry and Chilton. Chemical Engineering Handbook 5a. Ed. McGraw Hill.
- 4) Tolivia, E. Corrosión Measurements in Geothermal Environment. Pisa 1970, Vol. 2
- 5) Uhlig, H.H. Corrosión y Control de Corrosión, Ediciones Urmo 1970.
- 6) Withman, W. Russell R. et., Ind. Eng. Chem. 15, 672(1923).
- 7) Yanagase, T: Pisa 1970, Vol. 2, Part. 2.

A P E N D I C E A
LISTADO DE MATERIALES A SER PROBADOS

Acero B50A332A	C 0.12-Cr 12.0M-Ni 0.50M-Mn 0.50-P 0.130M-S 0.30 M
Acero B50A125H	C0.22-Cr 11.7-Mo 1.0-Ni 0.70-V 0.25W 1.0-Si 0.50M-Mn 0.70-P 0.20M-S 0.10M
Acero B50A376D	C 0.30-Cr 1.05-Mo 1.3-Ni 0.60M-V 0.25-Si 0.30M-Mn 0.75-P 0.20M-S 0.20 M
Acero B50A373B9	C 0.25 Cr 1.75-Mo 0.40-Ni 3.5-V 0.11-Si 0.10M-Mn 0.30-P 0.20M-S 0.20M
Acero B7B19	C 0.04 Cr 13.0-Ni 0.5M-Al 0.2-Si 0.50M-Mn 0.50-P 0.30 M-S 0.30M
Acero B7B18	C 0.05-Cr 15.0-Mo 1.7-Ni 0.5M-Al 0.5M-Si 0.50M-Mn 0.50M-P 0.30M-S 0.30M
Estelita 6	C 1.0-Cr 2.8-W 4.0-Fe 3.0M-Co rem
SACM 1	C 0.32-Cr 1.25-Mo 0.23-Si 0.25 M-Mn 0.45M-P 0.30M-S 0.30M-Fe rem
Dióxido de cobre	P 0.22-Cu 99.9 Min
Hierro Dulce	C 0.25 M-Fe rem
Aluminio	Al 99.9 min
Acero AISI 304	C 0.8M-Cr 19.0-Ni 10.0-M-Mn 2.0 M-P 0.045 M-S 0.03 M
Acero AISI 410	C 0.15 Cr 12.5
Bronce Naval	Zn 39.95-Sn 0.75-Cu 59.30
ASTM A 285	C 0.30M-Mn 0.80M-S 0.04M-P 0.04 M-Cu 0.35 M-Fe rem
MCS con NE 114	Acero al carbono cubierto con resina termocurada epóxica a 100°C
MCS con NE 312	Acero al carbono cubierto con resina termocurada epóxica a 80-200°C
MCS con NE 505	Acero al carbono cubierto con resina epoxihuretano autocurada
MCS con NS 502	Acero al carbono con resina poliester autocurada
MCS con CE 1060	Acero al carbono cubierto con resina epóxica autocurada.



Carta para calcular el índice de saturación (Powell, Bacon y Lill). (El Ca y la alcalinidad (Alk), están expresados como ppm de CO₂ Ca, temperaturas en "F").

FIG. 2

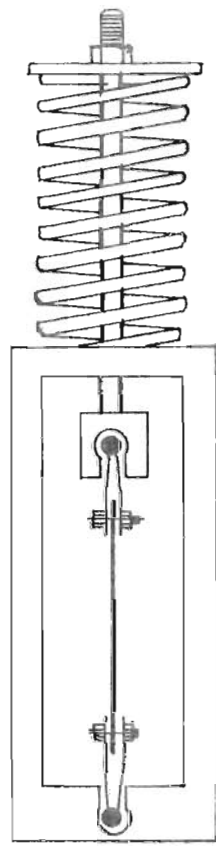
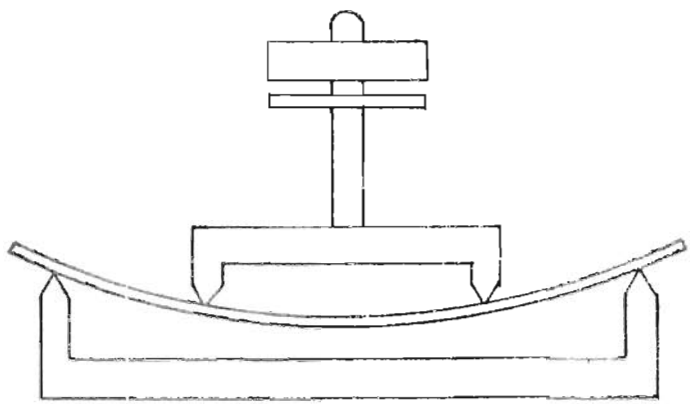
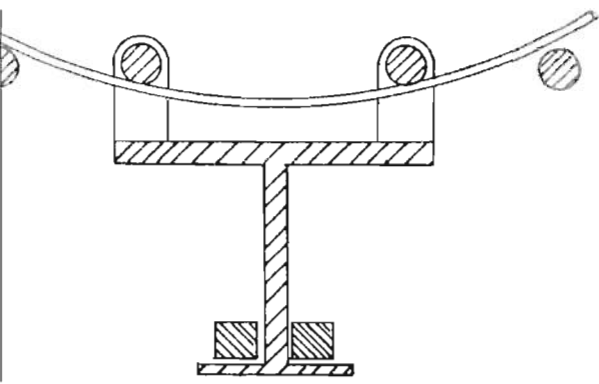


Fig. 4

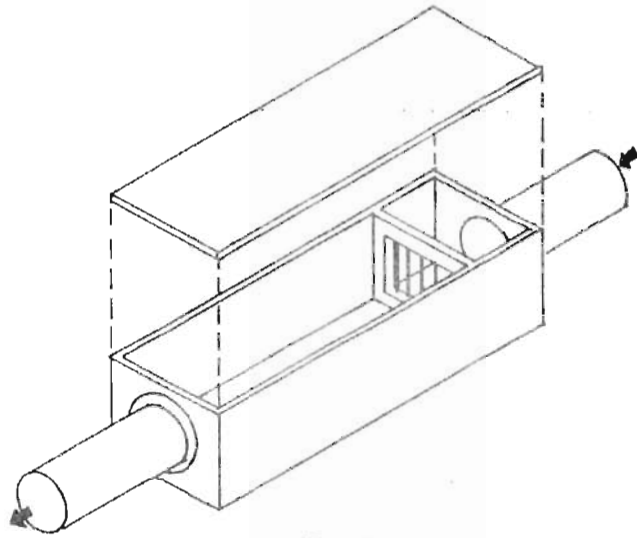


FIG. 3

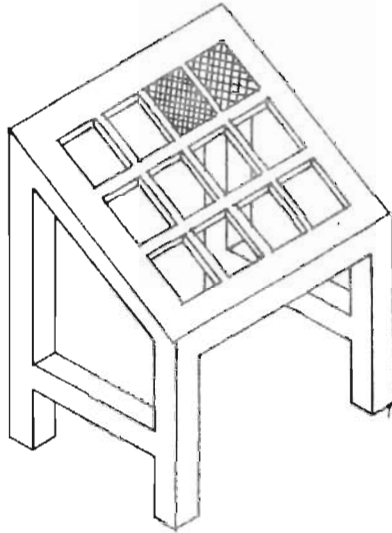


FIG. 6

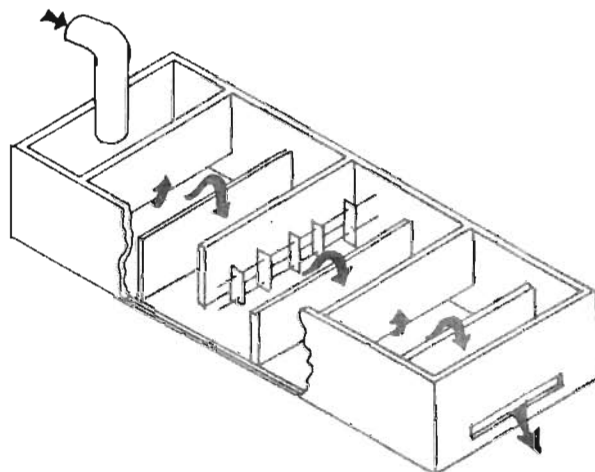


FIG. 7

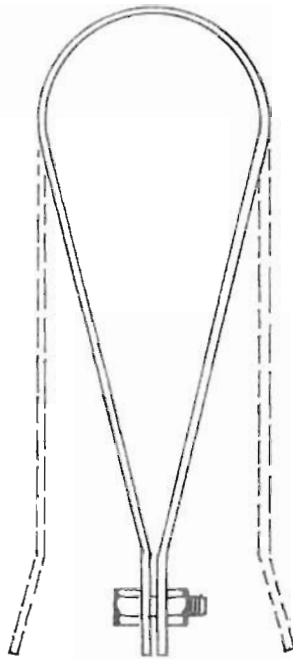
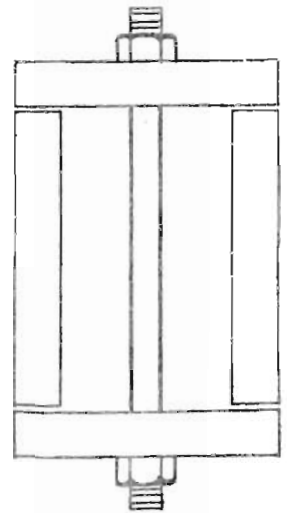
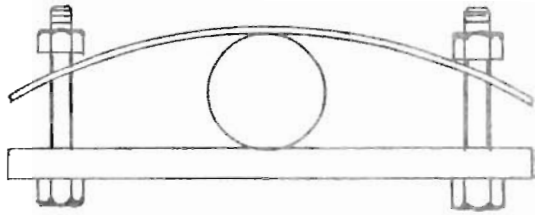


Fig. 5

4.5 CABEZALES DE POZOS GEOTÉRMICOS.

I N D I C E

	Pag.
INTRODUCCIÓN	388
ARREGLOS DE CABEZALES	389
DESCRIPCIÓN DE CABEZAL INSTALADO	391
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	393
REFERENCIAS.	394

I N T R O D U C C I O N

El fluido endógeno al salir del seno de la tierra, es conducido a distintos lugares, ya sea a los separadores ciclónicos o al silenciador, necesita que se le midan ciertas propiedades tales como presión y temperatura, que se tomen algunas muestras del mismo, en casos de excesos de presión, que ésta sea aliviada -- cuando el pozo esté cerrado, o sea que necesita también que se le interrumpa el paso y que su caudal sea controlado. Todas estas actividades son especialmente llevadas a cabo por una serie de válvulas, juntas y conexiones especialmente diseñadas y construidas cuyo conjunto es denominado Cabezal de Pozo. Dentro de la definición se encuentra incluido el contrapozo, que es un espacio alrededor del cabezal propiamente dicho al cual se puede bajar por medio de una escalera cuyo objetivo es el de permitir la inspección de cerca o hacer más asequible el cuello del pozo. En la figura 1, se esquematizan las partes principales de un cabezal.

Los cabezales han sido diseñados tomando en consideración las siguientes condiciones:

- i) Manejo de grandes cantidades de fluidos
- ii) Bajas presiones de operación y altas presiones en no operación.
- iii) Altas temperaturas.
- iv) Severas condiciones de corrosión y erosión, especialmente cuando el pozo comienza a producir
- v) Conexión a tuberías de diámetro grande.

ARREGLOS DE CABEZALES.

En las figuras 2, 3, 4, y 5 se muestran los distintos arreglos de cabezales que son explicados a continuación:

ARREGLO 1:

Este tipo de cabezal es montado durante la operación de perforación de la capa impermeable. La válvula central y la válvula de prevención son montadas sobre la tubería de perforación para cierre de emergencia. Las dos válvulas laterales son destinados para la distribución del fluido, hacia el separador o hacia el silenciador.

En este arreglo se puede adaptar una conexión lateral para reinyección de líquido.

ARREGLO 2:

Esta forma de disposición de cabezal es adaptada durante la operación de ensanchado de la capa impermeable. En esta fase del trabajo de operación donde no se espera flujo, la válvula central es omitida. En caso de emergencia, la válvula de prevención cerraría el pozo.

ARREGLO 3:

En este caso, el cabezal es montado durante la operación de la capa permeable en la cual se espera que el pozo sea productivo. En este caso al igual que en los dos anteriores y en el siguiente, el cabezal permite el paso de herramientas para la perforación. Este es el caso más común. Aquí todo está listo para la producción del pozo y la conexión de las tuberías de conducción del fluido.

ARREGLO 4:

Este arreglo es montado, cuando ya el pozo está parcialmente cementado. Existe un dispositivo especial para soportar el cabezal y asegurar la posición central y permite también el paso de herramientas. En este caso como en el anterior, toda está listo para que en cualquier momento el pozo entre en producción.

Como se puede notar, los arreglos de válvulas son intercambiables y la necesidad de instalar cualquiera - de los arreglos, depende de las condiciones específicas del pozo y del estado de perforación.

Las especificaciones promedio o los requisitos promedio que el sistema de válvulas uniones y tubos deben complementar son los siguientes.

- i) Área de tubo central disponible al flujo 962 - cm^2 .
- ii) Área del tubo lateral, disponible al flujo 490 cm^2 . Estas áreas, son suficientes para conducir el fluido en condiciones normales de operación, o sea un flujo de unos de vapor, a 4 kgm/cm^2 y 200°C .
- iii) Presión de prueba 77 Kgm/cm^2
- iv) Presiones de Operación,

50.6	kgm/cm^2	a	38°C
49.2	"	"	93°C
47.8	"	"	149°C
46.8	"	"	204°C
43.9	"	"	260°C
41.5	"	"	288°C

Hay que hacer notar que el cerrar el pozo, se alcanzan presiones entre 30 y 40 kgm/cm^2 .

- v) Acero como material de construcción, para evitar la acción de corrosión. En los lugares de mayor uso, el acero deberá ir reforzado con carburos de tungsteno a fin de evitar la erosión al máximo. Para este mismo fin se recomienda especial cuidado en el grosor de la pared. Entre las partes más sujetas a erosión están los asientos de válvulas y gargantas.

La válvula de prevención mencionada anteriormente mejor conocida como preventor de reventones, es un dispositivo colocado en el cabezal durante la perforación del pozo, su propósito es cerrar el pozo para controlar flujos imprevistos del fluido endógeno aún cuando haya cuerdas de sujeción de herramientas en el pozo.

Esta válvula puede ser operada por sistemas hidráulico y mecánico los cuales están aislados del fluido y protegidos contra él. Los empaques y sellos de esta válvula, están hechos de materiales resistentes al calor y temperatura tales como hules sintéticos Viton o Bula.

En la figura 6, se muestra un corte del preventor de - Reventones.

DESCRIPCIÓN DEL CABEZAL INSTALADO.

El cabezal a describir, mostrado en la figura 7, es el cabezal del pozo AH-26 (Ahuachapán 26).

El cabezal está construido por:

- i) Carrete de anclaje a tubería de producción
 - ii) Tubería de 2" diámetro
 - iii) Válvula de 2" y 1"
 - iv) Válvula maestra
 - v) Válvula de alivio
 - vi) Válvula 12" ASA 300
 - vii) Válvula 14" ASA 300
- i) Carrete de Anclaje. Es una tubería de 13 3/8" cuya función principal es el sostener todo el sistema de cabezal. Está adaptada a la tubería de producción del pozo.
 - ii) Tubería de 2" . Esta tubería está situada antes de la válvula maestra y sostiene las válvulas de 2" y 1".
 - iii) Válvulas de 2" y 1" . La válvula de 2", cumple las siguientes funciones:
 - Inyección de agua durante la perforación del pozo.
 - Llevar a cabo pruebas de permeabilidad
 - Purgar el pozo

La válvula de 1", cumple las siguientes funciones:

- Instalación de manómetro para medir presión de -
cabezal.
- iv) Válvula Maestra. Es la válvula antes llamada Válvula Central. Es una válvula de compuerta y es la -- principal del sistema y debe de estar completamente abierta o cerrada. No se debe manipular durante el tiempo que el pozo esté en operación, siempre se deberá cerrar otras válvulas primero.

Las especificaciones de esta válvula son:

- 10" diámetro, ASA 900, POW -R - SEAL
- Material de cubierta y cuerpo. ASIM, A-216 WCC
- Material de compuerta y asiento - AISI 410. (Acero inoxidable) Esttelita N° 6)
- Pernos y Tuercas: AISI 316

La sujección de la válvula al carrete inferior y - superior es llevado a cabo por medio de Bridas de 10" ASA 600.

- v) Válvula de Alivio: Esta está situada a un lado de la válvula Maestra, conectada a esta por un tubo en las partes superior e inferior. Tiene como función el equilibrio de presiones para facilitar el manejo de la válvula maestra.
- vi) Válvula 12" . Está conectada a la válvula maestra en su parte superior, y conecta el cabezal con el Silenciador. Las uniones se hacen por medio de bridas de 14" ASA 200.
- vii) Válvula 14" . También está situada sobre la válvula maestra y conecta al cabezal con el Separador - Ciclónico.

En esta Sección se ha mencionado las especificaciones ASA (American Standards Association) las cuales están referidas a Presión y temperatura.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- Está bien tomar en cuenta las especificaciones de construcción y uso de equipos tales como válvulas, juntos, etc. para cabezales, de otros campos geotérmicos; siempre y cuando sólo sirvan de referencia o de punto de partida para la selección del equipo adecuado para el lugar. Esto es debido a que un campo a otro las características físico-químicas son muy variadas.
- El cabezal es el punto de reparto del fluido geotérmico y es responsable de dicha actividad; un buen diseño del mismo garantiza el buen funcionamiento y buen estado de los dispositivos subsiguientes.

También es el punto final del pozo en si, y debido a dispositivos tales como las válvulas de alivio es en cierta forma responsable del cuidado del pozo.

- Analizando las funciones del cabezal de pozo, se nota que el diseño adecuado del mismo tanto en lo que respecta a materiales como a las propiedades del sistema para la conducción del fluido influirá en forma proporcional a la calidad de dicho diseño en los costos de producción.

REFERENCIAS

- 1) Contini Reno: Method of Exposition of Geothermal Energy and Equipments Required. Pisa 1961, Pag. 11
- 2) Smith, J.H.: Colection and Transmition of Geothermal Fluids. UNESCO, 1973, Geothermal Energy (Earth Sciences 12).

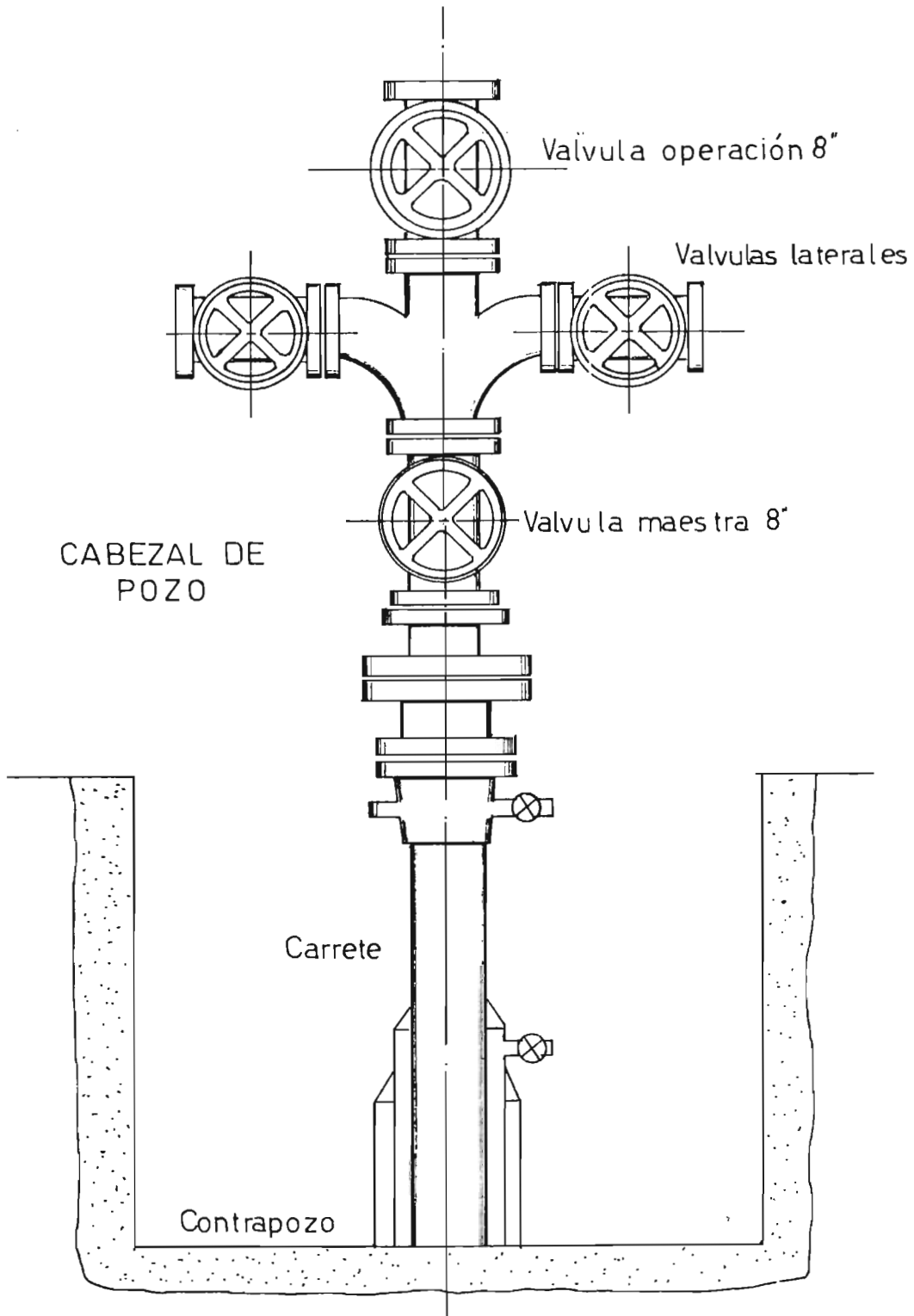


Fig 1

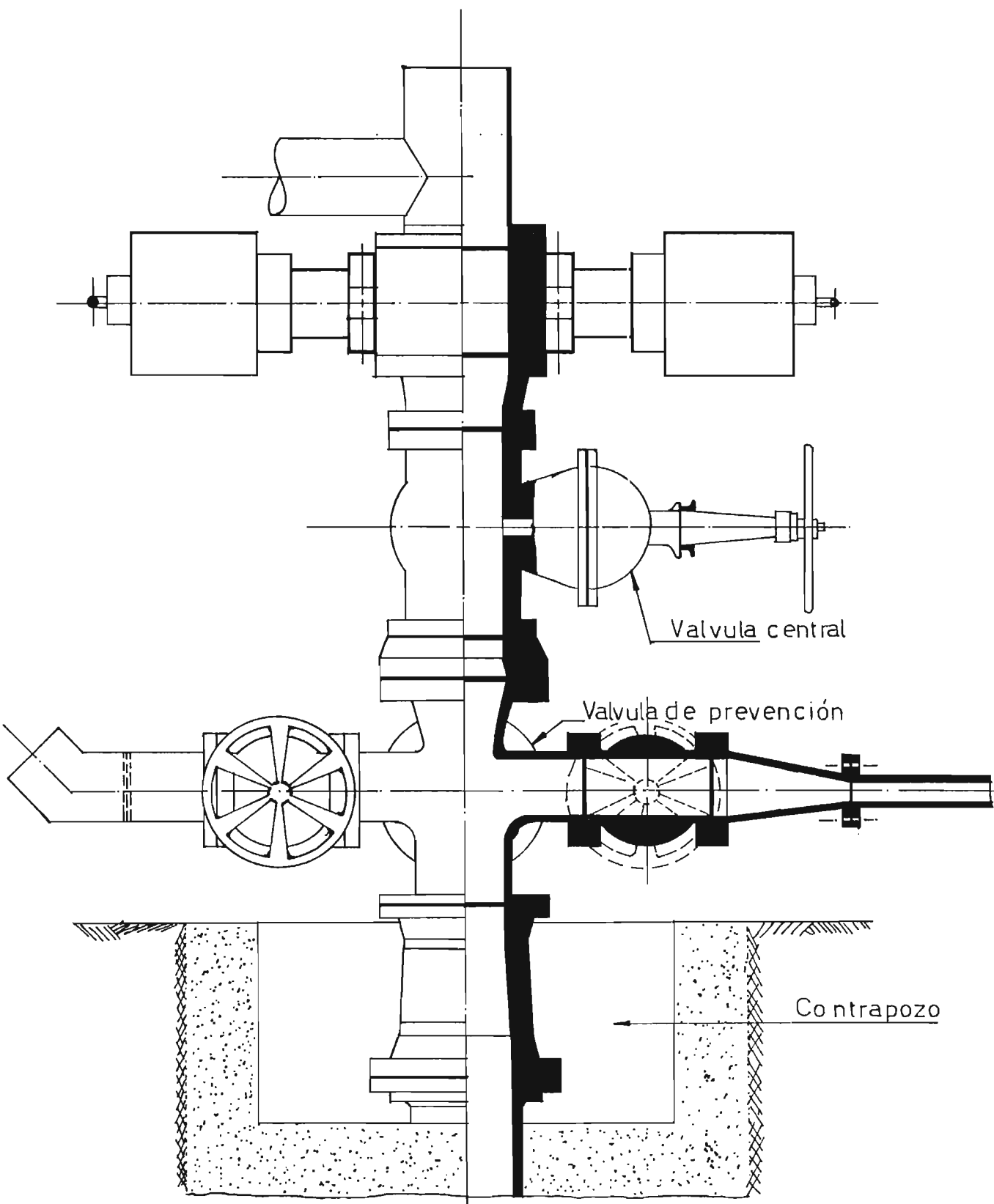


Fig. 2

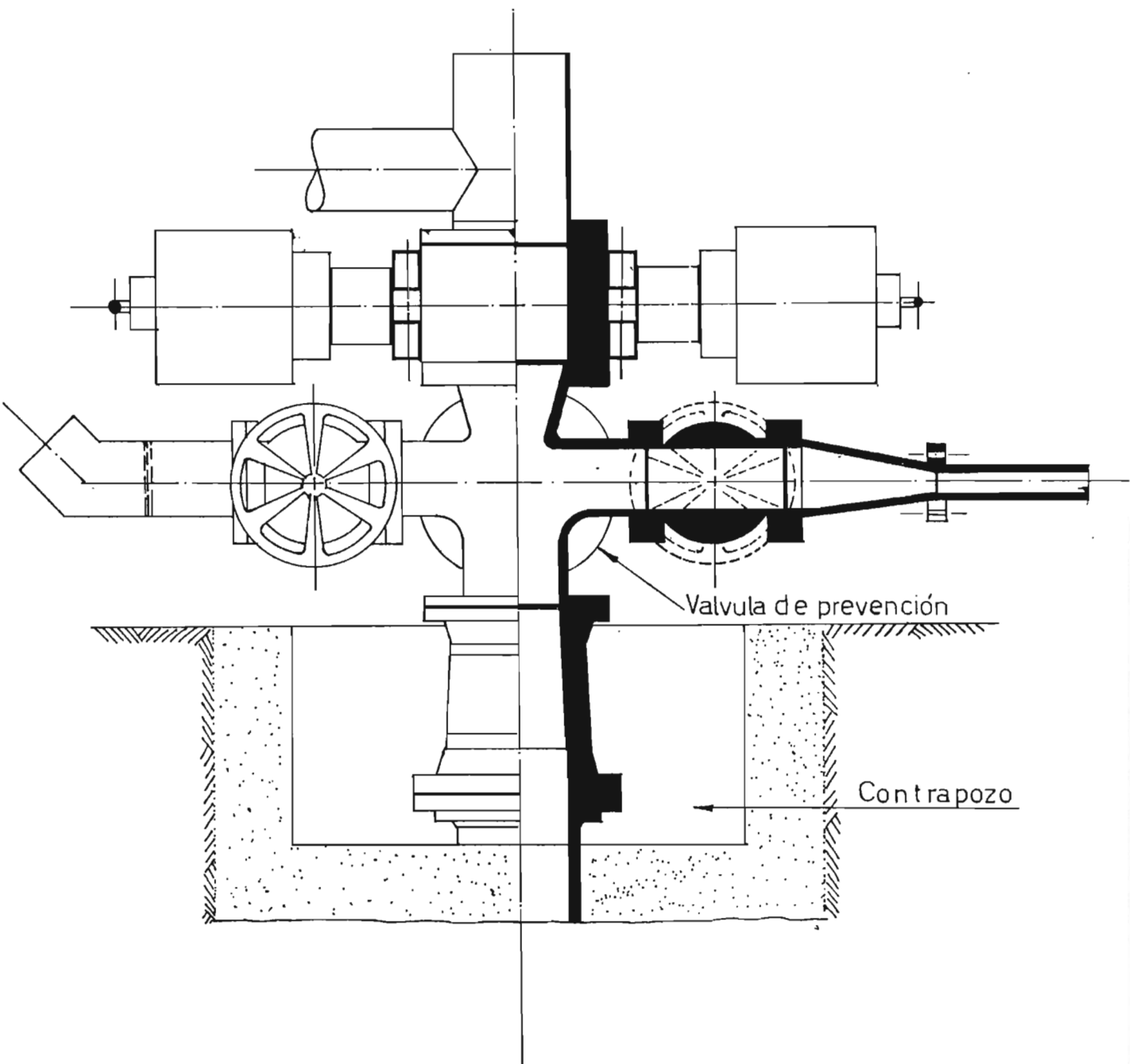


Fig. 3

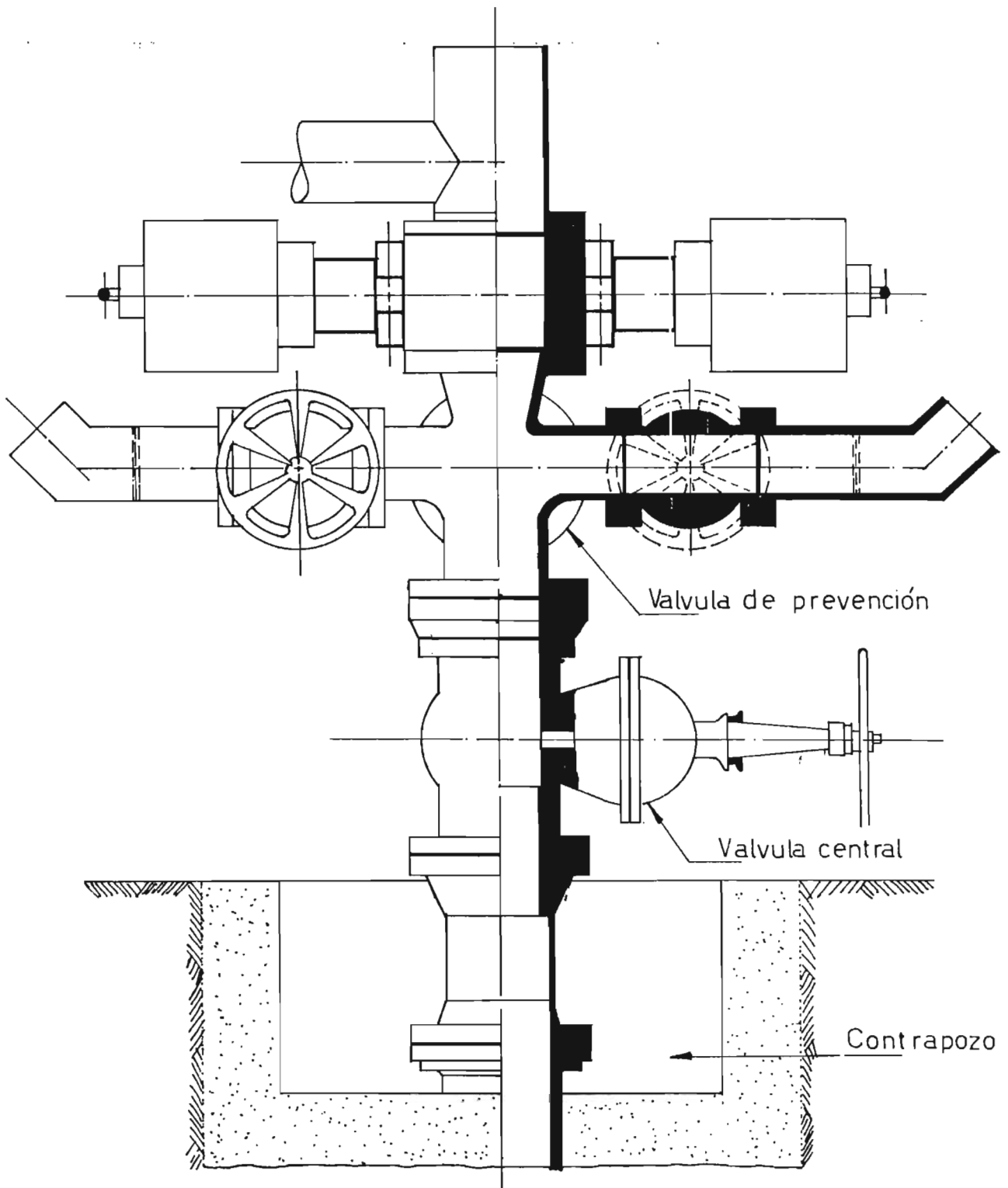


Fig. 4

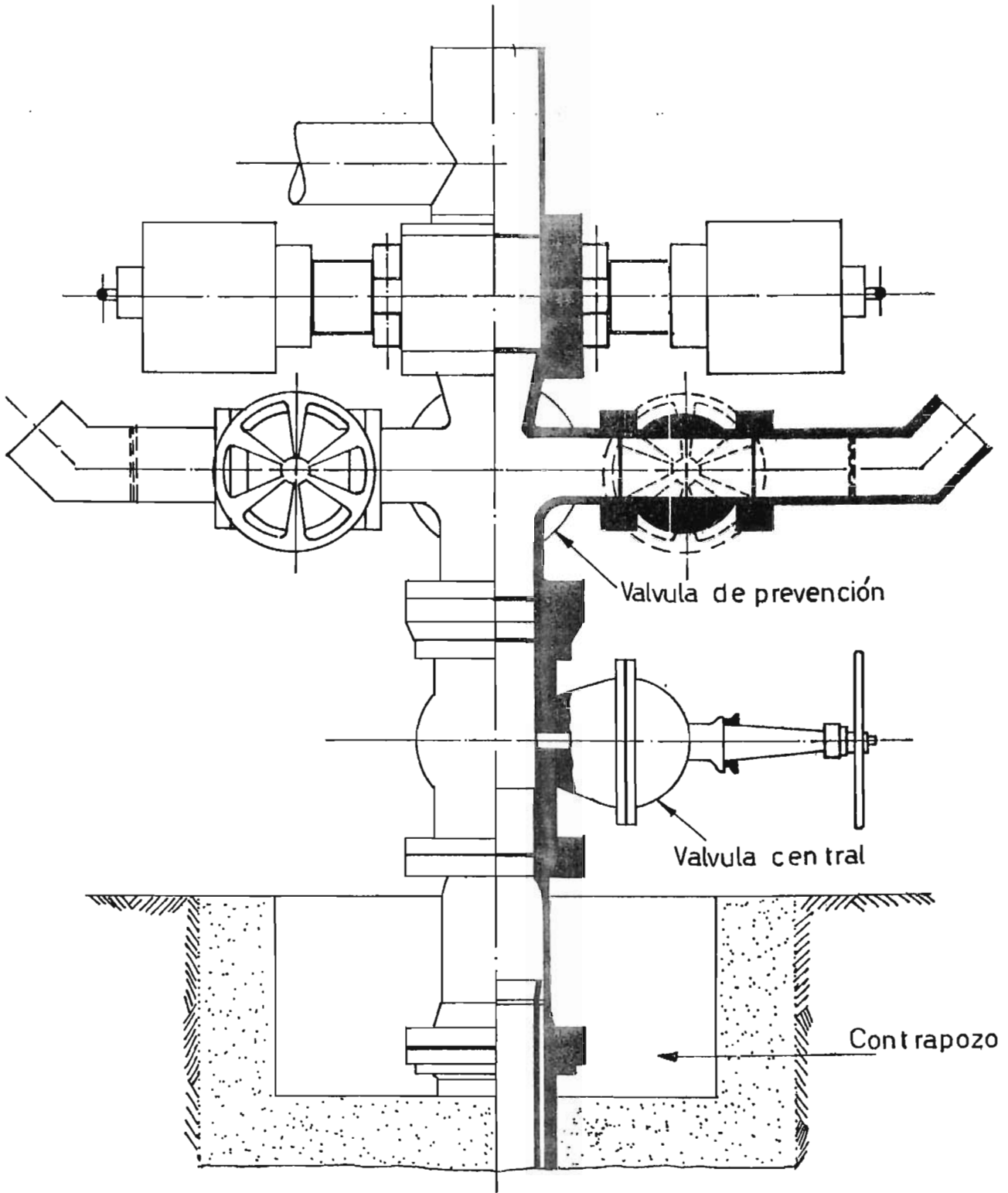
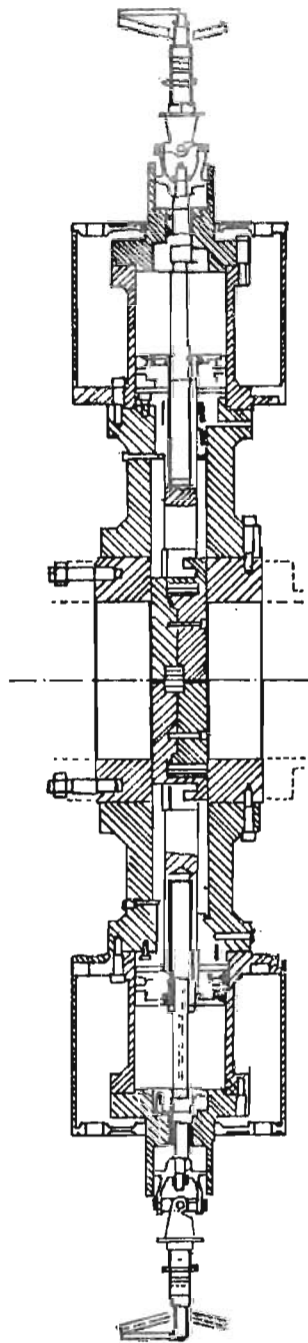


Fig. 5



ESQUEMA PREVENTOR DE REVENTONES

FIG. 6

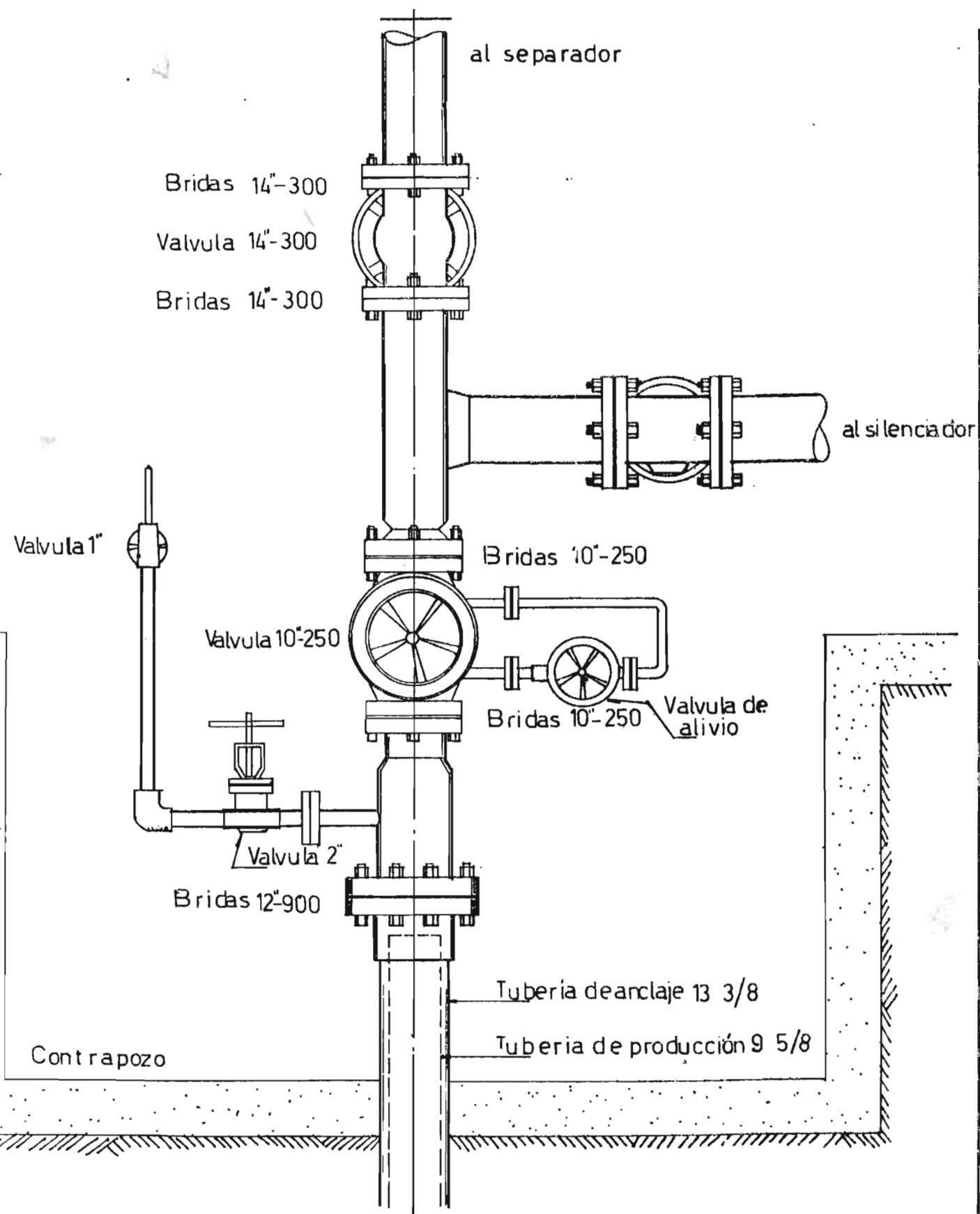


FIG. 7

DIAGRAMA DE CABEZAL
 POZO AH-26