

RESUMEN de la Tesis de Luis Humberto Mendoza Garcilazo,
presentada como requisito parcial para la obtención del grado
de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en SISMOLOGIA.
Ensenada, Baja California, México. Noviembre 1982.

ESTUDIOS SISMICO-PASIVOS EN LOS CAMPOS GEOTERMICOS
LA PRIMAVERA, JALISCO Y LOS AZUFRES, MICHOACAN.

Resumen aprobado por: -----

Dr. César Alfonso Reyes Zamora.

Director de Tesis.

Se realizó un reconocimiento con sismógrafos portátiles de
alta ganancia (MEQ-800 - RANGER) en las zonas geotérmicas La
Primavera, Jal., y Los Azufres, Mich., para conocer el nivel
de actividad sísmica y con estos datos inferir
características del reservorio y estructuras geológicas.

En la zona geotérmica La Primavera, la sismicidad de tipo enjambre se inicia en el tercer mes de registro, coincidiendo con el comienzo de la temporada de lluvias. La forma (envolvente de onda) de los eventos y el modo de ocurrencia sugiere que son resultado de un proceso de fracturamiento hidráulico inducido quizá por altas temperaturas presentes en capas superficiales. Esto se propone después de revisar ampliamente la literatura y comparar resultados obtenidos en zonas similares y experimentos de fracturamiento hidráulico.

La localización de los enjambres se hizo usando el criterio de máximas amplitudes, altas frecuencias del espectro y número máximo de eventos en la estación más cercana a la zona de origen. Los enjambres se generan cercanos a las estaciones de la parte central de la caldera (CCO y VIC) sobre las fallas anulares que delimitan el anillo de colapso.

En conjunto con el análisis cualitativo de eventos distantes registrados por la Red, suponemos que la fuente de calor más importante se localiza al centro de la caldera y cercana a la zona de pozos geotérmicos. Otras zonas con el efecto de atenuación son localizadas en áreas de erupciones recientes (30-40 000 años) y pueden ser debidas a paquetes de magma atrapados y enfriándose cerca de la superficie.

En la zona geotérmica Los Azufres, la sismicidad es escasa. La mayoría de ella ocurre en secuencias (familias) de temblores, con espaciamiento de minutos entre ellos. La forma de estos eventos, comparativamente a la actividad en otras zonas, hace que sean clasificados como debidos a procesos volcánicos. Algunos de ellos son llamados tremores volcánicos según la clasificación de Minakami (1974) y posteriormente Latter (1981). Debido a las anomalías en la región, la mala transmisión de la señal a través del campo y además su pequeña magnitud, no permite que los eventos sísmicos se registren en todas las estaciones, por lo que su localización ha sido inferida a zonas específicas. El análisis semicuantitativo utilizando el teorema de Parseval ha permitido hacer estimaciones de la potencia del paquete de ondas S y sus variaciones con respecto al azimut de la señal que cruza el campo geotérmico. Con un modelo simple se estimaron valores para la constante de atenuación en los puntos de la Red. Los resultados indican una zona de fuerte atenuación entre las fallas Agua Fria y Los Azufres, alineada en dirección E-O.

El análisis de velocidades de ondas P de eventos distantes confirma la existencia de esta zona. Las características del registro de señales distantes emergiendo a la estación P11, hace suponer que la fuente profunda de calor ó la zona con mayor fracturamiento se encuentra cercana a ésta estación.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIOS SISMICO-PASIVOS EN LOS CAMPOS GEOTERMICOS
LA PRIMAVERA, JALISCO Y LOS AZUFRES, MICHOACAN

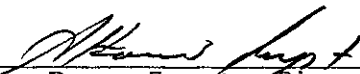
TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para
obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

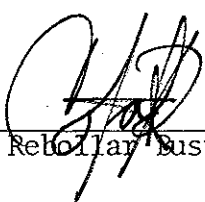
LUIS HUMBERTO MENDOZA GARCILAZO


Ensenada, Baja California, noviembre 1982


TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:

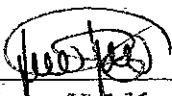

Dr. Alfonso Reyes Zamora, Director del Comité


Dr. José Frez Cárdenas, Miembro del Comité


Dr. Cecilio Retolaza Bustamante, Miembro del Comité


Dr. Ricardo Fernández Tomé, Miembro del Comité


M.C. Juan Madrid González, Miembro del Comité


M.C. José Gómez Valdés, Miembro del Comité

Dr. Alfonso Reyes Zamora, Director de la División de Ciencias de la
Tierra


Dr. Enrique Carrillo Barrios-Gómez, Director Académico

Tesis presentada en Noviembre 27, 1982.

DEDICATORIA

A mi padre, José Gabriel Mendoza De la Rosa por su guía espiritual y ejemplo.

A mi madre, María Emilia Garcilazo de Mendoza por su cariño y amor.

A todos mis hermanos.

A Vittorina con todo mi amor.

A todos mis maestros y amigos.

A G R A D E C I M I E N T O S

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por otorgarme la beca de grado que permitió continuar con mis estudios de postgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, por aceptarme como alumno en su Programa de Graduados.

A César Alfonso Reyes Zamora por aceptar ser director de esta tesis y darme la oportunidad de participar en los estudios que CICESE ha realizado en las zonas geotérmicas del país. Por su continuo apoyo y guía brindada desde mi ingreso al CICESE.

A el Ing. Antonio Razo Montiel e Ing. Ramón Reyes Suárez de Comisión Federal de Electricidad como entusiastas promotores en el desarrollo de este tipo de estudios. Por su confianza y supervisión hasta la finalización del estudio.

A Saúl Alvarez Borrego, Director de CICESE; Marco Antonio Esponda Gaxiola y Aida Guerrero de Esponda, Director Administrativo y Contralor de CICESE; por las facilidades implementadas dentro de CICESE para el buen desarrollo de los

proyectos entre CFE-IIE-CICESE, base de los datos de esta tesis. A el personal administrativo de CICESE.

A Enrique Carrillo Barrios-Gómez y Socorro Regino de Carrillo, Coordinador Académico y Jefe de Escolar; por sus atenciones y consejos que como alumno recibí durante mis cursos. A el personal de Coordinación Académica.

A todos mis maestros, por los conocimientos adquiridos de ellos.

A mis asesores y sinodales por sus críticas e ideas aportadas en la revisión de este escrito.

A Francisco Suárez Vidal por sus comentarios y correcciones sobre la parte geológica de la tesis.

A todos mis compañeros de la División Ciencias de la Tierra del CICESE, por su amistad y ayuda.

A todo el Centro de Cálculo por sus servicios que hicieron posible la obtención de gráficas y textos.

C O N T E N I D O

	Página
I.- INTRODUCCION	
I.1.- Antecedentes	1
I.2.- Tectonismo y Geología de las regiones de estudio	3
I.3.- Sismica Pasiva	8
II.- OPERACION DE CAMPO	
II.1.- Instrumentacion	17
II.1.1.- Equipo analogico MEQ-800	17
II.1.2.- Equipo digital DCS-302	19
II.2.- Operacion de campo en La Primavera	21
II.3.- Operacion de campo en Los Azufres	24
II.3.1.- Etapas del trabajo de campo en Los Azufres	26
III.- ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS EN LA PRIMAVERA	
III.1.- Clasificacion de eventos sismicos	28
III.2.- Analisis de enjambres sismicos	29
III.3.- Resultados (Enjambres)	33
III.3.1.- Densidad de ocurrencia de eventos en enjambres	33
III.3.2.- Regiones de mayor ocurrencia de enjambres	37
III.4.- Analisis de eventos distantes en La Primavera	40
III.5.- Resultados (Eventos distantes)	47
IV.- ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS EN LOS AZUFRES	
IV.1.- Analisis de sismicidad local (secuencias)	51
IV.2.- Resultados (Analisis secuencias)	55
IV.3.- Eventos tectonicos cercanos a la zona	59
IV.3.1.- Evento a 5 kms al oeste del campo geotermico	59
IV.3.2.- Evento a 55 kms al noreste del campo	

geotermico	66
IV.4.- Analisis de eventos distantes en Los Azufres	67
IV.5.- Atenuacion diferencial	71
V.- ANALISIS CUALITATIVO DE VELOCIDADES SISMICAS EN LOS AZUFRES	
V.1.- Analisis de la estructura de velocidades	88
V.2.- Estructura aparente bajo la Red	90
V.3.- Grafica de velocidades aparentes de onda P con respecto a AGF	92
V.4.- Mapeo en superficie de zona anomala	96
VI.- CONCLUSIONES	
VI.1.- La Primavera, Jalisco	98
VI.2.- Los Azufres, Michoacan	99
LITERATURA CITADA	102
A P E N D I C E	109

LISTA DE FIGURAS

TEXTO

Figura		Página
1	Arreglo de estaciones en la Zona Geotérmica La Primavera, Jal.	12
2a	Arreglo de estaciones Los Azufres, Mich.	14
2b	Proyección 3-D topografía de la Zona Geotérmica Los Azufres, Mich.	15
3	Curva de amplificación para los sismógrafos utilizados en este estudio.	18
4a	Enjambre Tipo A (Zona Geotérmica La Primavera) Duración aproximada = 1 hora. Ocurrencia casi continua con eventos de forma de onda de alta frecuencia. Núm. aproximado de eventos = 60.	34
4b	Enjambre Tipo B (Zona Geotérmica La Primavera) Duración aproximada = 1 a 2 horas. Mayor espaciamiento en tiempo entre eventos, con forma de onda con frecuencia ligeramente menor. Núm. aproximado de eventos = 25.	35
4c	Enjambre Tipo C (Zona Geotérmica La Primavera) Duración aproximada = 6 horas. Ocurrencia más esporádica, con forma de onda claramente de baja frecuencia. Menor número de eventos. Núm. aproximado de eventos = 30.	36
5	Zonas de Enjambres (La Primavera)	38
6a	Evento distante. Registrado en la parte central de la caldera volcánica.	41

6b	Evento distante. Registrado en el anillo exterior de la zona de colapso, parte suroeste.	42
6c	Evento distante. Registrado sobre el borde de las fallas anulares, parte norte.	43
6d	Evento distante. Registrado en la parte central de la caldera, parte este.	44
6e	Evento distante. Registrado en el anillo exterior de la zona de colapso, parte sur.	45
7	Dirección de arribo de eventos regionales y mapeo de zonas anómalas La Primavera, Jal.	48
8a	Sismograma de eventos sísmicos locales típicos de la Zona Geotérmica Los Azufres, Mich. La forma de los eventos difiere de la forma típica de sismicidad en otras zonas.	52
8b	Sismograma de eventos sísmicos locales en Los Azufres, Mich. La forma de estos eventos es única con respecto al resto de actividad registrada en la zona. Se infiere que son debidos a procesos tectónicos (decaimiento exponencial).	54
9a	Evento a 5 kms. del campo geotérmico (dirección E-0) Estación Pozo 3 (P03). Ganancia = 60 db, fpa = 10 hz, fpb = .1 hz.	60
9b	Evento a 5 kms. del campo geotérmico (E-0). Ganancia = 66 db, fpa = 10 hz, fpb = .1 hz. Estación Ajolotes de Ruiz (AJL).	61
9c	Evento a 5 kms. del campo geotérmico (E-0) Estación Agua Fria (AGF). Ganancia = 60 db fpa = 10 hz, fpb = .1 hz.	62
9d	Evento a 5 kms. del campo geotérmico (E-0). Estación Pozo 11 (P11). Ganancia = 60 db, fpa = 10 hz, fpb = .1 hz.	63
9e	Evento a 5 kms. del campo geotérmico	64

(E-0). Estación LLano Chico (LCH). Ganancia = 60 db, fpa = 10 hz, fpb = .1 hz.

10a	Gráfica de energía del paquete de ondas P y S del evento ocurrido a 5 kms. al oeste del campo geotérmico. Los valores están graficados sobre un perfil E-0 de distancia recorrida por la señal.	65
10b	Gráfica de energía del paquete de ondas P y S del evento ocurrido a 55 kms. al noreste del campo geotérmico. Los valores se han graficado sobre un perfil noreste-suroeste (azimut 74) de distancia recorrida por la señal.	65
11	Tren de ondas compresionales (P) y de corte (S).	68
12	Localización de eventos distantes (según RESMAC).	69
13	Evento regional registrado en 6 estaciones de la Red. Azimut de entrada al campo = 195 Distancia recorrida = 348 kms.	72
14	Trazado de rayos para un evento simulado ocurrido sobre el eje de la Trinchera Mesoamericana, utilizando el Programa TIMEX 1982 implementado en CICESE. Profundidad del evento = 10 kms.	74
15	Trazado de rayos para un evento ocurrido sobre la Trinchera a una profundidad de 25 kms. y viajando por capas de corteza hacia las regiones del Eje Volcánico.	75
16	Trazado de rayos para un evento simulado ocurrido sobre la Trinchera a una profundidad de 50 kms. y viajando hacia la región de Los Azufres.	76
17	Modelo de velocidades debajo de la zona geotérmica. Se ha supuesto una zona de baja velocidad (cámara magnética) con forma de graben invertido. Obsérvese el curvamiento de los rayos emergiendo hacia la superficie. Se utilizó el programa	78

TINEX (J. Madrid, CICESE).

18a	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación AGF.	81
18b	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación LCH.	82
28c	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación P11.	83
18d	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación P07.	84
18e	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación AJL.	85
18f	Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arribo. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. Estación P03.	86
19	Proyección ortogonal	89
20	Modelo de onda plana incidente bajo la corteza local en el Campo Geotérmico	91

Los Azufres, Mich.

21	Gráfica de tiempos relativos de viaje contra distancia recorrida en una proyección norte-sur. Los tiempos corresponden a eventos arribando a las estaciones en el rango de azimuts de $180 + 30$.	93
22	Gráfica de velocidades aparentes contra azimut de arribo a la estación AGF situada detrás de la zona de pozos geotérmicos. Considérese un error de 20-25% por las lecturas y las diferencias en tiempos de arribo del orden de 1 a 2 segundos.	95
23	Mapeo de zona anómala en superficie	97

APENDICE

Figura

1	Bases del sismómetro y caja de acero del sismógrafo.	110
2	Estadística. Eventos locales registrados en la caldera volcánica La Primavera. TODAS LAS ESTACIONES. Escala vertical logarítmica.	111
3	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la Etapa I. Estación P07.	112
4a	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. Estación AGF.	113
4b	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. Estación P11.	114

4c	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. Estación P07.	115
4d	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. Estación P03.	116
5	Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa III. Estación P07.	117
6a	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación AGF	118
6b	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación LCH.	119
6c	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación P11.	120
6d	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación P07.	121
6e	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación AJL.	122
6f	Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. Estación P03.	123

Tablas

I	Arreglo La Primavera, Jal. Coordenadas Geográficas.	124
II	Arreglo Los Azufres, Mich. Coordenadas Geográficas y Período de Operación.	125

III	Clasificación propuesta por Latter (1981) para temblores volcánicos.	126
IV	Etapa I. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	127
IV	Etapa II. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	128
IV	Etapa III. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	129
IV	Etapa IV. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	130
IV	Etapa IV. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	131
IV	Etapa IV. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	132
IV	Etapa IV. Fecha y hora de ocurrencia eventos locales en Los Azufres, Mich.	133

ESTUDIOS SISMICO-PASIVOS EN LOS CAMPOS GEOTERMICOS
LOS AZUFRES, MICH., Y LA PRIMAVERA, JAL.

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

I.1.- Antecedentes.

La creciente dependencia de la sociedad moderna y los altos costos de los combustibles fósiles y minerales, ha obligado a buscar fuentes alternas de energía. La energía geotérmica constituye una fuente alterna, que ha recibido gran atención del Gobierno Federal por los vastos yacimientos potenciales de nuestro país. La Comisión Federal de Electricidad (CFE) desarrolla programas de exploración y explotación de este recurso y el presente estudio forma parte del Programa de Exploración conducido por la Brigada de Estudios del Eje Neovolcánico. La Geofísica de exploración provee información sobre la estructura tectónica de la geología local, siendo difícil de interpretar la existencia de un reservorio geotérmico que constituye una condición física local de la estructura geológica solo detectable por la perforación de pozos exploratorios. Estudios Sísmicos Pasivos se encuentran en proceso de desarrollo para la exploración de campos

geotérmicos. El presente trabajo representa un esfuerzo en esta dirección en el estudio de las zonas geotérmicas La Primavera, Jalisco y los Azufres, Michoacán. Otras zonas geotérmicas en el mundo han sido estudiadas con el apoyo de pequeños arreglos de estaciones sismológicas (Anónimo, 1978), con el afán de conocer el nivel de actividad microsísmica de la zona y mapear la existencia de fallas activas. Es comunmente aceptado y confirmado por varios estudios, que en zonas de volcanismo reciente el nivel de actividad sísmica es elevado (Ward y Bjornsson, 1971; Johnson y Hadley, 1976; Klein, 1977; Weaver y Hill, 1979). También se reconoce que en la mayor parte de los sistemas geotérmicos en el mundo existe una cercana relación genética y espacial con los centros volcánicos jóvenes (últimos 3 m. a.) (Healey, 1976), en donde frecuentemente se observa actividad sísmica (Hamilton y Muffler, 1972; Hill, et al., 1975; Ward y Jacob, 1971; Ward, 1972; Combs y Rotstein, 1976; Walter y Weaver, 1980). En nuestro país, centros de volcanismo reciente (últimos 2-3 m.a.) se localizan sobre el Eje Volcánico Transmexicano y en la región del Golfo de California y Baja California. A la fecha, las zonas de desarrollo geotérmico en el mundo, se han encontrado en zonas con manifestaciones geotermiales superficiales. En México la lista de áreas geotérmicas potenciales y en desarrollo se han integrado por zonas con manifestaciones superficiales. Excepto por el Campo Geotérmico Cerro Prieto, el resto de los

campos en exploración se localizan en el Eje Volcánico. La CFE ha dado prioridad a sus programas de exploración y explotación a los Campos Geotérmicos: Cerro Prieto, en el Valle de Mexicali, Baja California Norte; Los Azufres, localizado a 40 kms al norte de ciudad Hidalgo, Michoacán; La Primavera, localizado a 20 kms al suroeste de la ciudad de Guadalajara, Jalisco. Hasta el momento, el campo Cerro Prieto ha sido el más estudiado en particular por estudios de sísmica activa y pasiva. Estos últimos realizados por el Departamento de Geofísica, del CICESE (Reyes, 1979; Albores, et al., 1980; Reyes y Razo, 1979) y por la Universidad de California en Berkeley, San Francisco (Majer, et al., 1978).

La Coordinadora Ejecutiva en Los Azufres solicitó al CICESE que estudios similares se llevaran a cabo en La Primavera, Jal., y Los Azufres, Mich., localizados en el Eje Volcánico.

I.2.- Tectonismo y Geología de las regiones de estudio

El volcanismo que afectó la parte central y occidental de México se ha fechado en el Pliocuaternario (2-3 m. a.) y cuyo origen está aparentemente relacionado al proceso tectónico de subducción en la Trinchera Meso-Americana de la Placa Cocos por la Placa Americana. Demant, (1978) argumenta

que la deformación y fracturamiento de la Placa Americana en esta región se puede fechar previa al proceso de subducción y concluye que los sistemas tectónicos activos del Cuaternario Reciente tienen una estrecha correlación con estos. El Eje Volcánico no puede definirse como una zona volcánica continua y Demant lo divide en cinco regiones ajenas, catalogadas por la orientación y características volcanológicas peculiares.

Caldera volcánica "La Primavera".- Situada al suroeste de la ciudad de Guadalajara; es la estructura ácida más típica del Eje Volcánico (Demant, 1978). Está formada por lavas riolíticas hiperalcalinas potásicas (comenditas) (Mahood, 1977). Demant (1978) piensa, al igual que otros autores por ejemplo Smith (1977); que la presencia de volcanismo hiperalcalino asociado con rocas calci-alcalinas es un manifestación de cambios significantes en el regimen tectónico, continuos a través de la génesis de los magmas; cuya mineralogía corresponde a un proceso regional de compresión (subducción en la Trinchera) a uno de tensión. Estas comenditas son señales de la finalización de la actividad calci-alcalina en la parte occidental del Eje Volcánico, por la desaparición progresiva de la Placa Rivera. Es importante mencionar que la caldera se encuentra en la intersección de los límites occidentales del Eje Volcánico y el extremo sur del volcanismo de la Sierra Madre Occidental, originando un sistema conjugado en esta zona de

fracturamiento primario y secundario durante periodos geológicos sucesivos. Demant concluye que las diferencias en la alcalinidad de sus magmas con respecto al resto del Eje Volcánico, demuestra el establecimiento en esta región, de un nuevo proceso geodinámico relacionado a el acercamiento de la Placa Norteamericana con la Cordillera del Pacífico Oriental y con el fin de la subducción de la Placa Rivera.

La región de estudio ha sido interpretada como "la sierra La Primavera" si se considera formada por domos riolíticos en evolución (Mahood, 1977) y como "caldera volcánica La Primavera", si estos son el resultado de el vaciamiento de una cámara magmática (Demant y Vincent, 1978). Mahood (1977), argumenta que el tectonismo de la sierra La Primavera corresponde a el de una caldera en formación, encontrándose en la etapa de intumescencia (formación de gases y levantamiento) regional (fase I de Smith y Bailey) (Smith y Bailey, 1968); y concluye que es probable una erupción paroximal (explosiva) (fase II) bajo la forma de derrames de ceniza, que podría extenderse por unos 200 kms y dañar severamente a la ciudad de Guadalajara. Para Demant y Vincent (1978), esto ya ha sucedido, es decir la fase II de Smith y Bailey; cuya manifestación directa es la formación de los domos riolíticos alrededor del anillo de la caldera, que se datan en 100 000 años para los más antiguos, formándose el último domo, Cerro El Colli, hace 30 000 años y.

concluyen (Demant y Vincent, 1978) que la caldera se encuentra en su etapa final de evolución (fase III). Las manifestaciones termales y el flujo de calor hacia la superficie, podrían interpretarse como la cristalización de la cámara magmática a profundidad, en la forma de plutones y no como la presencia de una cámara magmática en evolución, que argumenta Mahood. Al presente no existen estudios suficientes que permitan dar respuestas adecuadas a esta controversia..... existe una cámara magmática o el flujo de calor es debido solo a plutones donde se cristaliza el remanente del vaciado de una cámara..... Es evidente la necesidad de mayores estudios geofísicos que contribuyan a dar respuestas a estas interrogantes y evaluar la potencialidad del yacimiento geotérmico.

Campo geotérmico "Los Azufres".- Se encuentra en el estado de Michoacán; en una región de intenso volcanismo Cuaternario y fallamiento dominante E-O. El sistema horst y graben que domina en la región de estudio se desarrolla durante el Plioceno y parte del Cuaternario, (Camacho, 1979). En los estudios de geología local reportados por Camacho (1979), de la C.F.E., se concluye que el basamento local está formado por derrames de lava con un espesor aproximado de 2000 metros descansando sobre rocas sedimentarias; los derrames han sufrido fracturamiento y metamorfismo local desde el Mioceno al Cuaternario Reciente en las direcciones dominantes

conjugadas NE-SO y E-O. En algunas de las intersecciones de las fallas de tipo normal casi vertical (E-O) con otras de segundo orden se observan escapes de fluidos termales; existiendo permeabilidad en las zonas fracturadas y en planos de contactos entre derrames.

Los estudios fotogeológicos realizados por Anónimo (1976) en el área, concluyen que la estratigrafía de las volcanitas que representan la mayor parte de los afloramientos, la constituyen basaltos y riolitas descansando sobre un complejo andesítico intermedio y éste sobre otro andesítico más antiguo. En la zona de manifestaciones termales (zona de este estudio) es evidente la existencia de un intenso fallamiento con respecto al resto del área; prevaleciendo las fallas de rumbo E-O que dominan en la estructura en horst y graben. Las manifestaciones termales del área se encuentran en su mayor parte a una cota altimétrica entre 2750-3000 metros.

El fracturamiento activo regional de la zona de estudio se encuentra predominantemente en las direcciones conjugadas ENE, NNO y ONO. Postulándose la existencia de dos tipos de fracturamiento, el E-O, constituido por grandes fallas con desplazamientos normales y un segundo, menos localizado, pero más intenso por su número de fracturas en las direcciones ENE y ONO. En las zonas de intersección de estos sistemas, en

particular debe presentarse mayor permeabilidad secundaria.

I.3.- Sismica Pasiva

Como se mencionó en la sección anterior, las zonas de estudio se encuentran en regiones tectónicamente activas, dominadas por un alto fracturamiento primario y secundario. Frecuentemente se observa actividad sísmica local al nivel microsísmico en la vecindad de campos geotérmicos. La microsismicidad puede usarse en la inferencia de zonas de fracturas con la suficiente permeabilidad a la conducción de fluidos desde las regiones profundas de la corteza a la superficie ó migración lateral. El estado de esfuerzos actuantes sobre la estructura tectónica la podemos inferir del estudio de los mecanismos focales de la sismicidad que se manifiesta como eventos ajenos ó en enjambres. La microsismicidad puede estar asociada a cambios en el estado de esfuerzos por la migración de fluidos o expansión térmica (Knapp y Knight, 1977).

Observando anomalías en velocidad y atenuación del paso de las señales sísmicas, de fuentes profundas hacia la superficie, se pueden hacer inferencias sobre la estructura superior de la corteza y localización de paquetes de magma.

Otros aspectos de igual interés es el estudio de la posible correlación entre la extracción o reinyección de fluidos geotérmicos en el yacimiento con la actividad sísmica local y la evaluación del riesgo sísmico.

Estos estudios suponen que las localizaciones hipocentrales son de buena calidad. Estas requieren de que se disponga de un modelo geológico razonable, especialmente de las capas superficiales, consistente con estudios geológicos y con la litología de los pozos perforados. En el modelo geológico se asignan velocidades de ondas P y S constantes sobre capas horizontales suponiendo que el valor es homogéneo en éstas. La limitación más fuerte es construir el modelo lo más apegado a la realidad. Otras limitaciones se dan en el tipo de instrumentos utilizados, ya que los registros de tipo analógico (papel ahumado) llevan implícito un error de lectura de arribos en identificación y lecturas con escala milimétrica y una lupa. La identificación de arribos debe hacerse para eventos con fases claras e impulsivas, fáciles de discernir del ruido natural del terreno. La selección de sitios con bajos niveles de ruido obliga a instalar las estaciones en una distribución geográfica que no provee con la cobertura óptima.

Con el propósito de conocer valores aproximados del índice de sismicidad en las zonas de La Primavera y Los Azufres y ver

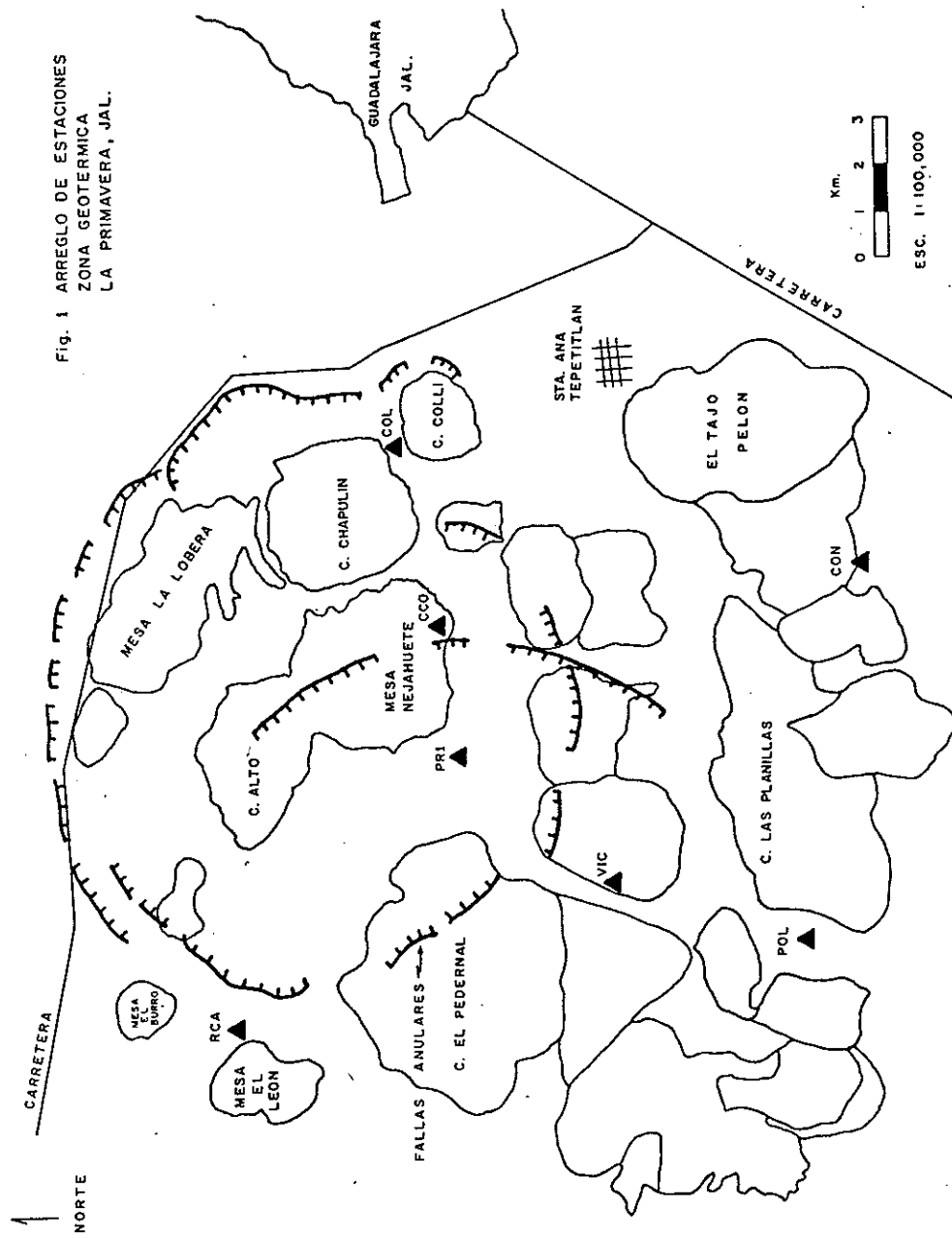
la conveniencia de instalar una Red permanente, se realizaron observaciones continuas de la sismicidad local y regional. Se probaron los mejores sitios por su bajo nivel de ruido y se instalaron aparatos portátiles. En base a los resultados previos en Cerro Prieto en 1977-78 (Reyes, 1979; Albores, et al., 1980; Reyes y Razo, 1979), las observaciones se concentraron en el análisis de algunas propiedades de las señales sísmicas que cruzan zonas productoras (zonas de pozos geotérmicos o manifestaciones termales), con respecto de aquellas cuya existencia de reservorios es poco conocida. Suponemos que las señales sísmicas deben sufrir una fuerte dispersión y atenuación al cruzar regiones anómalas, con respecto de aquellas que no lo son. Analizando detalladamente las formas de onda (forma de la envolvente de la señal sísmica) de los primeros cinco segundos del tren de ondas P y los primeros diez segundos del tren de ondas S, puede ser posible establecer regiones en donde la atenuación y dispersión presenten las mayores anomalías. La incidencia de ondas sísmicas en las regiones cubiertas por los arreglos y provenientes de la costa Pacífico de México, hace especialmente atractivo este estudio al permitirnos analizar el paso de la señal en azimuts de entrada a los campos geotérmicos que van de 70 a 270 grados, con respecto al norte geográfico.

Para estudiar la estructura de la caldera La Primavera,

caracterizada por un sistema de fallas anulares, que delimitan los límites de la caldera, la Red sísmica fué instalada rodeando estas fracturas (Figura 1). Dado lo reciente de la formación de los domos y el alto fracturamiento de la zona es de esperarse la ocurrencia de microtemblores. McEvelly (1978) reporta actividad sísmica en la parte sureste de la caldera, en la zona de flujos riolíticos más jóvenes y propone la instalación de una Red densa de sismómetros, para obtener más información sísmica de la zona. En su estudio un arreglo de 12 estaciones en una línea norte-sur a través de la caldera, se usa para el análisis del paso de la señal sísmica de eventos distantes y no la sísmicidad local. Reportándose un nido sísmico durante el mes de registro a 150 kms. al sur de la Red.

La estructura tectónica del campo geotérmico Los Azufres se caracteriza por un sistema de fallas normales (dirección E-O), paralelas a la zona de manifestaciones termales. En particular, la zona de los pozos 8, 7, 2, 6 y 11 se encuentra en una región controlada por fallas de tipo normal y es de esperar que debido al fracturamiento regional exista permeabilidad de tipo secundario (por fracturas). Los cambios en la presión de los pozos antes mencionados, llevó a C.F.E. a realizar pruebas de interferencia entre pozos (Ing. A. Razo, comunicación personal). Si suponemos que estos cambios de presión son de la intensidad suficiente para

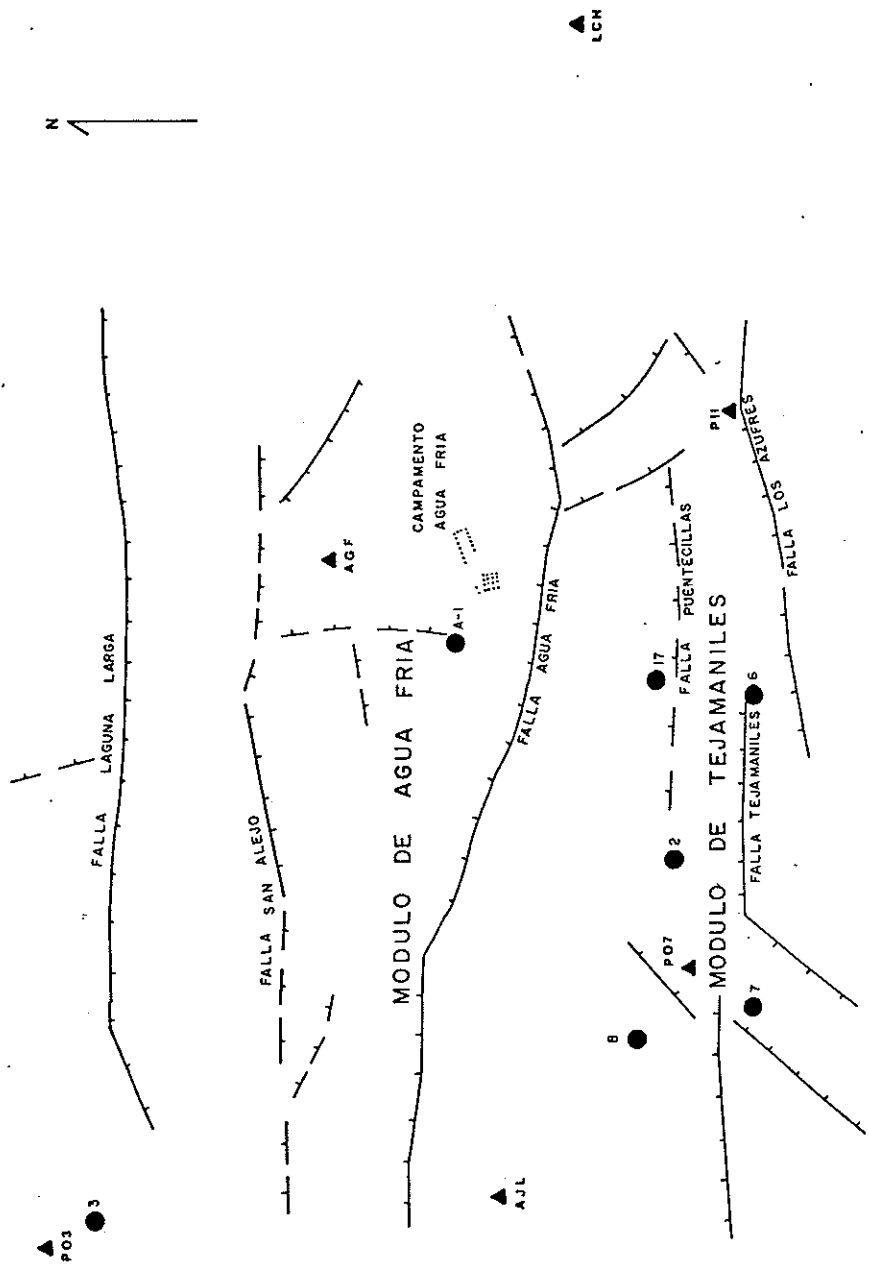
Fig. 1 ARREGLO DE ESTACIONES
ZONA GEOTERMICA
LA PRIMAVERA, JAL.



cambiar el estado de esfuerzos existente en el reservorio, deberemos observar variaciones en la actividad sísmica local registrada por los instrumentos. La magnitud de estos eventos sísmicos no esperamos exceda valores mayores a 2.0, de hecho, ésta es de esperarse sea proporcional a los cambios de presión en el yacimiento. Para este fin, las estaciones fueron instaladas lo más cercanamente posible a la zona de pozos. La Figura 2a. muestra la localización de la Red y los principales rasgos geológico-estructurales y la Figura 2b. una proyección 3-D que ilustra el escenario tectónico-estructural de la zona. Aún cuando es poco probable que las señales sísmicas sean detectadas por más de tres estaciones para hacer posible una localización, la estadística local de la actividad sísmica en la vecindad de cada estación deberá proveernos con datos sobre posibles relaciones entre actividad sísmica y fenómenos de interferencia (presión entre pozos).

En resumen, el estudio sísmico en Los Azufres, está orientado a:

a) Establecer la estadística de la actividad sísmica local en cada uno de los sitios seleccionados y cuantificar sus posibles relaciones con los cambios de presión en el yacimiento.



● POZOS C.F.E. ▲ ESTACIONES SIMOLOGICAS (CICESE) ARREGLO DE ESTACIONES LOS AZUFRES, MICH. Fig. 2 a
 ESC. 1:20 000

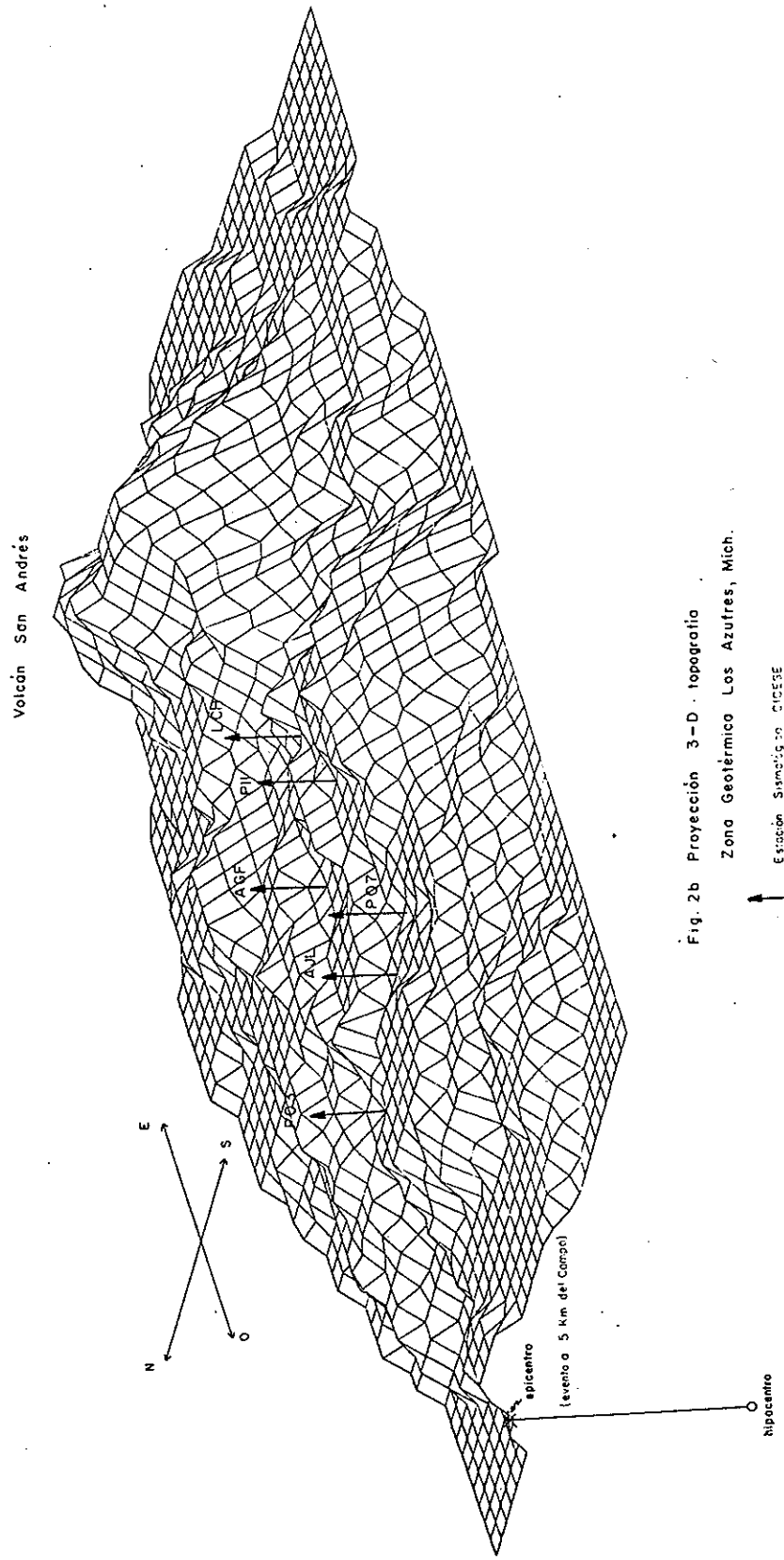


Fig. 2b Proyección 3-D topografía
Zona Geotérmica Los Azufres, Mich.

b) Determinar un índice de sismicidad asociada a procesos tectónicos regionales y registrar la posible actividad sísmica de las estructuras tectónicas del campo geotérmico.

c) Estimar la atenuación y dispersión geométrica de las ondas sísmicas que reflejen indicios sobre la estructura profunda del campo geotérmico.

En el capítulo II se presenta la instrumentación utilizada en las dos zonas. La operación de campo se presenta por separado, ya que para cada área de trabajo los arreglos de estaciones, son diferentes. En el capítulo III y IV se dan los resultados encontrados en el análisis de sismogramas, tanto de eventos locales, como distantes, para cada uno de los campos geotérmicos. El capítulo V corresponde a un pequeño análisis sobre las velocidades anómalas encontradas y su relación a la estructura de la zona. Al final, se incluye las conclusiones y recomendaciones de los resultados.

II.- OPERACION DE CAMPO

II.1.- Instrumentación.

II.1.1.- Equipo analógico MEQ-800.

En el estudio se emplearon sismógrafos portátiles de alta ganancia, tipo MEQ-800 (W.F. Sprengnether Instrument Co. Inc.) diseñados para el registro de la actividad sísmica de eventos de pequeña magnitud ($M_{\text{local}}=2$). Los sismogramas registrados en un punto de observación son registrados en papel ahumado, con marcas de tiempo cada sesenta segundos y cada hora. Para el control absoluto del tiempo, se inscribe al inicio de cada registro en código digital el Tiempo Universal (GMT). El control interno de tiempo de los instrumentos MEQ-800, se obtuvo con un reloj de cristal de cuarzo cuya estabilidad es de 4.32×10^{-3} seg/día. La ganancia de los sismógrafos es variable, en pasos de 6 db cada uno, en una escala de 60 a 120 db., filtros pasa bajos con cortes de .1, 5 y 10 Hz. y filtros pasa altos con cortes de 5, 10 y 30 Hz. La respuesta del sistema a frecuencias, incluidos amplificador y filtros se muestra en la Figura 3. El suministro de energía eléctrica del sistema se provee con dos baterías de 12 volts y 75 amperes por hora (baterías para auto). El consumo de corriente es mínimo y permite operar

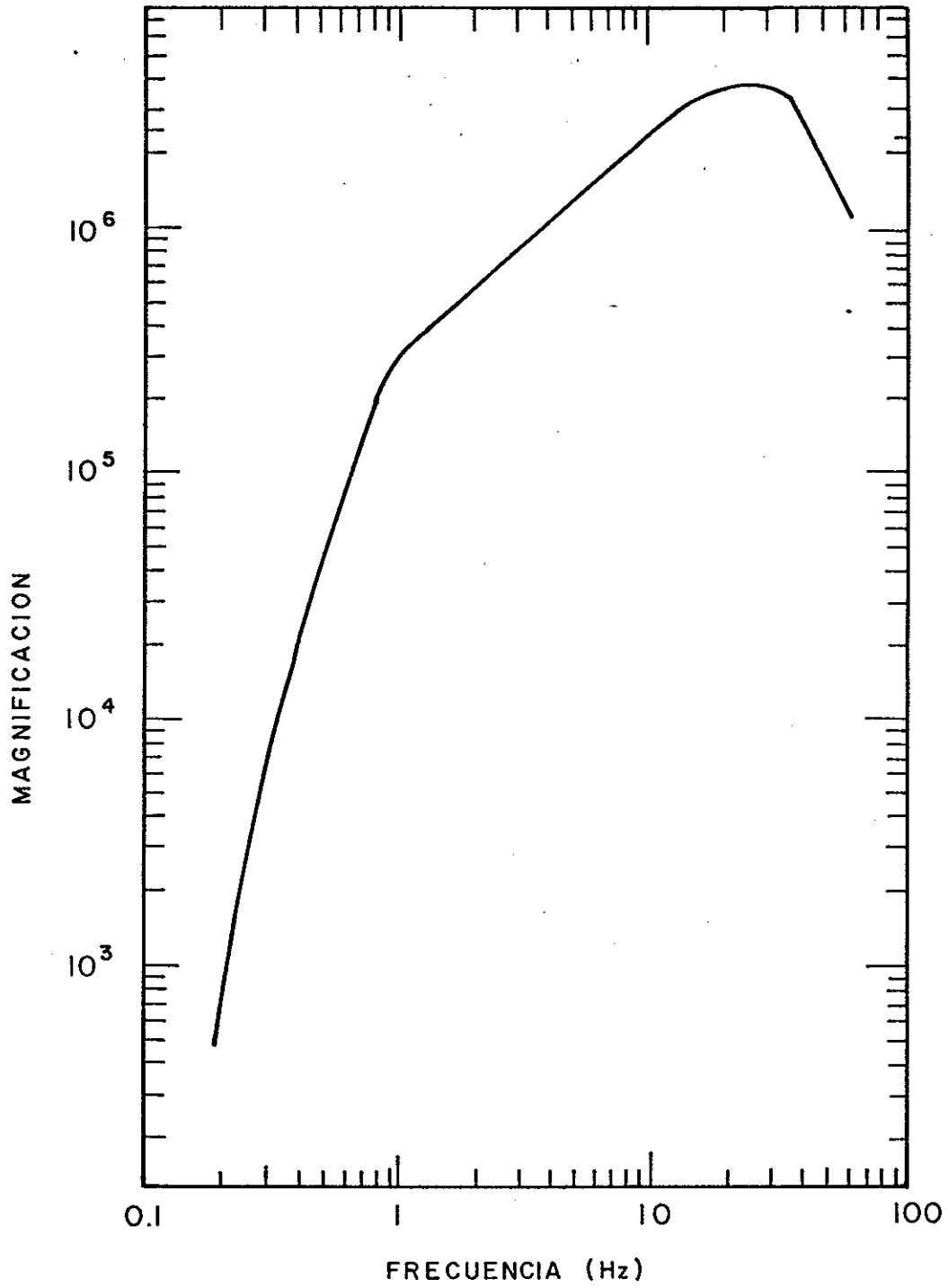


Fig. 3 Curva de amplificación para los sismógrafos utilizados en este estudio.

por cuatro semanas de registro continuo antes de ser necesario recargar las baterías. Se utilizó la velocidad de registro del tambor de 2 mm/seg., es decir, 24 horas de registro continuo por gráfica lo cual permitió leer los tiempos de arribo que son impulsivos con un margen de error de 0.05 seg. Los sismómetros utilizados son Ranger SS-1 con frecuencia natural de 1 Hz. y constante de motor 6-340 volts//m/seg.

II.1.2.- Equipo digital DCS-302.

Grabadoras digitales DCS-302.- El sistema DCS-302 es un sismógrafo con registro en "cassette" digital. En operación normal registra tres canales de datos a razón de 100 muestras/seg. Está diseñada para registrar en cinta magnética eventos sísmicos detectados por sismómetros, geófonos, servo acelerómetros o cualquier salida en DC (corriente directa) de un sensor, en el rango de + 5 volts. Con un rango dinámico de 112 db; filtros de 5 polos; control de ganancias (manual y automático); razón de disparo STA/LTA; disparo por nivel de energía; línea de retraso digital hasta de 51 segundos; reloj interno de precisión; corriente de datos digitales auto-sincronizados, tiempo continuamente registrado en los datos; bajo consumo de energía, portable y de fácil operación. En operación, continuamente amplifica, filtra y convierte la salida del

sensor a un formato digital de 12 bits, inscribiendo el tiempo interno, referencia de tiempo externo y número de evento en el retardo digital. Cuando el criterio de disparo es satisfecho el instrumento empieza a registrar datos provenientes de el retardo digital. Esto asegura que el evento sea registrado completamente, desde su primer arribo. El control de ganancias en AUTO (automático) permite fijar el instrumento en su ganancia máxima y cuando ocurre un evento sísmico, automáticamente disminuye su ganancia hasta el nivel requerido para grabar el evento en su magnitud completa. La corriente de datos contiene los datos del sensor, información del tiempo e identificación de estación. La corriente entera de datos es resincronizada con cada muestra. Los datos registrados en la cinta son en formato NRZI en dos pistas (más información ver el manual).

La DCS-302 tiene 2 criterios de disparo: 1) La razón STA/LTA (short term average/long term average).-La grabadora continuamente esta comparando el STA con el LTA. Cuando el STA excede en un múltiplo seleccionado al LTA, ocurre el disparo. 2) Nivel de energía.- La grabadora continuamente compara la señal proveniente del sensor con un valor de energía prefijado, cuando es excedido ocurre el disparo. Estos parámetros de disparo son seleccionados en el panel frontal.

La DCS-302 esta diseñada por Terra Technology para ser leída por una SMR-104 (lectora de cintas magneticas) portable ó SMR-102 en laboratorio.

II.2.- Operación de Campo en La Primavera.)

En la primera etapa se instaló una red provisional; en diversos sitios de la periferia y centro de la caldera; de reconocimiento del nivel de ruido sísmico del terreno, natural y civil (31 de marzo al 6 de abril de 1980). La red se instaló formando un arreglo adecuado para el buen control en la determinación de la actividad microsísmica local. Cada estación se operó con la mayor amplificación permitida por el ruido natural del terreno. En esta primera etapa de registro se utilizó equipo analógico con una componente vertical y equipo digital de tres componentes. Al sufrirse la pérdida de una estación digital (Estación El Colli, COL, Figura 1) por un incendio forestal y al observar que éstos eran frecuentes, se decidió levantar todo el equipo; construir bases de concreto y cajas metálicas que lo protegieran. En los "cassettes" grabados durante esta etapa sólo se registró ruido sísmico; probablemente debido a actividad civil (paso de vehículos), y un evento aislado en la estación Río Caliente (RCA, Figura 1). Como se mencionó anteriormente,

las grabadoras digitales inicializan su registro cuando la señal del sismómetro rebasa un nivel de energía prefijado. En el registro de microtemblores este nivel de energía debe ser bajo, de acuerdo a las pequeñas amplitudes que se pretenden grabar. El alto nivel de ruido civil y ambiental en la zona ocasiona el continuo disparo de las grabadoras; por esta razón el equipo digital ya no se instaló en la siguiente etapa. El equipo analógico con sismómetro vertical se reinstaló el 10 de mayo de 1980, iniciándose esta segunda etapa con cinco estaciones: RCA, CCO, COL, CON y POL.

Los sismogramas registrados durante el periodo de observación en la caldera volcánica La Primavera (mayo a agosto 1980) corresponden a eventos distantes; cuyas localizaciones epicentrales están reportadas en el boletín quincenal RESMAC (Red Sismológica Mexicana de Apertura Continental), publicado por el Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y Sistemas, de la UNAM; y enjambres localizados en la parte central de la caldera, observados en la vecindad de las estaciones y escasa o nula actividad sísmica de la suficiente intensidad para ser observada en todas las estaciones.

La geometría de este segundo arreglo se adecuó al estudio de los cambios en las formas de onda de eventos distantes, uniformizándose las ganancias en todas las estaciones, aún cuando en algunas estaciones se sacrificara su sensibilidad.

Durante el mes de mayo la inscripción del código de tiempo universal GMT en los sismogramas es de pobre calidad debido a la falta de entrenamiento del operador de campo de la Red, corrigiéndose esta situación a partir del mes de junio; con excepción debida a problemas de pobre recepción de la señal de radio por interferencias atmosféricas.

Al observarse la frecuente ocurrencia de enjambres locales se instrumentaron sitios adicionales con el propósito de ubicar la zona de generación de éstos. Se instaló una estación en la parte central de la caldera, cerca al pozo PR-1 (estación Pozo PR-1, PR-1), de apoyo a la estación Cerritos Colorados (CCO) que registró la mayor cantidad de enjambres; la estación El Colli (COL) se reinstaló en la parte suroeste de la caldera (estación Agua de Victoriano, VIC). Este arreglo (Figura 1) se mantuvo en operación durante 85 días de registro; posteriormente se levantaron cuatro estaciones (RCA, POL, CON y PR1) para ser instaladas en Los Azufres, Mich.; dejándose únicamente en operación dos estaciones: CCO y VIC.

En la Tabla I del Apéndice se listan las coordenadas geográficas de las estaciones, siglas, ganancias a las que funcionaron y profundidad de las bases del sismómetro.

II.3.- Operación de Campo en Los Azufres.

El 4 de julio de 1980 se iniciaron los trabajos de campo para instalar una Red de seis estaciones portátiles (MEQ-800-Ranger). Se realizaron pruebas de registro del nivel de ruido local; en sitios seleccionados previamente con la ayuda de planos topográficos (escala 1:100 000) y planos geológico-estructurales que incluyen la localización de pozos, elaborados por el Departamento de Geología de CFE. Se construyeron bases para instalar los sismómetros en pozos a una profundidad promedio de 3 metros y los MEQ-800 se instalaron en cajas (75x40x90 cm) de acero ancladas sobre bases de concreto (85x40x120 cm), resguardando así los instrumentos de la acción de intemperismo y vandalismo (Figura 1 del Apéndice). La CFE excavó los pozos, construyó las bases de concreto y las cajas de registro de los instrumentos.

En la Tabla II del Apéndice se listan las coordenadas geográficas de las estaciones, siglas de las estaciones, períodos de operación, ganancia y profundidad de las bases de los sismómetros.

La geometría de la Red, que tiene una dimensión máxima de 5.4 kilómetros entre las estaciones P03 y LCH, cubre los

principales rasgos tectónicos del campo y es adecuado al estudio de los cambios en las formas de onda de eventos distantes al cruzar la Red. Las estaciones se instalaron en sitios lo más alejados posible del ruido civil y del movimiento de árboles por la acción del viento; sin embargo, no fué siempre posible instalar las estaciones en sitios con condiciones óptimas.

Los estudios de campo tuvieron una duración de 8 meses y 15 días (4 de julio de 1980 al 23 de marzo de 1981), considerablemente mayor que lo programado inicialmente (tres meses). El bajo nivel de actividad sísmica que se registra en el campo y el requerimiento de extender las observaciones para incluir los periodos de tiempo durante los cuales se realizaron pruebas de interferencia (pruebas de presión) entre los pozos geotérmicos 2, 7, 8, 16, 17 y 18 (Figura 2a), obligaron a ampliar el periodo de observación. Para fijar la ganancia de registro en cada uno de los sitios de observación, se instaló la estación P07 en la vecindad de los pozos 2, 7 y 8 por considerarse que este lugar es representativo de los sitios con el mayor nivel de ruido sísmico, por su vecindad a los pozos y la frecuencia con que transitan vehículos. Los resultados muestran que el nivel de ruido durante el día tiene un valor promedio de 1 mm., disminuyendo durante la noche a 0.5 mm. con una frecuencia dominante de 2 Hz.; estimada del promedio de número de

ciclos del nivel de ruido (1 mm. pico a pico de la traza) durante 5 segundos de registro.

La estación P07 tiene una ubicación estratégica dada su cercanía a los pozos productores y en los cuales se realizaron las pruebas de presión. En un intento por reducir el ruido sísmico dominante se instaló una pequeña subred de tres sismómetros cuyas salidas estuvieran conectadas a una entrada común al sismógrafo. Considerando que el ruido sísmico es una señal aleatoria, esperamos que las señales provenientes de tres puntos se sumen y resten aleatoriamente, dando como resultado una traza con menor ruido. Pruebas de este tipo se realizaron anterior a la instalación de esta subred dando resultados positivos.

Durante el periodo del 4 de julio al 21 de octubre de 1980, los registros de la estación P07 se obtuvieron bajo esta configuración. Los resultados de experimentos de pruebas de ruido en la estación P07, nos indican que en estudios futuros es posible reducir significativamente el nivel de ruido, utilizando pequeños sub-arreglos de sismómetros en una geometría especialmente diseñada.

II.3.1.- Etapas del trabajo de campo en Los Azufres.

-Primera Etapa (4 de julio - 21 de agosto de 1980): Se

realizaron pruebas para la selección de sitios y reducción de ruido durante 6 semanas.

-Segunda Etapa (22 de agosto - 13 de septiembre de 1980): Se instaló las estaciones: AGF, en la vecindad del Campamento Agua Fria (CFE); P03, a 80 metros al noroeste del pozo 3; P11, en el extremo de la laguna de lodo hirviente Los Azufres cercana al pozo 11, (Figura 2a y 2b). Al final de este período de registro de ruido y selección de sitios se retiró todo el equipo excepto la estación P07.

-Tercera Etapa (1o. de octubre - 21 de octubre de 1980): Se inició la construcción de bases de concreto, pozos de registro e instalación de cajas de registro.

-Cuarta Etapa (1o. de noviembre - 23 de marzo de 1981): Se instaló el arreglo final de 6 estaciones en los sitios que se indican en la Figura 2a y se listan en la Tabla II. La estación LCH se localiza en la parte este del campo a 2 kilómetros al NE de la estación P11, en Llano Chico. La estación AJL, se localiza a la orilla de la presa Ajolotes de Ruiz, a un kilómetro al NO de la estación P07. Se dejó finalmente de tomar observaciones el 23 de marzo de 1981.

III.- ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS EN LA PRIMAVERA

III.1.- Clasificación de eventos sísmicos.

La sismicidad que se registra en los sismogramas es de origen local y distante. Observando las diferencias en las formas de onda de los registros de la sismicidad local se consideró conveniente clasificarla. En la clasificación se consideran inferencias indirectas sobre la estructura geológica de la zona sismo-genética y el mecanismo de relajación de esfuerzos durante el evento sísmico. Latter (1981a) en su estudio de la actividad sísmica asociada a el volcanismo en Nueva Zelanda y otras regiones volcánicas argumenta que de la forma de onda y el contenido de frecuencia del sismograma se deduce si el evento ocurre en roca de alta rigidez generado por un mecanismo de fuente instantánea (tectónico) ó en material debilitado por calor o parcialmente fundido y generado por un mecanismo de fuente extendido en tiempo (volcánico); y propone usar el término de eventos volcano-tectónicos para aquellos de tipo tectónico que ocurran sobre o debajo de la zona volcánica (quedando a criterio la extensión de la estructura volcánica). Así, estos eventos son diferenciados de los tectónicos unicamente por la distancia a la que

ocurren del volcán.

La clasificación propuesta se da en la Tabla III del Apéndice.

En la clasificación de eventos tectónicos se incluye aquellos que ocurren en roca o matriz no fracturada como son, rocas ígneas previamente enfriadas, rocas metamórficas y rocas sedimentarias. En ésta clasificación se definen como eventos distantes aquellos que ocurren a distancias mayores a 125 kms de la zona de registro.

En el estudio de La Primavera se analizaron los sismogramas correspondientes a enjambres sísmicos locales y eventos distantes cuyas distancias epicentrales varían de 150 a 400 kms. (localizaciones tomadas del boletín RESMAC).

III.2.- Análisis de enjambres sísmicos.

Un enjambre es una secuencia de eventos en la cual no existe un evento principal diferenciable. La energía sísmica total liberada por unidad de tiempo usualmente se incrementa lentamente hasta llegar a un pico máximo y entonces decrece al mismo ritmo ó aún más lentamente. En contraste la

secuencia de temblores de un evento principal, consiste típicamente de poca ó nula actividad de pre-eventos, un evento principal y muchas réplicas. La energía sísmica liberada usualmente se incrementa como una función escalón para decaer casi exponencialmente con el tiempo. Los enjambres ocurren usualmente pero no siempre, durante erupciones volcánicas y en regiones de volcanismo Cenozoico (Richter, 1958; Minakami, 1960). Los eventos volcánicos de todas las clases, frecuentemente ocurren en secuencias con eventos cercanamente espaciados en tiempo. Cuando las secuencias son largas y el espaciamiento entre eventos es pequeño son calificados como episodios de temblores volcánicos, los cuales son vibraciones mas o menos constantes de origen volcánico que tienen un mecanismo de fuente repetitivo o prolongado. Es factible considerar que los temblores y temblores pueden originarse en el mismo foco, pero cada uno representaría diferentes formas de liberación de energía: uno de liberación repentina (tectónico) y el otro de liberación continua y estabilizada (volcánico). Los eventos sísmicos asociados a los enjambres registrados en La Primavera, tienen un espectro dominado por altas frecuencias; además, ellos ocurren uno tras otro; imposibilitando la detección del tiempo de arribo de cada evento con suficiente exactitud, por lo que no ha sido posible obtener su localización precisa. La magnitud de los eventos es tan pequeña que frecuentemente no se registran en todas las

estaciones, y conforme ésta se incrementa los eventos se registran en una, dos, tres ó más estaciones. En éste último caso, la densidad de ocurrencia de eventos es alta, confundiéndose entre sí y haciendo imposible su identificación.

La ocurrencia de enjambres aumentó gradualmente durante el mes de junio. La densidad de ocurrencia máxima de microtemblores observados en un solo registro ocurre en la estación CCO (aproximadamente 80 eventos, en 2 enjambres de duración promedio de 1 a 2 horas). A partir de esa fecha, la sismicidad disminuyó a un nivel promedio de 40 eventos por día, hasta el final del estudio.

Dado que no ha sido posible determinar los hipocentros de los enjambres, por las razones antes mencionadas, estos se han localizado con criterios como: amplitudes predominantes por estación ó mayor número de eventos registrados. Este criterio se basa en que la amplitud de la onda sísmica decae inversamente proporcional a la distancia de recorrido entre el punto de observación y la fuente, en consecuencia, para un mismo enjambre, máximas amplitudes ocurrirán en la vecindad de la fuente. Por lo cual, la estación más cercana a la zona del enjambre, registrará las mayores amplitudes, el mayor número de eventos y las frecuencias altas del espectro. En Hawaii se utilizó este criterio para inferir la trayectoria

seguida por el magma, previo a la erupción del volcán Kilauea (Aki, et al., 1977), observándose la predominancia de las mayores amplitudes en la dirección de migración del magma.

Así, cuando se asigne probabilidad de ocurrencia de enjambre en una zona, debe pensarse que las estaciones cercanas lo han registrado con la mayor amplitud, número de eventos y con la menor atenuación de frecuencias altas del espectro.

Con este criterio, se definió dos zonas de mayor densidad de ocurrencia de enjambres:

- 1) En la vecindad de la estación Cerritos Colorados (CCO).
- 2) En la zona entre las estaciones CCO y VIC, sobre los límites del anillo de colapso (fallas anulares).

III.3.- Resultados (Enjambres).

III.3.1.- Densidad de ocurrencia de eventos en enjambres.

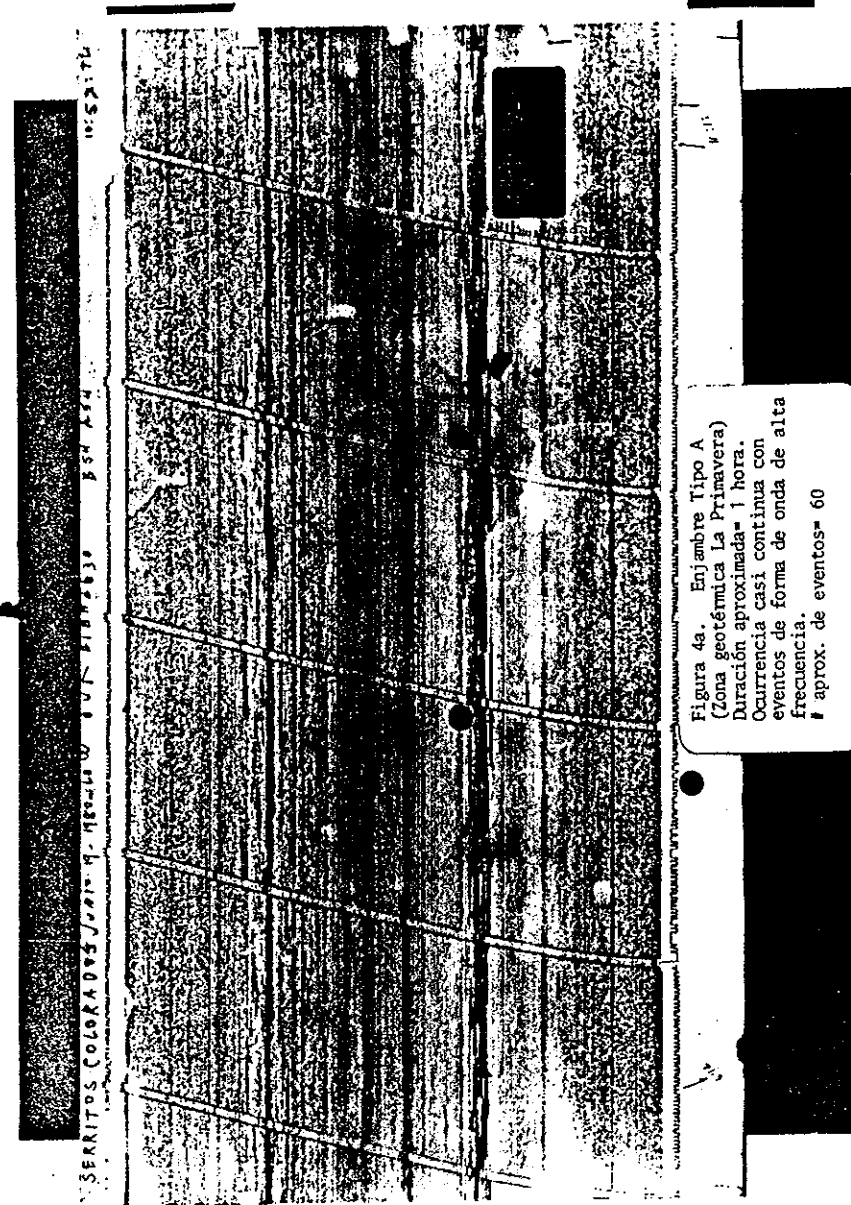
Durante el periodo de registro del 10 de mayo al 12 de agosto de 1980, la Red detectó aproximadamente 40 secuencias de tipo enjambre en la caldera volcánica La Primavera. El número promedio de eventos por enjambre es de 40, con una duración en tiempo de 1 a 3 horas.

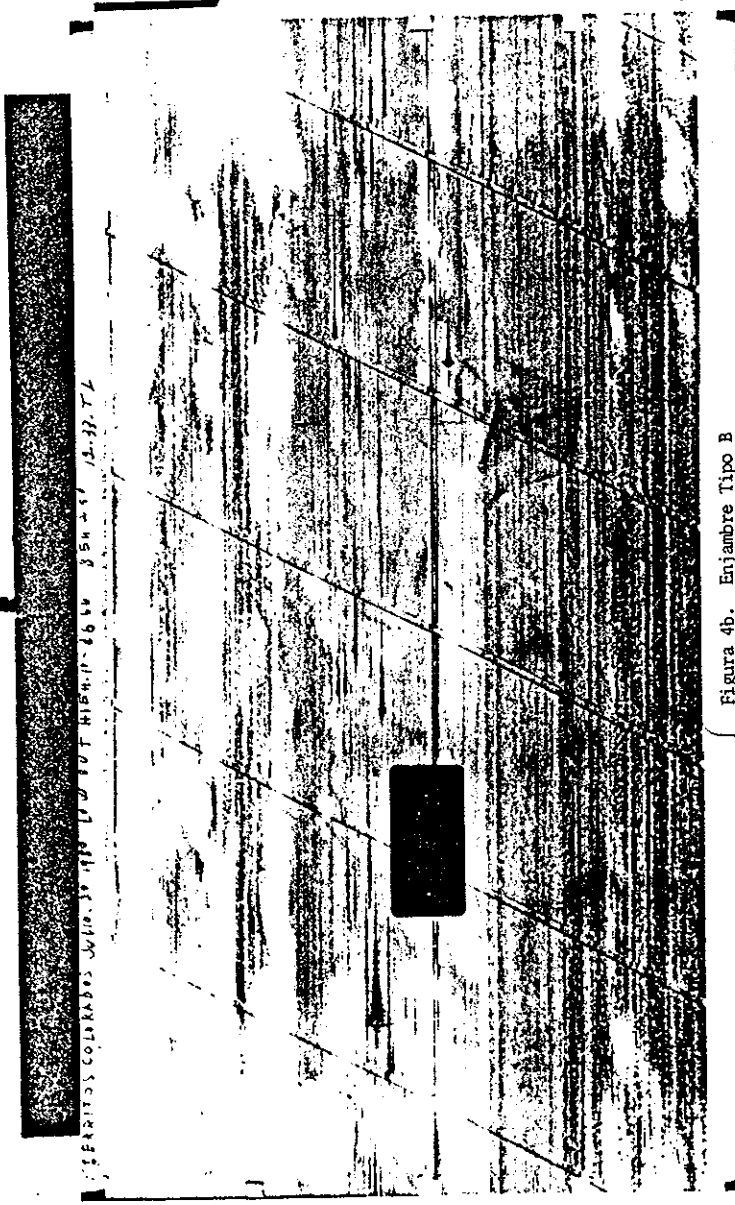
Se han diferenciado tres tipos de enjambres:

1) Enjambres de corta duración (1 hora), con ocurrencia casi continua de eventos con componentes espectrales de muy alta frecuencia. Llamaremos a este tipo de enjambre tipo A (Figura 4a).

2) Enjambres de duración intermedia (1-2 horas), con mayor espaciamiento en tiempo entre eventos y con componentes espectrales de frecuencia ligeramente menor. Llamaremos a este tipo de enjambre de tipo B (Figura 4b).

3) Enjambres con duración mayor a 2 horas, con menor cantidad de eventos, ocurrencia más esporádica y componentes espectrales claramente de baja frecuencia. Llamaremos a este tipo de enjambre de tipo C (Figura 4c).





ERITOS COLIABES W10.30 11N 1W BUT HIB4.1-46.50 8.54-51 12.37.72

Figura 4b. Enjambre Tipo B
(Zona geotérmica La Primavera)
Duración aproximada= 1 a 2 horas
Mayor espaciamiento en tiempo
entre eventos, con forma de onda
con frecuencia ligeramente menor.
aprox. de eventos= 25.



Figura 4c. Enjambre Tipo C
 (Zona geotérmica La Primavera)
 Duración aproximada= 6 horas
 Ocurrencia más esporádica, con
 forma de onda claramente de baja
 frecuencia. Menor número de
 eventos.
 # aprox. de eventos= 30

Este enjambre se registro casi
 imperceptible en la estación de
 la zona central COOL y la estación
 de la zona sur COMI.

En el tipo A, no se pueden localizar, porque su ocurrencia se traslapa en el sismograma y así los tiempos de llegada no se pueden leer. Para el tipo B, debido quizá al menor contenido de frecuencias altas del espectro no se registran en todas las estaciones. Los del tipo C, solo se han registrado en la estación RCA, en la parte norte.

III.3.2.- Regiones de mayor ocurrencia de enjambres.

Observando las amplitudes predominantes en los sismogramas, se ha estimado que los enjambres ocurren en dos zonas específicas dentro de la caldera: a) Parte central y b) Borde central-suroeste del anillo de colapso (fallas anulares), como se muestra en la Figura 5.

La distribución total de enjambres es la siguiente:

Tres enjambres cercanos a la estación RCA (parte norte) durante el mes de junio. Quince enjambres cercanos a la estación CCO (parte central), siendo diez durante junio y el resto el mes de julio. Veinte enjambres cercanos a la estación VIC (parte central-suroeste) durante los meses de julio y agosto. El mes de julio hay 2 enjambres entre las estaciones POL y CON. En los meses de julio y agosto la actividad predominó en las cercanías de la estación VIC.

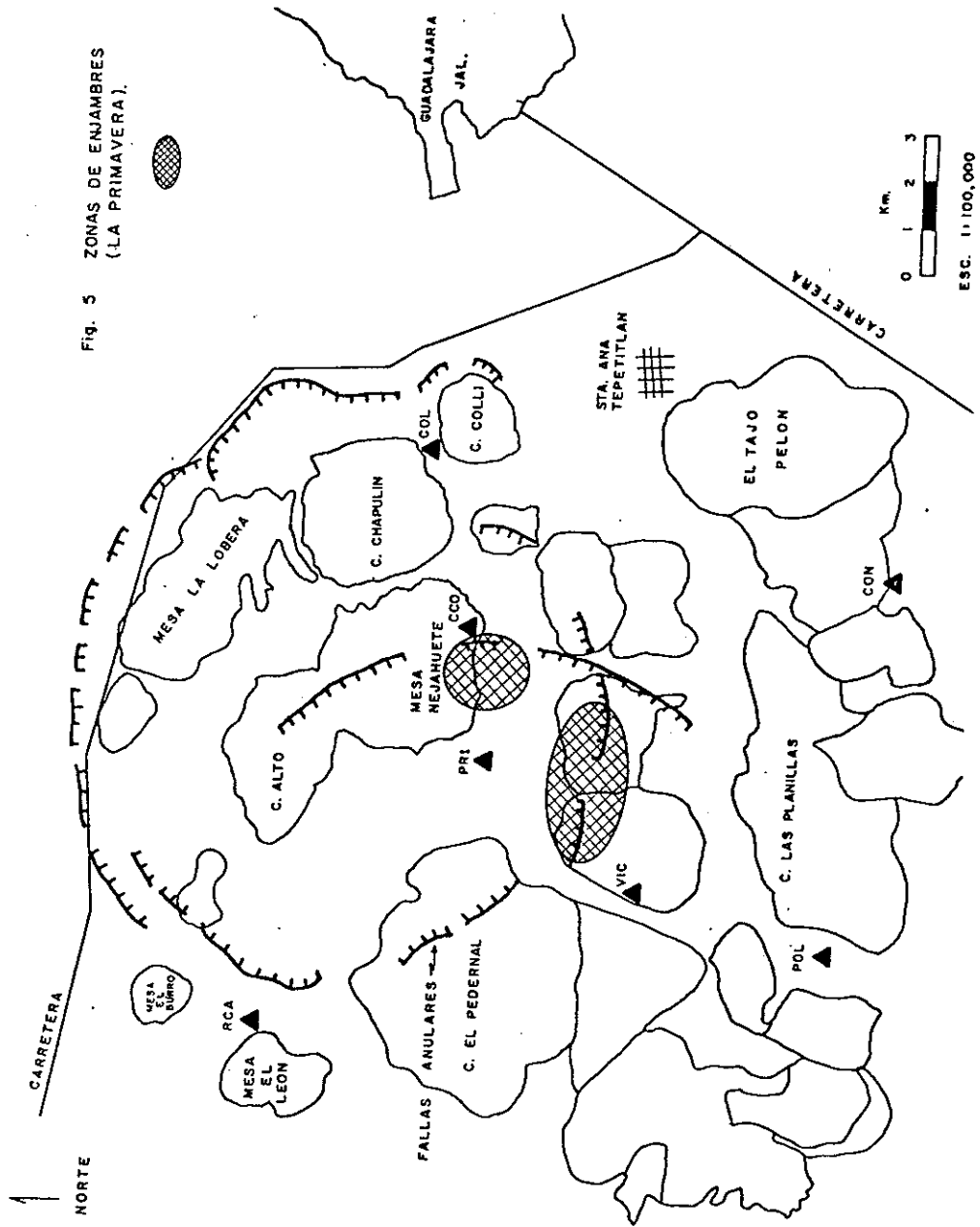


Fig. 5 ZONAS DE ENJAMBRES (LA PRIMAVERA).

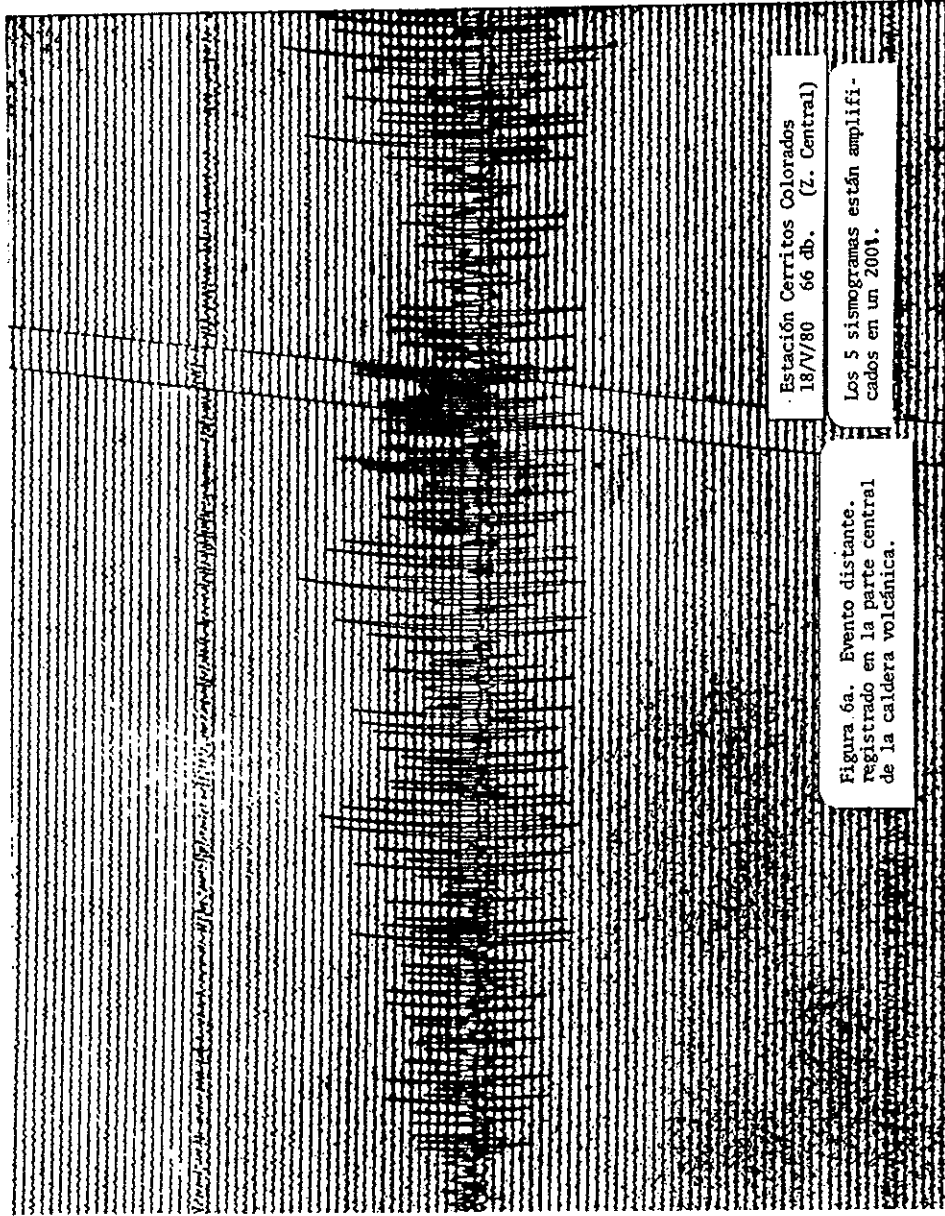
Del 15 de agosto a finales de septiembre, solo 2 estaciones instaladas (VIC y CC0) registraron la actividad y se observó que ésta continuó en las vecindades de la estación VIC.

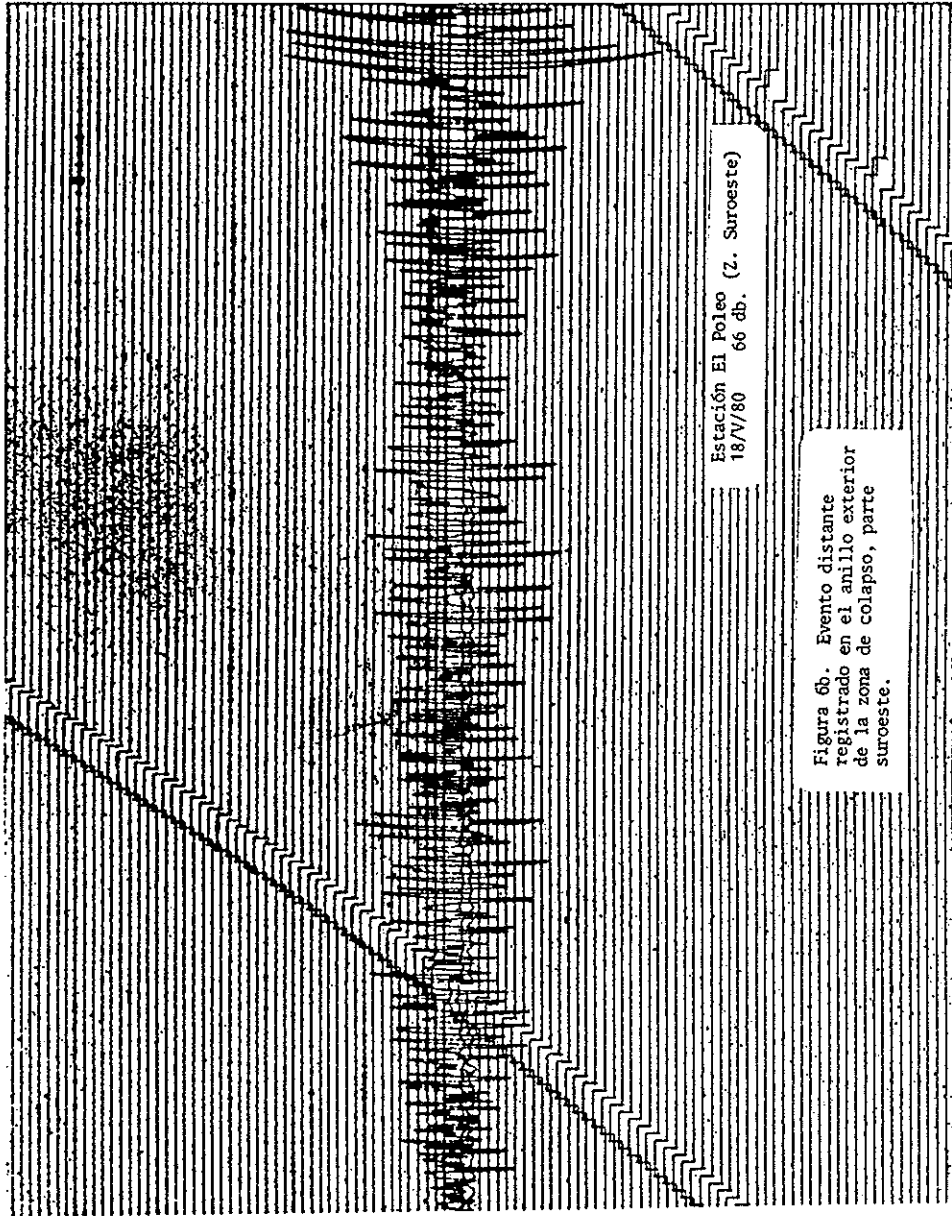
En la Figura 2 del Apéndice se resumen las observaciones de la frecuencia de eventos por día durante el periodo de observación en La Primavera, Jal.

III.4.- Análisis de Eventos Distantes en La Primavera.

Durante el período de registro en La Primavera, se tiene el arribo de 40 eventos sísmicos distantes en dos o más estaciones. Se seleccionaron once de ellos, localizados y reportados por RESMAC en sus boletines quincenales. Los azimuts de arribo de la señal sísmica, a la zona de la caldera, caen en el intervalo de 70 a 230 grados, con respecto al norte geográfico. El análisis realizado es cualitativo. Dado los pocos datos y en algunos casos la fuerte atenuación en algunas estaciones, no permitió hacer ningún cálculo. En un mapa de la zona con la localización de las estaciones, se esquematizaron las direcciones de arribo a cada uno de los sitios de registro. El análisis se realizó observando visual y directamente las diferencias de la señal en los sismogramas (Figura 6a-6e), y conociendo el azimut de arribo.

El uso del efecto pantalla que sufren las ondas S al cruzar algunas zonas volcánicas se viene utilizando desde la década de los 50's y se atribuye el efecto a el paso de zonas con material parcialmente fundido (magma)(Gorshkov, 1958). Actualmente los estudios ya no sólo están dirigidos a observar las amplitudes reducidas de la onda S, sino también las diferencias en contenido de frecuencia de estos paquetes





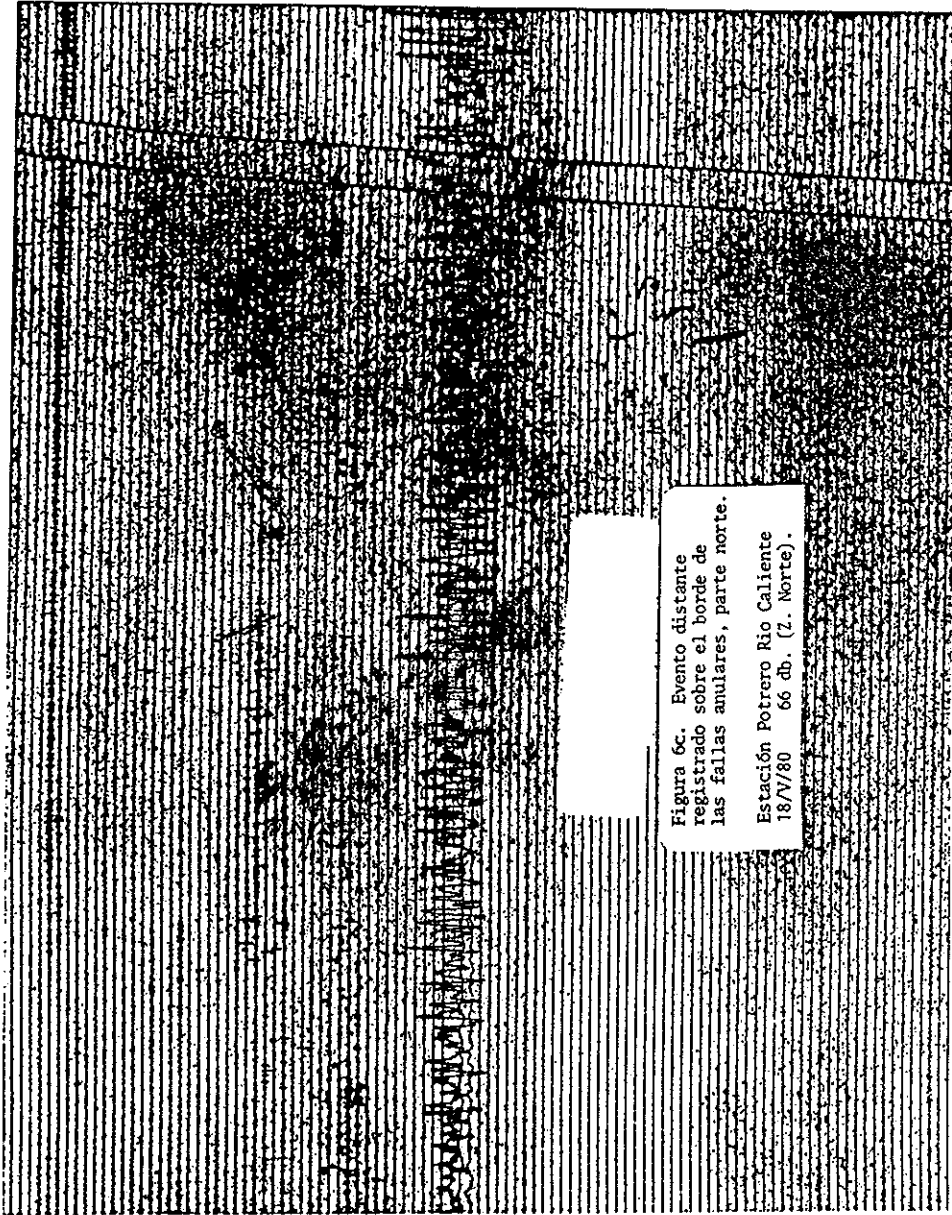
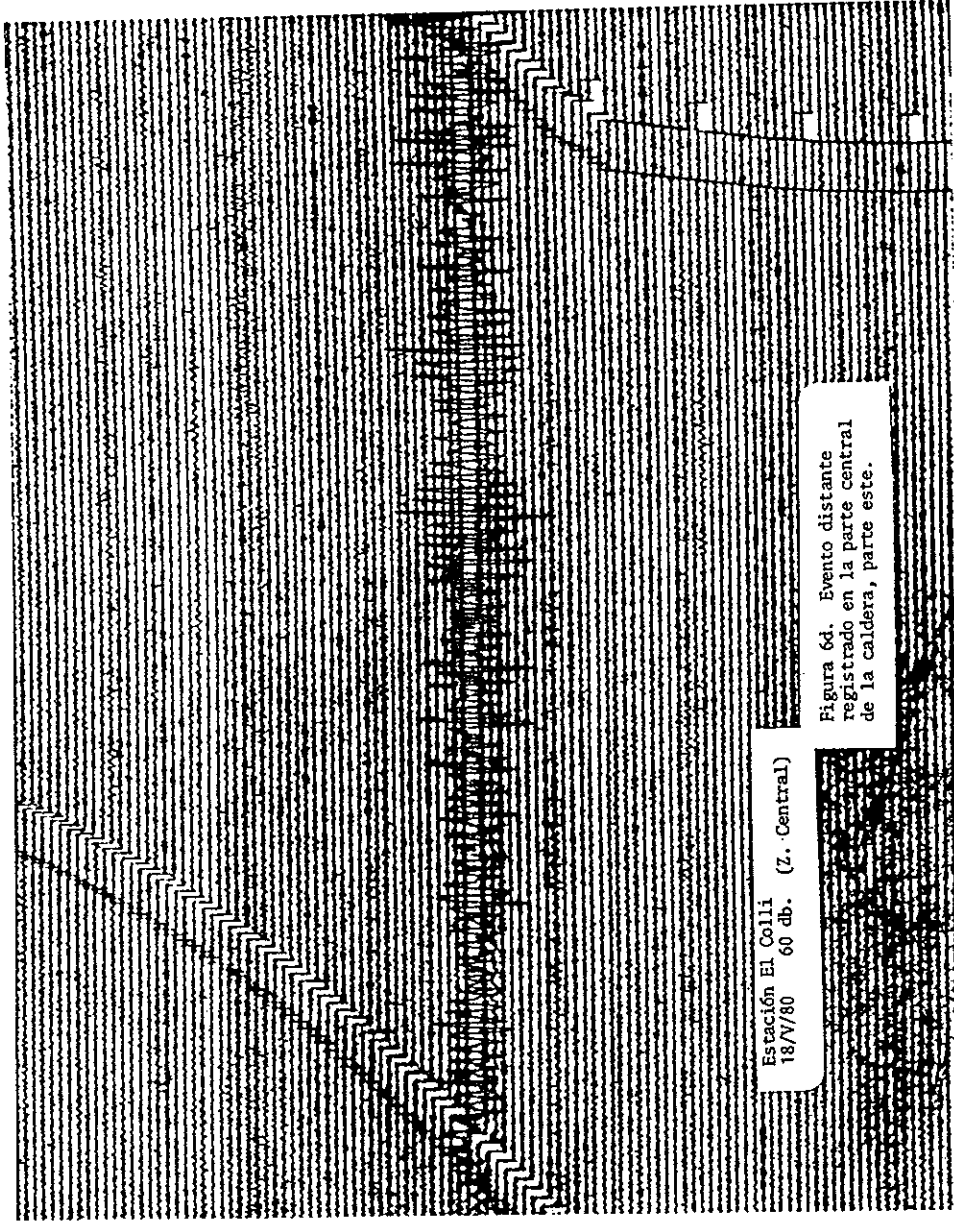
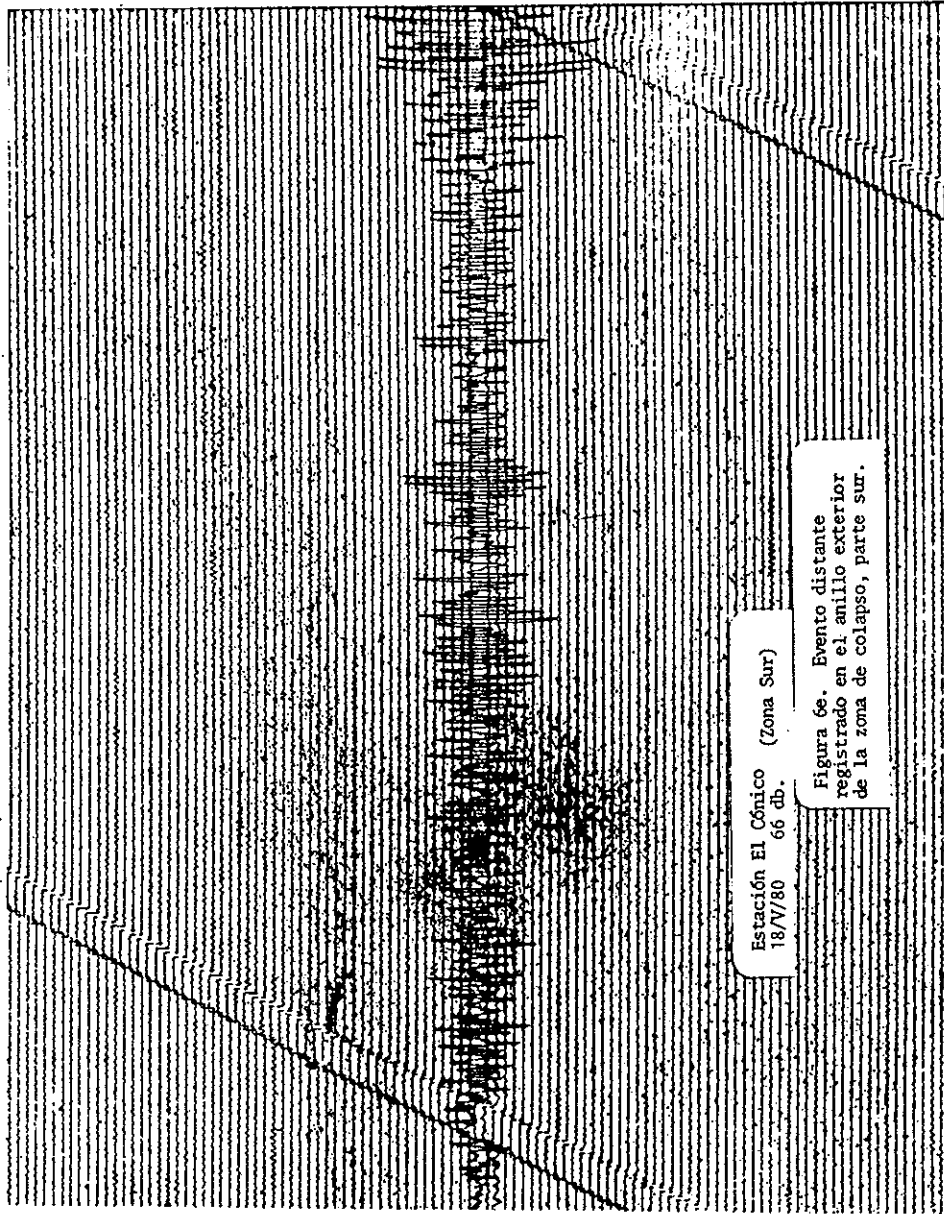


Figura 6c. Evento distante registrado sobre el borde de las fallas anulares, parte norte.

Estación Potrero Rio Caliente
18/7/80 66 db. (Z. Norte).





Estación El Cónico (Zona Sur)
18/V/80 66 db.

Figura 6e. Evento distante registrado en el anillo exterior de la zona de colapso, parte sur.

de ondas. El efecto que sufren las ondas de corte al cruzar cámaras magmáticas es de una fuerte absorción en el espectro de las altas frecuencias (Latter, 1981b). Como se ha dicho, las observaciones en La Primavera son cualitativas y las zonas de atenuación han sido mapeadas observando visualmente los dos efectos: reducción de amplitudes de onda S y absorción de altas frecuencias. Dadas las distancias en que ocurren los eventos analizados (mayores a 150 kms) con respecto a las dimensiones de La Red (10 kms), no se considera el efecto fuente para las diferencias en amplitudes.

III.5.- Resultados (Eventos distantes).

Estos resultados se presentan en la Figura 7. Las líneas a cada estación indican la llegada de un evento arribando en la dirección que marca la flecha. Los arribos a cada una de las estaciones y las diferencias en las formas de onda, indican lo siguiente:

Estación Pozo PR-1 (PR1).- Instalada en la parte central de la caldera (zona de pozos), registra 6 eventos. La atenuación de la señal sísmica más marcada ocurre en esta zona. Seis eventos distantes permiten observar un amplio giro alrededor de ella, de 76 a 227 grados. Los seis eventos que caen dentro de este rango de dirección de arribo, muestran el efecto de atenuación, esto es, disminución en la amplitud de los trenes de ondas P y S, y absorción de altas frecuencias de la señal.

Estación Cerritos Colorados (CCO).- Instalada en el centro de la zona de colapso de la caldera, registra 13 eventos. A los azimuts 76 y 113 grados, la señal registra el efecto de atenuación. Dos eventos arribando a 126 y 135 grados no aparecen atenuados. Entre los azimuts 144 a 160 grados, el registro de seis eventos indican atenuación en esa dirección. Dos eventos más, a 180 y 227 grados muestran un registro

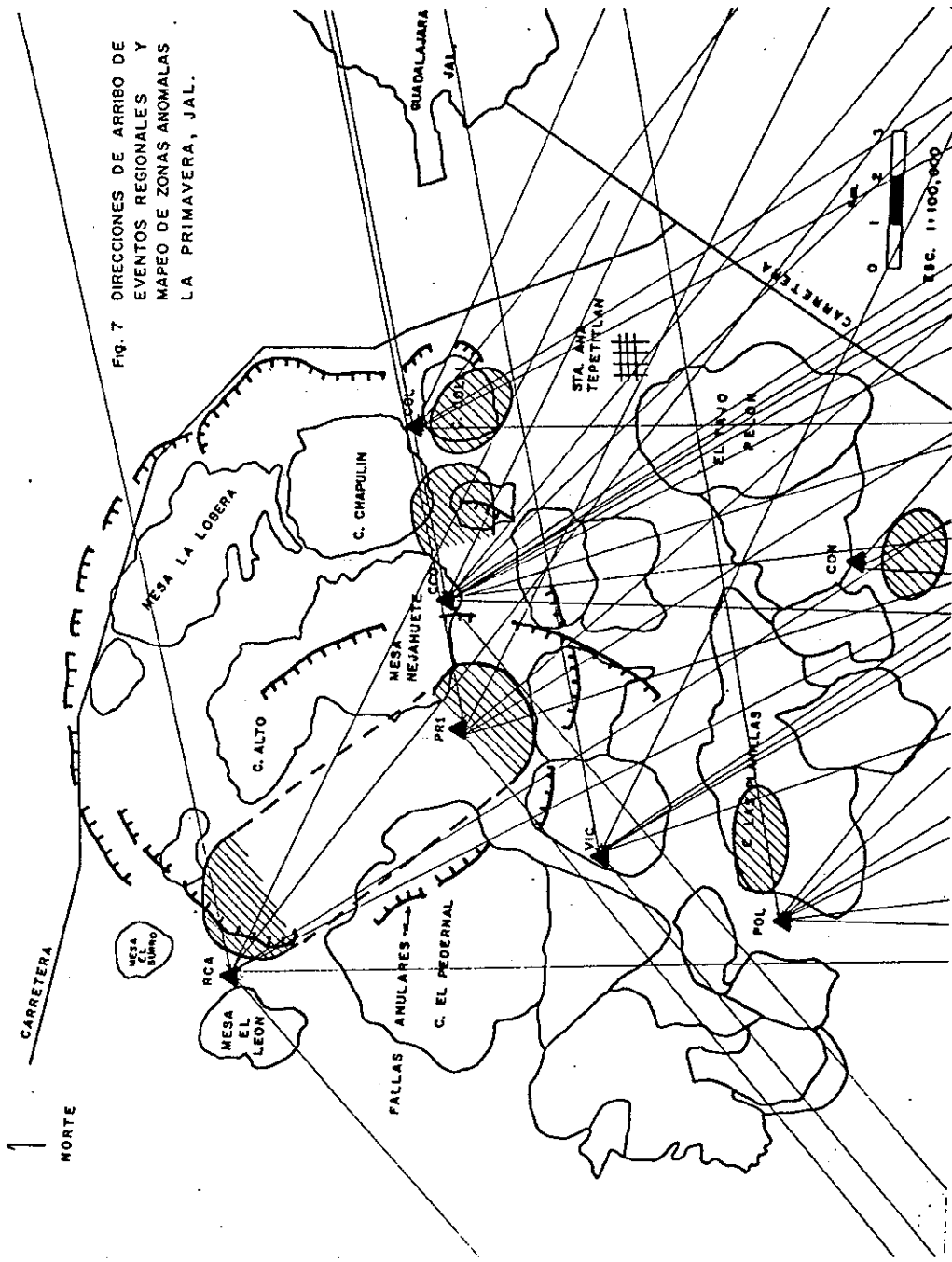


Fig. 7 DIRECCIONES DE ARRIBO DE EVENTOS REGIONALES Y MAPEO DE ZONAS ANOMALAS LA PRIMAVERA, JAL.

normal. El evento a 227 grados es importante, ya que marca los límites de la zona anómala que rodea a la estación PR1.

Estación Río Caliente (RCA).- Instalada en el borde noroeste del anillo de la caldera, registra siete eventos. El efecto de atenuación de ondas P y S, es marcado entre los azimuts 76 a 145 grados. Dos eventos (173 y 227 grados) arribando por el lado suroeste de la estación sólo muestran una disminución en la amplitud del tren de ondas S.

Estación Cerro El Colli (COL).- Instalada en la parte este del anillo de la caldera. Tres eventos distantes en el rango de azimut de 140 a 180 grados exhiben atenuación.

Estación El Cónico (CON).- Instalada en la parte sur de la caldera. El arribo de tres eventos entre los azimut 145 a 180 grados indican que existe pequeña atenuación en la señal, en esa dirección.

Estación El Poleo (POL).- Instalada en la parte suroeste de la caldera, registra 7 eventos. Un evento proveniente del Estado de Querétaro y arribando en el azimut 76 grados, muestra atenuación. El resto de direcciones se registra normal.

Estación Agua de Victoriano (VIC).- Instalada en la parte

central-oeste de la caldera, registra siete eventos. De estos siete eventos ninguno muestra el efecto de atenuación.

En la Figura 7 se han esquematizado proyectadas en superficie, la orientación de las probables zonas anómalas, responsables del efecto de atenuación registrado en las estaciones de la Red sísmica.

IV.- ANALISIS DE DATOS Y RESULTADOS EN LOS AZUFRES

IV.1.- Análisis de sismicidad local (secuencias).

Durante el período de observación de este estudio el número de sismos locales fué sorprendentemente bajo. Sólo se registró 484 eventos sísmicos fácilmente identificables y que pueden ser asociados a procesos tectónicos o volcánicos en la zona del campo geotérmico. Este índice de sismicidad contrasta significativamente con otras zonas geotérmicas (Cerro Prieto, B.C., La Primavera, Jal.).

La mayor cantidad de temblores registrados en Los Azufres ocurren agrupados en secuencias, generalmente con minutos de espaciamiento en tiempo entre eventos. Cuando los temblores muestran formas de onda similares, usualmente se les denomina familias de temblores (Latter, 1981a). El resto de eventos ocurren aisladamente (aproximadamente 10% del total registrados). En general, durante la ocurrencia de una familia de temblores la magnitud se mantiene casi constante, la forma de onda de los eventos difieren de la de eventos tectónicos, lo que hace pensar que son debidos a procesos volcánicos. La Figura 2a es una fotocopia de un sismograma

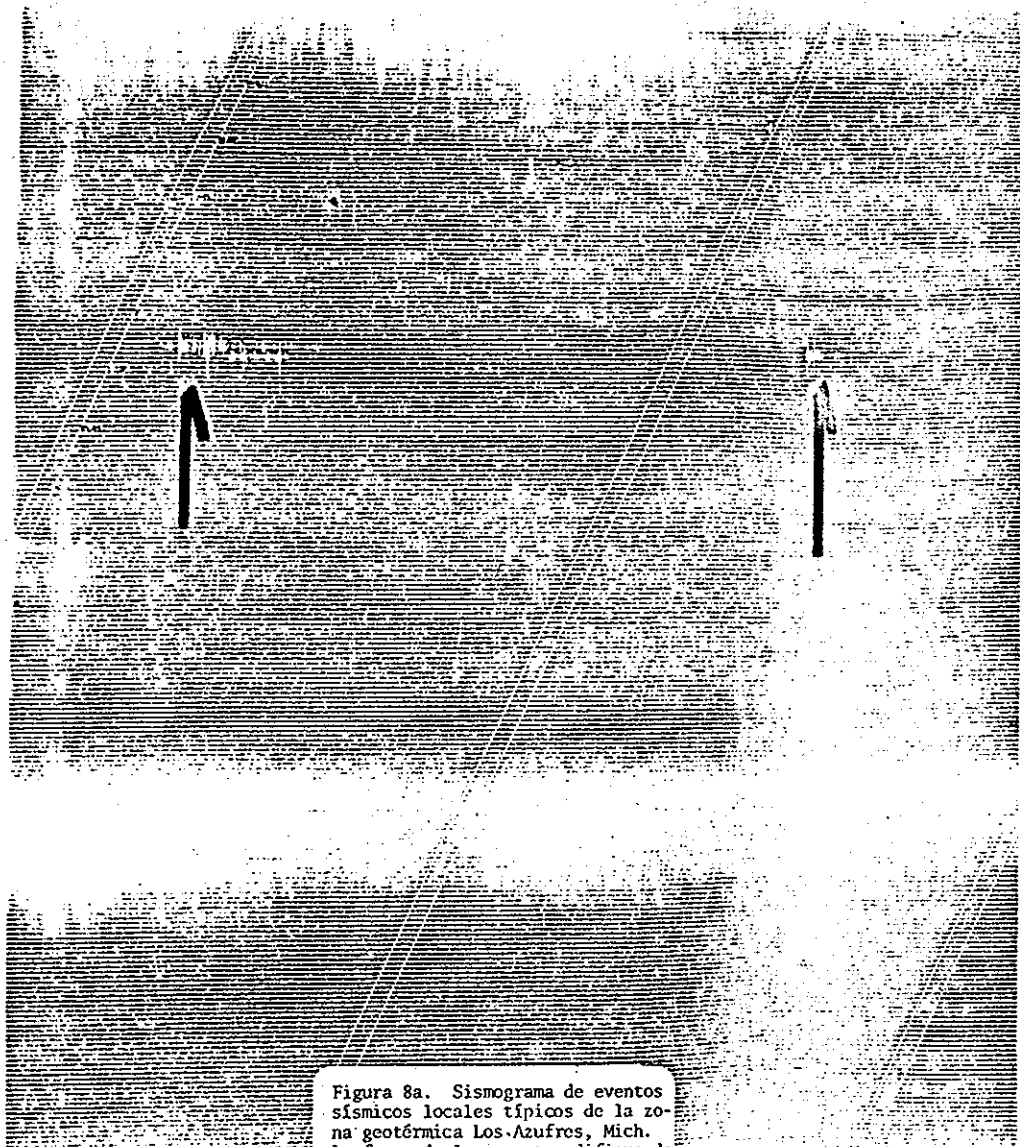
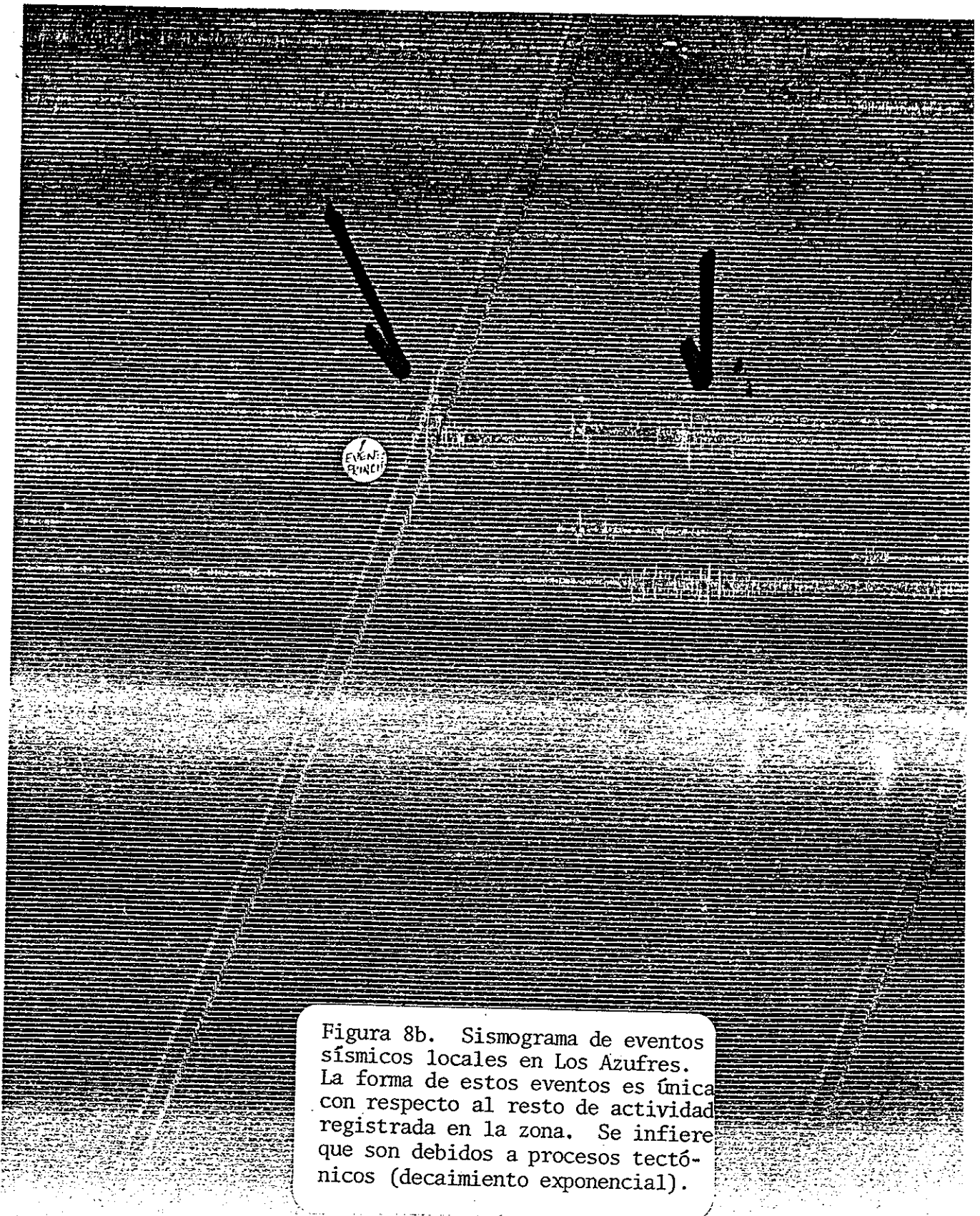


Figura 8a. Sismograma de eventos sísmicos locales típicos de la zona geotérmica Los Azufres, Mich. La forma de los eventos difiere de la forma típica de sismicidad en otras zonas.

que muestra este tipo de eventos. En esta zona se tiene registrado eventos tectónico-volcánicos en una secuencia de pre-eventos - evento principal - réplicas (Figura 8b).



IV.2.- Resultados (Análisis secuencias).

Los sismogramas se analizaron minuciosamente para estudiar peculiaridades en las formas de onda de familias de temblores, revisándose detalladamente aquellas formas anómalas. Se seleccionaron los eventos con arribos claros e impulsivos y que ocurrieran en horas con un nivel bajo de ruido sísmico, para facilitar la tarea y evitar al máximo errores. La actividad sísmica ocurre en ambos lados de la zona geotérmica. En general la señal no se transmite claramente de un lado a otro del campo, así, las estaciones más cercanas a el foco registran la mayor cantidad de eventos. En las secuencias en las cuales es posible leer tiempos del primer arribo en dos o más estaciones, se encuentra que las velocidades superficiales deben ser bajas para poder explicar las diferencias en tiempo (2 a 5 segundos en distancias de 1 a 5 kilómetros). El error en las mediciones puede ser hasta un 20 en porcentaje, si se toma en cuenta que la débil transmisión de la señal sísmica a través de las capas superficiales puede crear error en la identificación del primer arribo. En particular, los registros de las estaciones P11 y AGF muestran un mayor decaimiento en las amplitudes de las diferentes fases y un registro de señal débil. En la Tabla IV del Apéndice, se presenta el resumen del análisis de datos, indicándose la

fecha y hora del inicio de la secuencia; el número de eventos registrados en cada estación; la duración de la secuencia; la amplitud máxima en el sismograma de los eventos del enjambre. Este listado es especialmente útil al analizar la posible correlación entre las pruebas de interferencia de pozos con la actividad sísmica local.

ETAPA I (4 de julio al 21 de agosto de 1980):

En la Figura 3 del Apéndice se grafica el número de eventos por día registrados en la estación P07 durante los 53 días útiles de observación de la primera etapa. En ella, el eje horizontal corresponde a días de registro a intervalos de un día y el eje vertical es el número de eventos. Durante esta primera etapa, la forma de onda de los eventos registrados corresponde a actividad tectónica, según la clasificación de Latter (1981a). Una secuencia registrada el 2 de agosto muestra formas de onda típicas de tremores volcánicos.

ETAPA II (22 de agosto al 13 de septiembre de 1980):

Las Figuras 4.a a 4.d del Apéndice muestran resultados de la etapa dos en las estaciones: AGF, P07, P11 Y P03. En las gráficas de estadísticas aparecen valores por debajo del nivel de cero eventos, con lo cual se ha querido indicar que la estación no funcionó: Se registró una secuencia de

aproximadamente 23 eventos que se inicia el 25 de agosto. La forma de onda de los eventos se asemeja a los reportados por Minakami como tremores volcánicos. Solo fue posible leer los tiempos de arribo en las estaciones AGF Y P11, para tres eventos. Considerando un error multiplicativo del 20 (porcentaje), se sugiere que esta actividad es cercana a la estación P07. Se registró también dos secuencias el 30 y 31 de agosto; aparentemente de la misma zona (entre las estaciones P07 Y P11). La estación P03 en la parte noroeste del campo geotérmico no registra ningún evento de las secuencias, lo cual puede deberse a la pequeña magnitud de los eventos y a que ocurran a profundidades someras (2-3 kms). Las secuencias del 5 y 6 de septiembre (procesos volcánicos) tienen mejor definido la señal en la estación P03 y aparentemente la actividad migra hacia el sur durante las secuencias subsecuentes (procesos volcánicos ?) de los días 8, 9, 12 y 13 de septiembre.

ETAPA III (1 de octubre al 21 de octubre de 1980):

La estadística de la etapa tres se presenta en la gráfica 5 del Apéndice. Se registra la ocurrencia de eventos sísmicos fuera del campo (tectónicos) con una S-P de 3 segundos, los días 4, 5 y 12 de octubre. Las secuencias (proceso volcánico ?) ocurren los días 11 y 21 de octubre.

ETAPA IV (1 de noviembre al 23 de marzo de 1981):

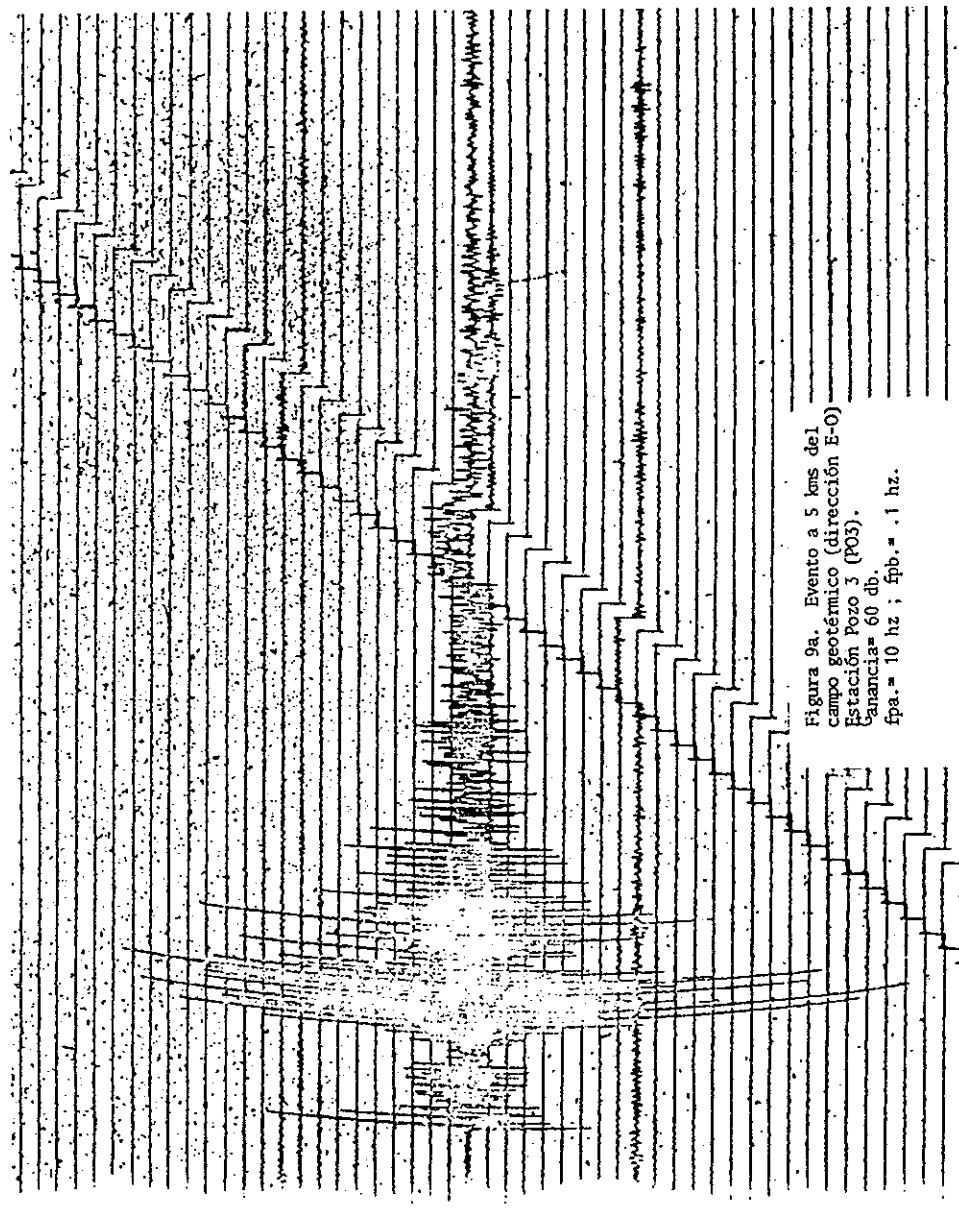
La estadística de la cuarta y última etapa se da en las Figuras 6.a a 6.f del Apéndice en las estaciones: AGF, LCH, P11, P07, AJL y P03. Como se dijo anteriormente, los valores por debajo del nivel de cero eventos (eje vertical), indica que la estación no funcionó. El primer pico de actividad ocurre el 2 de noviembre, desafortunadamente sólo la estación AJL estaba en funcionamiento, debido a que se estaba construyendo las bases de concreto en otras estaciones. La actividad corresponde a una secuencia de eventos de tipo tectónico. Se inicia con pocos eventos de pequeña magnitud e incrementándose hasta la ocurrencia del evento principal, seguido del cual, la magnitud vuelve a decrecer y la densidad de ocurrencia de eventos tiende a aumentar levemente. El tiempo de duración aproximado es de 4 horas. El resto de la actividad en los meses siguientes corresponde en su mayoría a eventos de tipo volcánico como los reportados en el Japón (Civetta, et al., 1974). La actividad del mes de enero corresponde a eventos volcánicos (tipo B, según Minakami, 1974), y la estación AJL en el lado oeste del campo tiene registrado el mayor número de ellos. En general en esta etapa IV, las estaciones P07 y P11, en la parte sur del campo registran el menor número de eventos.

IV.3.- Eventos tectónicos cercanos a la zona.

IV.3.1.- Evento a 5 kms al oeste del campo geotérmico.

El 26 de noviembre de 1980 ocurrió un evento registrado en 6 estaciones. Se utilizó el programa HYP071 (revisado) para localización de microtemblores, con la lectura de seis arribos de onda P y cinco arribos de onda S. El hipocentro fué localizado a 5 kms al oeste de la estación P03 y a una profundidad de 4.5 kms. Dado que el evento ocurrió fuera de la Red, los errores en localización no se cuantificaron. La S-P en P03 nos indica que el evento ocurre a una distancia aproximada de 5 ó 6 kms y los tiempos de arribos relativos sugieren que el evento proviene de la parte oeste del campo geotérmico.

Se estimó la potencia de energía de las fases P y S, para 5 registros aplicando el teorema de Parseval; como se discute más adelante. En las Figuras 9a-9e se muestran fotocopias de los sismogramas del evento. Puede observarse la fuerte disminución en amplitud en las estaciones del lado este del campo, en particular AGF y P11. La señal en P11 muestra también un filtrado en altas frecuencias. La gráfica de las estimaciones de la potencia de la señal se da en la Figura 10a. Dado que la potencia de una señal está relacionada a la energía, se ha graficado en el eje vertical energía de la



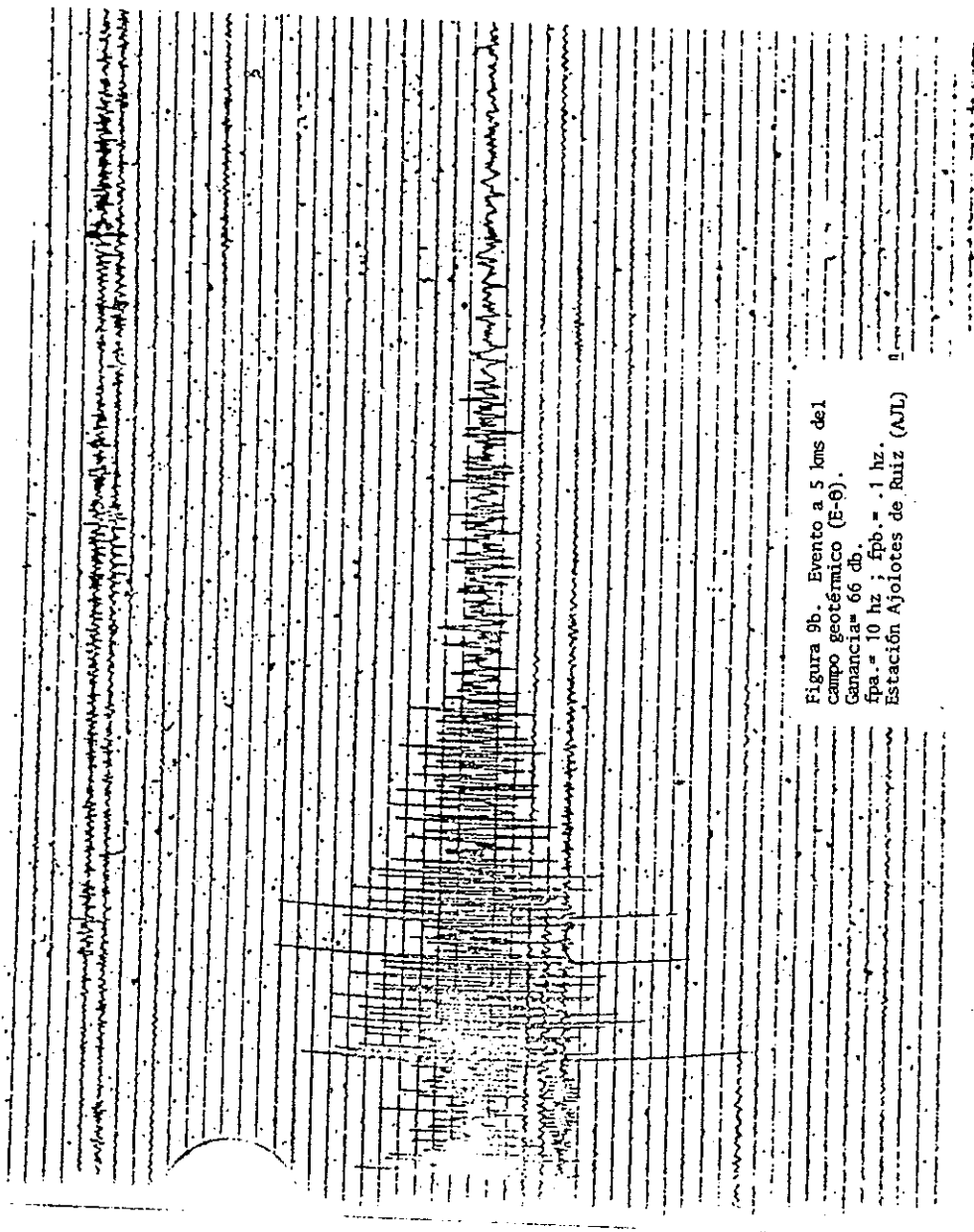


Figura 9b. Evento a 5 kms del
Campo geotérmico (E-θ).
Ganancia= 66 db.
fpa. = 10 hz ; fpb. = .1 hz.
Estación Ajoíotes de Ruiz (AJL)

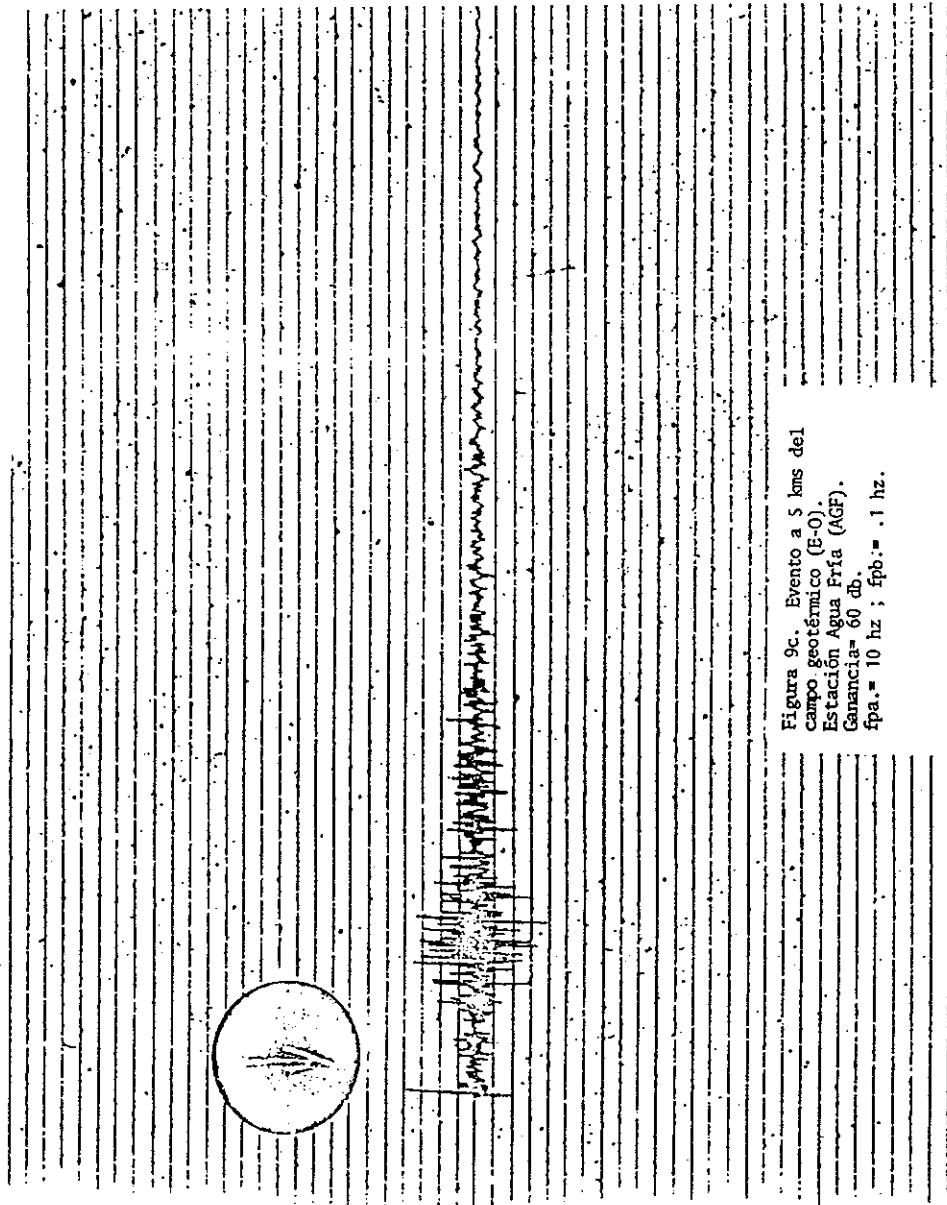


Figura 9c. Evento a 5 kms del
campo geotérmico (B-O).
Estación Agua Fria (AGF).
Ganancia= 60 db.
fpa.= 10 hz ; fpb.= .1 hz.

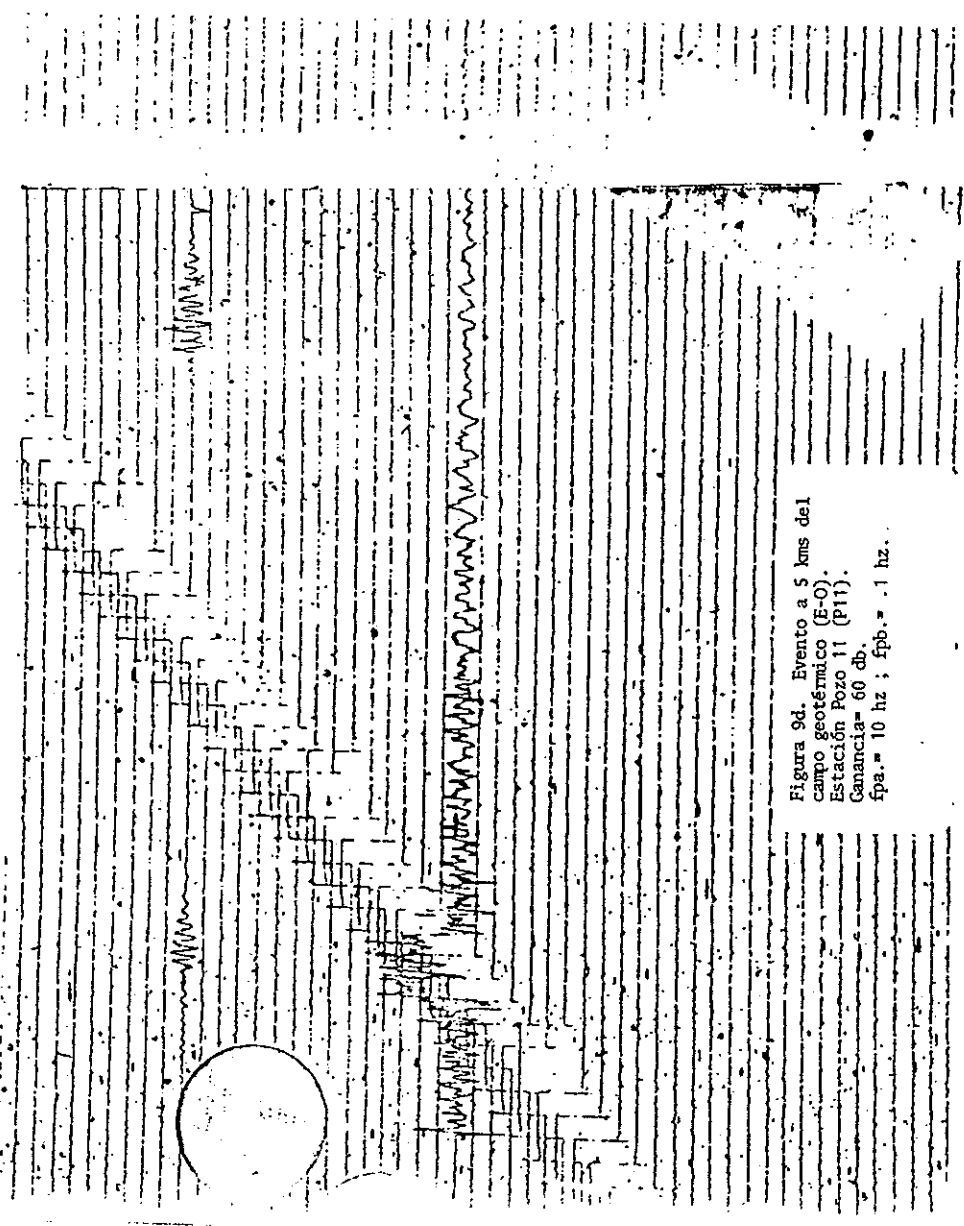


Figura 9d. Evento a 5 kms del
campo geotérmico (E-O).
Estación Pozo 11 (P11).
Ganancia= 60 db.
fpa. = 10 hz ; fpb. = .1 hz.

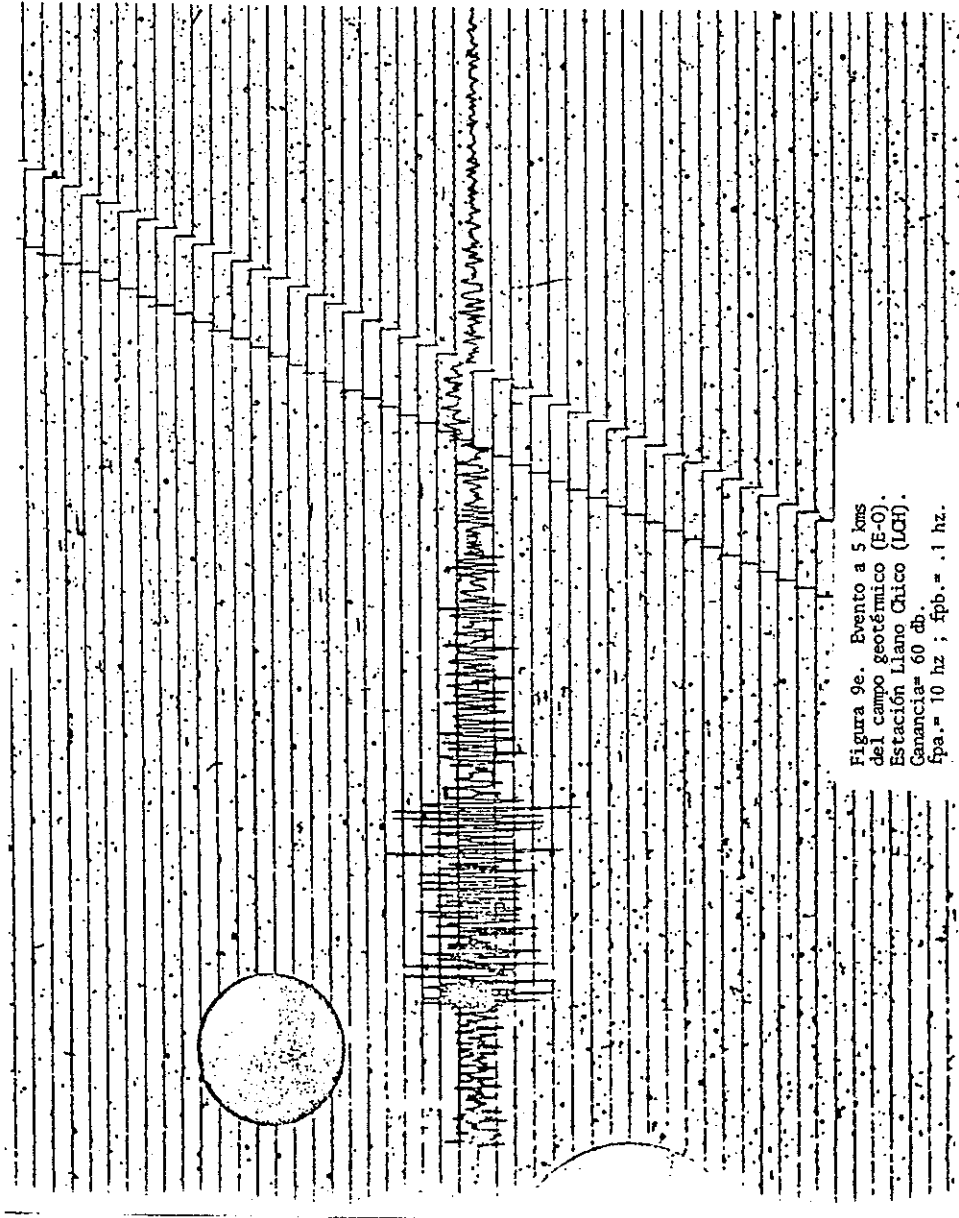


Figura 9e. Evento a 5 kms
del campo geotérmico (E-O).
Estación Llano Chico (LGH).
Ganancia= 60 db.
fpa.= 10 hz ; fpb.= .1 hz.

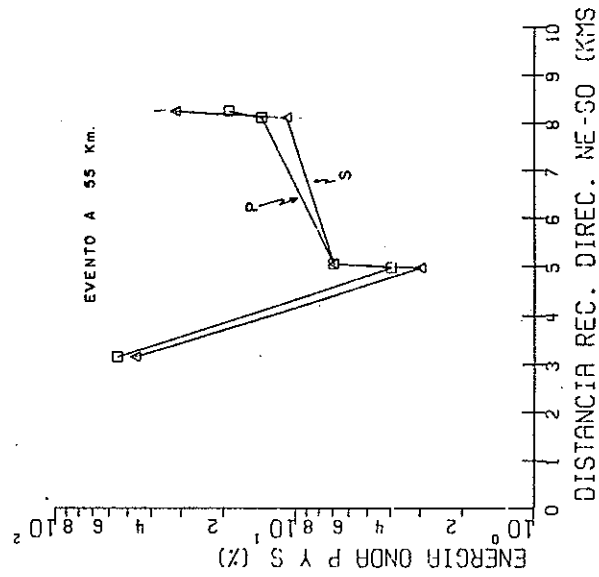


Figura 10b. Gráfica de energía del paquete de ondas P y S del evento ocurrido a 55 kms al noreste del campo geotérmico. Los valores se han graficado sobre un perfil noreste-sur oeste (azimut 74°) de distancia recorrida por la señal.

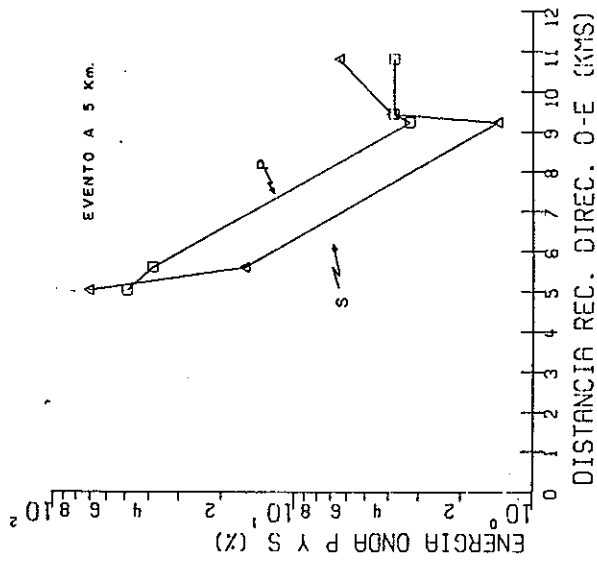


Figura 10a. Gráfica de energía del paquete de ondas P y S del evento ocurrido a 5 kms al oeste del campo geotérmico. Los valores están graficados sobre un perfil E-O de distancia recorrida por la señal.

señal contra distancia recorrida, en el eje horizontal. El eje horizontal corresponde a proyectar todas las estaciones en un perfil oeste-este. Puede observarse el decaimiento de la onda P y S al viajar la señal de la estación AJL a las estaciones AGF y P11. El arribo a la estación LCH es atenuado en menor grado.

IV.3.2.- Evento a 55 kms al noreste del campo geotérmico.

La localización para este evento fué reportada por RESMAC. El azimut con que arriba a la Red es aproximadamente 74 grados. Al igual que en el caso anterior se estimó su energía empleando el teorema Parseval y se construyó la gráfica de la Figura 10.b. Las estaciones se proyectaron sobre un perfil noreste-suroeste. El decaimiento en la potencia ocurre al viajar la señal de LCH a las estaciones AGF y P11. La atenuación a la estación AJL es en menor grado.

IV.4.- Análisis de eventos distantes en Los Azufres.

La geometría de la Red fué particularmente útil para observar cambios en las formas de onda de eventos sísmicos ocurridos en la región de la Trinchera Mesoamericana. La localización, tiempo de origen y magnitud de estos eventos, se obtuvo de los boletines publicados por RESMAC. El análisis detallado de los cambios en las formas de onda de las diferentes fases y estimaciones de la potencia de los primeros 5 segundos del tren de ondas P y los primeros 10 segundos del tren de ondas S; como se ilustra en la Figura 11 y se describe más adelante; nos permitió estimar cuantitativamente la intensidad de la atenuación o dispersión geométrica (scattering), en cada uno de los sitios de registro. Estas estimaciones fueron posibles en el intervalo azimutal de 74 a 241 grados, con respecto al norte geográfico.

Durante el período de reconocimiento sísmico, del 4 de julio de 1980 al 23 de marzo de 1981, se registraron 135 eventos sísmicos distantes, localizados por RESMAC en las costas mexicanas del Océano Pacífico. Se seleccionaron 26 eventos registrados en al menos dos estaciones para su análisis (Figura 12), para los cuales se calculó el azimut de arribo a cada una de las estaciones y la distancia recorrida. Los azimuts calculados se encuentran en el intervalo de 70 a 270

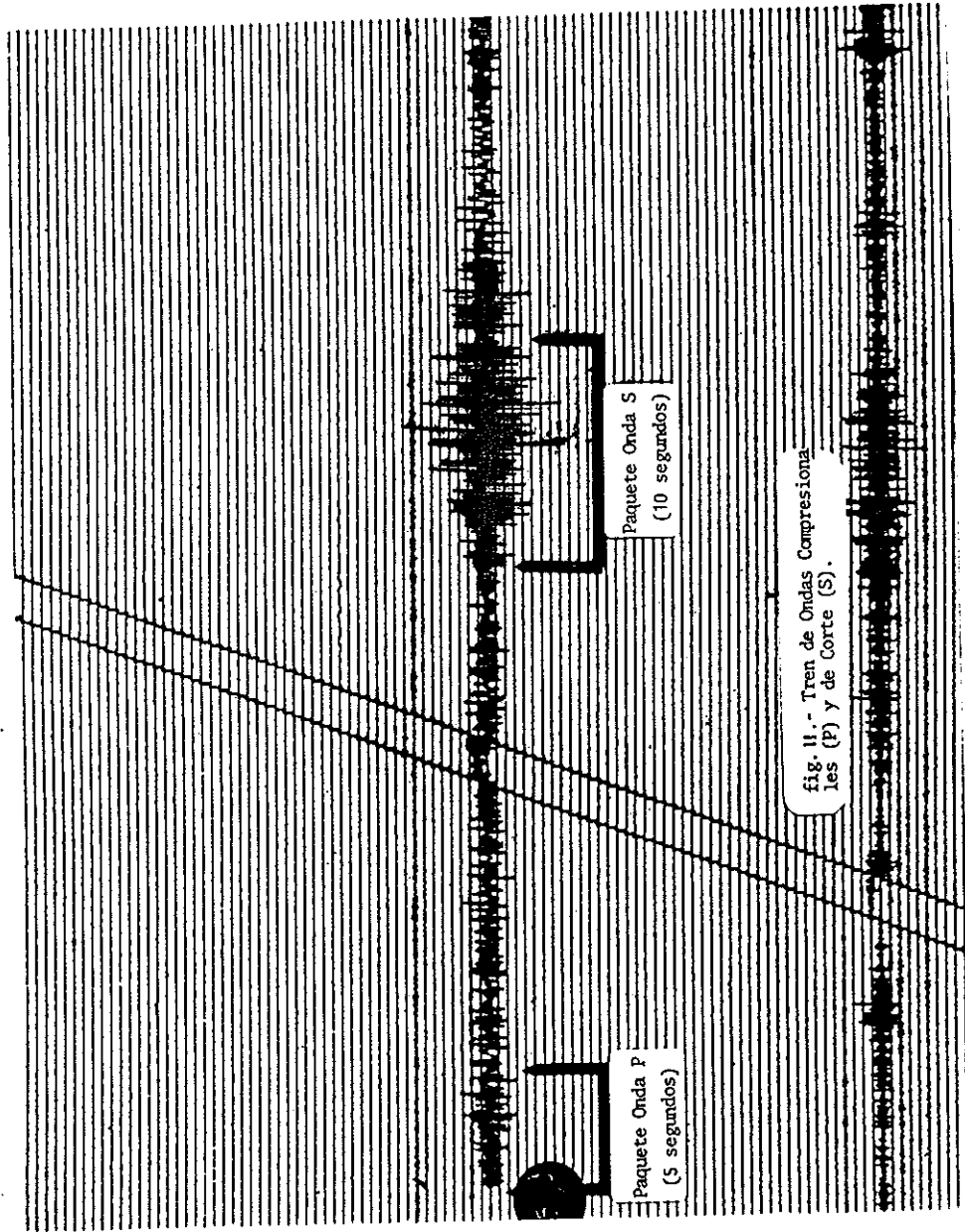


fig. II.- Tren de Ondas Compresionales (P) y de Corte (S).

grados y a distancias de 50 a 750 kms, con un mayor número de eventos a la distancia promedio de 350 kms. La comparación visual de los registros se facilita ya que todas las estaciones fueron instaladas con la misma ganancia (60 db) y filtros (0.1 Hz FPB y 10 Hz FPA), permitiendo comparar directamente las amplitudes y frecuencias en la traza sísmica, al cruzar el campo en diferentes azimuts para cada punto de observación.

Debido a que la atenuación de ondas sísmicas es muy sensitiva a la existencia de materiales en estado de fusión parcial y a las variaciones de temperatura, el mapeo del factor de atenuación o factor de calidad Q es una herramienta útil para delinear las fronteras de las intrusiones magnéticas en la matriz de la corteza. El enfoque fué medir la atenuación diferencial del tren de ondas de corte (ondas S) en la banda estrecha de frecuencias correspondientes al período dominante promedio en los registros de la onda S. Se utilizó el teorema de Parseval, el cual relaciona el cuadrado de la amplitud de una señal para dar una estimación de su contenido de energía. Se tomó una longitud en tiempo de la señal de diez segundos, que es la duración típica del paquete de ondas S para eventos provenientes de la región de la Trinchera Mesoamericana. Con estos valores se analiza la distribución en atenuación de la señal sísmica como función del azimut de propagación en el campo geotérmico. Cada observación de la

potencia de la señal fue normalizada con el valor promedio de la potencia en toda la Red, obteniendo así una estimación normalizada de la atenuación en función de cada azimut. A continuación se describe el método:

IV.5.- Atenuación diferencial.

La señal sísmica contiene información sobre la fuente y la estructura sobre la cual se propaga. Para aislar el efecto de atenuación, se ha simplificado el modelo de la estructura regional y el efecto de la estructura local en la vecindad de cada punto de observación. No se considera el efecto de instrumento ya que todas las estaciones funcionaron a las mismas ganancias y filtros (FPB y FPA). Se supone que el tren de ondas (cuasi-monocromático) observado en los sismogramas puede ser representado por una señal de período igual al promedio del número de ciclos sobre una longitud de tiempo t , y modulada por efectos de propagación en la estructura regional, local y de la fuente. Esta suposición puede ser válida si consideramos que para los eventos analizados las distancias de recorrido son lo suficientemente grandes para tratar la señal como un tren de ondas plano.

En la Figura 13 se muestra una secuencia de sismogramas

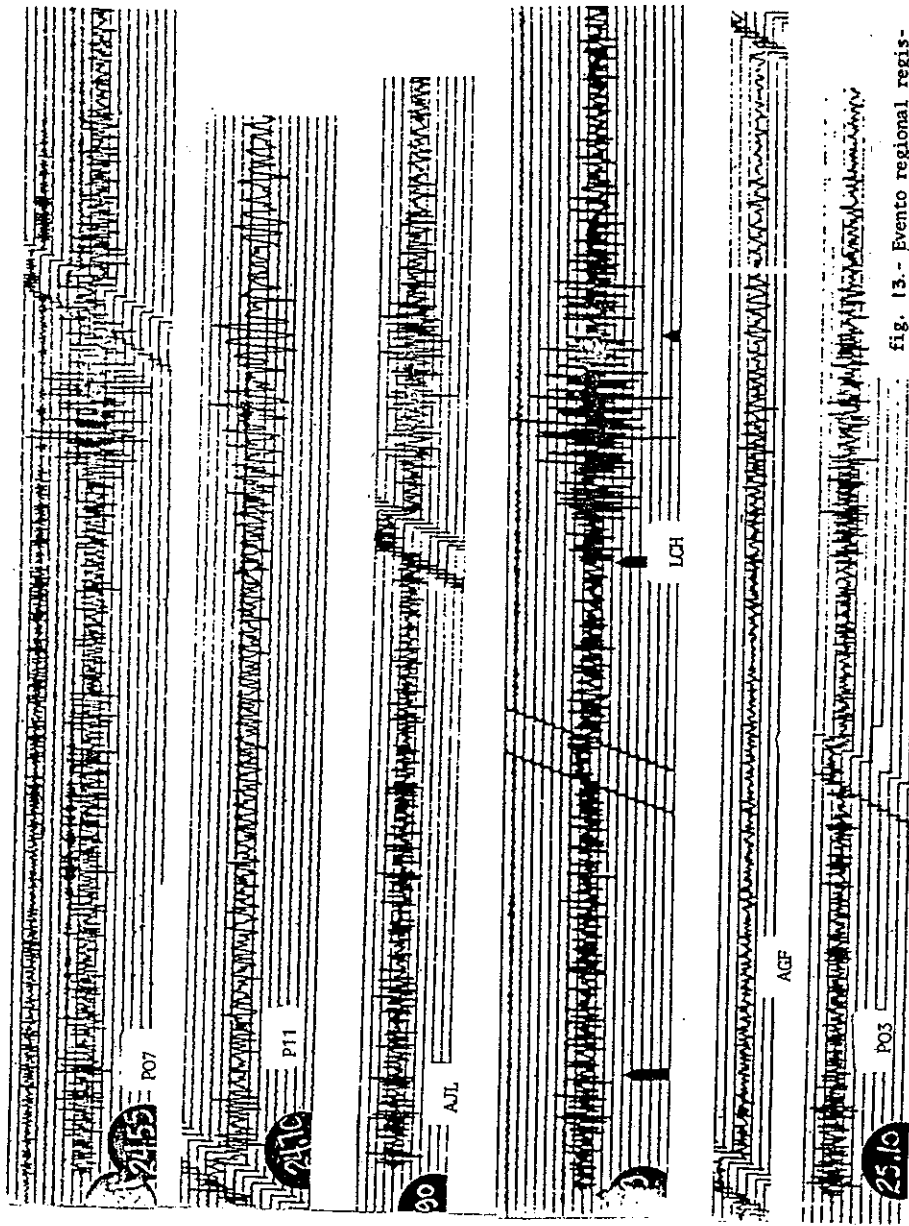


fig. 13.- Evento regional registrado en 6 estaciones de la Red. Azimut de entrada al Campo= 195°. Distancia recorrida= 348 km.

inscritos por un evento localizado por RESMAC en la Trincherá Mesoamericana, en coordenadas geográficas de latitud 16.8 N y longitud 101.5 O y cruzando el campo geotérmico a un azimut de 195 grados. Suponemos que la estructura es localmente homogénea a distancias equivalentes a las dimensiones de la Red, por lo tanto, valores diferenciales de atenuación sobre cada punto de registro y en el rango de azimuts calculados, deberán indicarnos las heterogeneidades por debajo de cada una de las estaciones.

Para estudiar los posibles ángulos de incidencia de las señales sísmicas en la base de la corteza de la región bajo estudio, se calcularon los rayos para la estructura esperada en la zona de estudio. Las gráficas se construyeron utilizando el programa TIMEX de Madrid (1982), facilitado en CICESE. El modelo de velocidades se construyó tomando como base el utilizado por Ponce et al., (1977-1978) en su estudio del temblor del 29 de noviembre de 1978, en Oaxaca. Este modelo no difiere de otros en zonas similares y el nuestro fué modificado al suponer una capa de velocidades inclinada (placa subduciéndose). Las diferentes trayectorias para eventos a profundidades de 10, 25 y 50 kms se muestran en las Figuras 14, 15 y 16. Para las distancias epicentrales de la mayoría de eventos analizados, las trayectorias pueden considerarse que inciden por debajo de la estructura local en ángulos de 21 a 26 grados (con respecto a la vertical).

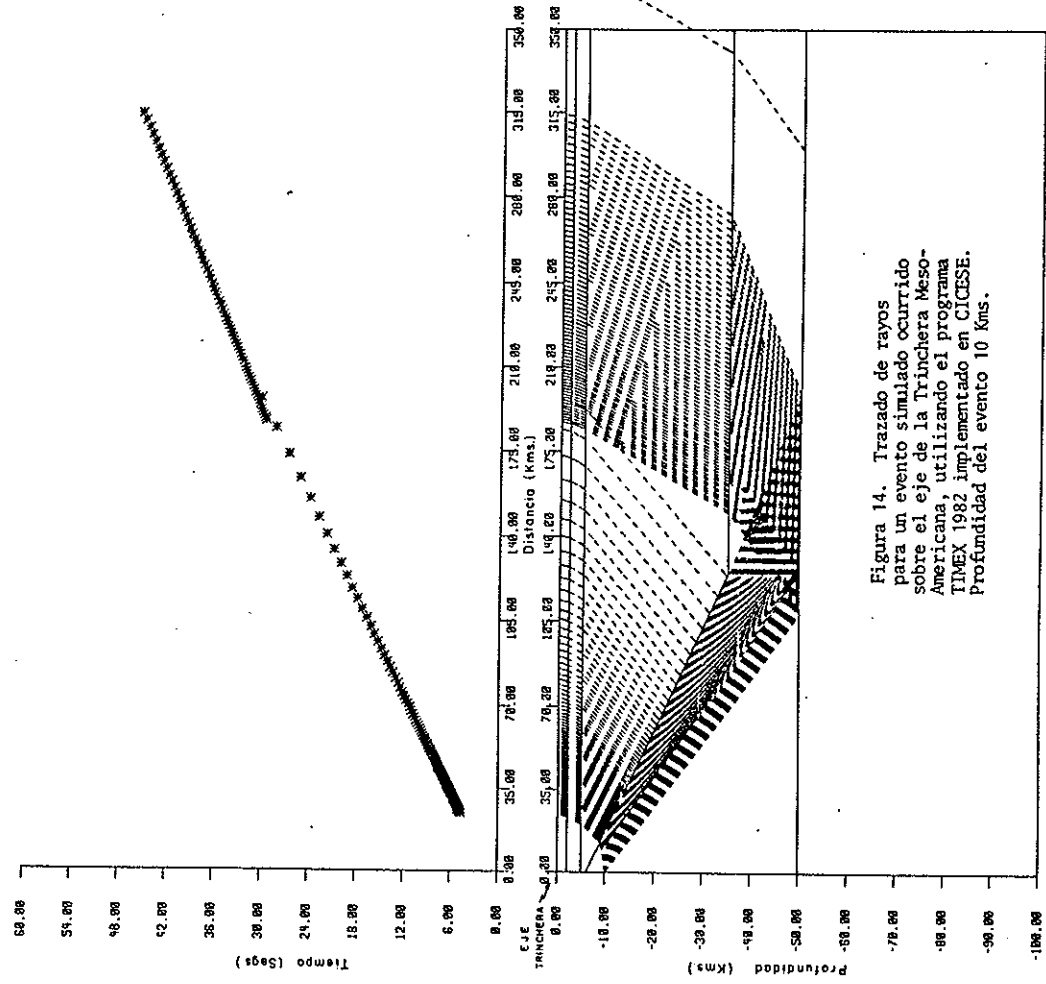


Figura 14. Trazado de rayos para un evento simulado ocurrido sobre el eje de la Trinchera Meso-Americana, utilizando el programa TIMEX 1982 implementado en CICESE. Profundidad del evento 10 Kms.

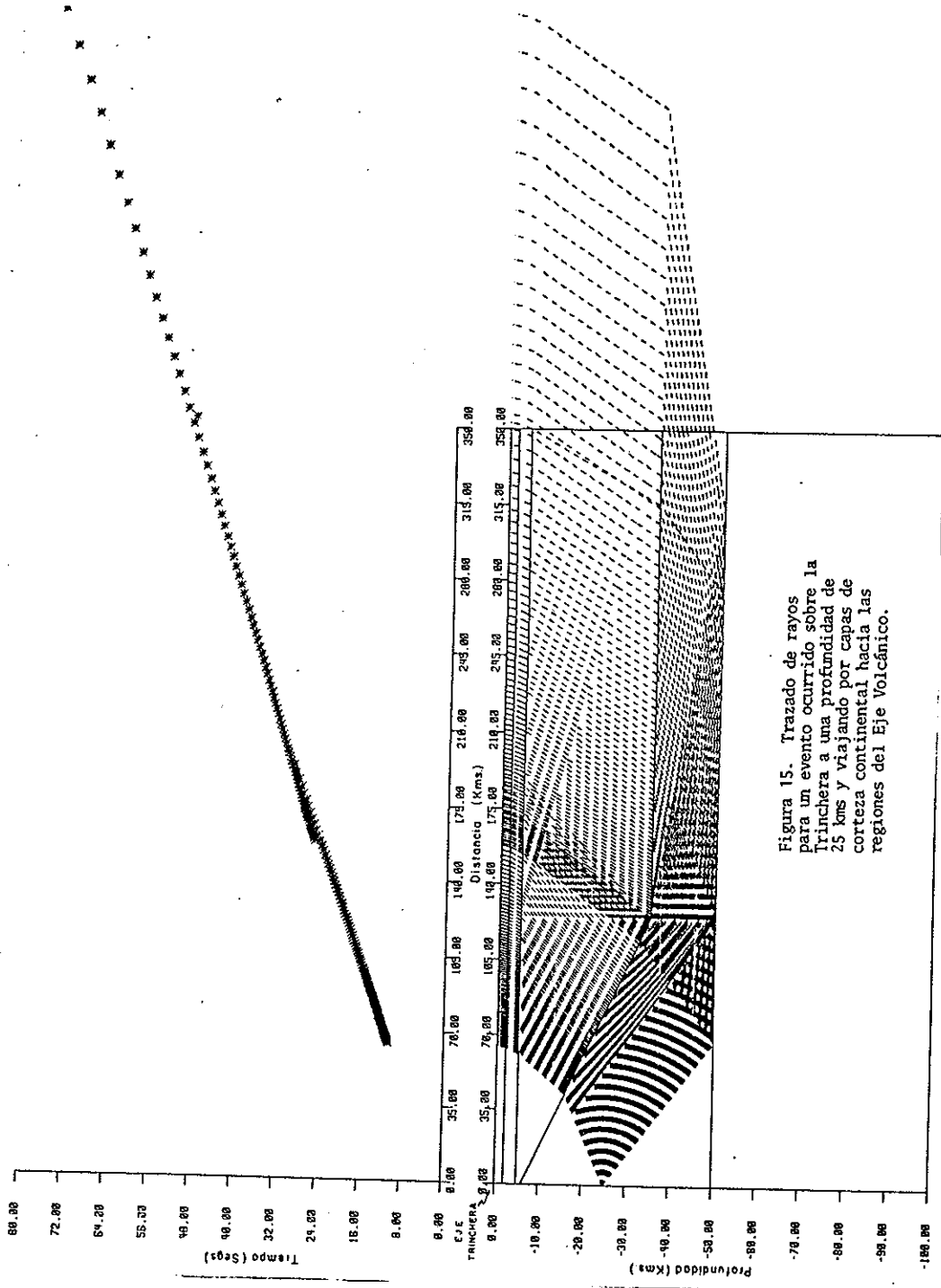


Figura 15. Trazado de rayos para un evento ocurrido sobre la trinchera a una profundidad de 25 kms y viajando por capas de corteza continental hacia las regiones del Eje Volcánico.

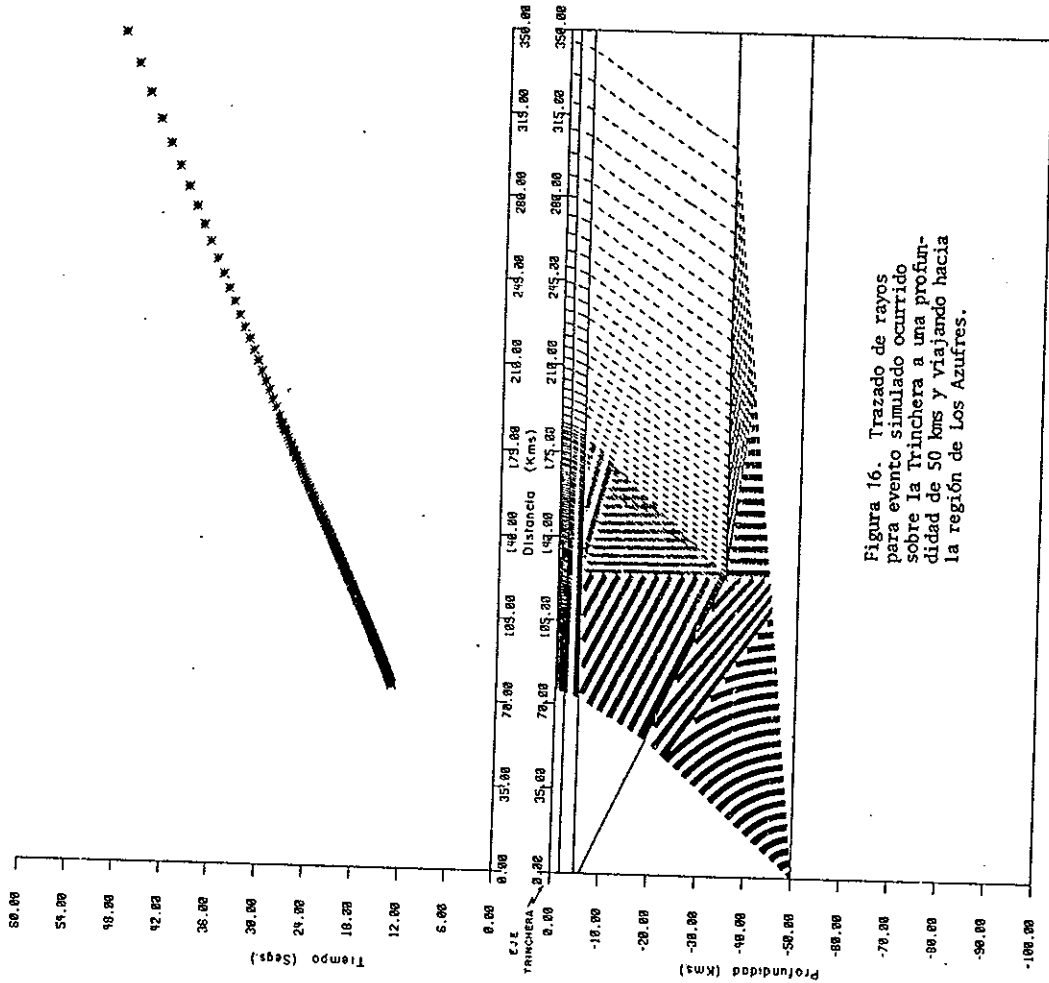


Figura 16. Trazado de rayos para evento simulado ocurrido sobre la finchera a una profundidad de 50 kms y viajando hacia la región de Los Azufres.

Fig. 16

Para observar en detalle lo que sucede a los rayos al cruzar una supuesta estructura anómala se construyó la gráfica de la Figura 17. En ella se muestran rayos emergiendo a través de una estructura de velocidades usuales en zonas volcánicas (bajas velocidades). La intrusión de baja velocidad tiene forma de un graben invertido, con velocidades superficiales de 1.5 kms/seg esperadas para zonas volcánicas, según experimentos de laboratorio de Murase y McBirney, (1973). La velocidad aumenta a profundidad hasta 4.5 kms/seg y lateralmente hacia el exterior del graben hasta 3 kms/seg. Puede observarse en la Figura 17 que los rayos que cruzan la intrusión de baja velocidad sufren enfocamientos y desfocamientos sobre la superficie, inducidos por los contrastes en velocidades. En este ejemplo, observamos que en la vecindad de la matriz y la zona de intrusión deberemos esperar enfocamientos que pueden traducirse en amplificaciones locales de los trenes de onda y en contraste, al centro del graben (intrusión) desfocamientos que pueden ser traducidos en atenuaciones de amplitudes. Hacia la región de la matriz de la corteza local se espera una distribución uniforme de amplitudes, sugiriendo que se empleen las estaciones en esta región como referencia.

Con los datos de sismogramas obtenidos en el estudio es posible comparar la potencia promedio de la señal sísmica

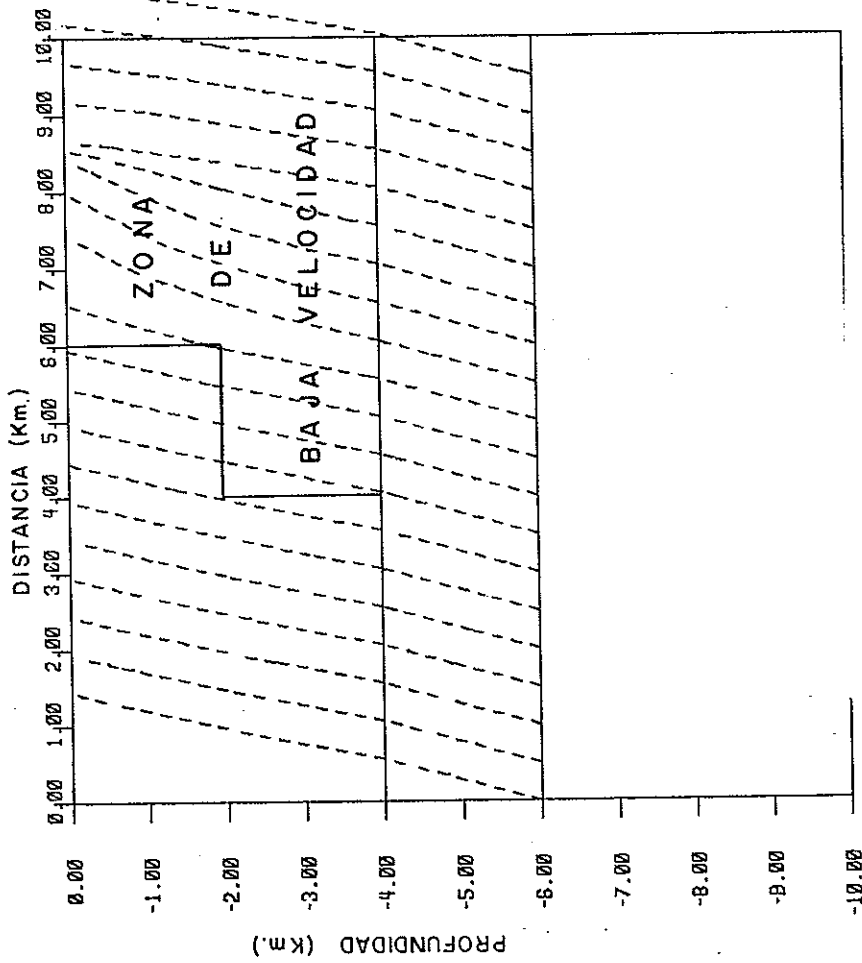


Figura 17. Modelo de velocidades debajo de la zona geotérmica. Se ha supuesto una zona de baja velocidad (camara magnética) con forma de graben invertido. Obsérvese el curvamiento de los rayos emergiendo hacia la superficie. Se utilizó el programa TIMEX (J. Madrid, CICESE)

sobre toda la Red, con los valores locales en cada punto de observación. La potencia de un tren de ondas dominado por una frecuencia f , puede ser calculada utilizando el teorema de Parseval (Jenkins y Watts, 1968).

La potencia de una señal sobre una longitud de tiempo puede estimarse como:

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{T} \int_0^T u^2(t) dt = \sum_{m=-N}^N U_m^2 \quad (1)$$

donde U_m es la amplitud o línea espectral de los coeficientes de Fourier de la señal $u(t)$ sobre el intervalo $0 \leq t \leq T$. La amplitud espectral para la frecuencia f_m está dada por el producto de la Intensidad de la Fuente y la Respuesta del medio a la frecuencia f_m ; $F(z, f_m)$, con la respuesta local de sitio $S(f_m)$ y atenuación local $e^{-2\pi f_m t/Q}$. Entonces

$$U_m^2(z) = F_m^2(z) S_m^2(z) e^{2\pi f_m t/Q} \quad (2)$$

Substituyendo (2) en (1) y suponiendo que la línea espectral dominante está concentrada alrededor de la frecuencia promedio de la señal cuasi-monocromática del sismograma, tenemos:

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{T} \int_0^T u^2(t) dt = F_0^2(z) S_0^2(z) e^{2\pi} \quad (3)$$

Supondremos que la integral de $u(t)$ se puede aproximar suficientemente por la suma de los cuadrados de las N

amplitudes sobre el intervalo T , con incrementos regulares $\Delta t = \frac{T}{N} = \frac{1}{f_0}$. Entonces en (3) se tiene,

$$\sigma_T^2 = \frac{\Delta t}{T} \sum_{i=1}^N u_i^2 = F_0^2(z) S_0^2(z) e^{-2\pi f_0 t / Q} \quad (4)$$

o

$$\sigma^2(z) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i^2(z) = F_0^2(z) S_0^2(z) e^{-2\pi f_0 t / Q} \quad (5)$$

La ecuación (5) nos permite calcular la potencia de la señal sísmica en el sitio de observación, sobre una longitud de tiempo T , en la dirección de propagación del azimut (z).

En las gráficas de las Figuras 18a-18f se muestran los valores de potencia de la señal contra el azimut de arriba a cada una de las estaciones. Se observa que las estaciones más al norte (AGF y P03) muestran los valores más bajos en potencia de la señal, siendo este efecto más marcado en la estación AGF.

Para estimar el factor de atenuación local $\zeta(z,r)$ es necesario eliminar el efecto Fuente/Estructura $F(z,r)$ y el efecto Local de sitio $S(z,r)$ comparando la potencia promedio de la señal sobre toda la Red, con los valores en cada uno de los puntos de observación, para cada azimut (z).

$$\begin{aligned} \text{Entonces, } \overline{\sigma^2(z)} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sigma^2(z, r_i) \frac{1}{M} &= \frac{1}{M} F_0^2(z) \sum_{i=1}^M S_{oi}^2 e^{-2\pi f_0 t / Q_i} \\ &= \frac{1}{M} F_0^2(z) \sum_{i=1}^M S_{oi}^2 e^{-\zeta_{oi}|z|t} \\ &= F_0^2(z) \overline{S_0^2} e^{-\zeta_0|z|t} \end{aligned} \quad (6)$$

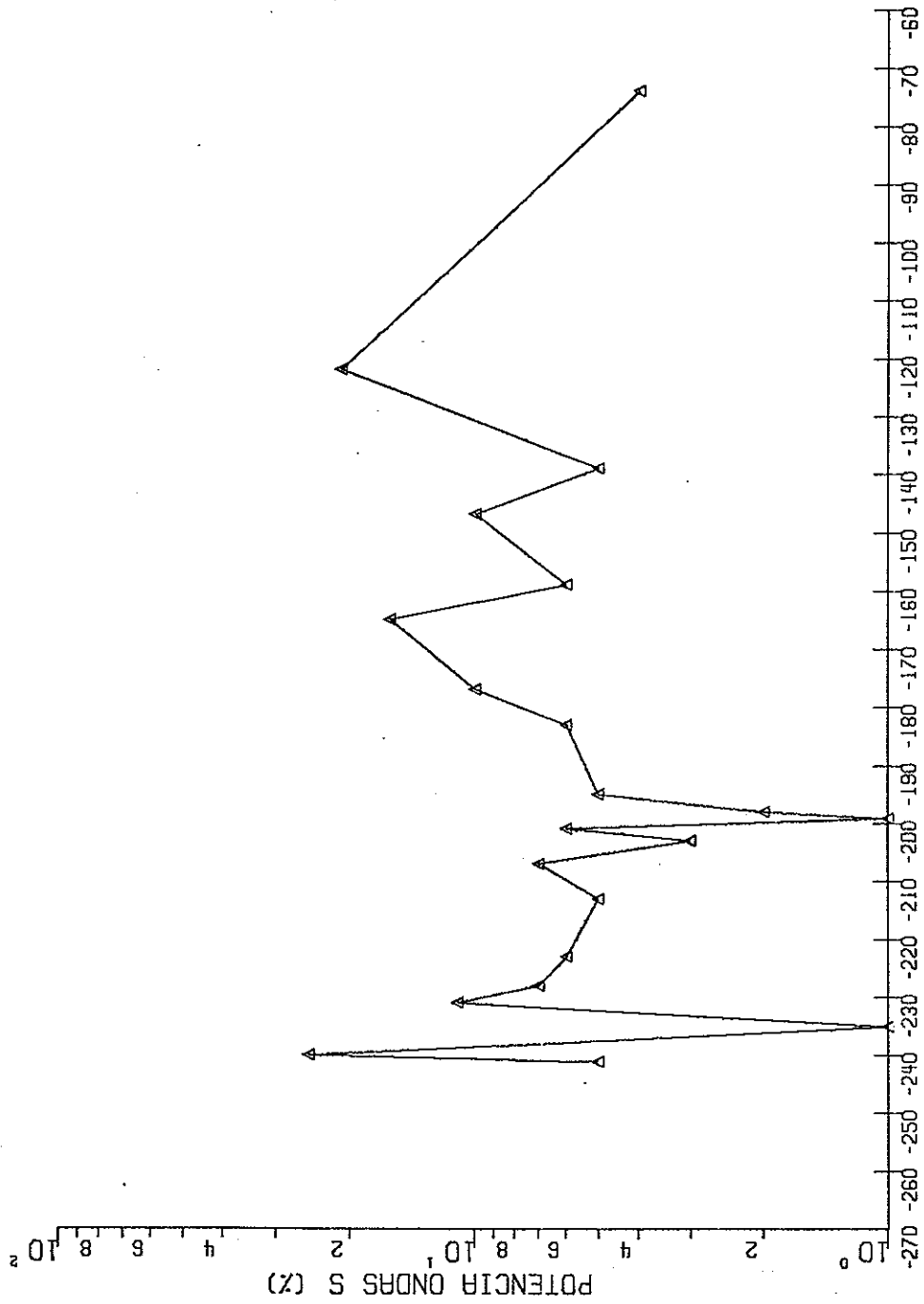


Figura 18a. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION AGF.

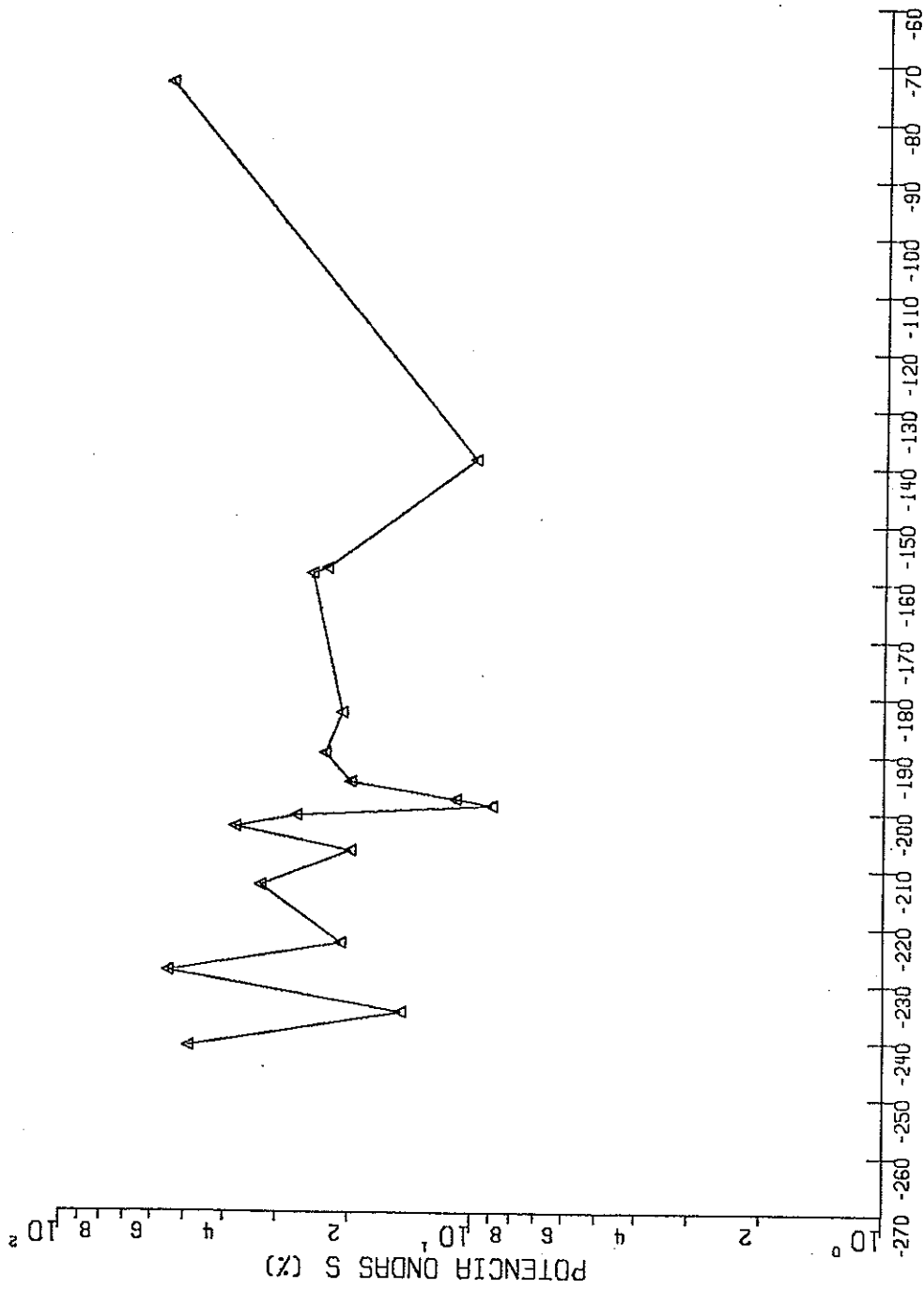


Figura 18b. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION LCH.

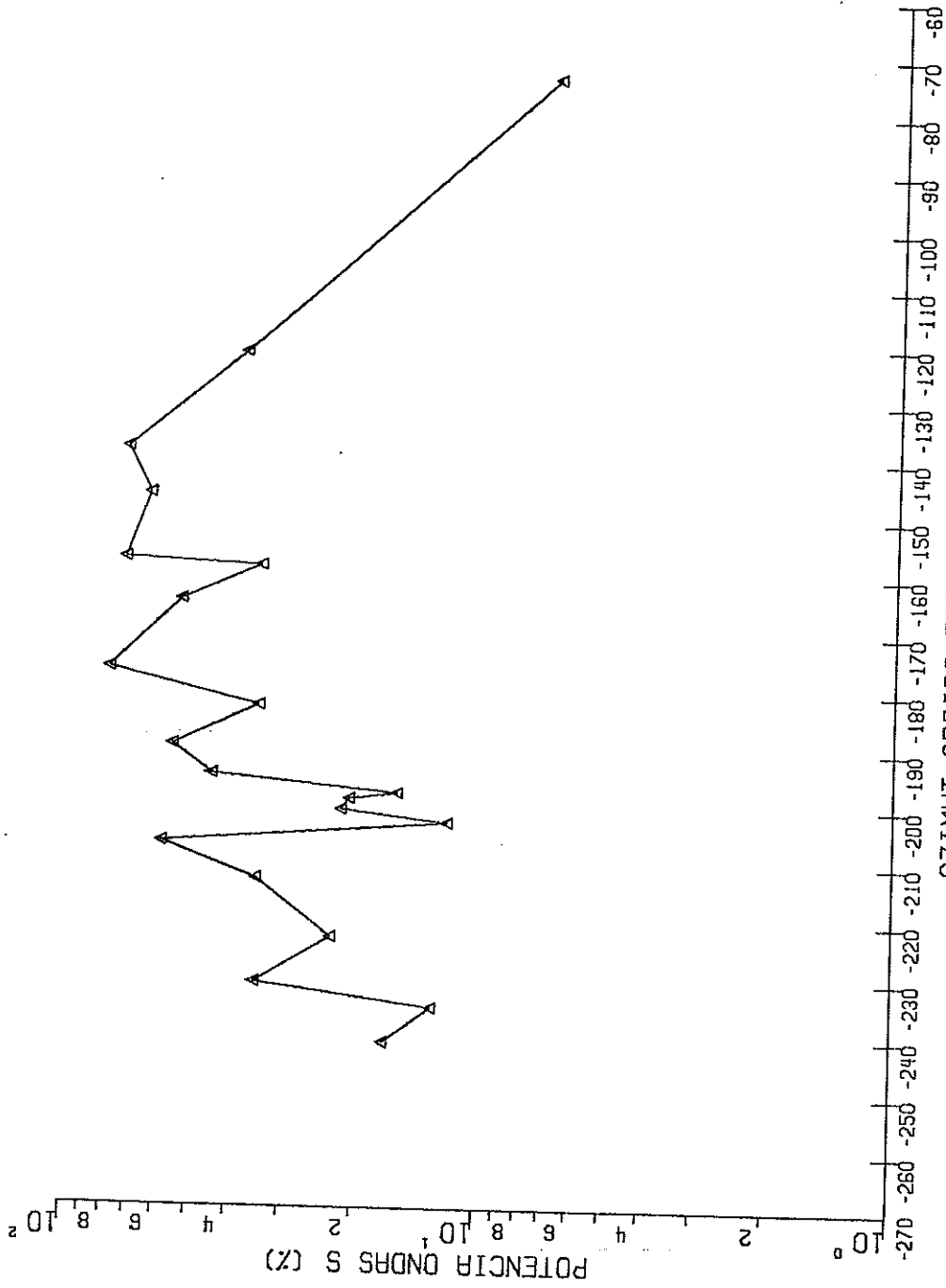


Figura 18c. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION P11.

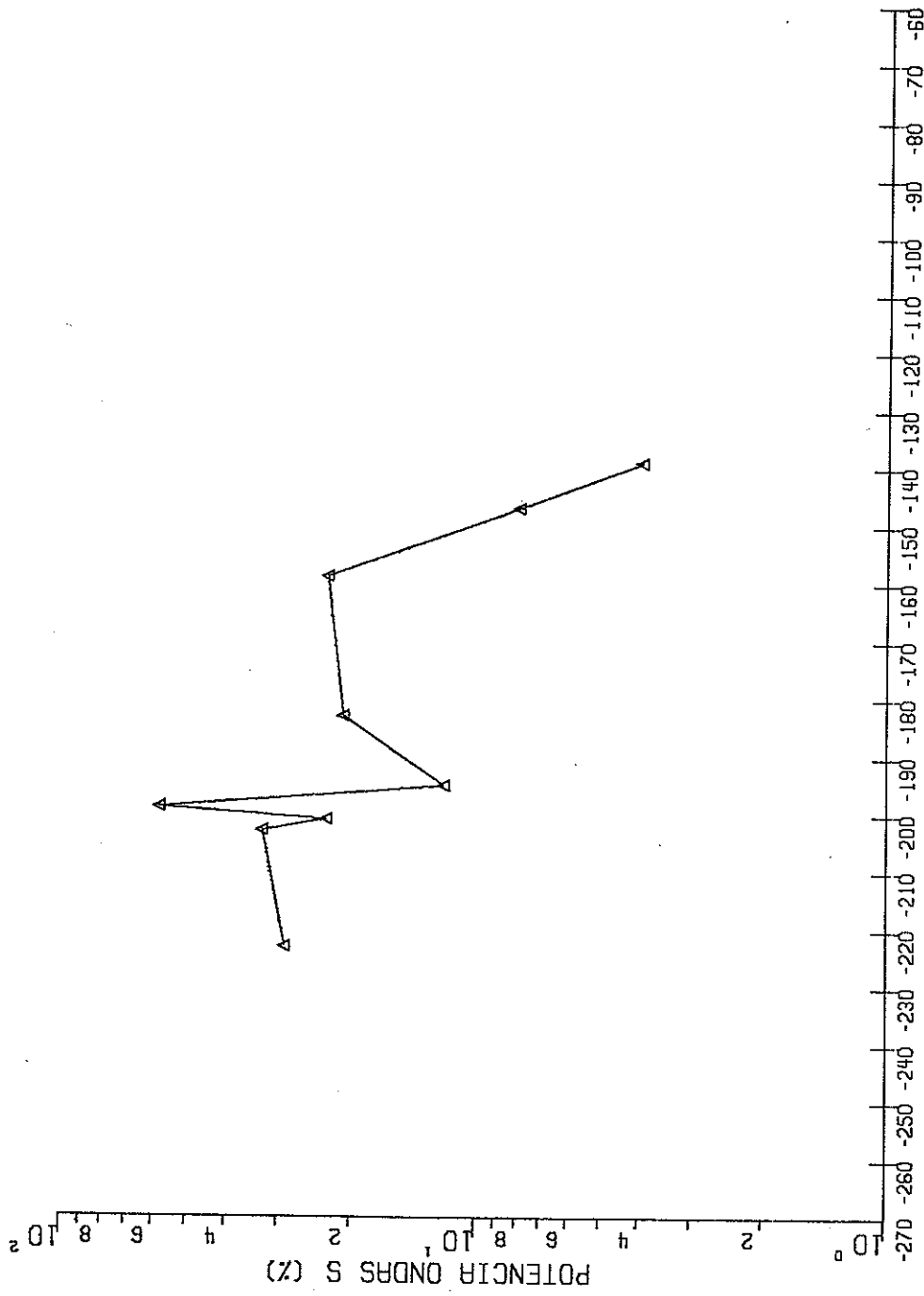


Figura 18d. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION P07.

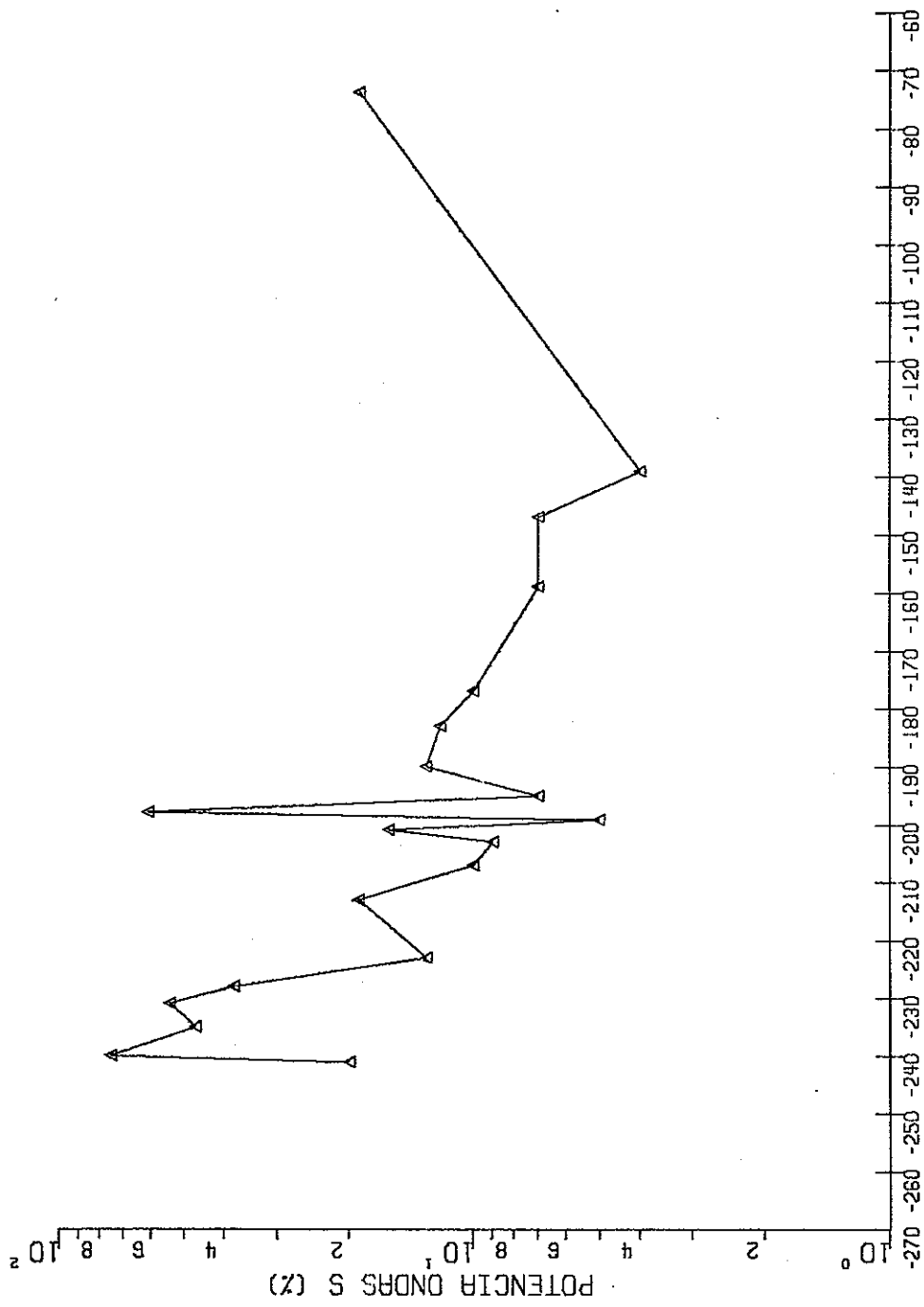


Figura 18e. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION AJL.

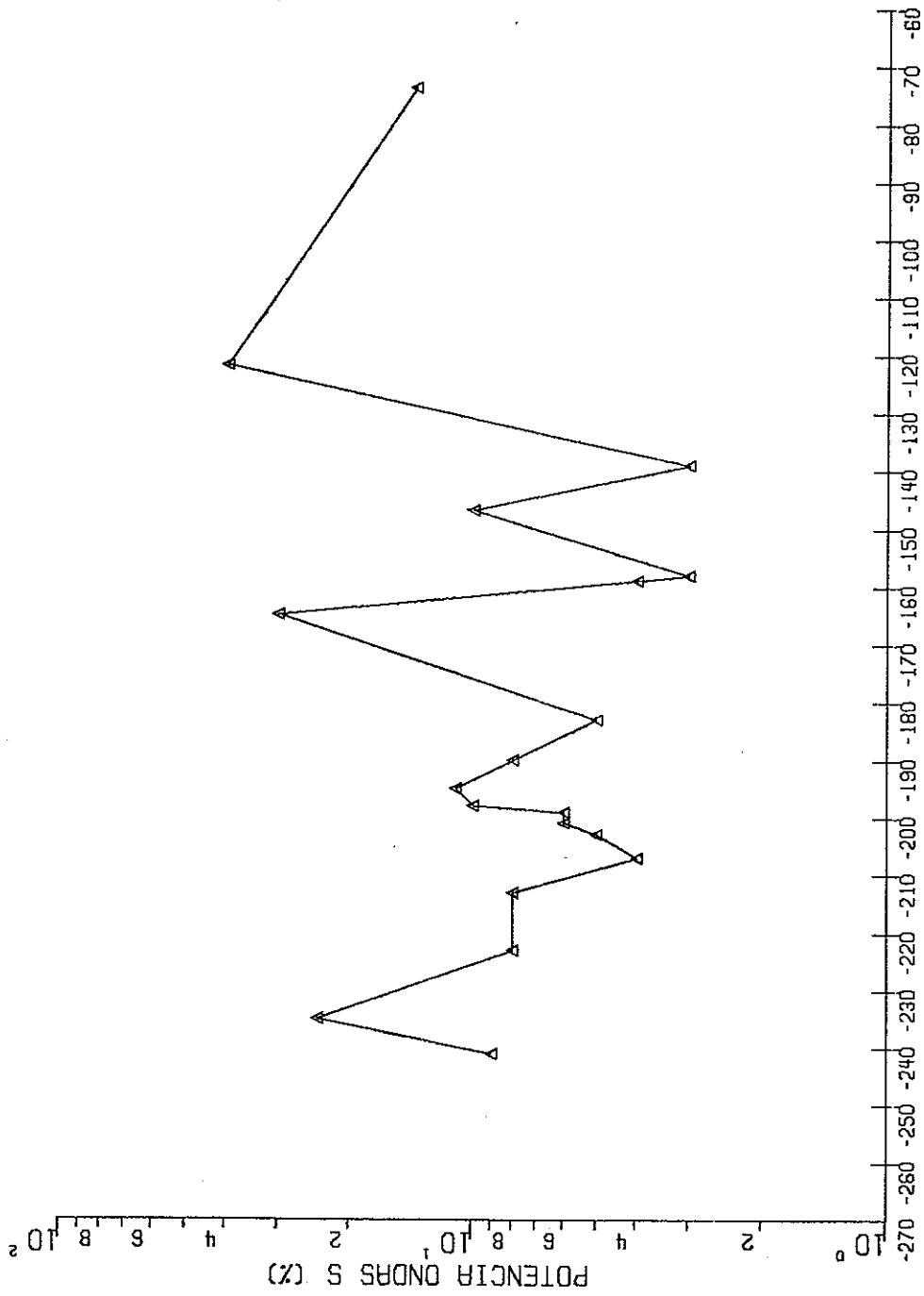


Figura 18f. Valores de potencia de la señal sísmica (ondas S) contra azimut de arriba. Los cálculos se han hecho utilizando el teorema de Parseval. Escala vertical logarítmica. ESTACION PO3.

En donde se ha supuesto que el valor promedio del efecto Local de sitio y atenuación puede ser aproximado por el valor del efecto individual en cada uno de los sitios de observación, así, de (5) y (6), puede obtenerse la potencia individual normalizada por la potencia promedio en toda la Red.

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}^2(z, r_i) &= \frac{\sigma^2(z, r_i)}{\bar{\sigma}^2(z)} = \frac{F_0^2(z) S_0^2(z, r_i) e^{-\zeta(z, r_i)t}}{F_0^2(z) \bar{S}_0^2(z) e^{-\bar{\zeta}(z)\bar{t}}} \\ &= \frac{S_0^2(z, r_i)}{\bar{S}_0^2(z)} e^{-(\zeta(z, r_i)t - \bar{\zeta}(z)\bar{t})} R^2(z, r_i) e^{\bar{\zeta}(z)(t - \bar{t})} \quad (7) \end{aligned}$$

$$\rightarrow \bar{\sigma}_N^2(z, r_i) = R^2(z, r_i) e^{\bar{\zeta}(z)(t_i - \bar{t})} \quad (8)$$

Donde $R^2(z, r_i)$ es la potencia de la respuesta Local de sitio con respecto a la respuesta de la estructura Local y \bar{t} es el promedio de tiempos de arribo a todas las estaciones.

La ecuación (8) puede representarse como una relación lineal, tomando su logaritmo natural

$$\ln \bar{\sigma}^2(z, r_i) = \ln R^2(z, r_i) - \frac{1}{2} \bar{\zeta}(z) (t_i - \bar{t}) \quad (9)$$

Si se grafican estos resultados con el logaritmo natural de la potencia normalizada en el eje vertical y la diferencia en tiempos de arribos en el eje horizontal, se obtiene que la pendiente de las observaciones ajustada por mínimos cuadrados nos da una estimación de la constante de atenuación en cada una de las estaciones.

V.- ANALISIS CUALITATIVO DE VELOCIDADES SISMICAS
EN LOS AZUFRES

V.1.- Análisis de la estructura de velocidades

Para el estudio de la estructura de velocidades bajo la Red, se han analizado los tiempos relativos de arribos de eventos distantes propagándose en la dirección del azimut 180 ± 30 grados. Se han proyectado ortogonalmente las distancias entre estaciones sobre un perfil en la dirección del azimut de propagación, como se muestra en la Figura 19. Los valores de tiempos relativos contra distancia en el rango de azimuts anteriormente mencionados se dan en la Figura 21.

Se ajustó por mínimos cuadrados la pendiente promedio de las observaciones, la cual nos da una estimación de la velocidad aparente de la estructura. La velocidad calculada es de $2.84 \text{ km/seg} \pm .30 \text{ km/seg}$ si consideramos errores en lecturas de tiempos de arribo y en distancias proyectadas. Los residuales sobre esta proyección media, en cada punto de observación pueden estar relacionados a razones de espesor o velocidades anómalas bajo cada punto ó bien a los tiempos de recorrido verticales a través de la estructura. Si la estructura fuera idealmente homogénea sobre una dimensión

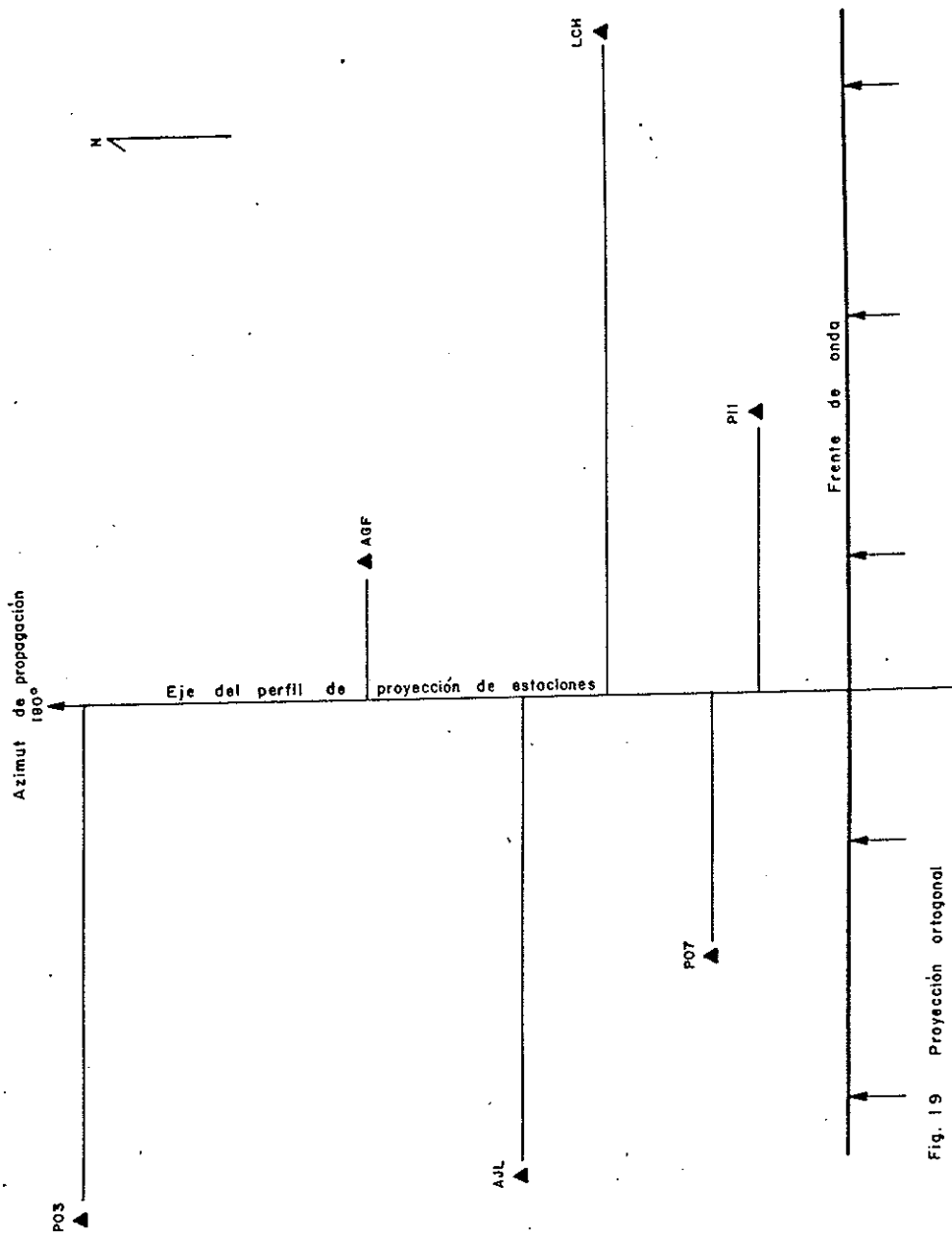


Fig. 19 Proyección ortogonal

equivalente a las distancias de la Red, los tiempos relativos de arribo más tempranos serían nulos y en consecuencia no se obtendría ninguna información al analizar el paso de ondas sísmicas.

V.2.- Estructura aparente bajo la Red.

Supongamos una onda plana incidente en la base de la estructura bajo la Red, como se ilustra en la Figura 20. Supongamos que el ángulo de incidencia de la onda plana con el eje horizontal X es i_m y que la velocidad de propagación en el medio es V_m , al cual llamaremos la matriz de la estructura bajo la Red.

Suponiendo como primer caso que la velocidad en la estructura bajo la Red es V_a y su espesor h . Entonces:

Sea Δt , Δx el tiempo relativo y la distancia relativa entre estaciones con referencia a la estación de primer arribo. El tiempo que tarda el rayo 1 en cruzar la estructura anómala es:

$$t_1 = \frac{h}{V_a \cos i_a}$$

El tiempo que tarda el rayo 2 en viajar del punto de

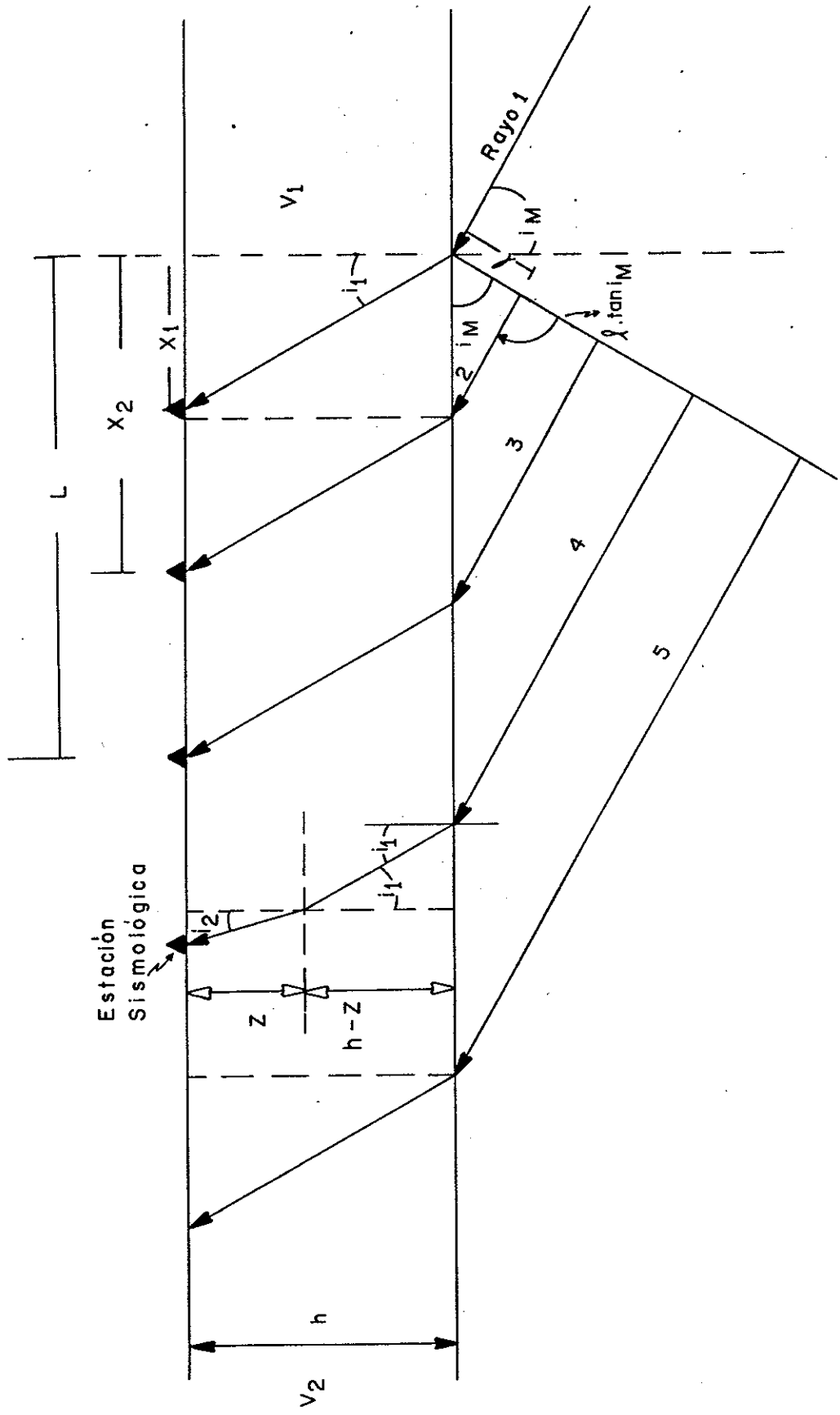


Fig. 20 Modelo de onda plana incidente bajo la corteza local en el Campo Geotermico Los Azufres, Mich.

observación 0 a el punto de observación 2 es:

$$t_2 = \frac{\delta R}{V_m} + \frac{h}{V_a \cos i_a} = \Delta x \frac{\text{Sen } i_m}{V_m} + \frac{h}{V_a \cos i_a}$$

de donde se tiene:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \Delta x \frac{\text{Sen } i_m}{V_m}$$

La ecuación (1) nos indica que la pendiente de observaciones Δt , Δx , a través de la Red (como se ilustra en la Figura 21) es igual a la velocidad aparente de la onda plana incidente en la base de la estructura:

$$C_m = \frac{V_m}{\text{Sen } i_m}$$

En la Figura 21 se presentan los tiempos y distancias relativas del primer arribo de la onda P, propagándose en el rango de azimuts de 180 ± 30 grados, y proyectados a lo largo del azimut promedio de 180. Se puede observar que los tiempos relativos se pueden reducir a una relación lineal (1), con una desviación de los residuales de:

$$\sigma = \frac{1}{N-1} \sqrt{\sum (\Delta t_{oi} - \Delta t)^2}$$

lo cual puede ser explicado en términos de anomalías estructurales y su efecto en las velocidades sísmicas.

V.3.- Gráfica de velocidades aparentes de onda P con respecto a AGE

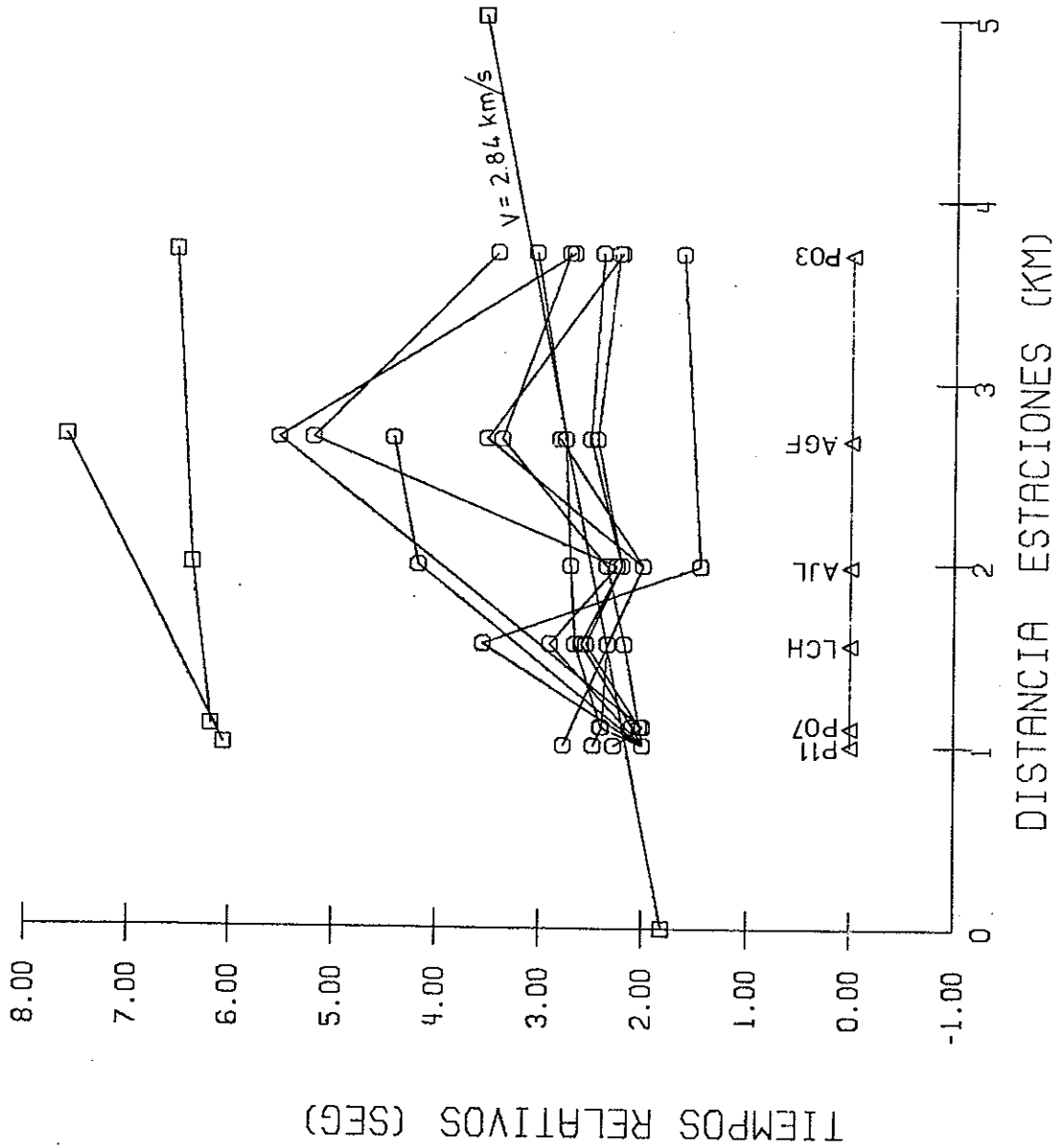


Figura 21. Gráfica de tiempos relativos de viaje contra distancia recorrida en una proyección norte-sur. Los tiempos corresponden a eventos arribando a las estaciones en el rango de azimuts de $180^\circ \pm 30^\circ$.

Con los datos de tiempos relativos de arribos de 14 eventos seleccionados por fases impulsivas y de lectura fácil, se construyó la gráfica de velocidades aparentes de onda P.

Dado que las señales cruzan el campo geotérmico de sur a norte y la estación AGF se encuentra inmediatamente al norte de las estaciones LCH, P11, P07 Y AJL, los cálculos de velocidades se hicieron con respecto a AGF. Las 4 estaciones de la periferia forman un abanico cuyo pivote es AGF. Los cálculos se hicieron en dos zonas: 1) para eventos entrando al campo entre los azimuts de 70 a 190 grados las estaciones LCH y P11 fueron utilizadas. 2) para eventos entrando al campo entre los azimuts de 190 a 265 grados, las estaciones P07 y AJL fueron utilizadas, (Ver geometría del arreglo de estaciones en Los Azufres, Figura 2a. y 2b.). El procedimiento fué el siguiente: Suponiendo que la señal cruza el campo como un frente de onda plano, perpendicular a la dirección de su azimut, se calcula la distancia al desplazar el frente de onda de las estaciones de la periferia (LCH, P11, P07, AJL) hasta AGF. Conociendo los tiempos de arribo a cada una de ellas, se obtiene la diferencia en tiempos. Con datos de distancias y tiempos tenemos la velocidad aparente (proyectada en superficie). Las velocidades reales no se calcularon, ya que observando las

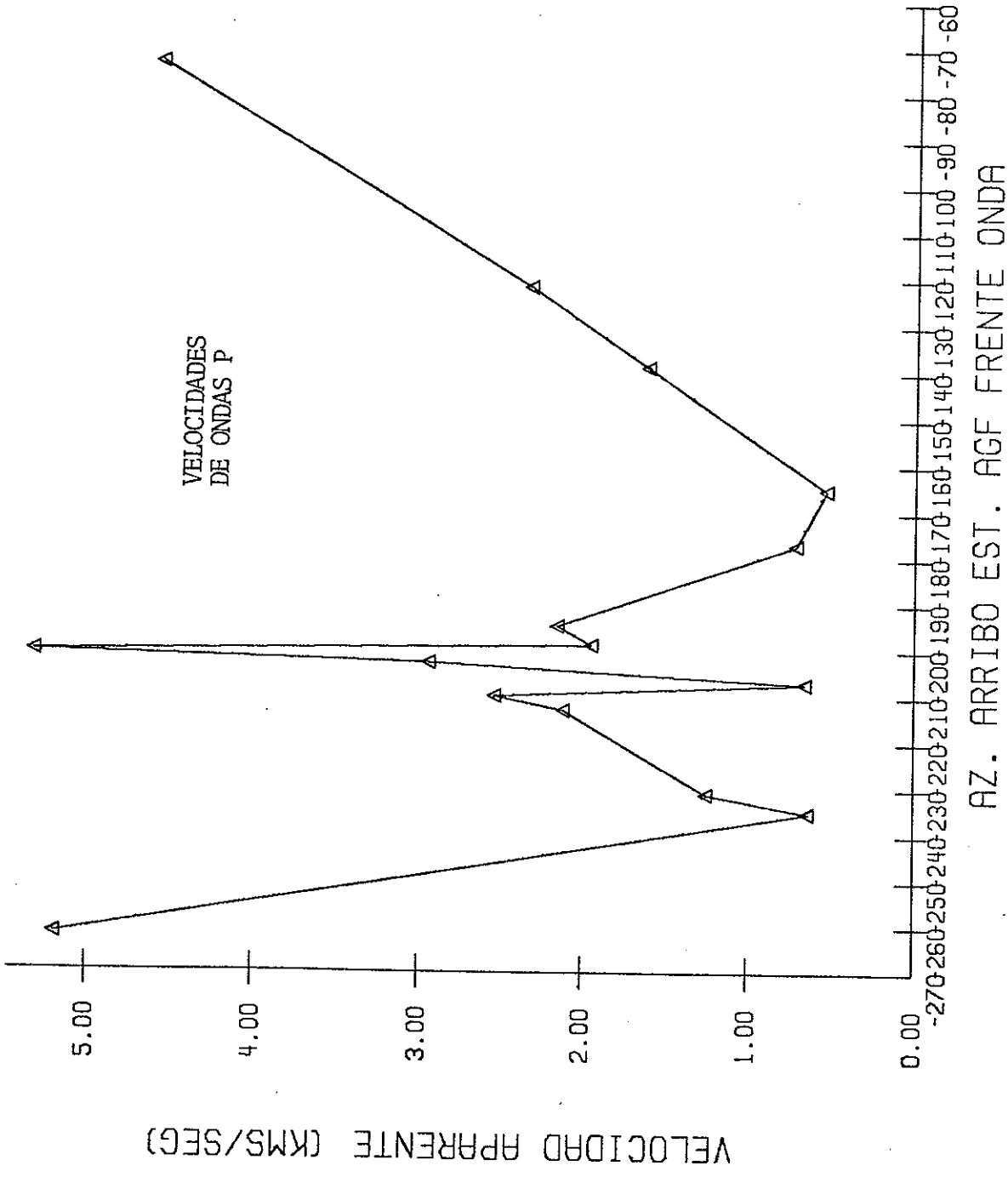


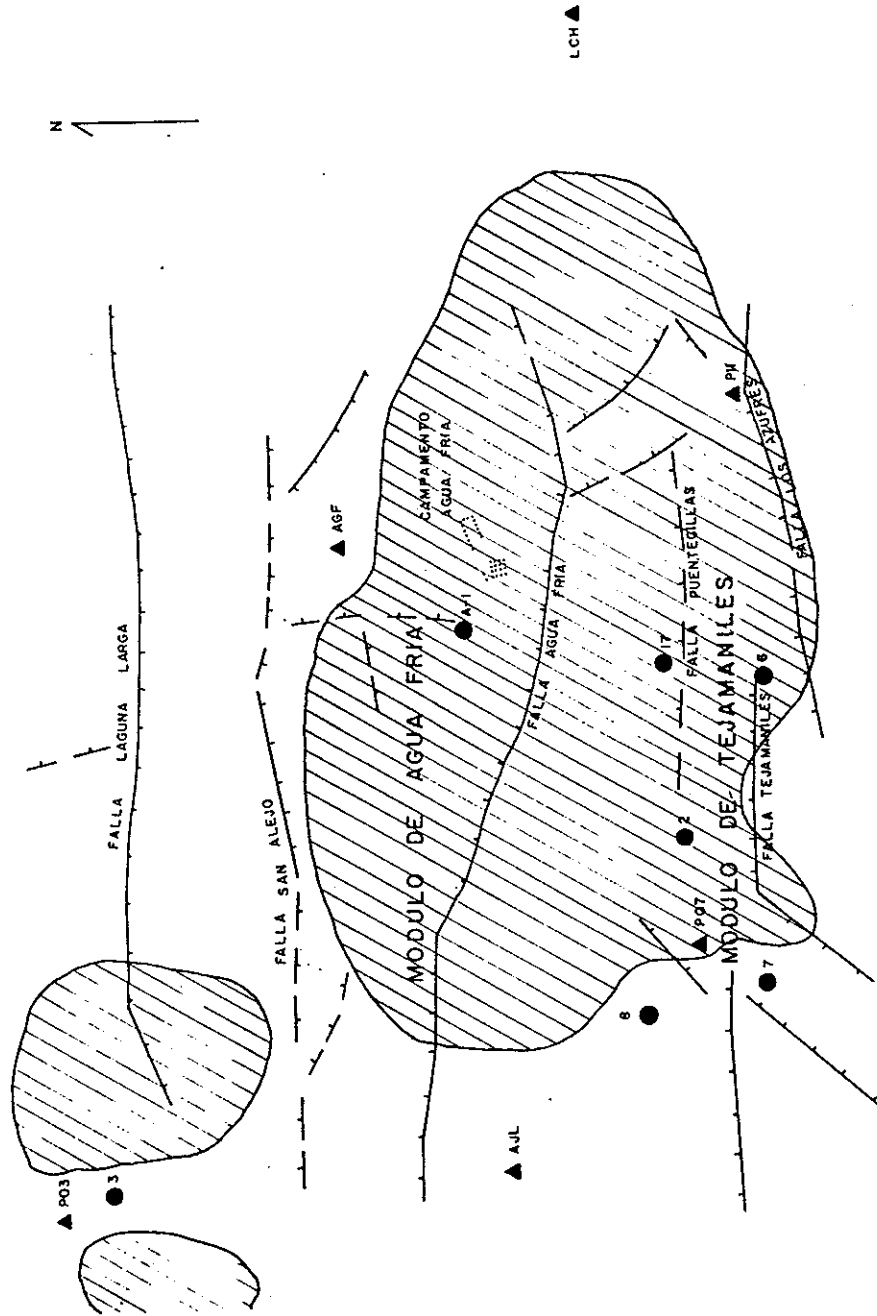
Figura 22. Gráfica de velocidades aparentes contra azimut de arribo a la estación AGF situada detrás de la zona de pozos geotérmicos. Considérese un error de 20-25% por las lecturas y las diferencias en tiempos de arribo del orden de 1 a 2 segundos.

anomalías en los registros es de esperarse que los ángulos de emergencia sean drásticamente modificados y la incertidumbre en los cálculos es alta. Las velocidades reales deben ser aún más bajas que las velocidades aparentes. Para cada azimut en las 2 zonas se obtuvieron dos valores de velocidad (ya que hay 2 estaciones en la periferia de cada zona). La decisión de cual de ellas se graficaba se hizo tomando en cuenta la frecuencia promedio de la señal. La estación que mostrara el valor más cercano a la frecuencia en la estación AGF era seleccionada, esto porque a frecuencias similares estamos observando longitudes de onda similares.

Los resultados se dan en la Figura 22. .

V.4.- Mapeo en superficie de zona anómala.

Con los resultados de los cálculos de la constante de atenuación y su distribución sobre la zona; observaciones de sismogramas de eventos ocurridos cercanos a la zona y; cambios en las velocidades aparentes de eventos distantes cruzando el campo geotérmico, se proyectó en superficie la zona anómala responsable del efecto atenuación. Esta proyección se da en la Figura 23.



● POZOS C.F.E. ▲ ESTACIONES SIMOLOGICAS (CICESE) Fig. 23 Mapeo de zona anómala en superficie.

ESC. 1:20 000

VI.- CONCLUSIONES

VI.1.- La Primavera, Jalisco.

Apoyamos la idea de que la fuente de calor en la caldera se deba a paquetes de magma atrapados cerca de la superficie, por: 1) Las áreas delineadas con el análisis cualitativo de señales regionales están restringidas. El efecto de atenuación sugiere que está presente en pequeñas áreas dispersas alrededor de la caldera y no como una área continua. 2) Los enjambres de eventos, de acuerdo a los resultados de Knapp y Knight (1977), están presentes en zonas de intrusiones magmáticas recientes y pueden ser debidos a fracturamiento hidráulico inducido por una fuente de calor cercana.

El efecto de atenuación más marcado se manifiesta en disminución de amplitudes y frecuencias, que ocurre en la estación PR1. La mejor explicación para una fuerte disminución en la frecuencia dominante de ondas S de eventos regionales es, que han cruzado zonas de roca parcialmente fundida (Latter, 1981b).

Se concluye que al centro de la caldera las temperaturas son mayores, sugiriendo que el paquete de magma es mayor o que

Las ondas cruzan sobre una mayor extensión de material fundido, dependiendo de la alineación de la zona anómala.

El hecho de que la sismicidad detectada por la Red fuera en aumento al iniciar la época de lluvias, puede indicar que los enjambres están asociados a un proceso de fracturamiento hidráulico y que este hecho probablemente haya sido acelerado por aguas meteóricas. Las localizaciones inferidas de estos enjambres bordean la zona anómala propuesta con el análisis cualitativo de atenuación de ondas S.

VI.2.- Los Azufres, Mich.

La actividad sísmica local en Los Azufres, es escasa. Adoptando la clasificación de Latter (1981a) y observando sus formas de onda, la mayoría de estos eventos corresponden a actividad de tipo volcánica.

Utilizando el teorema de Parseval se han estimado semicuantitativamente razones de potencia de señales sísmicas (ondas S) de eventos regionales, con respecto a los azimuts en que cruzan el campo. Las señales sufren una fuerte atenuación en amplitudes al cruzar el Módulo Tejamaniles (zona de pozos y manifestaciones termales). Se considera que la disminución en amplitud no es efecto de fuente, si se

consideran las distancias en que ocurren los eventos (promedio de 350 kms), con respecto a las dimensiones de la Red (5 kms). Observaciones en la estación P11 de disminución en las frecuencias dominantes del espectro, hacen suponer que la cámara magmática o fuente de calor se encuentra en sus vecindades. Otro efecto de la señal en ésta estación es una amplificación considerable. Resultados de experimentos sísmicos en Fenton Hill, reportan que ondas sísmicas que cruzan áreas altamente fracturadas son absorbidas las frecuencias altas, mientras que las bajas frecuencias son amplificadas. Este fenómeno sugiere resonancias debido a multiplicidad de fracturas. Este efecto puede también ser una explicación a las características de la señal observadas en P11.

Es cuestionable el tratar de delinear zonas anómalas (cámaras magmáticas o reservorios), por medio de los datos disponibles y los métodos utilizados en este estudio. Los datos han sido analizados al máximo y comparado con otros resultados obtenidos en zonas similares (geotérmicas y de volcanismo reciente). Que existe una fuerte atenuación en las dos zonas queda poca duda y los registros amplitud-frecuencia en papel ahumado es un método simple y directo de localizar zonas donde la señal sísmica es afectada por cuerpos atenuantes. Posterior a reconocimientos con este equipo portátil puede

instalarse subredes en zonas específicas y con equipo más sofisticado. Se considera que estudios con el equipo utilizado son necesarios para reconocer el nivel de ruido sísmico y un panorama general de la zona, anterior a otros estudios.

LITERATURA CITADA

Aki, K., H. Fehler y S. Das. 1977. Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. J. Volcan. Geoth. Res. 2: 259-287.

Albores, A., C.A. Reyes, J. Brune, J. González, L. Garcilazo y F. Suárez. 1980. Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto Geothermal Field. Geothermics. 9: 65-77.

Camacho, F. 1979. Geología de la Zona Geotérmica de Los Azufres, Michoacán, México. Reporte técnico 6-79. Comisión Federal de Electricidad. Gerencia General de Estudios e Ingeniería Preliminar. Subgerencia de Ingeniería Básica. Departamento de Geotermia. Oficina de Exploraciones.

Civetta, J. 1974. Developments in Solid Earth Geophysics # 6 Physical Volcanology. Elsevier Scientific Publishing Company., Amsterdam-Oxford-N. York p. 1-58.

Combs, J. y Y. Rotstein. 1976. Microearthquake Studies at

the Coso Geothermal Area. Proceedings of Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. Vol. 2: 909-916. U.S. Gov. Print. Off., Washington D.C.

Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Revista. 2(2): 172-187.

Demant, A. y P. Vincent. 1978. A Preliminary Report on the Comenditic Dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jalisco: D i s c u s i ó n . U.N.A.M. Instituto de Geología Revista. 2(2): 218-223.

Anon. 1976. Exploración Geotérmica del Area de Los Azufres. Investigación Fotogeológica. Informe para C. F. E. GME-D-3817.

Gorshkov, G.S. 1958. On some theoretical problems of volcanology. Bull. Volcan. 19: 108-113.

Hamilton, R.M. y L.P.J. Muffler. 1972. Microearthquakes at the Geysers Geothermal Area, California. J. Geophys. Res. 77: 2081-2086.

- Healy, J. 1976. Geothermal prospects around the Pacific. Circum Pacific Energy and Mineral Resources. American Assoc. Petroleum Geol. Mem. 25: 125-127.
- Hill, D.P., P. Howinckel y L.G. Peake. 1975. Earthquakes, active faults and geothermal areas in the Imperial Valley, California. Science 188: 1306-1308.
- Jenkins, G.M. y D.G. Watts. 1968. Spectral Analysis and its applications. Holden Day Series in Time Series Analysis: p. 21-23.
- Johnson, C.E. y D.M. Hadley. 1976. Tectonic implication of the Brawley Swarm, Imperial Valley, California, January-February 1975. Bull. Seismol. Soc. Amer. 66: 1133-1144.
- Klein, F.W. 1977. The Reykjanes Peninsula, Iceland, Earthquake Swarm of september 1972 and its tectonic significance. J. Geophys. Res. 82: 865-888.
- Knapp, R.E. y J.E. Knight. Differential Thermal Expansion of Pore Fluids: Fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments. J. Geophys. Res. 82: 2515-2522.
-

- Latter, J. H. 1981a. Volcanic earthquakes and their relationship to eruptions at Ruapehu and Ngauruhoe volcanoes (Wellington, New Zealand). J. Volcan. Geoth. Res. 9 (4): 293-309.
- Latter, J. H. 1981b. Location of zones of anomalously high S-wave attenuation in the upper crust near Ruapehu and Ngauruhoe volcanoes, New Zealand. J. Volcan. Geoth. Res. 10(1-3): 125-156.
- Mahood, G. A. 1977. A preliminary report on the Comenditic Dome and Ash Flow Complex of Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista. 1 (2): 177-190.
- Majer, E.L., T.V. McEvelly, A. Albores y S. Díaz. 1978. Seismological Studies at the Cerro Prieto geothermal field Proceedings First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California Norte México. Lawrence Berkeley Laboratory., Berkeley, California L.B.L.-7098: 239-245.
- McEvelly, T.V., G.A. Mahood, E.L. Majer, B. Schechter, A.H. Truesdell. 1978. Seismological/Geological Field Study of the Sierra La Primavera Geothermal System, Preliminary Report. University of California, Berkeley.

Department of Geology and Geophysics: p. 1-95.

Anon. 1978. Ft. Burgwin Research Center Sponsored by:
U.S. Geological Survey Geothermal Research Program
Grant no. 14-08-001-G-542.

Minakami, T. 1974. Developments in Solid Earth Geophysics #
6, Physical Volcanology. Chapter I. Elsevier
Scientific Publishing Company., Amsterdam-Oxford-N.York:
p. 1-27.

Murase, T. y A. R. McBirney. 1973. Properties of some
common igneous rocks and their melts at high
temperature.: Bull. Geol. Soc. Amer. 84:
3563-3592.

Ponce, L., K.C. McNally, V. Sumin de Portilla, J.
González, A. del Castillo, L. González, E. Chael y H.
French. 1977-78. Oaxaca, México, Earthquake of 29
november 1978: A preliminary report on spatio-temporal
pattern of preceding seismic activity and mainshock
relocation. Geofísica Internacional. 17 (2): 1-18.

Reyes, C.A. 1979. Estudios de Microsismicidad del Sistema
de Fallas Transformadas Imperial-Cerro Prieto. Reporte
técnico GE079-01. CICESE., Ensenada, Baja California,

México.

Reyes, A. y A. Razo. 1979. Estudios de Microtectónica y de Anomalías de potencial en el Campo Geotérmico Cerro Prieto. Memorias del II Simposio sobre el Campo Geotérmico Cerro Prieto. Octubre 17-19, 1979. Mexicali, Baja California, México.

Richter, C. F. 1958. Elementary Seismology. W.H. Freeman and Co., San Francisco. 71-72.

Smith, R.L. y R.A. Bailey. 1968. Resurgent Cauldrons. Geol. Soc. Amer. Mem. 116: 613-662.

Smith, I.E.M. 1977. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the southwest Pacific. Earth Planetary Science Letters. 37: 230-236.

Walter, A.W. y C.S. Weaver. 1980. Seismicity of the Coso Range, California. J. Geophys. Res. 85 (B5): 2441-2458.

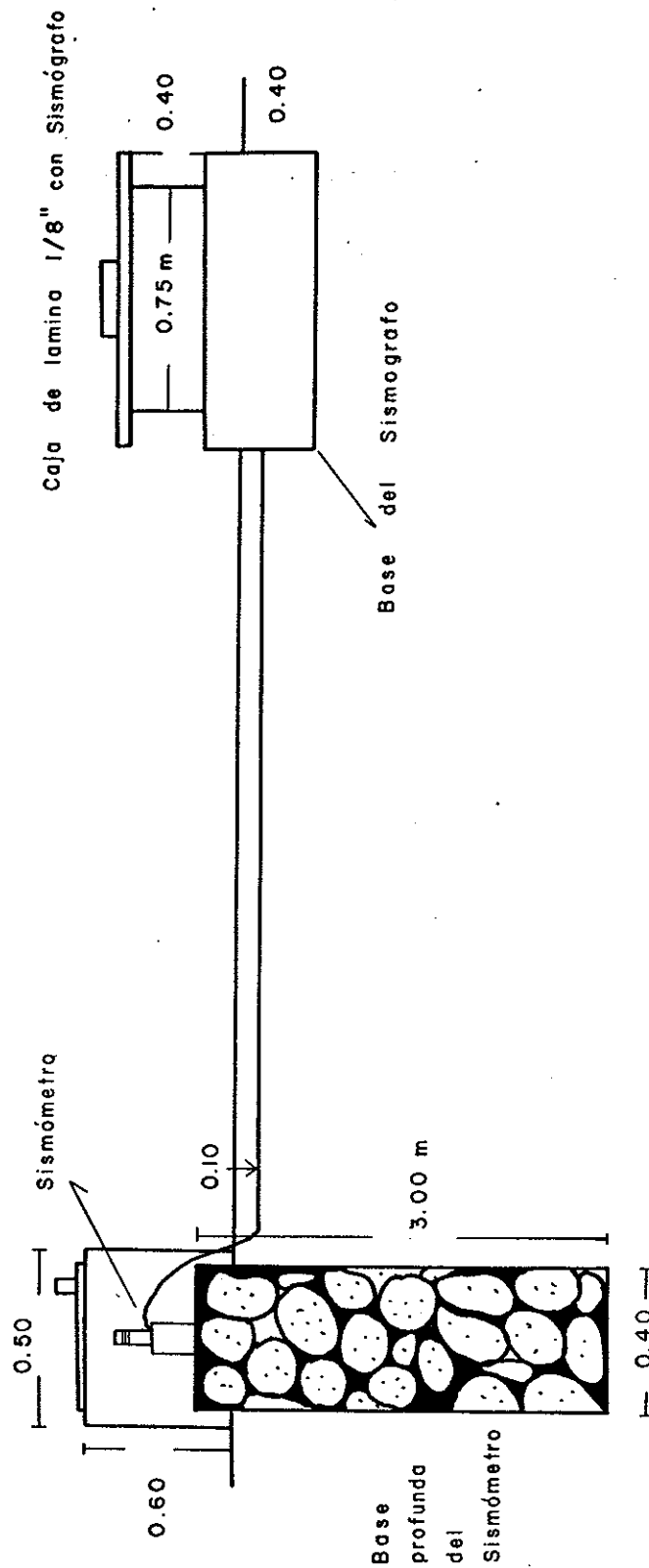
Ward, P.L. y S. Bjornsson. 1971. Microearthquake swarms and the geothermal areas of Iceland. J. Geophys. Res. 76: 3953-3982.

Ward, P.L. y K.H. Jacob. 1971. Microearthquakes in the Ahuachapan geothermal field, El Salvador, Central America. Science. 173: 328-330.

Ward, P.L. 1972. Microearthquakes: Prospecting tool and possible hazard in the development of Geothermal Resources. Geothermics 1 (1): 3-12.

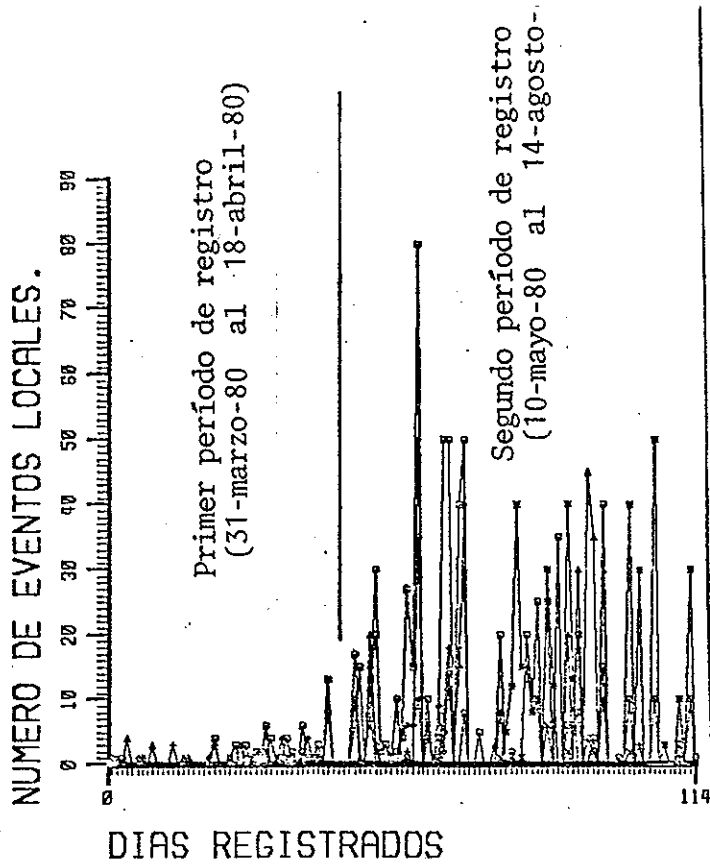
Weaver, C.S. y D.P. Hill. 1979. Earthquake, swarms and local crustal spreading along major strike-faults in California. Pure Appl. Geophys., 117: 51-64.

A P E N D I C E

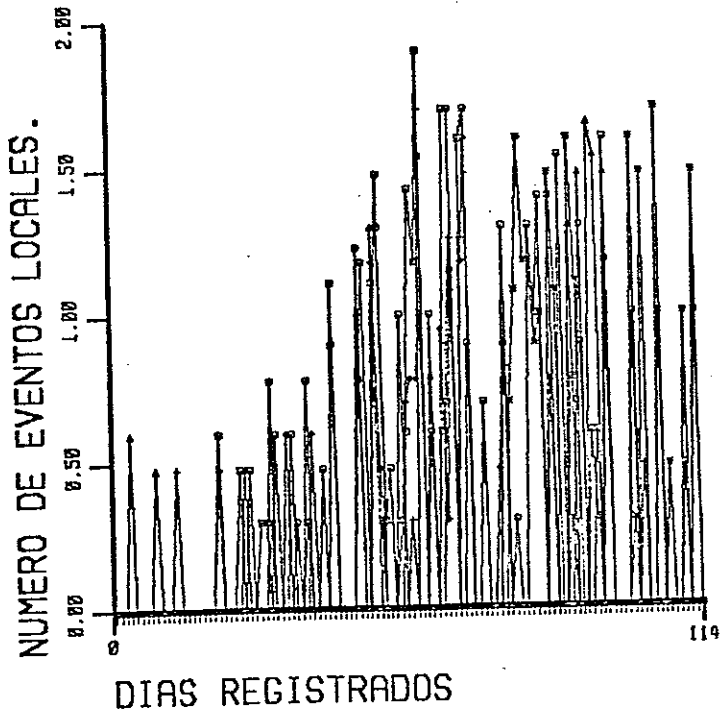


Bases del sismómetro y caja de acero del sismógrafo.

Fig. 1 (del Apéndice)



E S T A D I S T I C A
Eventos Locales registrados en la
caldera volcánica La Primavera
TODAS LAS ESTACIONES



E S T A D I S T I C A
Eventos Locales registrados en la
caldera volcánica La Primavera
TODAS LAS ESTACIONES
Escala vertical Logaritmica
(Numero de eventos)

Fig. 2

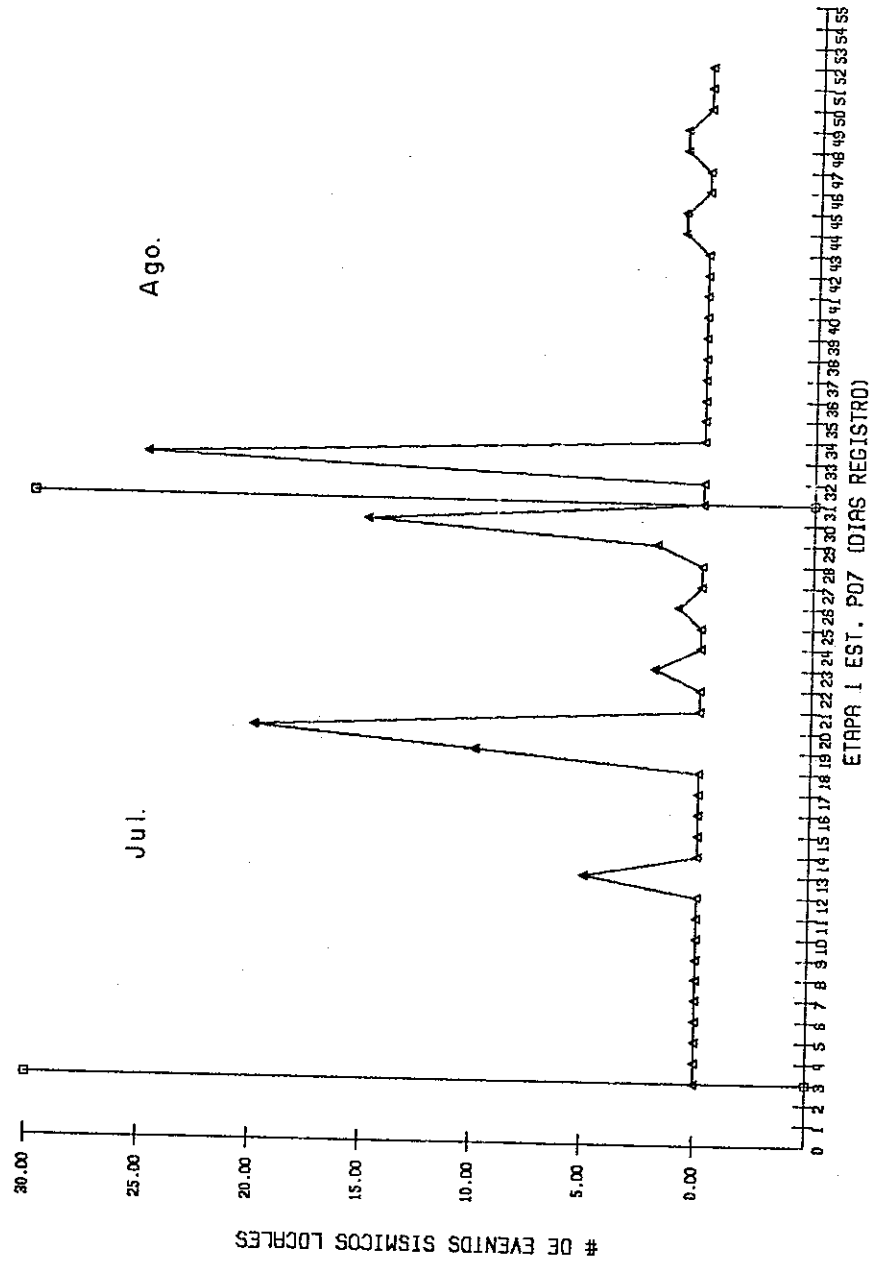


Fig. 3
Figura 3 del Apéndice. Número de eventos sísmicos locales registrados durante la Etapa I. ESTACION PO7.

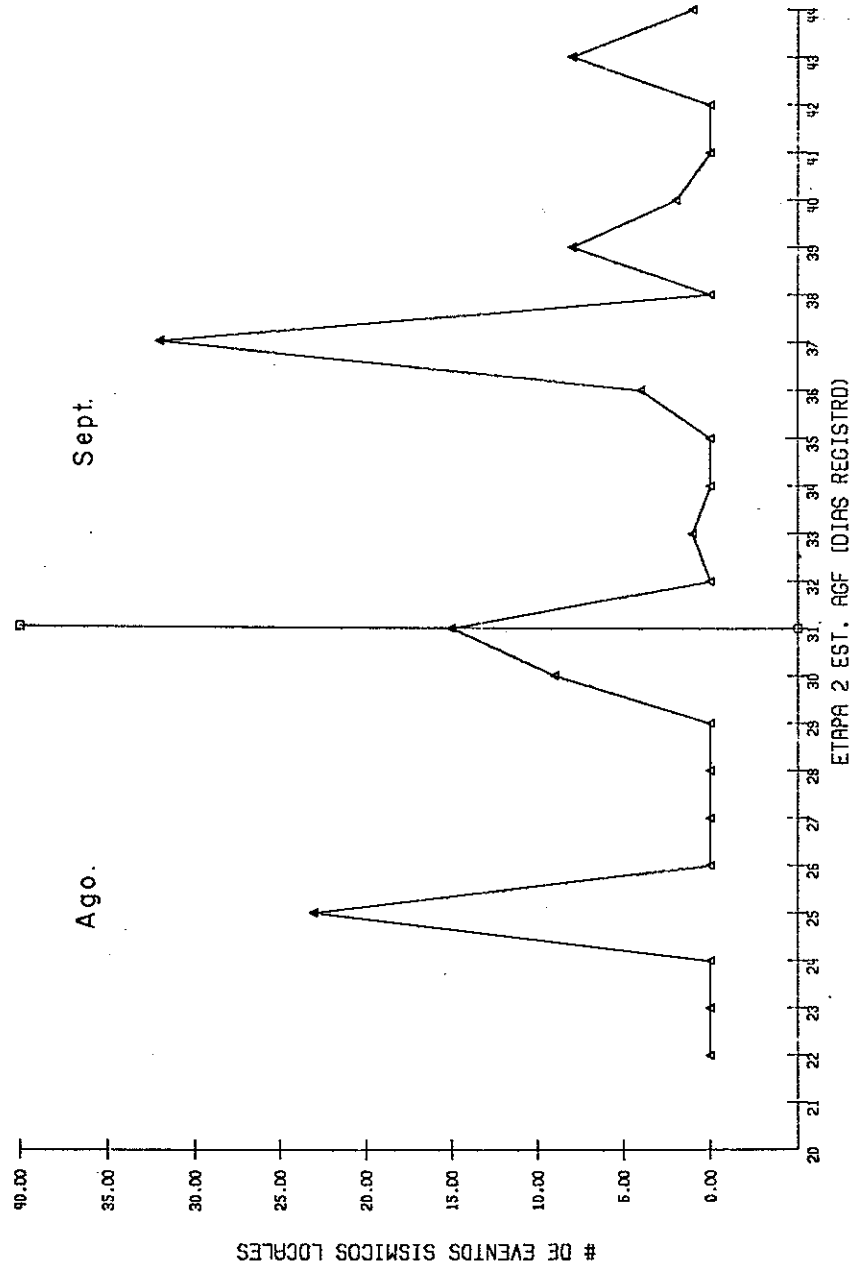


Figura 4a. Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. ESTACION AGF.

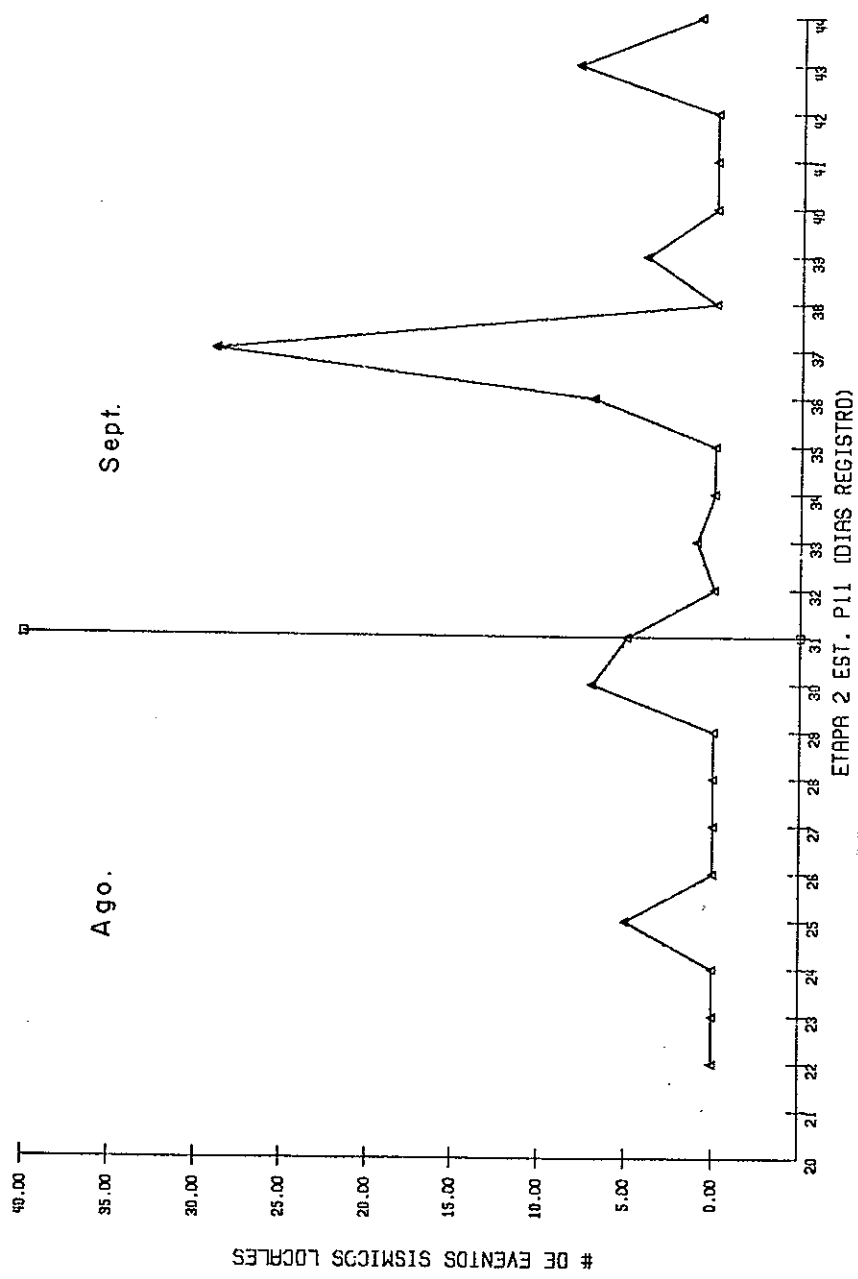


Figura 4b: Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. ESTACION P11.

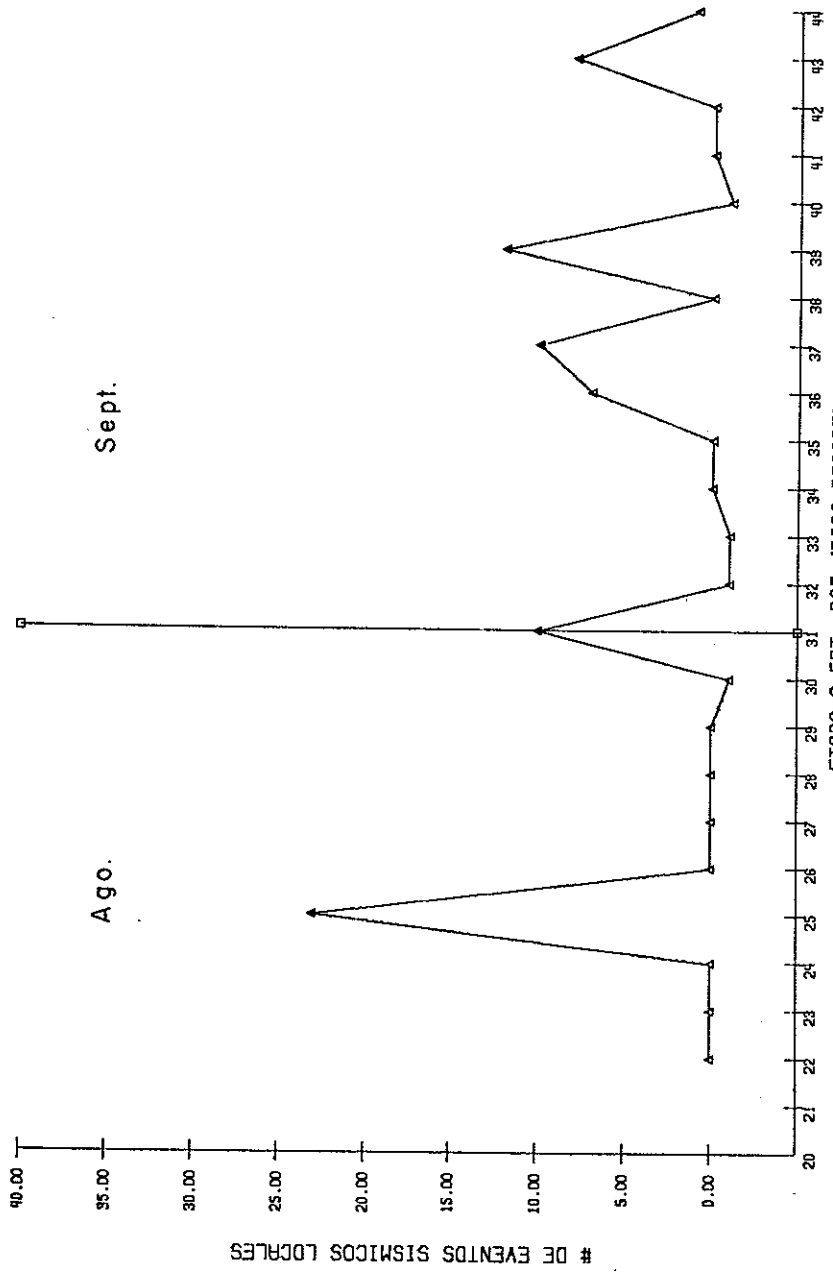


Figura 4c. Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. ESTACION P07.

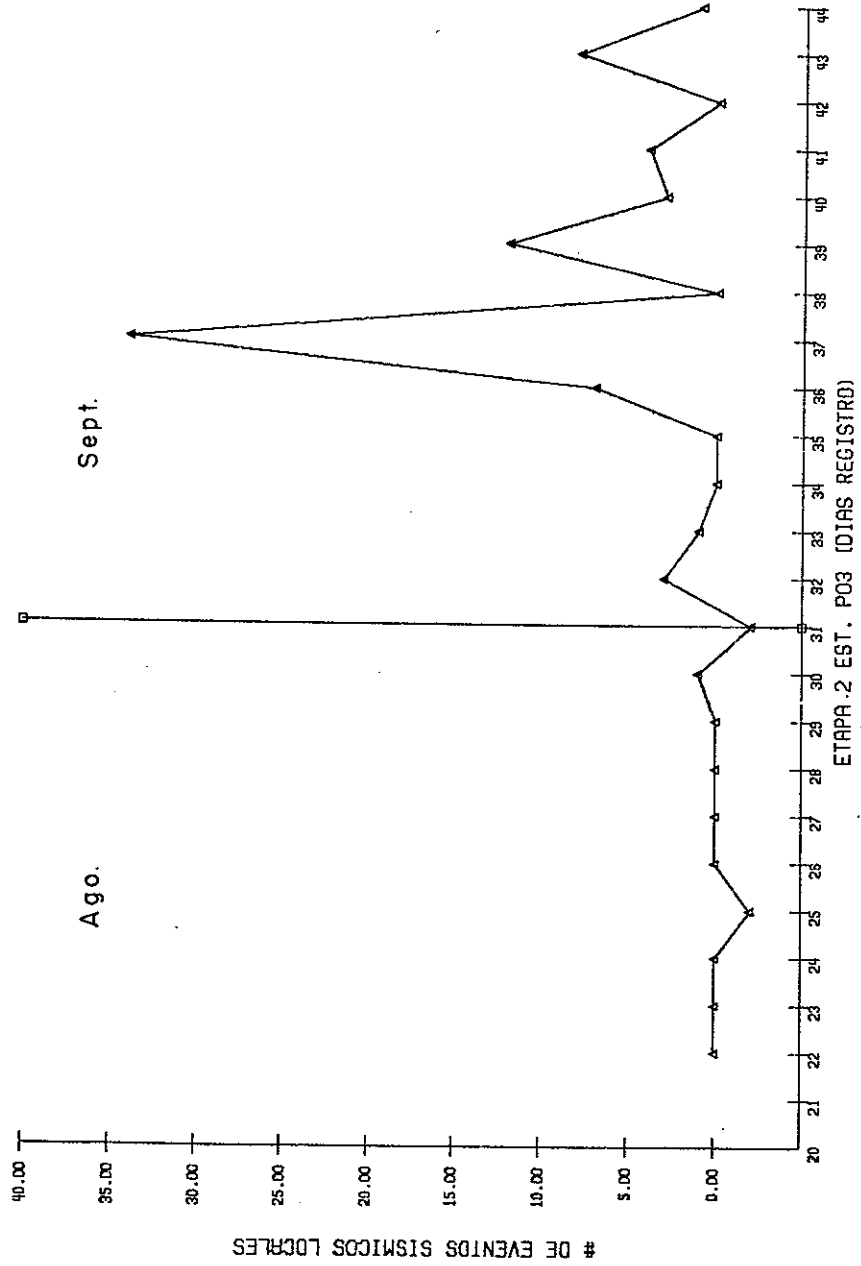


Figura 4d. Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa II. ESTACION PO3.

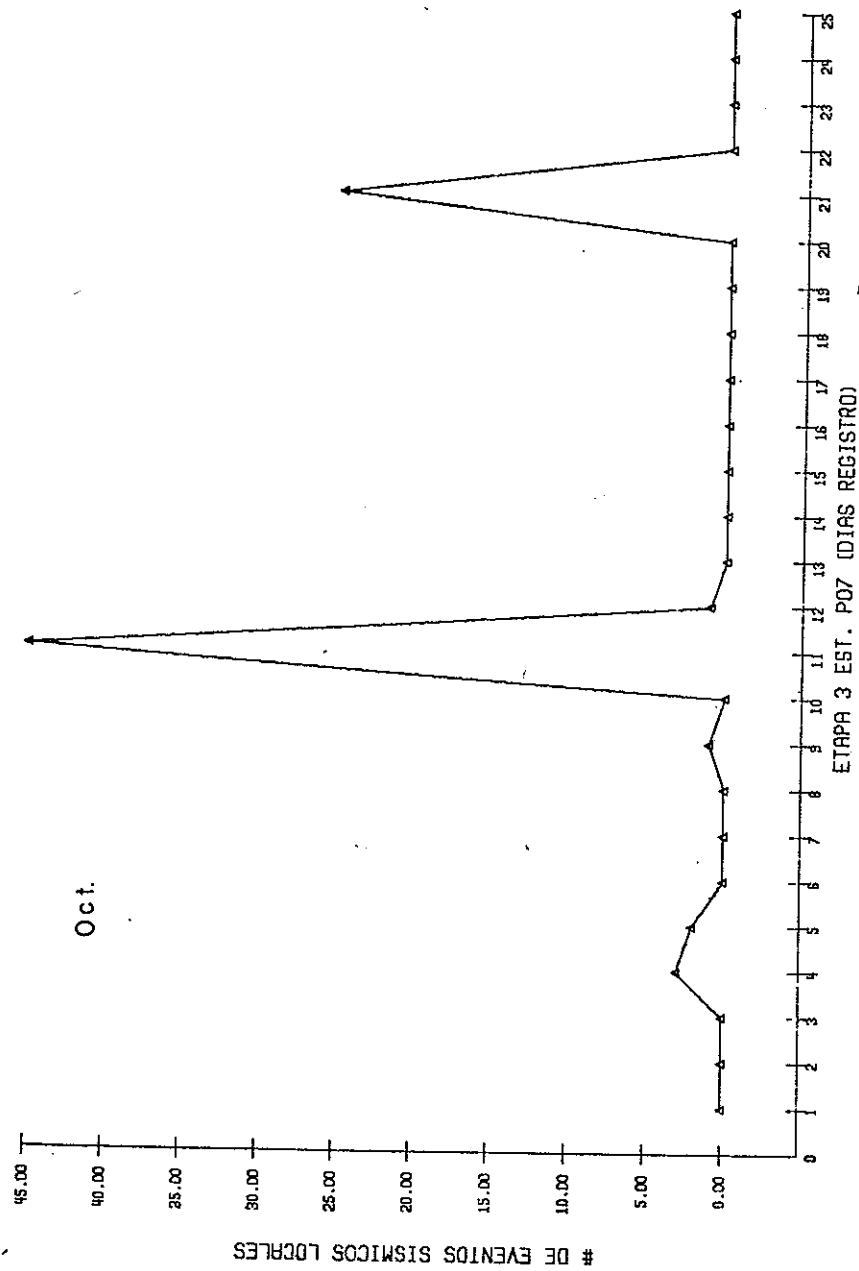


Figura 5. Número de eventos sísmicos locales registrados durante la etapa III. ESTACION PO7.

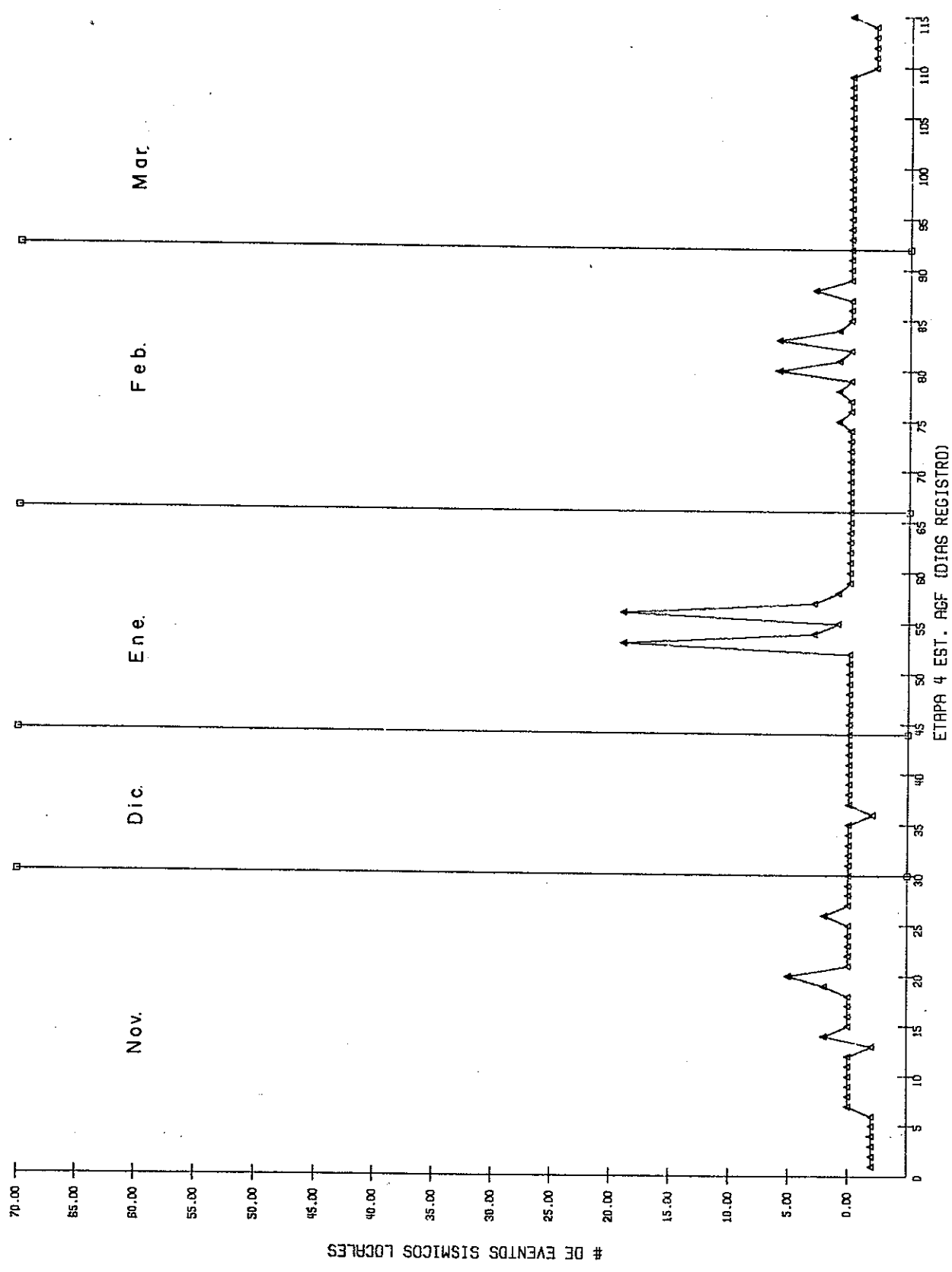
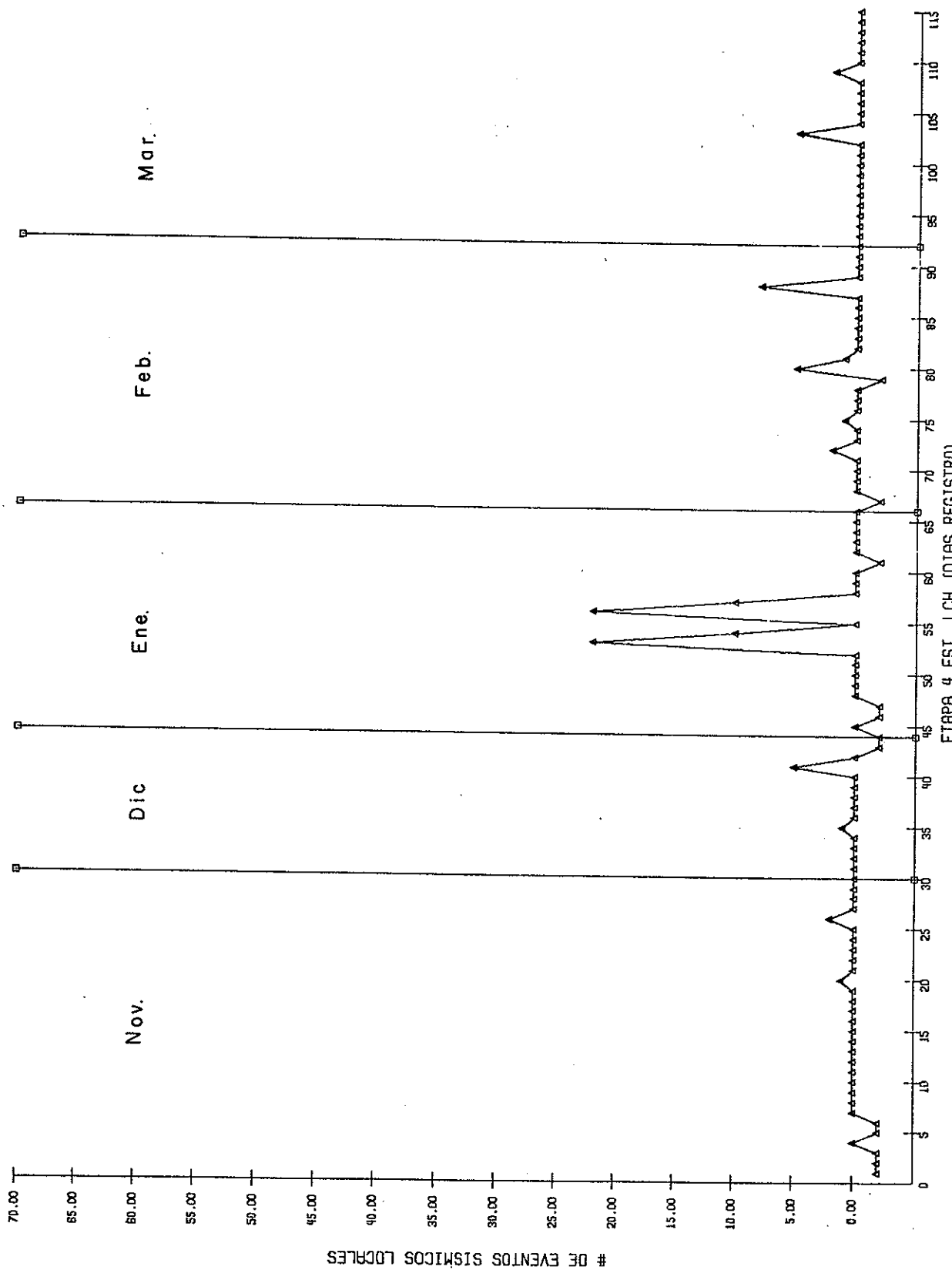
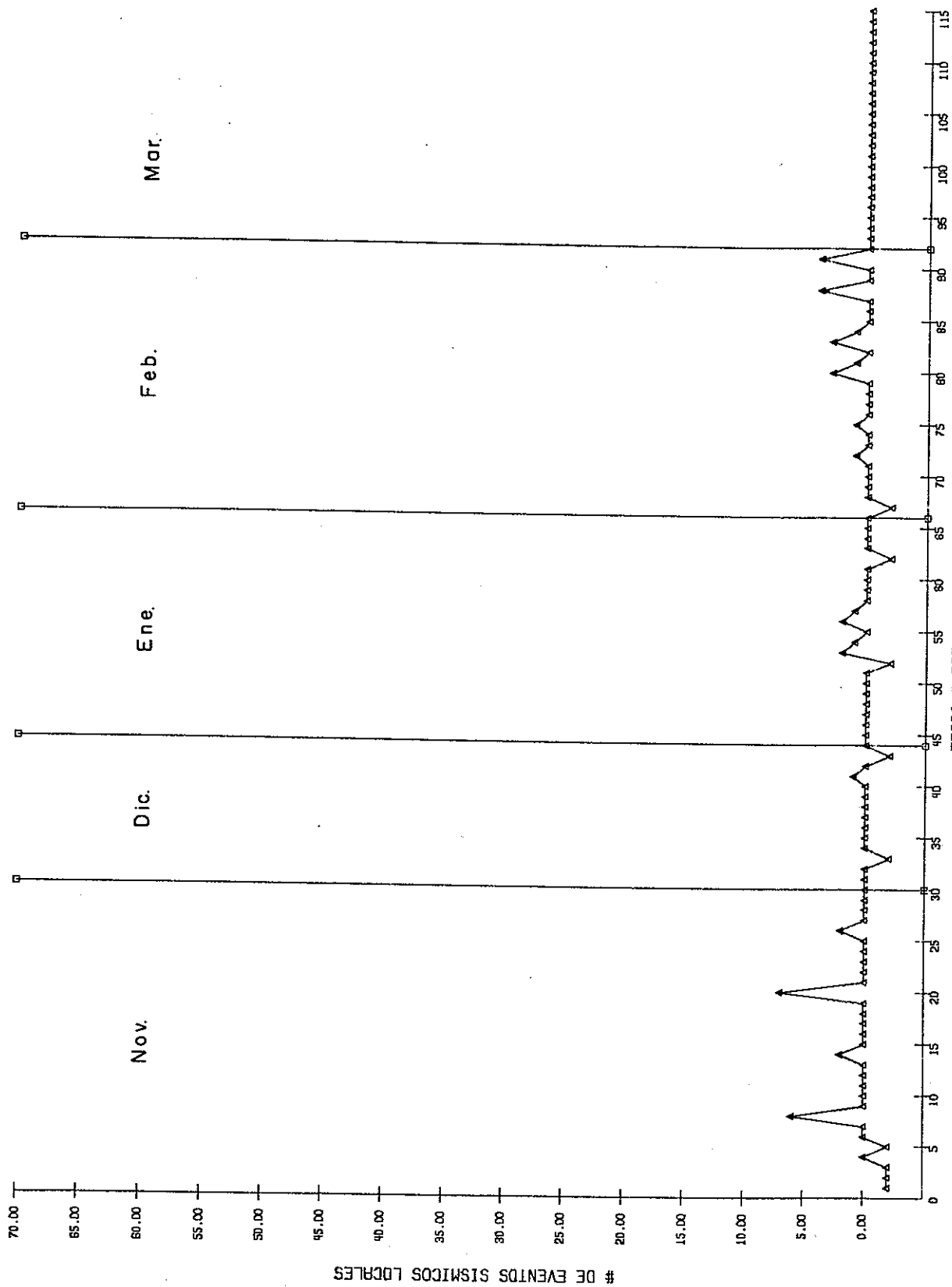


Figura 6a. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION AGF.



ETAPA 4 EST. LCH (DIAS REGISTRO)

Figura 6b. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION LCH.



ETAPA 4 EST. P11 (DIAS REGISTRADOS)

Figura 6c. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION P11.

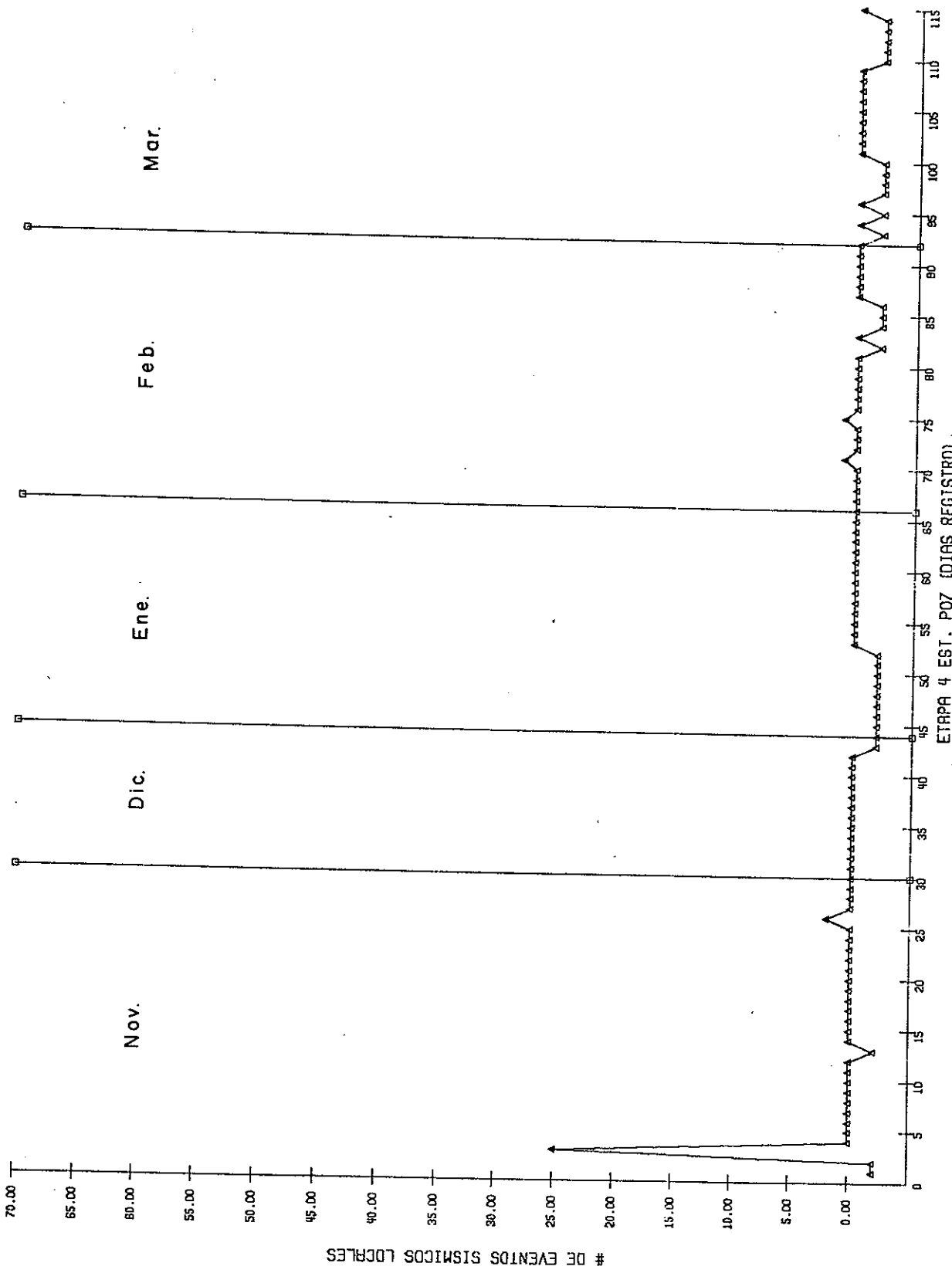


Figura 6d. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION P07

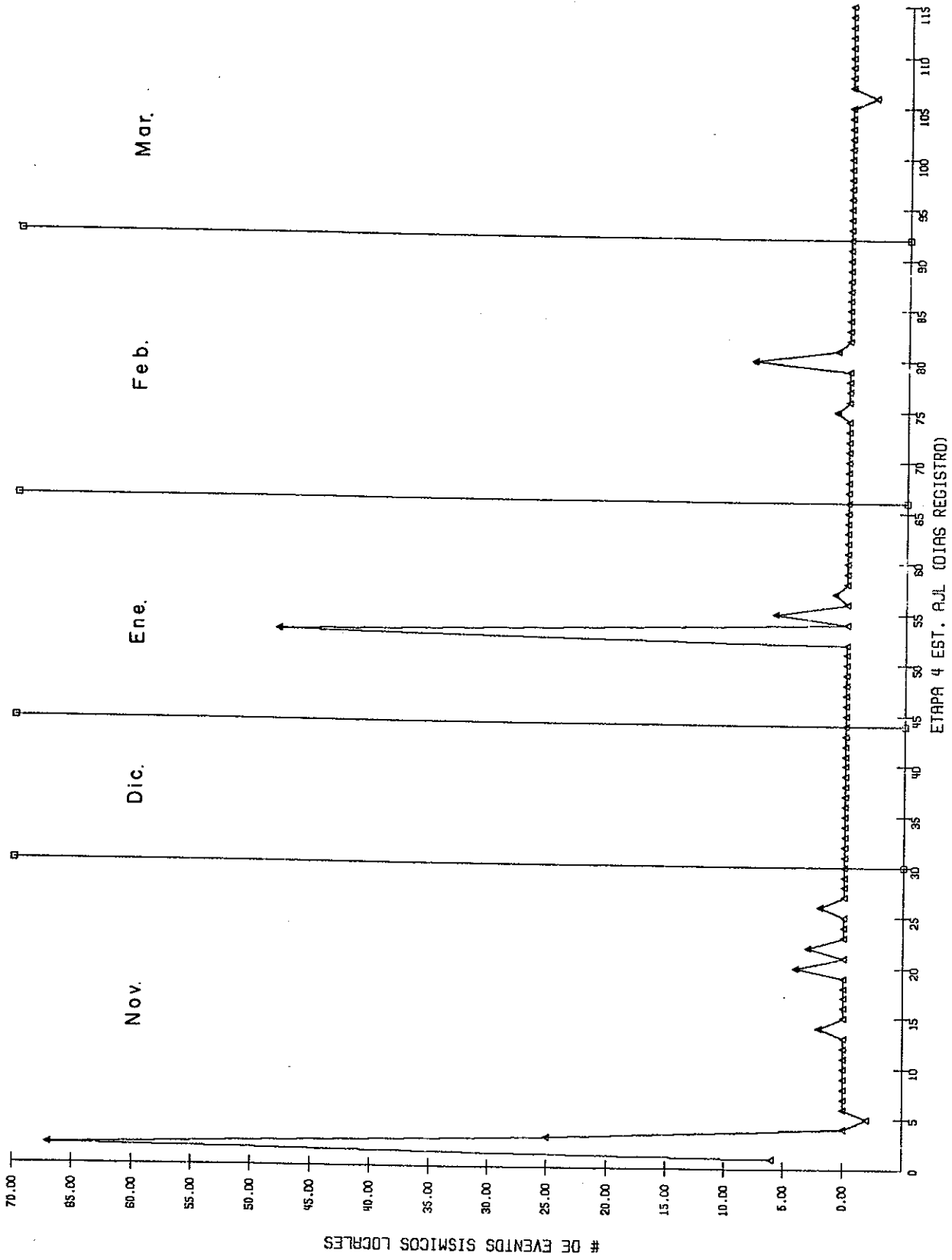


Figura 6e. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION AJL.

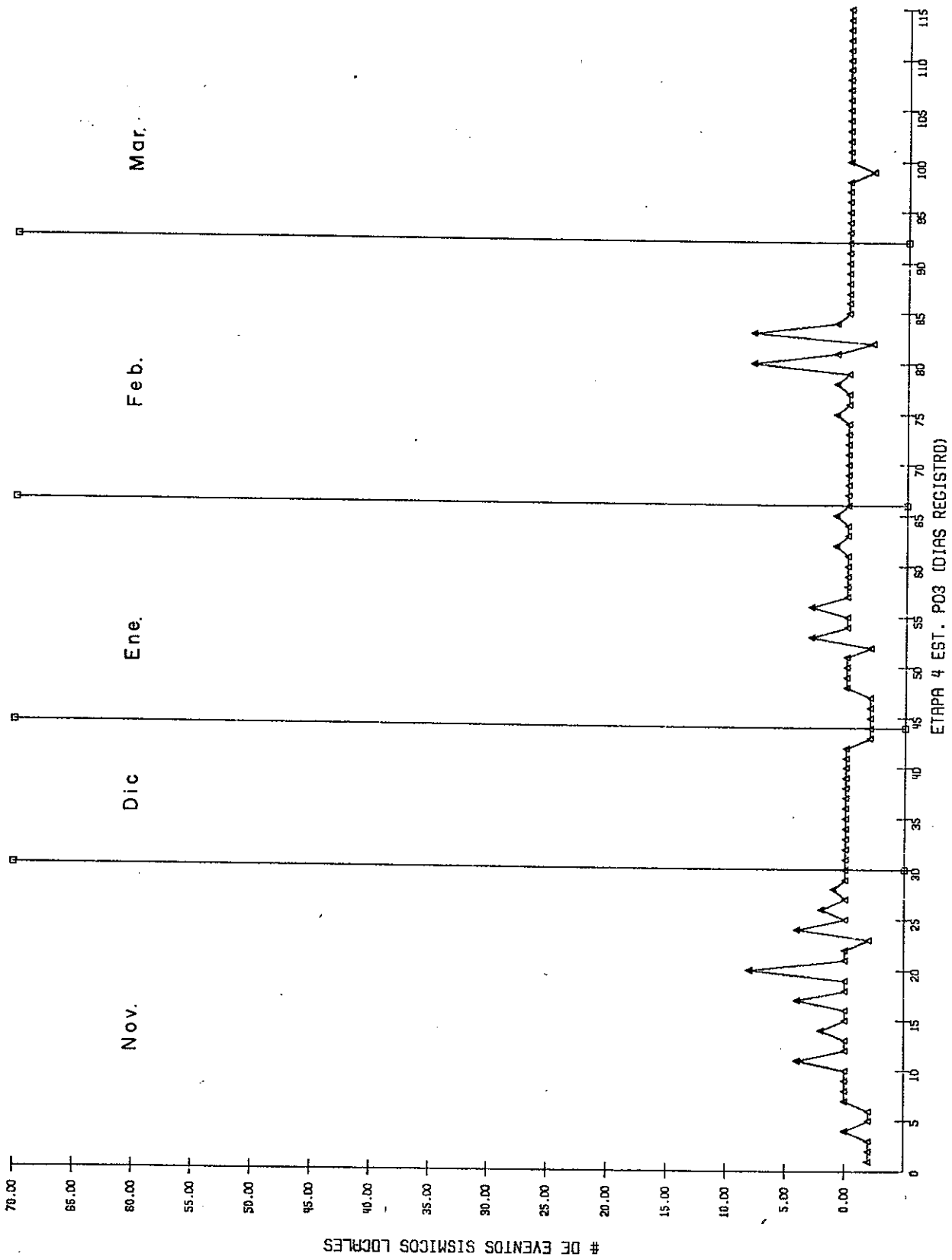


Figura 6f. Número de eventos sísmicos registrados durante la etapa IV. ESTACION P03.

T A B L A I

ARREGLO LA PRIMAVERA, JAL.

<u>E S T A C I O N</u>	<u>SIGLA</u>	<u>COORDENADAS LATITUD</u>	<u>GEOGRAFICAS LONGITUD</u>	<u>GANANCIA</u>	<u>PROF. BASES</u>
CERRITOS COLORADOS	(CCO)	20°39.69 N	103°30.55 W	66 db	3 mts
RIO CALIENTE	(RCA)	20°35.10 N	103°41.62 W	66 db	3 mts
EL COLLI	(COL)	20°39.77 N	103°28.47 W	60 db	3 mts
EL CONICO	(CON)	20°34.68 N	103°29.82 W	60 db	3 mts
EL POLEO	(POL)	20°34.92 N	103°34.57 W	72 db	3 mts
AGUA VICTORIANO	(VIC)	20°37.40 N	103°33.60 W	66 db	3 mts
POZO PR-1	(PR1)	20°39.80 N	103°31.55 W	66 db	3 mts

ARREGLO LOS AZUFRES, MICH.

ESTACION	SIGLA	COORDENADAS GEOGRAFICAS		PROFUNDIDAD BASES
		LATITUD	LONGITUD	
POZO 7	P07	19°46.86'	100°40.61'	3 Metros
AGUA FRIA	AGF	19°47.74'	100°39.49'	3 Metros
POZO 11	P11	19°46.79'	100°39.33'	3 Metros
POZO 3	P03	19°48.30'	100°41.24'	3 Metros
AJOLOTES RUIZ	AJL	19°47.34'	100°41.13'	3 Metros
LLANO CHICO	LCH	19°47.14'	100°38.41'	3 Metros

ESTACION	PERIODO DE OPERACION	GANANCIA
ETAPA I	P07 4/Julio/1980 - 21/Agosto/1980	60
ETAPA II	P07 22/Agosto/1980 - 13/Septiembre/1980	60
"	AGF " " "	66
"	P11 " " "	66
"	P03 " " "	66
ETAPA III	P07 1/Octubre/1980 - 21/Octubre/1980	60
ETAPA IV	P07 1/Noviembre/1980 - 23/Marzo/1981	60
"	AGF " " "	60
"	P11 " " "	60
"	P03 " " "	60
"	AJL " " "	60
"	LCH " " "	60

T A B L A III

CLASIFICACION PROPUESTA POR LATTER (1981) PARA TEMBLORES VOLCANICOS

Clase	Frecuencia dominante	Descripción
A. Volcánico	3 Hz excepto (3)	Generalmente emergentes con fases pobremente de finidas; frecuentemente múltiples. Interpretados como que ocurren sobre material debilitado por calor.
(1) Baja-frecuencia	2 Hz	Como los tipo B de la clasificación de Minakami ó temblores de explosión.
(2) Frecuencia-media	2 Hz 3 Hz	Temblores de "intrusión" usualmente asociados con tremores volcánicos; casi siempre múltiples. Tipo C de la clasificación de Minakami.
(3) Alta-frecuencia	3 Hz	Presentes en muchos volcanes.
B. Tectónico	3 Hz excepto cuando es atenuado en su trayectoria	Discreto, usualmente con arribos emergentes y fases bien definidas; interpretados como que ocurren sobre roca "matriz".

M E S	D I A	E S T A C I O N *			OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)	
		P07	A (cm)			
JULIO	3	0				
	4	0				
	5	0				
	6	0				
	7	0				
	8	0				
	9	0				
	10	0				
	11	0				
	12	0				
	13	5	2.0		17:00 - 18:00	
	14	0				
	15	0				
	16	0				
	17	0				
	18	0				
	19	10	0.8		20:00 - 22:00	
	20	20	0.5		18:30 - 20:30	
	21	0				
	22	0				
	23	2	0.6			
	24	0				
	25	-				
	26	1	1.0		14:30	
	27	0				
	28	0				
	29	2	0.8		12:10 - 12:30	
	30	15	0.8		16:25 - 17:15	
	31	0				
	AGOSTO	1	0			
		2	25	0.7		20:26 - 21:38
3		0				
4		0				
5		0				
6		0				
7		0				
8		0				
9		0				
10		0				
11		0				
12		0				
13		1	1.0		21:33	
14		1	2.0		13:50	
15		0				
16		0				
17		1	1.6			
18		1	1.2		11:18	
19		0				
20		0				
21		0				

* Número de eventos por estación

TABLA IV (Continuación)

M E S	D I A	E S T A C I O N *							OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)		
		AGF	P07	P11	P03	A (cm)					
AGOSTO	22	0	0	0	0	0	0				
	23	0	0	0	0	0	0				
	24	0	0	0	0	0	0				
	25	23	23	5	0	0.5	0	8:00 - 8:30			
	26	0	0	0	0	0	0				
	27	0	0	0	0	0	0				
	28	0	0	0	0	0	0				
	29	0	0	0	0	0	0				
	30	9	R	7	1	0.6	1	15:58 - 16:06			
	31	15	10	5	0		0	15:20 - 15:30			
									17:00 - 17:30		
SEPT.	1	0	R	0	0	3	8:17 - 10:16				
	2	1	R	1	1	1	20:08				
	3	0	0	0	0	0					
	4	0	0	0	0	0					
	5	4	7	7	7	1.2	20:00				
	6	32	10	29	34	0.7					
	7	0	0	0	0						
	8	8	12	4	12	0.5					
	9	2	R	0	3			11:14 - 11:41			
	10	0	0	0	4			9:12 - 15:16			
	11	0	0	0	0						
	12	8	8	8	8	0.8	8	13:57 - 14:56			
	13	1	1	1	1	1.4	1	15:48			

* Número de eventos por estación.

TABLA IV (Continuación)
E T A P A III

M E S	D I A	P07	E S T A C I O N *			OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)
			A (cm)			
OCTUBRE	1	0				
	2	0				
	3	0				
	4	3		3.0		
	5	2				9:31 - 10:03
	6	0				21:54 - 22:05
	7	0				
	8	0				
	9	1		2.0		10:42
	10	0				
	11	45		0.4		9:00 - 11:00
	12	1		1.7		2:55
	13	0				
	14	0				
	15	0				
	16	0				
	17	0				
	18	0				
	19	0				
	20	0				
	21	25		1.2		16:00 - 19:00
	22	0				
	23	0				
	24	0				
	25	0				

* Número de eventos por estación.

TABLA IV (Continuación)

E T A P A IV

M E S	D I A	AGF	P07	P11	P03	AJL	LCH	A (cm)	OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)	
NOV.	1	-	-	-	-	6	-	0.60	12:06	- 13:07
	2	-	-	-	-	67	-	2.5	15:30	- 19:00
	3	-	25	-	-	25	-	0.6	6:00	- 8:00
	4	-	0	-	-	0	-			
	5	-	0	-	-	0	-			
	6	-	0	-	-	0	-			
	7	-	0	6	0	0	0			
	8	-	0	0	0	0	0			
	9	-	0	0	0	0	0			
	10	-	0	0	0	0	0			
	11	-	0	0	0	0	0			
	12	-	0	0	0	0	0			
	13	-	0	0	0	0	0			
	14	-	2	0	2	0	2	0.5	13:13	
	15	-	0	0	0	0	0			
	16	-	0	0	0	0	0			
	17	-	0	0	0	4	0	0.4	9:39	- 11:37
	18	-	0	0	0	0	0			
	19	-	2	0	0	0	0	0.2	10:32	- 11:12
	20	-	5	0	0	8	4	0.4	11:54	- 18:03
	21	-	0	0	0	0	0			
	22	-	0	0	0	0	3	0.7	1:00	- 1:59
	23	-	0	0	0	-	0			
	24	-	0	0	0	4	0			
	25	-	0	0	0	0	0			
	26	-	2	2	2	2	2	1.5	9:52	- 11:50
	27	-	0	0	0	0	0			
	28	-	0	0	0	1	0			
	29	-	0	0	0	0	0			
	30	-	0	0	0	0	0	0.9	14:42	

* Número de eventos por estación.

TABLA IV (Continuación)

M E S	D I A	AGF	P07	P11	P03	AJL	LCH	A (cm)	OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)	
DIC.	1	0	0	0	0	0	0	1.4	15:50	
	2	0	0	0	0	0	0			
	3	0	0	0	0	0	0			
	4	0	0	0	0	0	0			
	5	0	0	0	0	0	1			
	6	0	0	0	0	0	0			
	7	0	0	0	0	0	0			
	8	0	0	0	0	0	0			
	9	0	0	0	0	0	0			
	10	0	0	0	0	0	0			
	11	0	0	0	1	0	0			
	12	0	0	0	0	0	0			
	13	0	0	0	0	0	0			
	14	0	0	0	0	0	0			
ENE.	10	0	0	0	0	0	0	0.2	21:07 - 21:22	
	11	0	0	0	0	0	0			
	12	0	0	0	0	0	0			
	13	0	0	0	0	0	0			
	14	0	0	0	0	0	0			
	15	0	0	0	0	0	0			
	16	0	0	0	0	0	0			
	17	0	0	0	0	0	0			
	18	19	0	0	0	0	0			
	19	3	0	0	2	3	48			
	20	1	0	0	1	0	0			
	21	0	0	0	0	0	0			
	22	0	0	0	0	0	0			
	23	0	0	0	0	0	0			
	24	0	0	0	0	0	0			
	25	0	0	0	0	0	0			
	26	0	0	0	0	0	0			
27	0	0	0	0	0	0				
28	0	0	0	0	1	0				
29	0	0	0	0	0	0				
30	0	0	0	0	0	0				
31	0	0	0	0	0	0				
								0.5	3:00 - 7:00	
								0.3	12:20 - 12:50	
								0.4	12:06 - 13:07	
								0.4	13:17	

*Número de eventos por estación.

TABLA IV (Continuación)

M E S	D I A	AGF	P07	P11	P03	AJL	LCH	A (cm)	OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)		
									E S T A C I O N *		
FEB.	1	0	0	-	0	0	-	0.7		11:57	
	2	-	1	-	-	-	-				
	3	0	0	0	0	0	0				
	4	0	0	0	0	0	0				
	5	0	0	0	0	0	0				
	6	0	0	1	0	0	2			13:51	
	7	0	0	0	0	0	0				
	8	0	0	0	0	0	0				
	9	1	1	1	1	1	1			17:31	
	10	0	0	0	0	0	0				
	11	0	0	0	0	0	0				
	12	0	0	0	0	0	0				
	13	0	0	0	0	0	0				
	14	6	0	0	3	8	5		1.2	17:00 - 18:00	
	15	1	0	0	1	1	1		0.3	20:20	
	18	0	0	0	0	0	0				
	19	0	0	0	0	0	0				
	20	0	0	0	0	0	0				
	21	0	0	0	0	0	0				
	22	0	0	0	0	0	0				
	23	0	0	0	0	0	0				
	24	3	0	0	4	0	8		0.5	12:17 - 15:01	
	25	0	0	0	0	0	0				
	26	0	0	0	0	0	0				
	27	0	0	0	0	0	0				
	28	0	0	0	0	0	0				
	MAR.	1	0	-	0	0	0	0			
		2	0	0	0	0	0	0			
3		0	-	0	0	0	0				
4		0	0	0	0	0	0				
5		0	0	0	0	0	0				
6		0	0	0	0	0	0				
7		0	-	0	0	0	0				
8		0	-	0	0	0	0				
9		0	0	0	0	0	0				
10		0	0	0	0	0	0				
11		0	0	0	0	0	5		1.2		

* Número de eventos por estación.

TABLA IV (Continuación)

M E S	D I A	AGF	P07	P11	P03	AJL	LCH A (cm)	OCURRENCIA EVENTOS LOCALES (HORA LOCAL)		
MAR.	12	0	0	0	0	0	0			
	13	0	0	0	0	0	0			
	14	0	0	0	0	0	0			
	15	0	0	0	0	0	0			
	16	0	0	0	0	0	0			
	17	0	0	0	0	0	2	1.1		
	18	-	-	-	0	0	0	0		
	19	-	-	-	0	0	0	0		
	20	-	-	-	0	0	0	0		
	21	-	-	-	0	0	0	0		
	22	-	-	-	0	0	0	0		
	23	0	0	0	0	0	0	0		

* Número de eventos por estación.