

24



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**GEOLOGIA Y COMPORTAMIENTO DE LOS
DESLIZAMIENTOS EN EL VASO DE LA PRESA
"FERNANDO HIRIART BALDERRAMA",
ZIMAPAN, HIDALGO**

290941

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA:

NOE SANTILLAN PIÑA

ASESOR: ING. SERGIO R. HERRERA CASTAÑEDA





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1310

SR. NOE SANTILLAN PIÑA

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Sergio R. Herrera Castañeda y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

GEOLOGIA Y COMPORTAMIENTO DE LOS DESLIZAMIENTOS EN EL VASO DE LA PRESA "FERNANDO HIRIART BALDERRAMA", ZIMAPAN, HIDALGO

- I INTRODUCCION**
- II GENERALIDADES**
- III GEOLOGIA REGIONAL**
- IV GEOLOGIA DEL EMBALSE**
- V LOS DESLIZAMIENTOS EN EL VASO**
- VI ANALISIS DE ESTABILIDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS**
- VII SISMISIDAD CERCANA A LA PRESA ZIMAPAN**
- VIII CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFIA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, a 5 de octubre de 2000

EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

~~GFB*RLLR*etc~~

P

AGRADECIMIENTOS

Agradezco muy en especial al Ing. Sergio R. Herrera Castañeda por brindarme todo su apoyo, experiencia, conocimiento, tiempo y paciencia para realizar este trabajo, ya que sin todo esto no me hubiera sido posible realizarlo.

Agradezco profundamente a: Ing. Jorge Nieto Obregón, M. C. Gilberto Silva Romo, Ing. Emiliano Campos Madrigal e Ing. Claudia C. Mendoza Rosales, por aceptar formar parte de mi jurado.

Al Sr. Adán Castro Flores por la digitalización de algunas de las figuras que componen este trabajo (D).*

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería, así como a todos mis maestros que me dieron todas las bases de una formación profesional.

Quiero agradecer también a Comisión Federal de Electricidad, en especial a: Ing. Enrique Mena Sandoval, Subgerente de Seguridad de Estructuras, Gerencia de Ingeniería Experimental y Control; Ing. Francisco González Valencia, Jefe del Departamento de Procesamiento y Análisis; Ing. José Antonio Bahena González e Ing. Valentín Castellanos Pedroza, Jefe del Departamento y Jefe de Oficina de Mecánica de Rocas e Inyecciones respectivamente, por el material facilitado para la realización de este trabajo.

A todos aquellos que a lo largo del camino me brindaron su amistad y ayuda...GRACIAS.

NOE

DEDICATORIA

*A mis padres, Alicia y Salvador,
por permitirme alcanzar una meta más en la vida.
Por su apoyo y dedicación,
su paciencia y la confianza
que siempre me han brindado
para mi desarrollo personal y profesional,
sin esperar recibir nada a cambio.*

*A mi hermano Salvador,
como una muestra de cariño y agradecimiento
por los consejos que me ha dado
en todo momento.*

"Esto no es el final, sino el comienzo de una carrera".

NOE

**GEOLOGÍA Y COMPORTAMIENTO DE LOS DESLIZAMIENTOS
EN EL VASO DE LA PRESA "FERNANDO HIRIART BALDERRAMA",
ZIMAPÁN, HIDALGO**

	pág.
RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO GEOLÓGICO EN LAS ÁREAS DE EMBALSE	2
2. GENERALIDADES	4
2.1. OBJETIVO	4
2.2. LOCALIZACIÓN DEL SITIO	4
2.3. CARACTERÍSTICAS DE LA PRESA Y EL EMBALSE	6
2.4. VÍAS DE COMUNICACIÓN	7
2.5. CLIMA Y VEGETACIÓN	7
2.6. TRABAJOS GEOLÓGICOS PREVIOS	8
3. GEOLOGÍA REGIONAL	10
3.1. GEOMORFOLOGÍA	10
3.2. FISIOGRAFÍA	11
3.3. ESTRATIGRAFÍA	12
3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	18
3.5. HIDROGRAFÍA	24
4. GEOLOGÍA DEL EMBALSE	26
4.1. LOCALIZACIÓN	26
4.2. GEOMORFOLOGÍA	26
4.3. ESTRATIGRAFÍA	26
4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	28
5. LOS DESLIZAMIENTOS EN EL VASO	31
5.1. DESLIZAMIENTO No. 1 (zona frente a cortina)	33
5.2. DESLIZAMIENTO No. 2 (zona frente a vertedor)	43
5.3. DESLIZAMIENTO No. 3 (zona de Aljibes)	49
5.4. DESLIZAMIENTO No. 4 (zona de valle del río Tula)	59
6. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS	62
6.1. CONSIDERACIONES GENERALES	62
6.2. RESULTADOS	67

7. SISMICIDAD CERCANA A LA PRESA ZIMAPÁN	71
7. 1. SISMICIDAD INDUCIDA	71
7. 2. TECTÓNICA	72
7. 3. INSTRUMENTACIÓN Y SISMICIDAD EN EL ENTORNO AL EMBALSE	73
7. 4. ANÁLISIS SÍSMICO	76
8. CONCLUSIONES	79
BIBLIOGRAFÍA	81

RESUMEN

Uno de los factores que requieren mayor atención una vez que se decide emplazar una presa, es el estudio geológico no solo del área en el que se va a edificar la cortina, sino de las zonas que serán afectadas por el embalse una vez que éstas se vean cubiertas por las aguas, y las cuales pueden representar un riesgo al entorno ante un posible deslizamiento de material.

La presa Zimapán construida por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) entre los años de 1989 y 1993, desarrolla su embalse sobre la cuenca del río Tula, en el estado de Hidalgo y el río San Juan, en el estado de Querétaro. Una vez que se modificaron las condiciones naturales de la zona por la creación del embalse, comenzaron a producirse fallas de masa de suelo y roca, siendo el peso de la masa y del agua las causas principales que produjeron las fallas.

En noviembre de 1993, fecha en que se inició el llenado del vaso de almacenamiento, se estableció una atención especial al comportamiento y estabilidad de cuatro zonas en el entorno del embalse que habían sido consideradas como inestables: zona frente a cortina (deslizamiento No. 1), frente a vertedores (deslizamiento No. 2), zona de Aljibes (deslizamiento No. 3) y valle del río Tula (deslizamiento No. 4), las cuales manifestaron movimiento de material, y que por sus características topográficas, estructurales y litológicas, así como por el volumen involucrado, su cercanía con la cortina y el vertedor, representan un riesgo importante.

En este trabajo se describe la geología de cada zona de deslizamiento, con el propósito de identificar las unidades litológicas involucradas (formaciones Soyatal-Méndez, Las Espinas y Tarango) y las estructuras que las afectan.

De igual forma se presenta el análisis de las mediciones periódicas de control (desplazamiento) que realiza la CFE, y que permite evaluar su comportamiento a través del tiempo, en términos de velocidad de deslizamiento, de donde puede establecerse que los movimientos de las zonas inestables continúan en forma lenta, constante y con tendencia a estabilizarse.

Se realizaron análisis de estabilidad de los deslizamientos mediante los métodos de Fellinius y Bishop simplificado, con el objeto de determinar los parámetros de resistencia del terreno antes del llenado del vaso y como se modificó el factor de seguridad después de éste.

En el trabajo también se discute la sismicidad inducida por el llenado del embalse. A partir de que se inició el estudio de la sismicidad en el área de la presa Zimapán en 1990, se ha observado un incremento de la actividad sísmica en tres sitios principalmente, ubicados en el entorno al embalse, sin embargo no se ha logrado establecer una relación firme entre la presencia de pequeñas secuencias sísmicas y el llenado del mismo (sismicidad inducida). La principal actividad sísmica está ocurriendo a profundidades someras (entre 0.5 y 6 km), en el área de Mesa de León (a 6.5 km aproximadamente en dirección NW 70° de la cortina).

1. INTRODUCCIÓN

Existen zonas en nuestro país en donde el volumen excesivo de agua precipitada anualmente llega a convertirse en un problema constante, mientras que en otras partes del territorio la escasez del vital líquido limita el progreso de la zona al existir solamente un breve periodo de lluvias al año. Todo esto sin mencionar que el 60% de la población del país se encuentra a una altitud por encima de los 1 500 metros sobre el nivel del mar, ocupando una superficie del 51%, y en donde los recursos del agua potable tan solo llegan a ser del 12%. Debido a esta situación, es que cada vez se hace más necesaria la regulación de los escurrimientos naturales mediante la creación de presas.

En nuestro país las presas por lo general son destinadas a la generación de energía, y es debido al constante crecimiento demográfico que se hace imprescindible el desarrollo hidroeléctrico.

Algunos de los aspectos que deben estudiarse al iniciarse la construcción de una presa son: la viabilidad de la misma, lo cual se relaciona con los beneficios que va a proporcionar, las necesidades que pretende satisfacer, y si la inversión va a ser recuperada. Uno de los primeros estudios que se realizan son los geológicos del área, siendo estos determinantes en si la obra procede o no, y los cuales se dividen en lo que será la boquilla y los del embalse.

1.1. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO GEOLÓGICO EN LAS ÁREAS DE EMBALSE

Un factor que requiere mayor atención por parte de los especialistas es el estudio geológico en las áreas de embalse, ya que aunque en México no han ocurrido deslizamientos de grandes dimensiones de las laderas naturales hacia el vaso, que hayan ocasionado daños materiales y/o humanos de consideración, los sucesos ocurridos en otros países, nos hacen pensar en la necesidad de realizar estudios geológicos y de mecánica de rocas, no solo del área en donde se va a edificar la presa, sino de las zonas que serán afectadas una vez que estas se vean cubiertas por las aguas del vaso y las cuales pueden representar un riesgo latente al entorno ante un posible deslizamiento de material.

Una de las investigaciones preliminares que deben realizarse para un adecuado conocimiento de la geología del embalse, es un levantamiento de geología regional, el cual debe abarcar no solo el área del vaso, sino también su entorno.

También debe elaborarse un mapa local en donde se indiquen los posibles problemas geológicos que se pueden suscitar al emplazamiento de la presa, ya que es común que los macizos rocosos se vean afectados por discontinuidades o estructuras como son planos de estratificación, sistemas de fracturamiento o fallas, planos de contacto y plegamiento, por lo que se requiere un estudio de detalle con el propósito de garantizar la seguridad de la obra.

Basándose en la información obtenida durante la etapa de reconocimiento pueden realizarse mapas de riesgos que señalen las distintas amenazas tanto para la obra de ingeniería como para los asentamientos humanos próximos, en donde se registren los movimientos de laderas, y que de acuerdo a Varnes (1978) dichos procesos pueden clasificarse de la siguiente forma:

MOVIMIENTOS EN LADERAS	
Caídos	
Por Inclínación o Volteo	
Reptación	
Deslizamiento	Rotacional
	De Traslación
Extensión Lateral	
Flujo	En Roca
	De Residuos (detritos)
	De Suelo
	De Lodo
Avalanchas	
Movimientos Complejos	

Las zonas del embalse cuyas laderas presentan alguno de estos procesos, ya sea por la presencia de formaciones permeables que tienen una disposición desfavorable, taludes en condiciones críticas de estabilidad, fallas y derrumbes masivos, deben someterse a un estudio especial de las propiedades mecánicas de las rocas: permeabilidad, fracturamiento, intemperismo, etc., el cual tendrá mayor confiabilidad si es complementado con aparatos de medición que registren su comportamiento durante las etapas de construcción y operación.

2. GENERALIDADES

2.1. OBJETIVO

En la presa Zimapán se estudió el área del embalse desde su etapa de anteproyecto y se previó que algún deslizamiento podría ocurrir al momento del llenado, sobre todo por las características de las rocas en el vaso y por la altura de la cortina. El presente trabajo tiene como principal objetivo estudiar estos deslizamientos desde los siguientes puntos de vista:

- Conocer la geología regional y las estructuras mayores que pudieran estar afectando no solo la estabilidad de la zona del embalse, sino sus alrededores.
- Describir la geomorfología y geología local, con el propósito de identificar las relaciones estratigráficas de las unidades litológicas presentes en la zona y las estructuras que afectan a los materiales que se encuentran deslizando hacia el embalse.
- Describir la geología de las principales zonas de deslizamiento que presentan un riesgo para la obra civil, dadas sus condiciones de inestabilidad y volumen involucrado, determinando en cada caso el monitoreo que se realiza sobre su comportamiento y las condiciones actuales que prevalecen.
- Determinar si existe relación entre las condiciones de inestabilidad de las laderas naturales que confluyen al embalse y el llenado del mismo, estableciendo la posible existencia de una sismicidad inducida, al haberse modificado las condiciones originales de estabilidad del lugar.

2.2. LOCALIZACIÓN DEL SITIO

La presa Zimapán se encuentra localizada dentro de los límites de los Estados de Querétaro e Hidalgo, y se ubica dentro de las coordenadas 20° 39' y 20° 52' de Latitud Norte y 99° 27' a 99° 32' de Longitud Oeste (Figura 1).

La boquilla de la presa se ubica sobre el río Moctezuma, 400 metros aguas abajo de la confluencia de los ríos Tula y San Juan, dentro del cañón del Infiernillo.

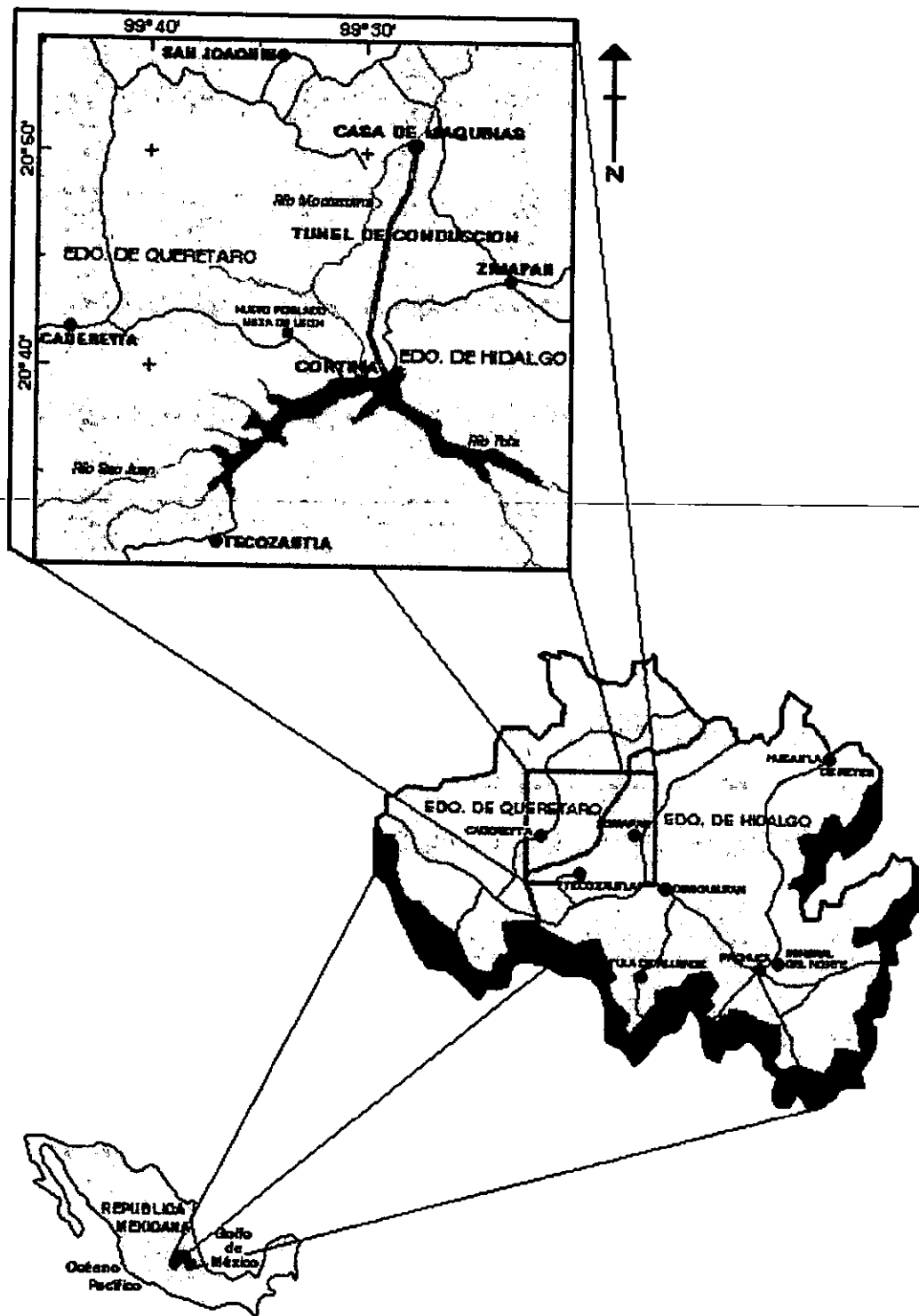


Figura 1. Localización de la Presa Zimapán y zona de boquilla (Tomada de Páez y González, CFE, 1993).

2.3. CARACTERÍSTICAS DE LA PRESA Y EL EMBALSE

A continuación se presentan una serie de tablas que incluyen información general sobre el vaso de almacenamiento y la cortina, así como un resumen de las fechas más importantes en la construcción de la presa, que van desde los estudios previos hasta el inicio de operación.

VASO DE ALMACENAMIENTO:

ELEVACIONES (m. s. n. m.)	ÁREAS km ²	CAPACIDADES mill. m ³
NAMINO (Nivel de Aguas Mínimo Ordinario) 1 520	13.0	691
NAMO (Nivel de Aguas Máximo Ordinario) 1 560	21.8	1 390
NAME (Nivel de Aguas Máximo Extraordinario) 1 563	22.9	1 460

(CFE, 1995)

CORTINA (Figura 2):

Tipo	Arco-bóveda de concreto
Elevación de la cortina	1 565 m. s. n. m.
Longitud de la corona	122.0 m
Altura total del desplante	203.0 m
Volumen de concreto	220 000 m ³
Elevación del desplante	1 362 m. s. n. m.
Bordo libre	2.0 m

(CFE, 1995)

CRONOGRAMA:

Inicio de estudios de ingeniería geológica (**)	1980
Estudios de evaluación y prefactibilidad (*)	1982-1985
Inicio de estudio de las condiciones de estabilidad de las laderas (***)	1983
Estudio de factibilidad (*)	1986
Periodo de construcción de la obra (*)	Abril de 1989-principios de 1993
Inicio de llenado (****)	Noviembre de 1993
Etapas final del llenado (****)	Abril de 1995 (27 m por debajo del NAMO)
Inicio de operación (*)	Finales de 1995

* (CFE, 1995)

** (González y Jiménez, CFE, s/a)

*** (CFE, 1984*)

**** (González, Mena y Moreno, CFE, s/a)

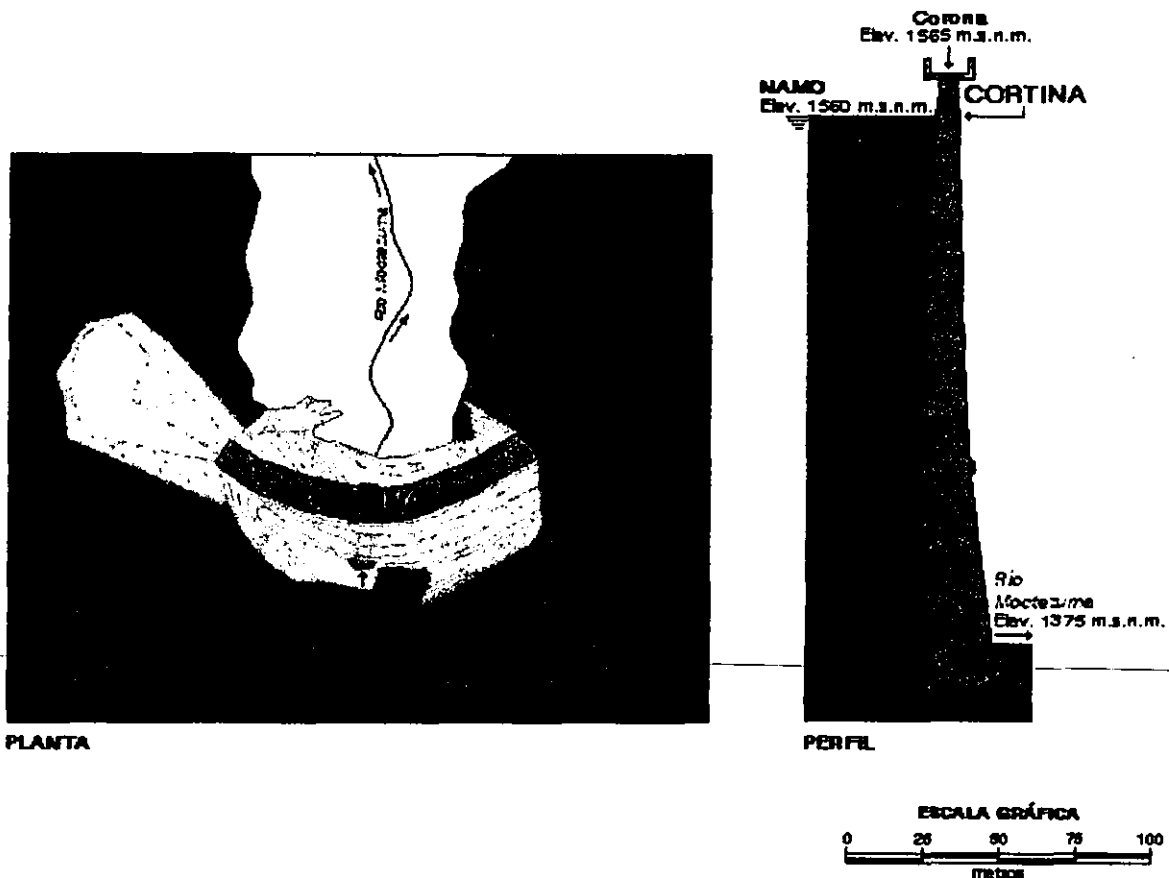


Figura 2. Planta y perfil de la cortina (Tomada de CFE, 1995).

2.4. VÍAS DE COMUNICACIÓN

El acceso al sitio puede realizarse ya sea por el Estado de Hidalgo, mediante la Carretera No. 45 que va de la ciudad de México a la de Zimapán, Hgo., y tomando posteriormente un camino pavimentado de 32 km de longitud hasta llegar a la zona de la boquilla.

O bien, se puede acceder al lugar por una carretera que parte del km 13 de la Carretera Cadereyta-Jalpa, en el Estado de Querétaro, con dirección al poblado de Mesa de León, y el cual llega hasta las obras civiles (boquilla y cortina) de la presa.

2.5. CLIMA Y VEGETACIÓN

En la región podemos encontrar climas que van de secos a semisecos; ésto debido por un lado, a las diferentes altitudes presentes, y por el otro, al factor que desempeña la Sierra Madre Oriental al fungir como barrera orográfica, impidiendo de esta forma el paso de los vientos húmedos provenientes de la costa este del país.

De acuerdo a la modificación de García (D. G. G., 1981), de la clasificación original de Köppen, los climas que se presentan en la región son los siguientes:

- Subtipo de semiseco a semiárido: La temperatura anual media oscila entre los 18 y 19 °C; mientras que la media mensual máxima es de 22 °C y la mínima de 14.9 °C, las cuales se presentan en los meses de mayo y enero respectivamente. Por su parte, la precipitación máxima se alcanza en el mes de julio con 123 mm, mientras que en febrero no llega a más de 5 mm. Anualmente la precipitación promedio varía 450 y 630 mm.
- Subtipo semiseco a templado: La temperatura anual media varía entre los 16 y los 18 °C, y la media mensual máxima y mínima se registran en los meses de mayo y diciembre con 19.6 y 12.7 °C respectivamente. En promedio se alcanza una lluvia anual promedio de entre 450 y 630 mm, alcanzando su valor más alto en los meses de julio y agosto con 114 mm, y de tan solo 5.7 mm en el de febrero.

La vegetación en la región es escasa, formada principalmente de matorrales como el ocotillo, mezquite y cardonal, así como por nopales, magueyes y diversas variedades de cactáceas; también se tiene la presencia de pastizales.

Cercano a las márgenes de los ríos se pueden encontrar pequeñas zonas de cultivo, las cuales dada su baja productividad, se destinan al consumo doméstico.

2.6. TRABAJOS GEOLÓGICOS PREVIOS

Como se sabe, la región de Zimapán, Hgo., cuenta con una larga historia minera, por lo que existe una innumerable lista de publicaciones que abordan los más diversos temas, siempre desde el punto de vista minero; aunque también existen otros que pretenden descifrar problemas regionales de estratigrafía, geología histórica y estructural, tectónica, etc., algunos de los más importantes son citados a continuación:

Sobresalen los estudios mineros realizados por Simons y Mapes (1956), Quintus R. L. (1972), Restovic (1973) y Aguilar M. (1973).

Existe una gran cantidad de estudios geológicos como los de Wilson, B. N. (1956), Bondelos (1956), Segerstrom (1956 y 1962), Gaytán R. A. (1975), Sutter M. y Carrillo M. (1980, 1981 y 1982), Mendoza R. C. (1990), así como el "Informe Geológico del Proyecto Zimapán" realizado por la Facultad de Ingeniería de la UNAM (1989).

Es a partir de 1980 que la Comisión Federal de Electricidad (CFE) inicia una serie de investigaciones enfocadas a la ubicación de la boquilla de la presa, a partir del cual se desprende una serie de estudios geológicos, topográficos y geofísicos como el "Estudio Preliminar de la Factibilidad Técnica del P. H. Zimapán" elaborado por el Departamento de Anteproyectos de Plantas Hidroeléctricas de la Subgerencia de Ingeniería Preliminar, Civil y Geotecnia, entre 1982 y 1985, el "Estudio Geofísico de Factibilidad en el Área de la Boquilla, P. H. Zimapán, Hgo." de Briones G. (1983), el de Arvizu L. G. y Alcántara D. J. (1989) en donde se trata la "Factibilidad Geológica del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán, Hgo."

Dentro de los múltiples trabajos realizados por la Comisión Federal de Electricidad encontramos los referentes a la estabilidad de las zonas consideradas como inestables,

entre los que se encuentran: el "Estudio sobre las condiciones de estabilidad de la zona potencialmente inestable localizada aguas arriba de la boquilla" del año de 1984 y el "Reporte Geológico: derrumbe sobre el río Tula, zona del embalse" de 1994, así como los "Reportes de observación" periódicos realizados por el Departamento de Instrumentación y Mediciones de la CFE, todos ellos inéditos.

3. GEOLOGÍA REGIONAL

3. 1. GEOMORFOLOGÍA

La morfología de la región se encuentra estrechamente ligada con el clima, la distribución de las unidades litológicas, así como con los procesos de deformación y fracturamiento que la afectaron.

De acuerdo a la configuración actual de la zona, pueden distinguirse dos procesos modeladores: uno exógeno o destructivo, y otro endógeno o constructivo. El primero se caracteriza por su tendencia a nivelar el relieve, desgastando las masas rocosas y rellenando las partes topográficas bajas con sedimentos recientes por medio de los agentes de intemperismo y erosión; mientras que el segundo proceso se manifiesta mediante la actividad volcánica y tectónica, creando formas positivas.

Algunos de los rasgos más notables en la zona, los cuales fueron inducidos por estos procesos son:

Sierras y valles alargados con tendencia NW-SE, producto de procesos erosivos, y cuya orientación está dominada por el rumbo que guardan los anticlinales y los sinclinales formados durante la orogenia Larámide, como son el anticlinorio El Piñón y el sinclinorio de Maconí.

Otra estructura de importancia significativa y que conserva el mismo rumbo, es la cabalgadura El Doctor, la cual se encuentra labrada en rocas calcáreas y caracterizada por el desarrollo de laderas abruptas con interfluvios redondeados, así como por la presencia de cañadas y cañones profundos, los cuales desarrollan un drenaje de tipo angular de baja densidad.

Por su parte, los volcanes Charco y Chinfi (en Mesa de León), describen una forma parcialmente cónica como resultado de la acción erosiva; mientras que los derrames basálticos que conforman las mesas de León y Santa Inés, han sido cortadas por el valle del río San Juan, y en donde puede observarse que los escarpes verticales tienden a seguir la orientación de las juntas.

En la porción S-SE de la Sierra Gorda del Estado de Querétaro, destaca un conjunto de sierras y valles con orientación NW-SE, y en donde el cerro del Espolón y La Laja, con elevaciones de 3 120 m. s. n. m., el cerro del Gallo con 2 840 m. s. n. m. y el cerro de Los Lirios con 2 360 m. s. n. m., dominan la topografía abrupta de la zona cercana a la presa, lográndose observar cañones de más de 400 m de profundidad a lo largo del río Moctezuma.

La disgregación de los núcleos del sinclinal de Maconí, y de los anticlinales de Bonanza y El Piñón, han venido a formar amplios valles como resultado de la erosión de las formaciones Soyatal, Méndez y Las Trancas; conformándose un relieve integrado por múltiples lomeríos, así como por una densa red de drenaje.

3. 2. FISIOGRAFÍA

A escala regional, el área circundante a la presa se localiza dentro de una porción de las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental y del Eje Neovolcánico Transmexicano (Figura 3), y cuyo límite se ubica en el punto donde convergen los ríos Tula y San Juan, al suroeste del poblado de Zimapán.

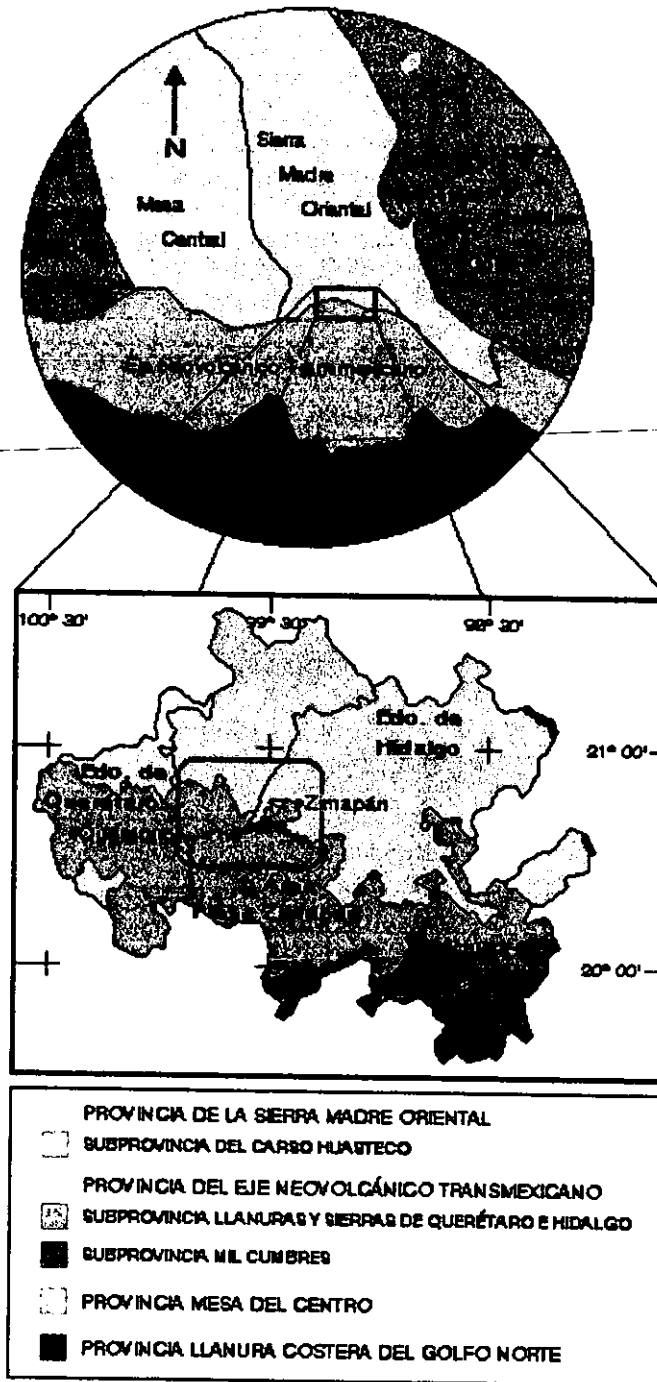


Figura 3. Provincias Fisiográficas de los Estados de Querétaro e Hidalgo (INEGI, 1986 y 1992) (Modificada de González y Jiménez, CFE, s/a).

De manera más específica, cabe mencionar que las obras civiles de la presa se localizan dentro de la subprovincia del Carso Huasteco, mientras que el embalse y una porción del túnel de conducción caen dentro de la subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo, subprovincias que corresponden a la Sierra Madre Oriental y al Eje Neovolcánico Transmexicano respectivamente (INEGI, 1986 y 1992).

La Sierra Madre Oriental (sector nororiental de la presa), se caracteriza por cadenas montañosas con orientación NW-SE, en las que la altitud promedio es de 1 800 m. s. n. m., formadas principalmente por las rocas calcáreas de la formación El Doctor. Estas sierras se encuentran separadas por extensos valles labrados en las rocas clásticas plegadas de las formaciones Soyatal y Las Trancas, dando una configuración de sinclinales y anticlinales recumbentes y con cabalgaduras.

La subprovincia del Carso Huasteco es una sierra plegada formada por calizas, en donde se alcanzan elevaciones de más de 2 000 m. s. n. m., observándose un importante desarrollo de cañones, resultado de la acción que ejercen los ríos en ella. En la región ubicada al norte de la presa, las calizas tienden a presentar rasgos cársticos de consideración, mientras que por su parte la porción este, muestra simas calcáreas de laderas abruptas con rumbo NW-SE y carsticidad superficial de menor importancia, las cuales están limitadas por valles de composición arcillosa y las que se ven interrumpidas en la parte noreste por el Eje Neovolcánico Transmexicano.

Los conos cineríticos, domos riolíticos y andesíticos, volcanes complejos y mesetas de derrames de composición basáltica, así como flujos piroclásticos y calderas, son los rasgos fisiográficos que caracterizan a la provincia del Eje Neovolcánico Transmexicano, la cual presenta una variedad de estructuras, entre las que destaca la caldera de Huichapan. Dicha estructura le imprime un aspecto característico a la zona, ya que los ríos San Juan, Hondo, Alfajayucan y Tula circulan de manera concéntrica a ella, ocasionando alineamientos semicirculares.

3. 3. ESTRATIGRAFÍA

JURÁSICO TARDÍO

Formación Las Trancas: Esta formación fue definida en 1962 por Segerstrom, al caracterizar un conjunto de calizas arcillosas piritizadas, lutitas calcáreas con bajo grado de metamorfismo, así como a algunas grauvacas y areniscas, en las cercanías del poblado hidalguense de Puerto Las Trancas, ubicado en el km 217 de la Carretera Federal No. 85 que corre de México a Nuevo Laredo, y aproximadamente a 18 km al norte de Zimapán, Hgo. Estas rocas son consideradas como las más antiguas de la región (Figura 4).

Cabe mencionar que a 70 km al poniente de Tolimán, Querétaro, el mismo Segerstrom (1962), incluyó también dentro de la formación Las Trancas a una serie de lutitas filíticas con presencia de concreciones de areniscas y rocas arcillosas, mica detrítica, intercalaciones de grauvacas y de manera local niveles conglomeráticos.

Esta diferencia en cuanto a litología, areniscas al poniente y rocas pelíticas calcáreas al oriente, han hecho que algunos autores al hablar de la misma, especifiquen el sector al que hacen referencia.

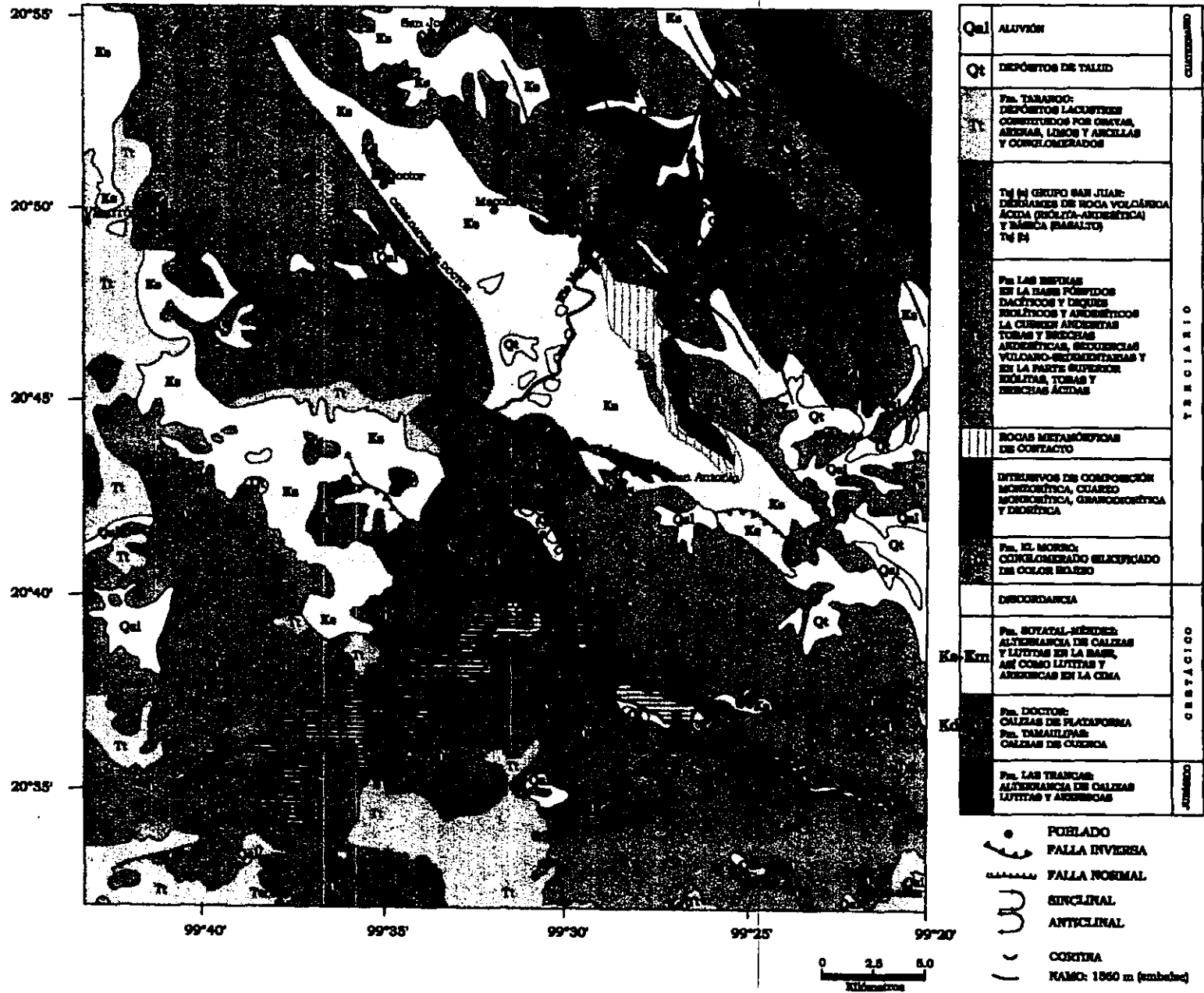


Figura 4. Geología Regional (Modificada de González y Jiménez, CFE, s/a) (D*).

López, E. (1980) subdivide a la formación Las Trancas en dos miembros; uno inferior de carácter clástico y otro superior calcáreo. Para algunos autores dichos miembros corresponden a las formaciones Las Trancas y Santuario respectivamente (Facultad de Ingeniería, UNAM, 1989).

El espesor total de la formación Las Trancas no ha podido ser determinado dado que su contacto inferior no aflora. Por su parte, el contacto superior con la formación Tamaulipas en el cerro de Los Lirios es del tipo concordante, y se ha logrado medir más de 1 000 m de espesor hasta el río Moctezuma (Figura.5), (González y Jiménez, CFE, s/a).

SISTEMA	SERIE	SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN	
TERCIARIO	PLEIST. Y REC.		DEPÓSITOS DE ALUVIÓN (Qal) Gravias, arenas y limos.	
	PLIOCENO		Fm TARANGO (Tt) Sedimentos volcanicos, tobas, aglomerados, depósitos fluviales y pómez.	
			BASALTO ((Tt)) Coladas de basalto y andesitas basálticas del Grupo San Juan.	
			Fm LAS ESPINAS (Te) Derrames riolíticos, dacíticos, andesíticos; tobas y secuencia vulcano-sedimentaria.	
	MIOCENO			
	OLIG.		Fm EL MORRO (Tm) Conglomerado continental polimíctico silicificado, bien consolidado.	
	EOC.		DISCORDANCIA	
	CRETÁCICO	PAL.		
		SUP.		Fm SOYATAL-MENDEZ (Ks) Lutitas y areniscas calcáreas (Fm Méndez). Lutitas y margas (Fm Soyatal).
		MED.		Fm DOCTOR (Kd) Banco arrecifal de calizas de plataforma y micríticas.
INF.			Fm TAMAULIPAS (Kt) Calizas con bandas, lentes y nódulos de pedernal.	
JURÁS.	SUP.		M. SUP. Alternancia de calizas ardllosas y lutitas calcáreas filitizadas.	
	INF.		Fm TRANCAS (Jt) M. INF. Areniscas, calizas y lutitas.	

Figura 5. Columna Estratigráfica de la zona que abarca la Presa Zimapán, Hgo. (Modificada de González y Jiménez, CFE, s/a).

La edad que se le ha asignado a esta formación es Jurásico Superior, basado en fósiles de amonitas como son: *Aspidoceras* sp (Burckhardt*), *Mazapilites* sp (Segerstrom and Humpthrey*) y *Panodontóceras* sp (Wilson*) entre otras, (*González y Jiménez, CFE, s/a).

La unidad se acumuló en un ambiente reductor de aguas poco profundas de circulación restringida, con gran aporte de sedimentos terrígenos; algunos de carácter volcánico (Facultad de Ingeniería, UNAM, 1989).

CRETÁCICO INFERIOR

Formación El Doctor: Esta formación fue descrita por Wilson en 1955, ubicando su sección tipo en la rancharía El Doctor (de donde toma nombre), localizada en el camino que conduce de Cadereyta a San Joaquín, Qro., y la cual esta compuesta por micritas y calizas de textura gruesa (packstone) con bióclastos primordialmente (Figura 4).

Se distribuye a lo largo del río Moctezuma, aguas debajo de su confluencia con el Tula, al poniente de Pontiú en las cercanías de Mesa de León y al suroeste de Zimapán, en el cerro Daxhi (Mendoza, 1990).

El espesor estimado varía de 1 500 a 2 000 m dependiendo del autor y a la existencia de diversas cabalgaduras. Estratigráficamente subyace a la formación Soyatal y descansa concordantemente sobre la formación Las Trancas (Figura 5).

Mulleried* basado en la presencia de fósiles como la *Globigerina planispira* (I. Eternod) y los *Radiolitoides mexicanis* le asigna una edad de Albiano Medio (*González y Jiménez, CFE, s/a).

Algunas formaciones con las que suele correlacionársele, son aquellas que se extienden al oriente y al poniente del área, y que corresponden a las formaciones Cuesta del Cura y Peña Azul respectivamente. Otras formaciones con que se correlaciona son El Abra (de la Plataforma de Valles-San Luis), Orizaba (de la Cuenca de Veracruz), Morelos, y con la Caliza Sierra Madre (del Estado de Chiapas).

La litología descrita y las características paleontológicas, le ubican dentro de un ambiente de plataforma lagunar, en donde los bancos de rudistas y gasterópodos tuvieron un desarrollo favorable.

Formación Tamaulipas: Suele emplearse el nombre de formación "Tamaulipas" (Carrasco, 1970) para la facies de cuenca del banco El Doctor, compuesta por calizas pelágicas de color gris oscuro en estratos que van de espesores de delgados a medios, y los cuales presentan bandas, lentes y nódulos de pedernal negro (Figura 5).

En la plataforma de Valles-San Luis, esta formación cambia a un banco arrecifal (facies de plataforma), correspondiente a la formación El Abra.

CRETÁCICO SUPERIOR

Formación Soyatal-Méndez: La formación Soyatal corresponde a una secuencia marina de tipo flysch y fue definida por Wilson (1955) como una alternancia de calizas arcillosas,

lutitas de color gris y margas, en estratos de 10 a 20 cm de espesor, algunos de los cuales presentan una serie de pliegues sinsedimentarios y estructuras "nodulares", producto de la ruptura y flujo de la roca no consolidada.

Autores como Carrillo y Sutter (1982) incluyen dentro de la formación Soyatal a toda la secuencia que sobreyace a las unidades calcáreas del Albiano-Cenomaniano, así como a las rocas arcillo-arenosas que algunos otros denominan formación Mexcala (Facultad de Ingeniería, UNAM, 1989).

De acuerdo a Wilson esta formación alcanza un espesor que va de los 150 a los 250 m, pero en realidad este es difícil de estimar dado el intenso plegamiento que presenta en casi todos los lugares donde aflora.

Esta se distribuye en el sector septentrional entre el poblado de Puerto El Colero y Zimapán, en las proximidades de La Vega y Rancho Nuevo (bajo el embalse), Xajhá, Bothiñá y San Antonio, así como en algunos puntos a lo largo de los ríos Tula y Las Tuzas (Figura 4).

El estudio de nanoplancton por M. Kiyokawa (1981), la ubica dentro del Turoniano-Campaniano, con lo que se logra correlacionar de manera parcial con la formaciones Cuautla (en la región de Apaxco de Ocampo, Mex., y en el Estado de Morelos), Agua Nueva (en el este y noreste del país), e Indidura (en la parte centro de la República) (Facultad de Ingeniería, UNAM, 1989).

Un aspecto que dificulta la separación de esta formación en miembros, es la presencia de variaciones laterales dentro de la litología, lo que hace que la secuencia sea en algunos sectores más calcárea, y en otros más pelítica.

En el sinclinal de Maconí la formación Soyatal se encuentra cubierta por la formación Méndez, la cual esta compuesta de una alternancia rítmica de lutitas y areniscas calcáreas, y que dada la similitud entre ambas no es posible separarlas, por lo que en algunos trabajos se trata como una sola formación, denominándola como Soyatal-Méndez (González y Jiménez, CFE, s/a).

De acuerdo a Segerstrom (1962) la formación Méndez alcanza una edad Coniaciano-Maestrichtiano y un espesor cercano a los 1 000 m. Presenta una discordancia angular en su contacto superior con la formación El Morro (Figura 5).

Basado en las características litológicas, puede afirmarse la existencia de un cambio en las condiciones de depósito, en donde se inhibió la precipitación de carbonatos, a la vez que se incrementó la depositación de terrígenos, condiciones que pudieron darse en un ambiente cercano a la costa.

TERCIARIO INFERIOR

Formación El Morro: Consiste de un conglomerado rojo, bien cementado, con fragmentos no solo de rocas sedimentarias como son calizas, areniscas y pedernal, sino también de rocas volcánicas de composición intermedia (Simons y Mapes, 1956). Este conglomerado presenta derrames intercalados de basalto y andesita, así como horizontes de toba.

Aflora al NW de Zimapán, en el sinclinal del mismo nombre, así como en el río Tolimán y en las rancherías La Majada y El Mezquite. En esta última se tiene un espesor que va de 30 a 200 m, aunque cabe mencionar que en la localidad tipo (cerro El Morro, ubicado a 6 km al noreste de Zimapán, Hgo.) se alcanzan los 400 m.

Dada su correlación con el Conglomerado Rojo de Guanajuato y a su relación estratigráfica con las rocas volcánicas, a las que subyace discordantemente (formación Las Espinas), se le asigna una edad que va del Eoceno al Oligoceno. Esta unidad (formación El Morro) descansa en discordancia angular sobre las formaciones El Doctor y Soyatal (Figura 5).

Se cree que esta formación se depositó en un ambiente continental y muy posiblemente en un sistema de cuencas y pilares.

Cuerpos Ígneos Intrusivos: La composición de estos cuerpos varía de monzonítica a cuarzomonzonítica y se extienden a lo largo del arroyo Tolimán con una orientación NW-SE y N-S, durante un tramo de 8 km, hasta llegar a la zona minera de El Carrizal.

Son dos los cuerpos intrusivos de importancia desde el punto de vista geomorfológico, los cuales se localizan uno en Zimapán y otro en el Distrito Minero de La Negra. A este último, así como al intrusivo de Tolimán, Gaytán (1975) les asigna una edad del Oligoceno Tardío. La formación de El Morro fue la última en ser intrusionada por estos cuerpos, considerados como postectónicos, ya que cortan estructuras laramídicas (Figura 5).

Damon (1979), los considera parte de un arco magmático, que emigró durante el Cretácico y Paleógeno hacia el oriente, perpendicular a la zona de convergencia de tipo Andino en la margen oriental de la Placa Farallón.

TERCIARIO MEDIO

Formación Las Espinas: Corresponde a rocas volcánicas (Simons y Mapes, 1956), cuya composición va de latita-andesita-basalto, y se extienden desde el poblado de Xajhá hasta el embalse de la presa, en la ranchería del Arenal, Hgo. (Figura 4).

Dichos depósitos sobreyacen concordantemente a la formación El Morro y discordantemente a las formaciones más antiguas. Su edad es Oligoceno-Mioceno.

TERCIARIO SUPERIOR

Grupo San Juan: Formado por coladas de lava de composición basáltica y andesítica, las cuales descansan discordantemente sobre las formaciones Las Trancas, El Doctor, Soyatal y Las Espinas, extendiéndose al sur y oeste de la presa, a lo largo del río San Juan, y que de acuerdo a Segerstrom (1962) pertenecen al Plioceno Medio a Tardío (Figura 4).

Algunos de los volcanes que dieron origen a estos derrames lávicos son El Charco, El Chinfí, El Águila y otros más localizados al sur y suroeste del área.

Formación Tarango: Inicialmente fue descrita por Bryan (1948), el cual asigna este nombre a aquellos sedimentos volcánicos compuestos por tobas, aglomerados, depósitos

fluviales y capas delgadas de pómez que se ubican al sudoeste de la Colonia Mixcoac de la Cd. de México, en la barranca del mismo nombre.

Sobreyace a las formaciones más antiguas, y se encuentra cubierta por los depósitos recientes, guardando una relación estratigráfica con ambas secuencias del tipo discordante. Segerstrom (1962) le asigna una edad Plioceno Tardío (Figura 5).

Se correlaciona con unidades continentales tales como el Conglomerado Reynosa y otras similares.

Esta formación se acumuló en un ambiente continental dentro de un marco distensivo con esfuerzos norte-sur, lo que vino a destruir el sistema de drenaje existente, dando como resultado una sedimentación fluvio-lacustre (Mendoza, 1990).

CUATERNARIO

Depósitos Recientes: Comprende a los abanicos aluviales, aluviones y terrazas fluviales depositados en las márgenes de los ríos y arroyos, formados por partículas del tamaño de las gravas, arenas y limos. Se incluyen a los suelos residuales, así como a los depósitos de talud. Algunas de estas unidades se encuentran parcialmente cubiertas por caliche.

Su espesor puede variar de unos cuantos centímetros hasta decenas de metros y se encuentran cubriendo discordantemente a las unidades antes descritas.

Por su posición estratigráfica y debido a que se trata de un proceso de acumulación reciente y/o actual, se les asigna una edad correspondiente al Cuaternario.

3. 4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los movimientos tectónicos que se suscitaron durante el período del Jurásico Tardío hasta el Plioceno, tuvieron diferente grado de afectación sobre las rocas depositadas en la región, ya que por un lado tenemos la presencia de lutitas correspondientes a las formaciones de Las Trancas y Soyatal, las cuales pueden ser consideradas como mecánicamente incompetentes, a juzgar por la forma apretada de sus plegamientos; mientras que por otro lado, encontramos rocas carbonatadas de alta competencia estructural, que constituyen a las formaciones Tamaulipas-El Doctor, en donde podemos observar pliegues abiertos.

Si bien la litología y espesor de la formación es el principal factor condicionante del estilo de deformación, cabe señalar que las estructuras formadas durante la orogenia Larámide presentan un rumbo preferencial N-NW, con lo que se puede afirmar que la componente horizontal máxima del esfuerzo actuó en dirección WSW- ENE (Carrillo y Sutter, 1991). Dado que el eje de las estructuras y el rumbo de las cabalgaduras existentes en la zona, coinciden en su dirección, es imposible definir fases de deformación.

Algunas de las estructuras mayores que se logran identificar en el área son la cabalgadura El Doctor (ó falla El Doctor-Daxhi), el sinclinorio de Maconí, el anticlinorio del Piñón, el sinclinal del Aguacate, el anticlinal de Bonanza, las fallas Tula y Cajón (González y Jiménez, CFE, s/a), el sinclinal El Fraile, la falla Malacate, la falla La Florida, así como la falla del Río Moctezuma y la falla Moctezuma (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989) (Figura 6).

3. 4. 1. Falla El Doctor

Se trata de una falla inversa o de cobijadura, la cual presenta un rumbo regional NW-SE, e involucra a las calizas de la formación del mismo nombre, y a las rocas arcillosas de la formación Soyatal, sobre las que descansa la primera (más antigua).

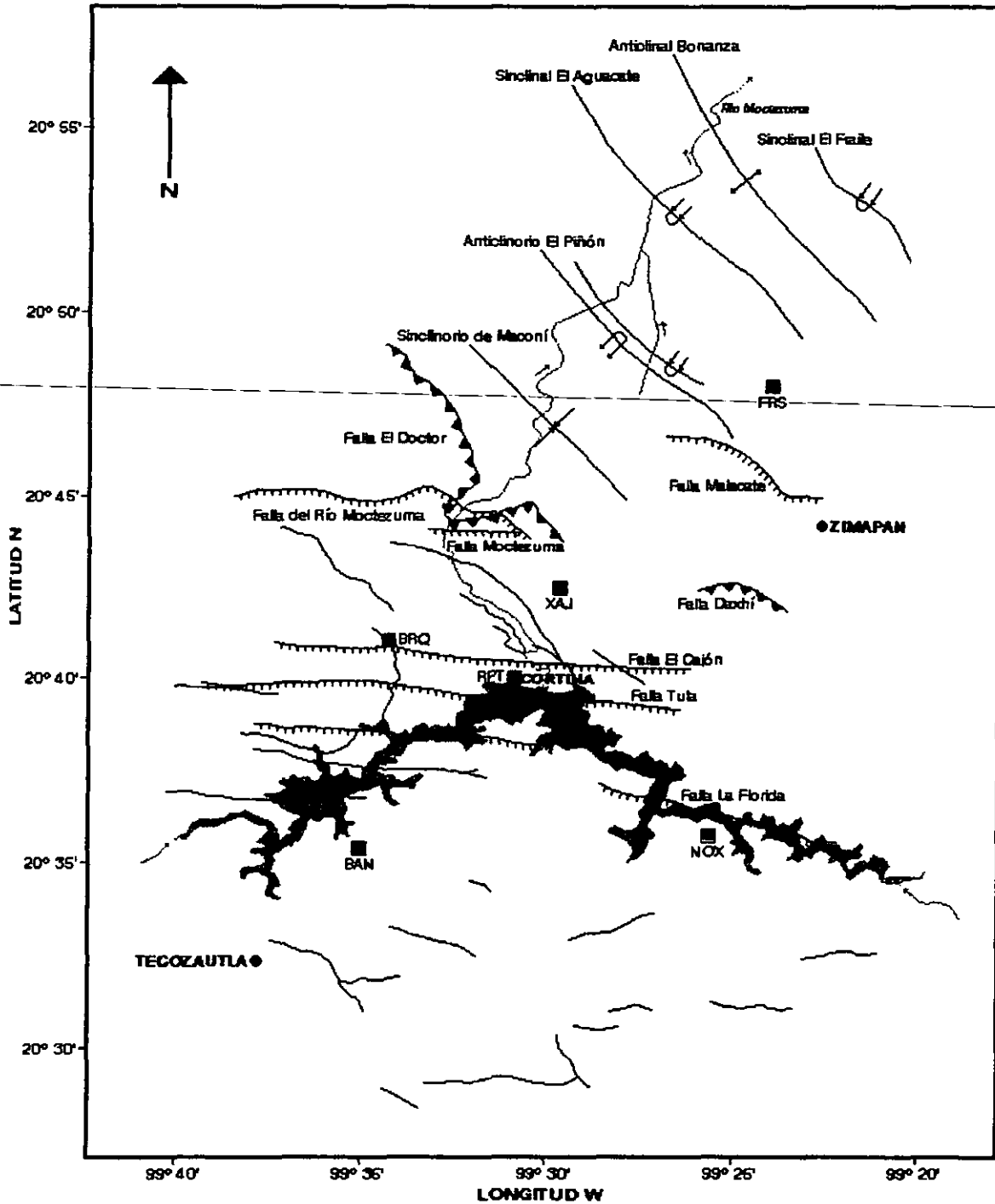


Figura 6. Principales estructuras tectónicas (Modificada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996).

Esta falla se localiza al centro y NW del área limitada al N-NE por el sinclinal de Maconí y al W-SW por el banco calcáreo El Doctor, y cuya traza (N 35° SE/24° W) es conocida desde Daxhí hasta la cañada de El Angel.

En el área de Bothiñá desaparece bajo los depósitos volcánicos de la formación Las Espinas, y es hasta el cerro Daxhí al NE del área, que vuelve a hacer su aparición a lo largo de 3.5 km con un rumbo NW 60° SE, para perderse de nuevo, y de manera definitiva, bajo el material volcánico.

Es tal vez en el contacto entre estas dos formaciones rocosas, que se hace presente su rasgo morfológico más sobresaliente, el cual corresponde a un cantil, en el frente de la cabalgadura (carreteras Cadereyta-Zimapán y Vizarrón-San Joaquín), y en donde la inclinación de su plano de falla es de 24° hacia el SW, presentando posteriormente cambios graduales de inclinación, que van desde una posición casi horizontal hasta 17° al NE.

La cabalgadura se observa parcialmente rotada en el área del cerro de El Ángel, lo que pudo haber sido originado por fricción a lo largo de la misma, o bien, por un cambio en el ángulo de su inclinación (Suppe y Namson, 1979). Este proceso también se presenta en el cerro de Daxhí, el cual es desplazado por unos 3 km.

En el sector nororiental de la cabalgadura principal, así como en el poblado de El Doctor, existen bloques y lentes formados por calizas de facies de plataforma, que podrían representar testigos tectónicos (escamas o lentes de cizallamiento) o bloques exóticos (klippes sedimentares) (Carrillo y Sutter, 1991).

3. 4. 2. Sinclinorio de Maconí

Esta estructura se encuentra limitada al NE y al SW, por el anticlinorio del Piñón y por la cabalgadura El Doctor respectivamente, presentando un rumbo regional NW 40° SE recostado hacia el NE. Esta constituido por rocas arcillo-arenosas de la formación Soyatal-Méndez, las que fueron afectadas por esfuerzos compresivos, adquiriendo una serie de rasgos característicos como plegamientos (recostados, recumbentes, asimétricos, etc.) y micropliegues (González y Jiménez, CFE, s/a).

Derrames volcánicos cuya composición varía de ácida a intermedia, y depósitos recientes de conglomerado y aluvión, cubren el sinclinal hacia el SE (poblado de Zimapán). Por su parte la cabalgadura El Doctor oculta al sinclinorio en su parte NW.

3. 4. 3. Anticlinorio El Piñón

Se encuentra limitado hacia el SW por el sinclinorio de Maconí y hacia el NE por el sinclinal El Aguacate, y queda comprendido entre la mina La Negra y el rancho La Mora.

Presenta un rumbo NW 40°-50° SE, y una anchura de 7 km, extendiéndose por cerca de 50 km a partir del cerro del Mui en Zimapán, Hgo., hasta 25 km al N 34° W de San Joaquín, Qro.

El anticlinorio es cortado por el río Moctezuma y el arroyo Tolimán con rumbo NNE y N franco respectivamente.

El flanco nororiental se encuentra formado por una serie de pliegues de tipo recumbente, pertenecientes a la formación Tamaulipas; recostados hacia el NE. El núcleo de este sector, está integrado por la formación Las Trancas, en donde se observan pliegues asimétricos con flancos entre 60° y 70° de inclinación por un lado y de 20° a 30° por el otro.

En su conjunto, la geometría del anticlinorio de El Piñón es asimétrica, en donde la inclinación promedio del flanco nororiental y el techo es de 8° al NE, existiendo entre éste último y el sinclinal de Maconí un relieve estructural de más de 1 800 m.

3. 4. 4. Sinclinal de El Aguacate

Guarda una orientación N 45° W, y tiene su superficie axial al SW. Se encuentra limitado al SW por el anticlinorio de El Piñón y al NE por el anticlinal Bonanza, y está conformado por rocas calcáreas de la formación Tamaulipas en sus flancos y por la formación Soyatal en su núcleo, presentando una anchura aproximada de 4 km.

Derrames volcánicos lo cubren en la parte SE, cercano a la carretera Federal No. 85; se extiende hacia el NW, sobrepasando los límites del río Extorax en el Estado de Querétaro, por la Sierra Pinal de Amoles (Segerstrom, 1962) por cerca de 60 km.

A partir del contacto de las formaciones Tamaulipas-Soyatal perteneciente al sinclinal, se logra medir un relieve estructural de más de 1 400 m con respecto al anticlinorio de El Piñón, mientras que con relación al anticlinal de Bonanza se alcanzan los 1 300 m.

3. 4. 5. Anticlinal de Bonanza

De acuerdo a Segerstrom (1962) esta estructura forma un pliegue-falla recostado al NE, cabalgando sobre el sinclinal de El Fraile.

Dentro las principales características del anticlinal se tiene que su eje presenta una dirección irregular hacia el NW 35° SE, un ancho de 5 km y una longitud aproximada de 50 km, desde la cuesta de Huasmazontla hasta el sur de la Sierra de Juárez.

Su núcleo se encuentra formado por calizas y lutitas de la formación Las Trancas, presentando una serie de pliegues apretados del tipo chevrón, los cuales tienden a recostarse al NE. Los flancos, por su parte, se encuentran constituidos por calizas en facies de cuenca de la formación El Doctor, así como por calizas y lutitas de la formación Soyatal. Cabe mencionar que el flanco NE expone a la formación Tamaulipas.

En el cañón del río Moctezuma logra observarse; aunque con cierta dificultad por la ausencia de la formación Soyatal en el sinclinal de El Fraile, el contacto tectónico entre el flanco recostado del anticlinal de Bonanza y el sinclinal de El Fraile.

Entre el techo de este anticlinal y el sinclinal de El Aguacate se logra medir más de 1 300 m de relieve estructural.

3. 4. 6. Fallas Tula y Cajón

Ambas fallas son del tipo normal; ubicándose la primera en la confluencia de los ríos Tula y San Juan, presentando un salto de acuerdo a Wilson (1955) de 700 m, poniendo en contacto (por cerca de 5.5 km y con un rumbo aproximado E-W), a la formación El Doctor con la secuencia volcánica de la formación Las Espinas; presenta una inclinación entre 50° y 42° hacia el sur. Estudios de topografía y barrenación han permitido medir un salto en la falla Tula de 630 m (González y Jiménez, CFE, s/a).

De forma paralela y a 150 m de la entrada del cañón del Infiernillo, se localiza la falla Cajón, la cual es un "ramal" de la falla Tula, por lo que presenta una orientación semejante y una inclinación que varía de 52° a 60° hacia el sur; su salto se calcula que es de 28 m aproximadamente (González y Jiménez, CFE, s/a).

3. 4. 7. Sinclinal El Fraile

Esta estructura se localiza al nororiente del anticlinal de Bonanza, pasando por el norponiente sobre el límite entre la cuenca de Zimapán y la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, mientras que más al sur está enteramente en la cuenca de Zimapán. El eje del sinclinal buza 6.5° al NW entre el río Moctezuma y Milpas Viejas (Carrillo y Sutter, 1991).

3. 4. 8. Falla Malacate

La traza de esta falla normal presenta una orientación E-W, así como un salto del orden de 300 m, con el bloque de piso hacia el sur. Afecta exclusivamente a la formación Méndez y se encuentra bien reconocida en el camino El Carrizal-Arroyo Tolimán (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

3. 4. 9. Falla La Florida

Se trata de una falla de tipo normal, localizada al oeste del poblado de Aljibes y orientada en dirección E-W con el bloque de piso hacia el sur; su salto es indeterminado, pero se considera similar al de la falla Tula. Afecta incluso a los basaltos del Plio-Cuatremario y se cree pudiera estar asociada a focos sísmicos (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

3. 4. 10. Falla del Río Moctezuma

Localizada cerca de la salida del río Moctezuma hacia el valle de Maconí, es de tipo normal y en el área se extiende por 3 km de longitud; su traza está orientada E-W con un salto de más de 300 m, afectando hacia el sur una parte de la cabalgadura El Doctor (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

3. 4. 11. Falla Moctezuma

Esta falla normal se localiza a 1.5 km al sur de la falla del río Moctezuma, con la cual se cruza hacia el oriente; presenta su bloque de piso hacia el sur y afecta exclusivamente a la formación El Doctor (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

3. 4. 12. Mecanismo de deformación

En la región se logra observar el desarrollo de varios eventos tectónicos, tanto de tipo compresivo como de tipo distensivo, ocurridos desde el Jurásico Tardío hasta el Plioceno.

Los eventos Pre-Laramídicos fueron del tipo distensional, lo que dio origen a un fallamiento normal, ocurrido simultáneamente al depósito de la formación Las Trancas (Jurásico Tardío- Cretácico Temprano), y cuya prueba de ello son la presencia de fallas normales intraformacionales, así como de estructuras boundinage (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

Durante la orogenia Larámide (Paleoceno-Eoceno Temprano), la presencia de esfuerzos compresivos con orientación SW-NE, ocasionaron el plegamiento de los depósitos sedimentarios Jurásicos y Cretácicos. Producto de estos esfuerzos se originaron grandes cabalgaduras (fallas inversas) de las rocas de mayor competencia estructural sobre las de menor resistencia, tal es el caso de la falla El Doctor entre otras.

Las cabalgaduras presentes en el área tienden a ser paralelas, así como a guardar la misma orientación de sus ejes axiales; a excepción de la localizada en el cerro Daxhí (a 4.5 km al sur del poblado de Zimapán) y en donde se observa un incremento del ángulo de la cabalgadura El Doctor, además de un pequeño cambio en su dirección.

Por otro lado, las rocas arcillosas de la formación Soyatal sufrieron durante este mismo período, una intensa deformación y fallamiento inverso en sus ejes de plegamiento, conformando lo que se conoce como sinclinorio de Maconí.

Una vez que hubo terminado la fase compresiva, se inició una etapa distensiva, provocando un fallamiento normal y la consiguiente formación de las fosas Xajhá y Yethay, las cuales fueron rellenadas durante los periodos Oligoceno Superior-Mioceno Inferior por material volcánico de la formación Las Espinas (González y Jiménez, CFE, s/a).

Esta formación sufrió durante el Plioceno una nueva etapa de extensión, lo que provocó un basculamiento de 10°-20° al NNE, y un fallamiento ocasionado por la formación del Eje Neovolcánico Transmexicano, al cual pertenece la caldera de Huichapan y cuyo colapso principal con un rango de 8.5 km de diámetro, destruyó parte de la Sierra Madre Oriental, dejando alrededor una serie de testigos calcáreos, evidenciados por una serie de estructuras volcánicas como son los cerros Nopala, La Estancia, Moctezuma y Grande, además de que en el interior de la caldera se logran identificar varios domos.

3. 5. HIDROGRAFÍA

Las obras del proyecto se encuentran ubicadas dentro de la cuenca del río Moctezuma correspondiente a la Región Hidrológica No. 26 "Río Pánuco" (INEGI 1986 y 1992), la cual se divide en "Alto Pánuco" y "Bajo Pánuco", integrados a su vez por las cuencas de los ríos Tula, San Juan y parte del río Moctezuma, y por los ríos Extorax, Bajo Amajac, Tempoal, Moctezuma, Tampaón y Pánuco respectivamente (Figura 7).

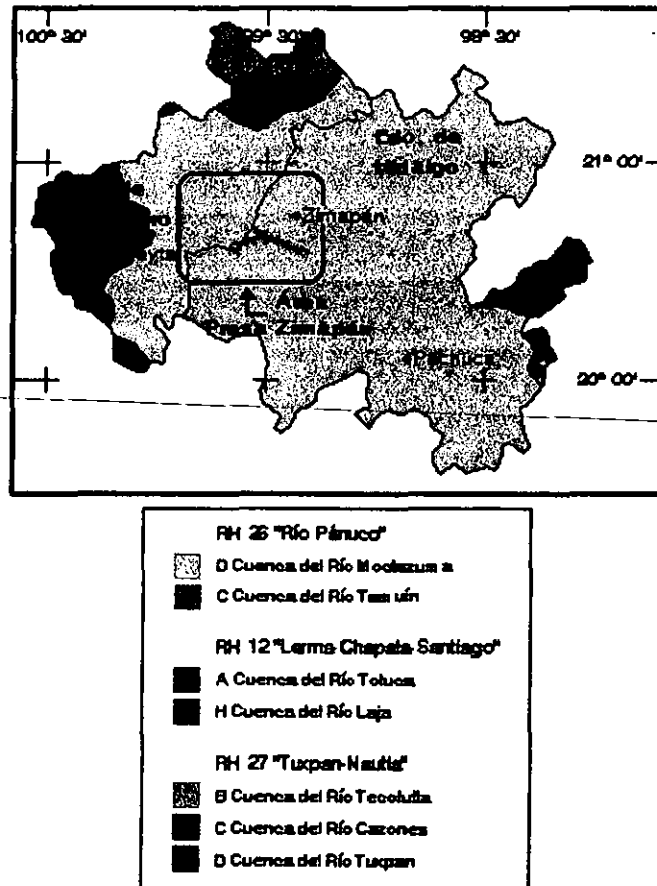


Figura 7. Región Hidrológica "Río Pánuco" (INEGI 1986 y 1992) (Tomada de González y Jiménez, CFE, s/a).

Respecto al patrón de drenaje, se tienen identificados cuatro sistemas principales en el área comprendida entre las poblaciones de Tecozautla y Caltimacán, Hgo., y las obras de la presa. Dichos tipos de sistemas son:

"Enrejado": Comprende al embalse en su totalidad, así como a los primeros 7 km del túnel de conducción, y se manifiesta con mayor densidad en la parte sur y suroeste.

La configuración que adquiere la corriente principal es de surcos sinuosos con quiebres en ángulo recto, forma semejante a la que adquieren todos los tributarios.

Dentro de las corrientes principales que captan las aguas de los tributarios durante el periodo en que se presenta el caudal mínimo de los mismos, se encuentran los ríos San

Juan, al suroeste y Tula, al sureste, los cuales se desplazan de SW a NE y de SE a NW respectivamente.

En la zona sur de la obra se presentan dos sistemas de alineamientos, inducidos por planos de debilidad en las rocas, orientados E-W (con tendencia NW-SE) y N-NE, los que gobiernan los cursos de los ríos Tula y San Juan.

Otro de los factores que influyen en la dirección de las corrientes son los cambios litológicos, de donde se infiere una permeabilidad media para aquellas rocas que presenten este tipo de drenaje, así como una naturaleza volcánica extrusiva.

Debido a la intrusión ulterior del volcán de San Antonio en la parte norte de la obra, se logra observar un drenaje con características mezcladas del tipo enrejado y radial (González y Jiménez, CFE, s/a).

Las corrientes que presentan este tipo de drenaje van desde el 1° al 6° orden; el río San Juan y el Tula por ejemplo, son de 5° y 6° orden respectivamente, y conforman a la entrada del cañón del Infiernillo al río Moctezuma que es de orden 6°.

"Dendrítico": En el área de Zimapán, este tipo de drenaje es escaso en densidad y se presenta en rocas volcánicas, consideradas como medianamente permeables.

Respecto al orden que adquieren las corrientes, cabe mencionar que el río Moctezuma, considerado el afluente principal, alcanza una categoría de orden 6°.

"Enrejado y Dendrítico": Estos sistemas se presentan sobre la traza del túnel de conducción, entre los kilómetros 7 y 18, y debido a la alta densidad de los arroyos se considera como roca impermeable.

Los tributarios mayores son del tipo enrejado y desembocan al río Moctezuma (corriente principal), mientras que los más pequeños son de forma dendrítica.

"Enrejado angular": Se presenta al norte de Zimapán y abarca los últimos 2 km del túnel de conducción y la casa de máquinas, y en donde se tienen corrientes de 1° a 4° orden.

"Radial": Se desarrolló en estructuras volcánicas, y se presenta localmente al NW de la Sabina y al sur y este del ex-poblado El Epazote en el estado de Hgo. En este último las corrientes van del 1° al 4° orden y se unen a una corriente principal de 6° orden correspondiente al río Tula.

4. GEOLOGÍA DEL EMBALSE

4.1. LOCALIZACIÓN

El vaso de la presa se extiende sobre la cuenca del río Tula, en el estado de Hidalgo y la del río San Juan, en el estado de Querétaro; abarcando un área de 22.9 km² al NAME (Nivel de Aguas Máximo Extraordinario) y de 21.8 km² al NAMO (Nivel de Aguas Máximo Ordinario) (Figura 8).

4.2. GEOMORFOLOGÍA

Puede mencionarse de manera general que las rocas que afloran desde la casa de máquinas hasta la boquilla son de origen sedimentario, mientras que al sur de ésta última predominan las volcánicas; adquiriendo en cada caso una morfología con características particulares.

En el área de la boquilla, en donde encontramos el cañón del Infiernillo, labrado superficialmente sólo por el río Moctezuma, se presenta un frente calcáreo de topografía abrupta con una orientación preferencial E-W, lo cual es una expresión directa no solo del rumbo de la falla Tula, sino del sistema de fallas de tipo normal asociado.

A tan solo 4 km al oeste y 5 km al sur del cañón del Infiernillo, encontramos amplias mesetas de composición basáltica, las cuales han sido cortadas por el valle del río San Juan, y en donde la acción erosiva las ha separado con escarpes verticales que siguen las juntas de las rocas.

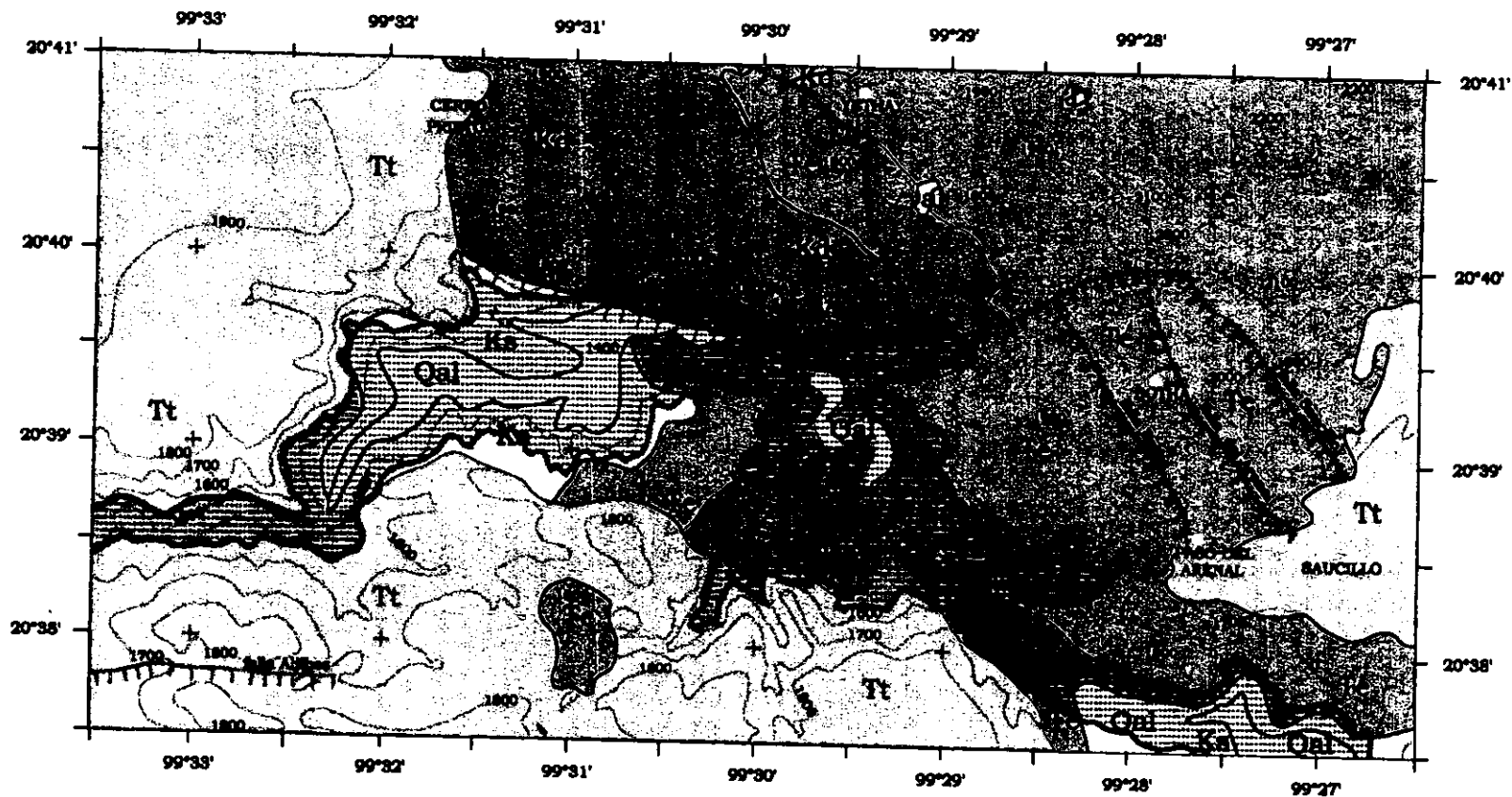
En la zona se observan sierras constituidas por calizas (con una elevación promedio de 2 300 m. s. n. m.), caracterizadas por una topografía abrupta, y en donde la configuración predominante es la de profundos cañones con paredes casi verticales de más de 400 m de profundidad.

El río Moctezuma inicia un recorrido sinuoso en el cañón del Infiernillo, y después de una distancia de 10 km, al atravesar perpendicularmente a la falla El Doctor, donde finaliza el cañón, continúa por un valle abierto de dirección NE; y no es sino hasta que llega al macizo calcáreo del anticlinal del Piñón y sinclinal del Aguacate que el río se vuelve a encañonar, encontrando valles abiertos cuando corta a las rocas arcillosas en el núcleo del primero y al anticlinal de Bonanza.








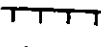


En las porciones centro, sureste y este de la presa, las rocas ácidas riódacíticas y andesíticas, así como los depósitos volcano-sedimentarios de la formación Las Espinas, no solo cubrieron el valle de Zimapán, sino que también rellenaron las fosas tectónicas de Xajhá y Yethay, en donde posteriormente la acción erosiva de los escurrimientos fluviales configuró el relieve actual formado por sierras con lomeríos redondeados, limitados por cañadas.

4.3. ESTRATIGRAFÍA

En el área del embalse la secuencia estratigráfica está integrada por las formaciones El Doctor y Soyatal de edad Cretácica, las formaciones Las Espinas y San Juan del Terciario y depósitos recientes del Cuaternario.



LEYENDA

- | | | | |
|---|-----------------------------|--|----------------------|
|  | DEPÓSITOS DE ALUVIÓN |  | NAMO: 1560m |
|  | Fm TARANGO (Grupo SAN JUAN) |  | contacto |
|  | Fm LAS ESPINAS |  | poblado |
|  | Fm SOYATAL-MÉNDEZ |  | curva de nivel (m) |
|  | Fm EL DOCTOR |  | falla normal |
| | | | embalse |

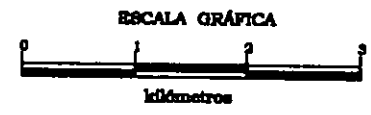


Figura 8. Planta geológica del embalse (Modificada de Mendoza, 1990) (D^o).

CRETÁCICO

Formación El Doctor (Kd): Son las rocas más antiguas (Albiano-Cenomaniano) afectadas por el embalse, aflorando en el valle del río Tula como ventanas geológicas, y de forma significativa en el área de boquilla (Figura 8), y se encuentran compuestas por una secuencia de calizas micríticas y dolomíticas de color gris claro, con dolomías de color gris oscuro y textura sacaroide, presentándose en estratos de espesor mayor a 1.5 m. La dolomitización es postgenética y está restringida principalmente a las partes inferiores del macizo en la zona aledaña al cañón del Infiernillo.

Formación Soyatal (Ks): Estas rocas se encuentran sobreyaciendo a la formación El Doctor y son de edad Turoniana, y afloran en el valle del río San Juan, a una distancia menor a 10 km al SW de la boquilla (Figura 8).

Esta formación es una secuencia de lutitas calcáreas y calizas arcillosas de color gris oscuro, con estratificación de laminar a delgada, lo que le confiere un carácter impermeable a la base del embalse.

TERCIARIO MEDIO

Formación Las Espinas (Te): Son afloramientos del Oligoceno-Mioceno compuestos por tobas y brechas andesíticas, secuencias volcano-sedimentarias de tobas y conglomerados, derrames lávicos y brechas de composición andesítica y riolítica, los cuales se depositaron rellenando la fosa Yethay, extendiéndose hacia el sur dentro del embalse, ocupando la zona localizada al frente del cañón del Infiernillo y el valle del río Tula (Figura 8).

Dichos depósitos cubren discordantemente a las formaciones Soyatal y El Doctor, aunque en la boquilla la falla Tula las pone en contacto tectónico con esta última.

Grupo San Juan (Fm. Tarango: Tt): La formación Tarango esta compuesta por dos miembros, uno de carácter epiclásico, y otro formado por coladas de lava de composición basáltica y andesítica del Terciario Superior que descansan discordantemente sobre las formaciones El Doctor, Soyatal y Las Espinas. Este último miembro es lo que se conoce como grupo San Juan y aflora a lo largo del valle del río San Juan y al sur de la boquilla.

CUATERNARIO

Depósitos Recientes (Qal): Se trata de suelos desarrollados en zonas de poca pendiente, así como de brechas acumuladas al pie de taludes y aluviones depositados en los arroyos por corrientes superficiales.

4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Dentro de los principales rasgos estructurales ubicados en el entorno de la presa se encuentran:

Falla El Doctor: Presenta una orientación regional N 45° W/21° SW, pero cabe mencionar que en la boquilla ésta cambia a N 70° E/17° NW. En la zona frontal de la misma, se

observan las fallas Tula y Cajón que desplazan a esta estructura con un salto de más de 600 m (González y Jiménez, CFE, s/a) (Figura 9).

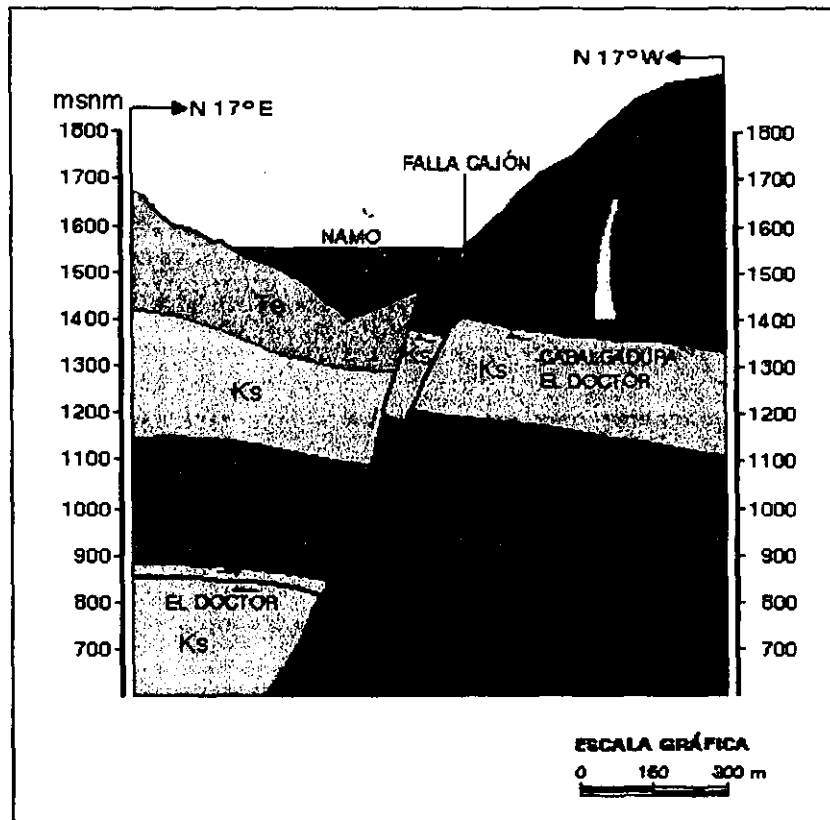


Figura 9. Sección que muestra a la cabalgadura El Doctor desplazada por las fallas Tula y Cajón (Tomada de González y Jiménez, CFE, s/a).

Fallas Tula y Cajón: La falla Tula de rumbo $N 75^\circ W/78^\circ SW$ y con un desplazamiento estimado de 630 m, tiene como subsidiaria a la falla Cajón, la cual se localiza a 120 m aguas abajo de ésta, presentando un rumbo $N 78^\circ W/75^\circ SW$ y un salto aproximado de 28 m (González y Jiménez, CFE, s/a) (Figura 9).

Ambas fallas, con sus respectivas fallas paralelas asociadas, delimitan la entrada del cañón del Infiernillo, al tiempo que controlan la tendencia E-W del cuerpo calcáreo de la formación El Doctor, localizado en la zona frontal del área de boquilla, ocasionando de esta forma que se pierda continuidad hacia la zona del embalse de algunas de las estructuras antes descritas.

Falla de Talud: Se ubica a 3.5 km al norte de la boquilla en la margen derecha del río Moctezuma, tiene una orientación NW-SE, su longitud es de 4.0 km y afecta exclusivamente a la formación El Doctor (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989). El bloque de techo se desplaza hacia el SW y se encuentra cubierto por material reciente.

Sistema de fallas Aljibes: Se trata de una serie de fallas normales de orientación E-W, y con una longitud que fluctúa entre los 5 y 16 km, las cuales se localizan entre 3 y 6 km al S $51^\circ W$ de la cortina, afectando a rocas del Grupo San Juan.

fallas localizadas al SE de la cortina (río Tula)

Falla Saucillo: Se localiza aproximadamente a 5.0 km al sureste de la boquilla con un rumbo preferencial NW 38° SE, es sensiblemente paralela a las fallas El Arenal y Bothá. Afecta principalmente al material volcánico de la formación Las Espinas; se le calcula una longitud de 2.3 km con el bloque de techo hacia el suroeste y se considera inactiva por estar cubierta por depósitos recientes sin desplazar (Arvizu y Alcántara, CFE, 1989).

Falla El Arenal: Se trata de una falla normal con una orientación NW-SE, localizada a 4.2 km al S 38° E de la boquilla, con su traza orientada al NW 27° SE con el bloque de techo hacia el suroeste y una longitud aproximada de 2.8 km (Mendoza, 1990), afectando principalmente al material volcánico.

Falla Bothá: Falla normal localizada a 3.2 km al sureste de la boquilla, con rumbo NW 28° SE, y una longitud estimada de 2.6 km con su bloque de techo hacia el SW (Mendoza, 1990).

5. LOS DESLIZAMIENTOS EN LA ZONA DEL EMBALSE

A partir del año de 1984 se realizaron diferentes análisis de la zona ubicada aguas arriba frente a la boquilla, ya que desde ese momento se consideró como inestable, dadas las características de la roca que la constituye. Pero es hasta noviembre de 1993, fecha en que se inició el llenado del vaso de almacenamiento, que se estableció una atención especial al comportamiento y estabilidad de varias zonas en el entorno del embalse que manifestaron movimiento, y que por sus características topográficas, estructurales y litológicas, se consideraron como de peligro.

Los principales movimientos se presentan en las laderas de la margen derecha del río San Juan, los cuales se han identificado como:

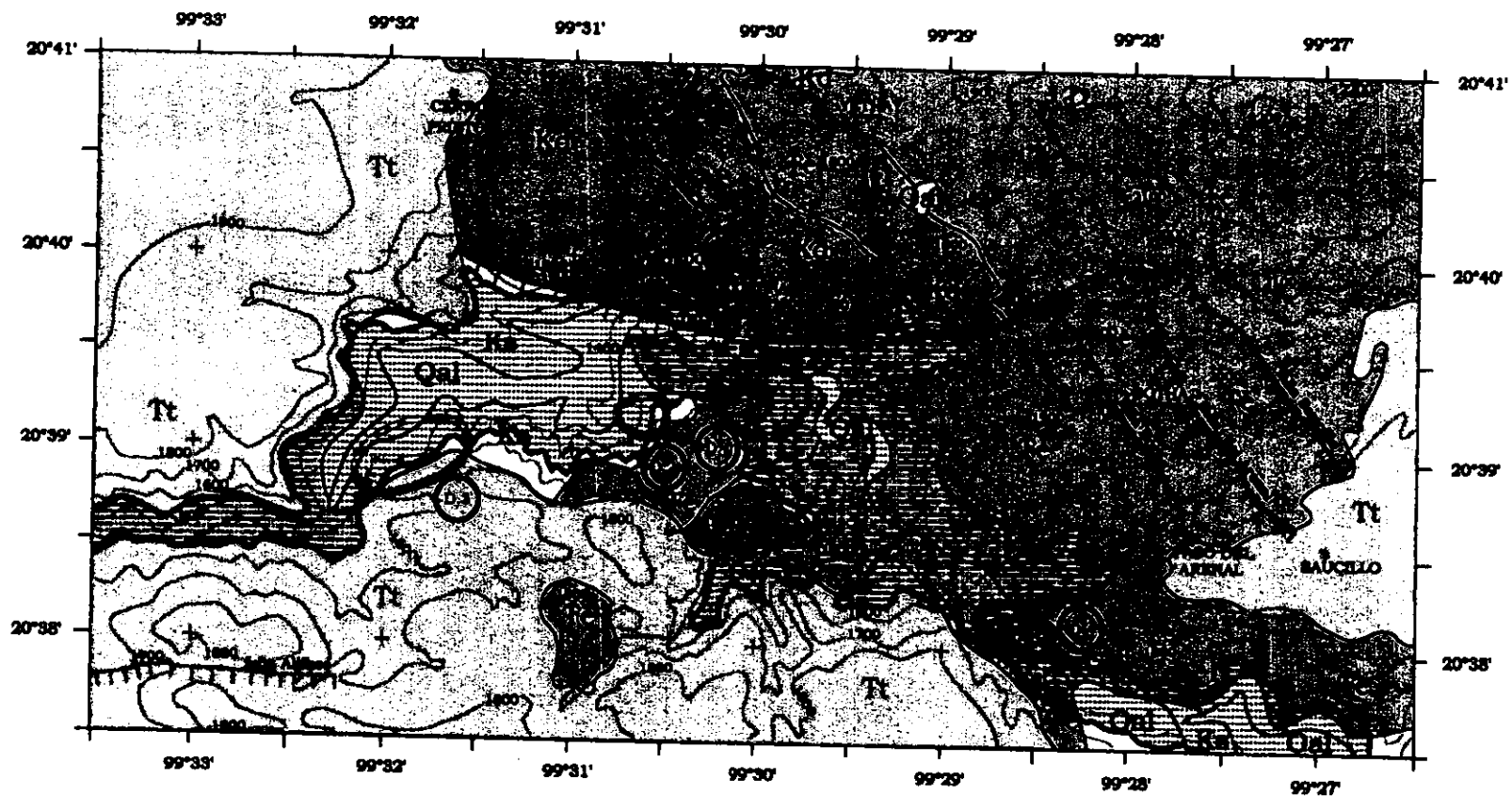
- No. 1 (zona frente a cortina)
- No. 2 (zona frente a vertedor)
- No. 3 (zona de Aljibes)
- No. 4 (valle del río Tula)

Dado el volumen de material desplazado en estas zonas, dichos deslizamientos representan un peligro potencial (por su cercanía) a la cortina y el vertedor; por ello se realizan mediciones de control periódicas (desplazamiento) que permiten evaluar su comportamiento (velocidad de deslizamiento).

En la Figura 10 se muestra la localización de la cortina y las cuatro zonas de deslizamiento. También se marca el nivel del embalse al NAMO (elevación 1560 m).

Existen otros deslizamientos de menor magnitud, que por su lejanía a la zona de cortina (mayor a los 5 km) y por el volumen involucrado, no se han considerado de importancia para la seguridad de la obra, por lo que no se incluyen en esta tesis.

A continuación se presentan las zonas que han sido objeto de un mayor estudio dadas sus condiciones de inestabilidad, indicándose en cada caso los aspectos topográficos y geológicos, así como el volumen involucrado en cada deslizamiento.



LEYENDA

Qal	DEPÓSITOS DE ALUVIÓN				NAMO: 1560m
Tt	Fm TARANGO (Grupo SAN JUAN)		zona frente a cortina		contacto
	Fm LAS ESPINAS		zona frente a vertedor		pobrado
Ks	Fm SOYATAL-MÉNDEZ		zona de Aljibes		curva de nivel (m)
	Fm EL DOCTOR		zona de valle del río Tula		falla normal
					embalse
					grieta de tensión (principal) del deslizamiento



Figura 10. Planta geológica del embalse (Modificada de Mendoza, 1990) (D^o).

5. 1. DESLIZAMIENTO No. 1 (Zona frente a cortina)

5. 1. 1. Localización

Se encuentra ubicado frente a la entrada del cañón del Infiernillo a una distancia promedio de 600 m de la cortina (Figura 11). Presenta una dimensión aproximada de 450 m en la dirección N-S, de 700 m en el sentido E-W, y esta comprendido entre las cotas 1 400 y 1 700.

5. 1. 2. Topografía y volumen del deslizamiento

El deslizamiento presenta una topografía abrupta dominada por cañadas pronunciadas. La pendiente de las laderas es del orden de los 25° en promedio, aunque también se presentan pendientes entre los 30° y 40°.

Con base en su extensión en planta y al espesor promedio de la capa superficial estimado en 40 m (CFE, 1984), se calculó que el volumen del material inestable es del orden de 5.5 millones de m³.

5. 1. 3. Geología

De acuerdo a información geológica y geofísica reportada en estudios previos (González y Jiménez, CFE, s/a), se tiene que esta zona inestable se encuentra formada por rocas de origen volcánico como tobas, brechas andesíticas y derrames de andesitas con estructura pseudoestratificada.

Desde los estudios previos la información geológica y estructural indicaba que la zona correspondía a un bloque de rocas volcánicas apoyado sobre un plano de pseudoestratificación, el cual presenta una inclinación promedio de 35°, y una dirección de echado hacia el N 35° E (Figura 12). Lo anterior se ha verificado por medio de los desplazamientos registrados por la instrumentación que señalan la misma dirección de movimiento.

La correlación entre los resultados de la exploración geofísica y la información proporcionada por barrenos (CFE, 1984), permitió distinguir tres capas de roca volcánica con diferentes velocidades sísmicas en función del grado de alteración, fracturamiento y composición litológica.

La primera capa superficial se encuentra formada por roca muy alterada y fracturada, la cual varía de espesor de 10 a 75 m, y registra una velocidad sísmica de onda compresional de 0.3 a 0.9 km/s.

El espesor de la segunda capa varía de 38 a 70 m, presentando un grado de intemperismo y fracturamiento menor al de la primera, y por consiguiente una velocidad sísmica mayor, que fluctúa entre 1.4 y 1.8 km/s.

Finalmente la tercera capa está formada por un material poco intemperizado y fracturado, se localiza a una profundidad de 70 a 113 m, y registra velocidades sísmicas entre 2.4 y 3.7 km/s.

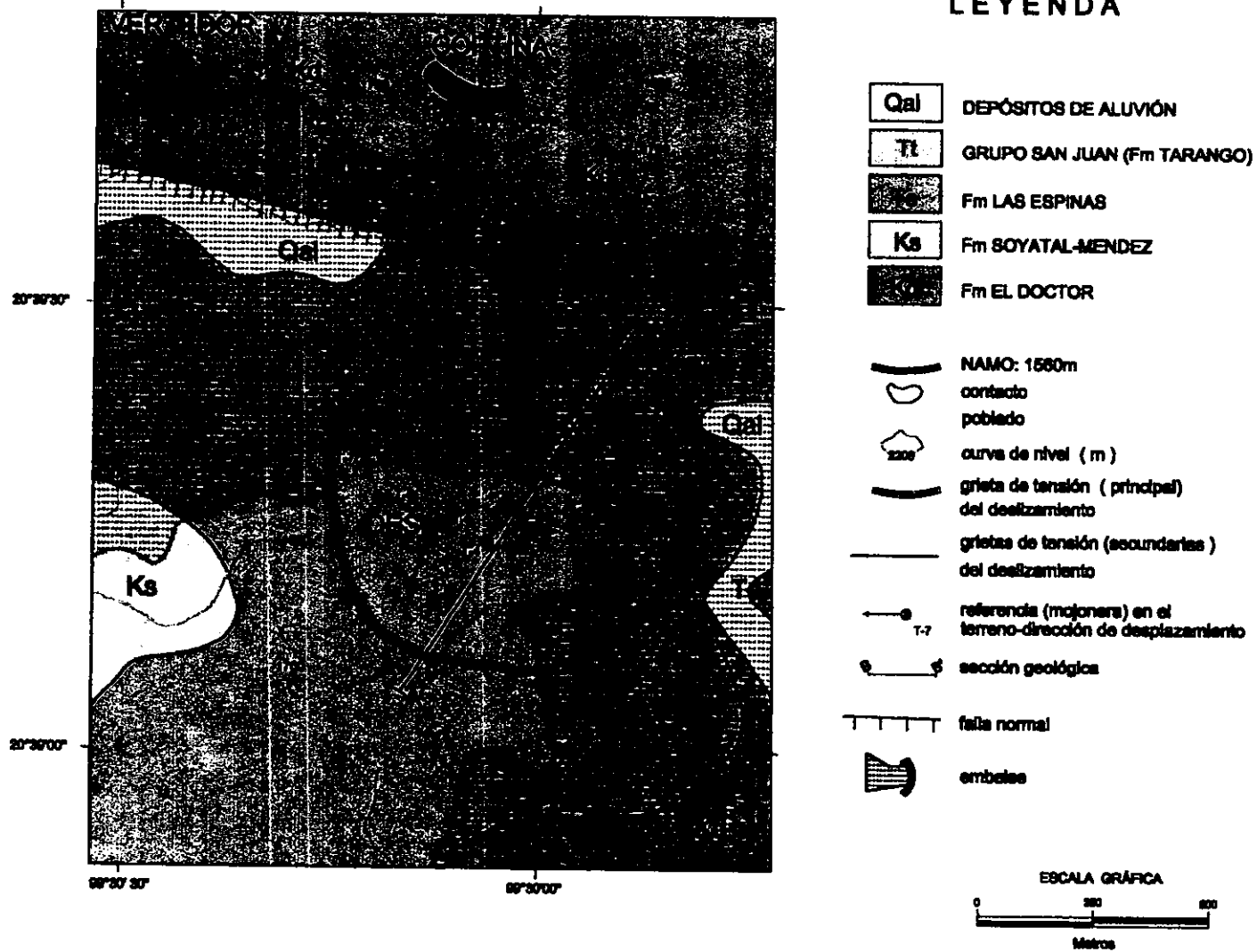


Figura 11. Planta geológica del deslizamiento No. 1 (zona frente a cortina) (D*).

DESPLAZAMIENTO No. 1
Zona frente a cortina

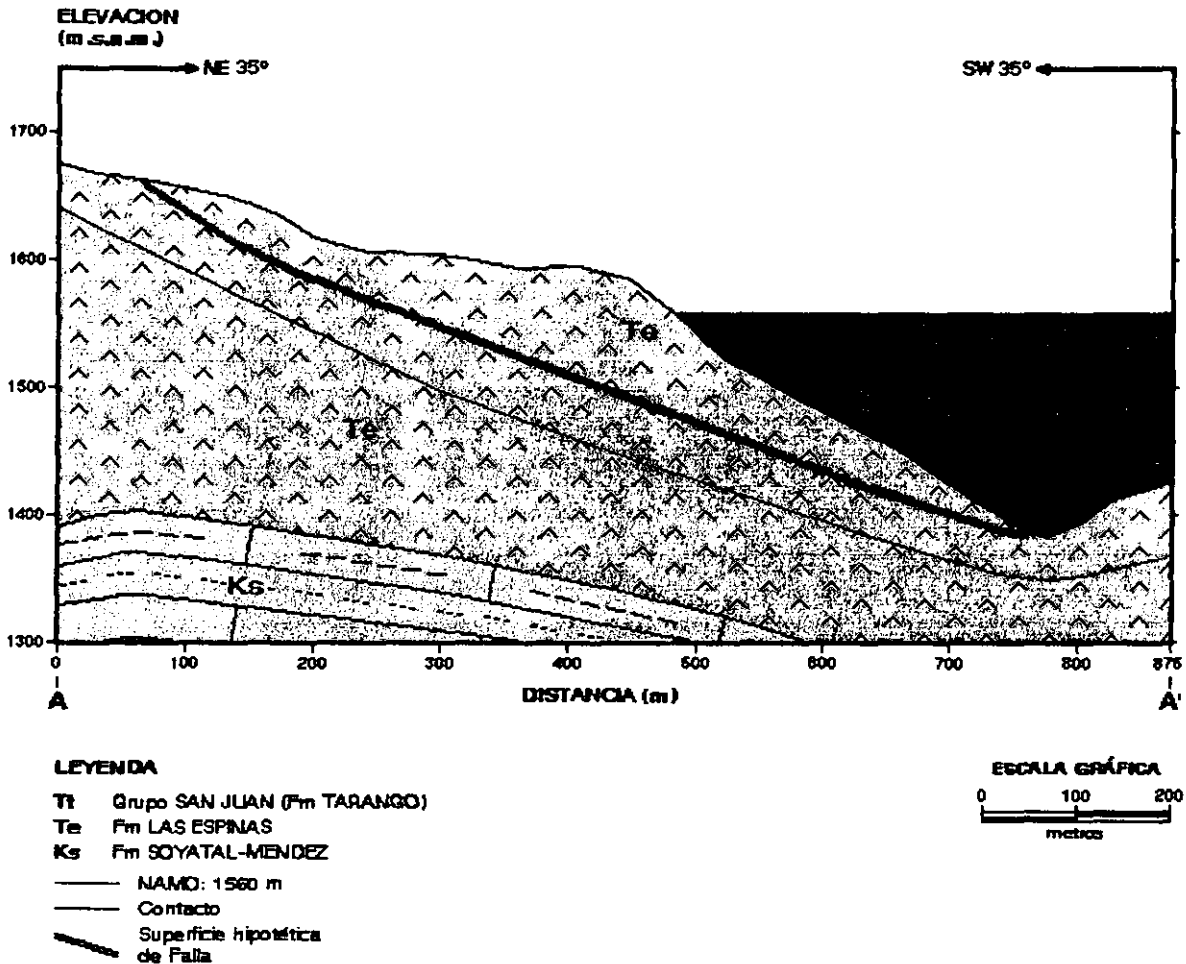


Figura 12. Sección geológica AA' que muestra la superficie de falla plana hipotética (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

Los espesores de las capas son medidos perpendicularmente a la superficie del terreno natural.

La información obtenida por medio de sondeos geoelectrónicos (CFE, 1984), permitió identificar dos unidades litológicas de rocas sedimentarias, las cuales subyacen a las rocas volcánicas, y que corresponden a calizas y lutitas de las formaciones El Doctor y Soyatal respectivamente (Figura 12).

5. 1. 4. Tipo de deslizamiento

Con base en la geología del deslizamiento y de los datos obtenidos de la instrumentación se ha establecido que la falla es de tipo plana, desarrollada a lo largo de uno de los planos de pseudoestratificación, ubicándose la superficie de falla crítica en el contacto entre la

primera y la segunda capa (Vp 0.3 a 0.9 km/s y 1.4 a 1.8 km/s respectivamente) del material volcánico. El sentido del desplazamiento sigue la dirección del echado máximo de los pseudoestratos (35°).

5. 1. 5. Condiciones Actuales

El sistema de medición de esta zona está constituido por 15 referencias topográficas (mojoneras) (Figura 10) con bulón de centraje forzoso a excepción de la T-7, que es una mojonera que marca el nivel del embalse, la cual en lugar de bulón de centraje tiene una varilla con un punto como referencia, y dos bases de centraje forzoso V-14 y V-15 que pertenecen a un sistema de red externo de triangulación.

A medida que fue ascendiendo el embalse, las mojoneras T-9 a T-15 fueron cubiertas por el mismo. Actualmente solo se miden las referencias T-1 a T-7, la mojonera T-8 se mide dependiendo del nivel del embalse.

El método de medición por trilateración se realiza midiendo las distancias entre las bases de apoyo V-14 y V-15 a cada una de las referencias, en una sola dirección.

El movimiento máximo acumulado a partir de la medición inicial de diciembre de 1993 y hasta febrero del 2000 es de 10.7 cm en dirección NE (referencia T-6). Durante el periodo de enero de 1999 a febrero del 2000, las variaciones en el deslizamiento horizontal han sido mínimas, con un valor máximo de -5.9 mm en el punto T-3, menor en 5 mm con relación a la medición efectuada en enero de 1999.

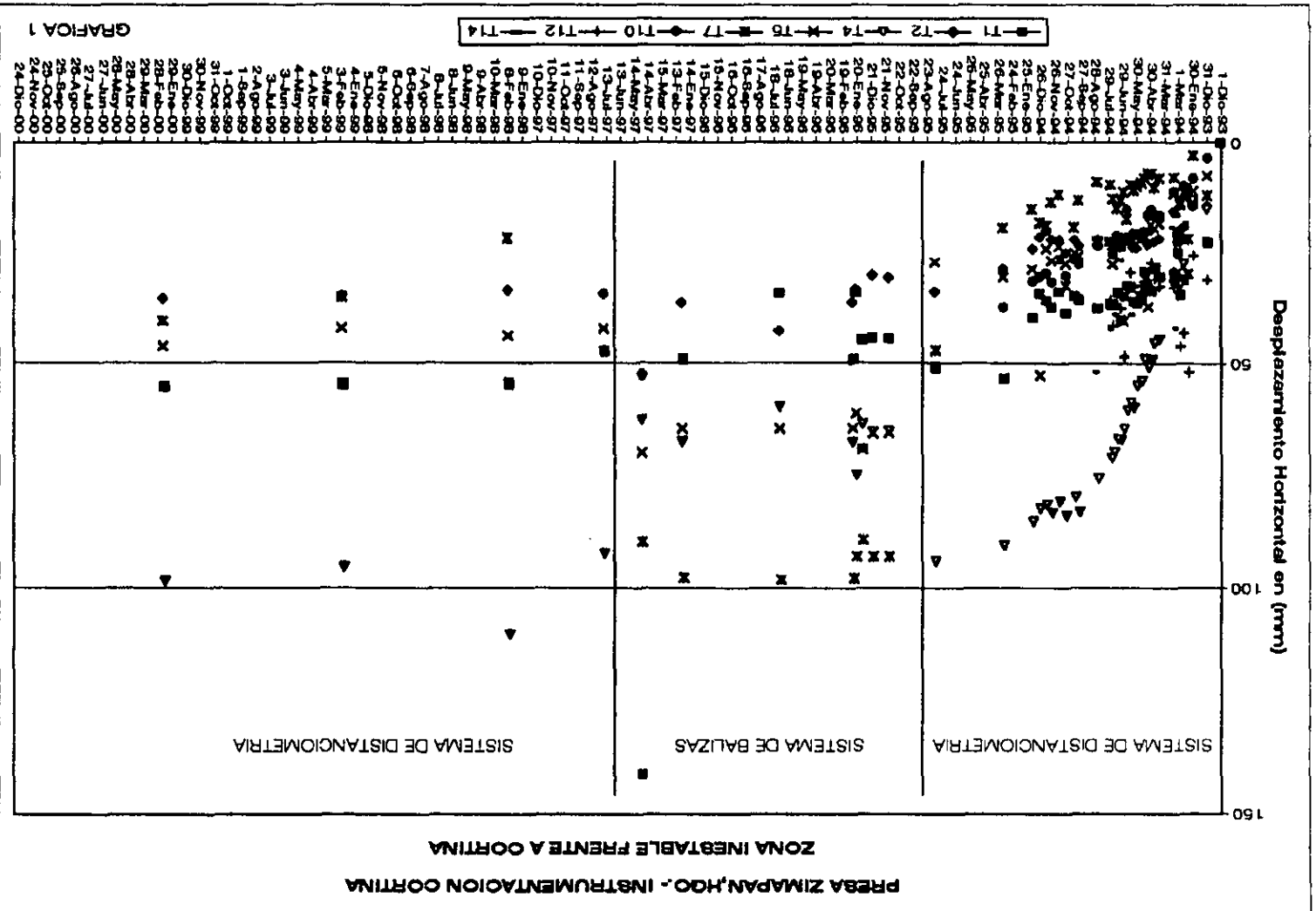
Verticalmente el mismo punto T-3 tiene un máximo acumulado de la medición inicial de 1993 a la del primer bimestre del 2000 de 6.4 cm, en tanto que entre enero de 1999 y febrero del 2000 el asentamiento fue de 2.0 mm para este mismo punto. En la Tabla 1 y en las Gráficas 1 a 6 se presentan los resultados obtenidos (CFE, 2000).

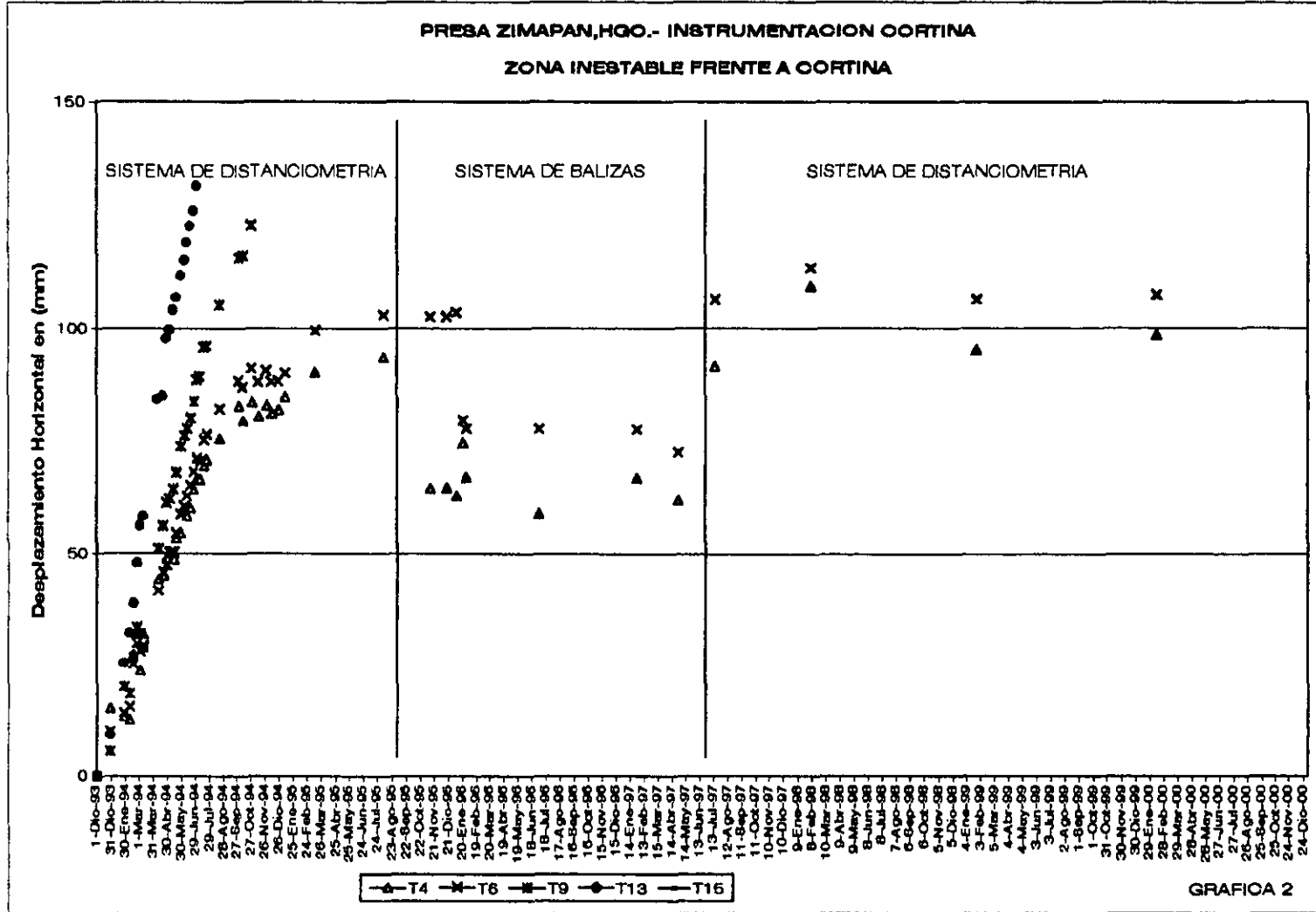
Para el 17 de febrero el nivel del embalse se localizó en la elevación 1555.28 m (el punto T-7 se localiza en la elevación 1563.38 m).

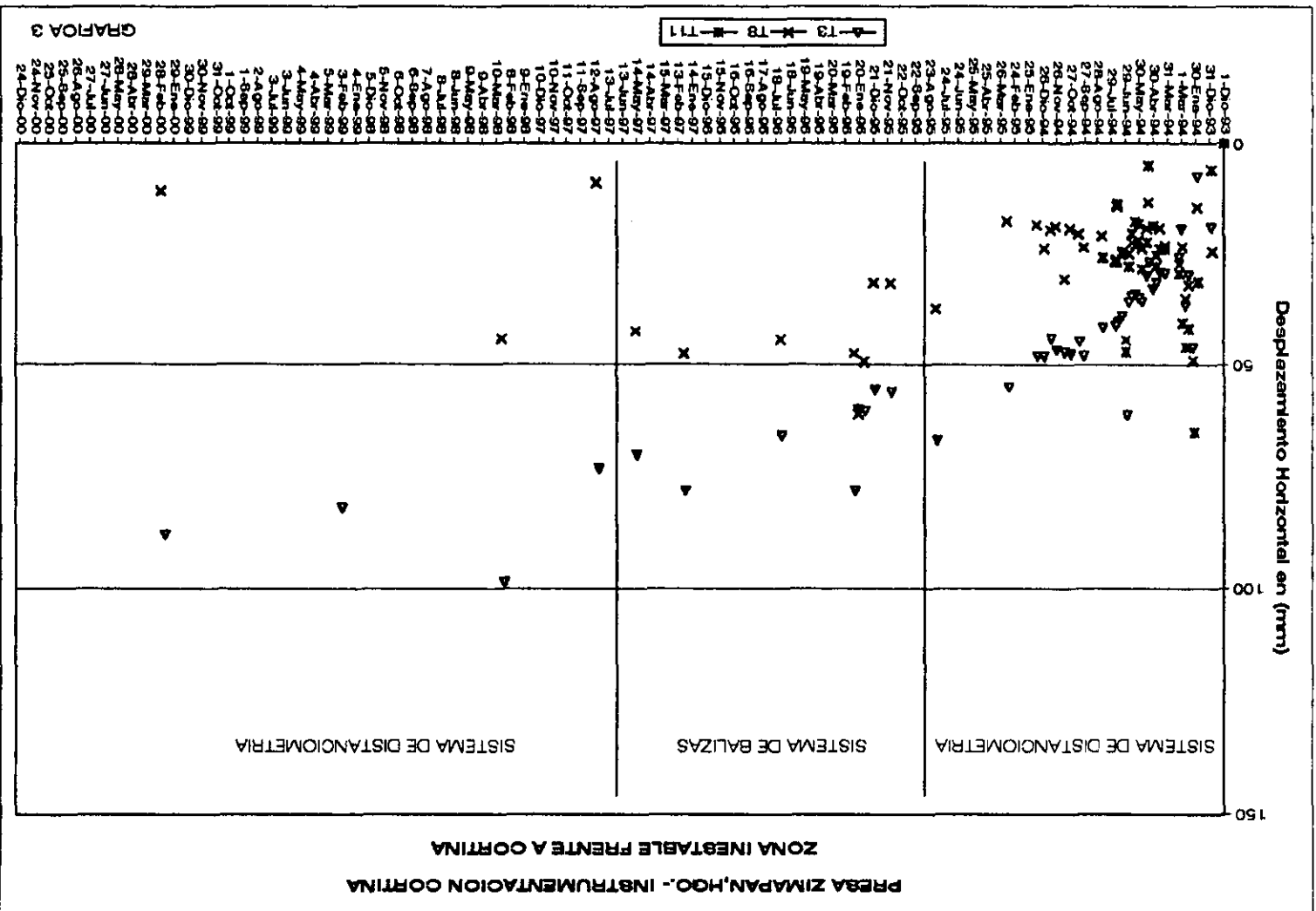
La velocidad del desplazamiento máximo horizontal entre enero de 1999 y febrero del 2000 es de 0.5 mm/mes, disminuyendo con relación a la anterior que era de 1.0 mm/mes.

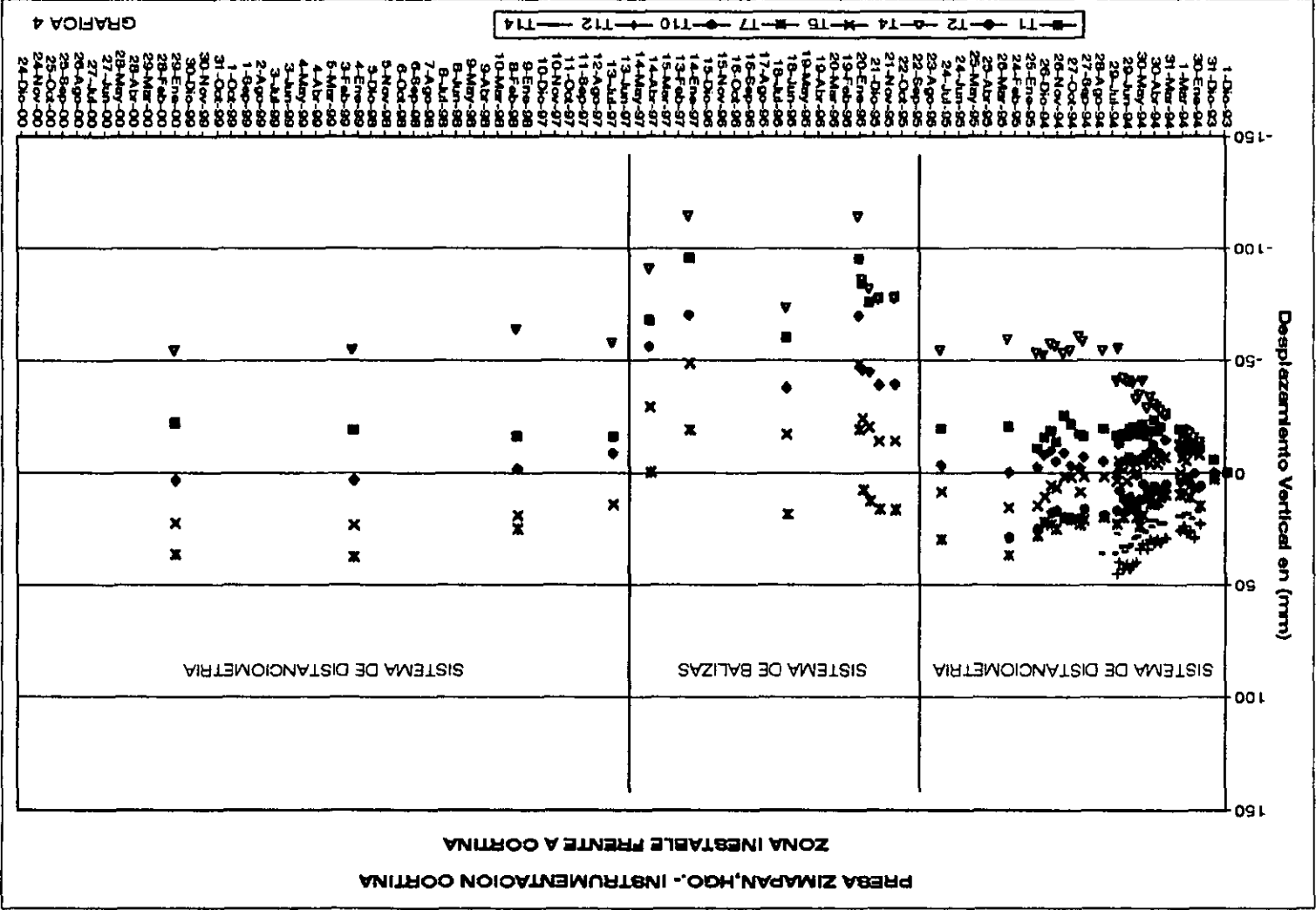
BASES	COORDENADAS INICIALES DEL 01/DIC/93 (UTM)			OBSERVACION 01-2000 DEL 17/FEB/2000 (UTM)			DIFERENCIAS EN cm			RESULTANTES	
	E	N	Z	E	N	Z	E	N	Z	cm	Dirección
T-1	447 712,008	2 283 634,519	1.687.789	447 712,053	2 283 634,551	1 687,788	4,5	3,2		5,5	NE
T-2	447 653,241	2 283 753, 122	1.637.685	447 653,254	2 283 753,155	1 637,688	1,3	3,3	0,3	3,8	NE
T-3	447 960,368	2 283 784,908	1.611.361	447 960,420	2 283 784,979	1 611,297	5,2	7,1		8,8	NE
T-4	447 835,277	2 283 779,982	1.639.061	447 835,315	2 283 780,073	1 639,006	3,8	9,1		9,9	NE
T-5	447 609,342	2 283 857,190	1.598.159	447 609,325	2 283 857,233	1 598,181		4,3	2,2	4,6	NW
T-6	447 796,383	2 283 847,016	1.596.846	447 796,407	2 283 847,121	1 596,812	2,4	10,5		10,7	NE
T-7	447 564,426	2 283 957,381	1.563.338	447 564,412	2 283 957,419	1 563,374		3,8	3,6	4,1	NW
T-8	448 118,942	2 283 855,059	1.559.200	448 118,952	2 283 855,052	1 559,230	1,0		3,0	1,2	SE
T-9	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							
T-10	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							
T-11	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							
T-12	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							
T-13	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							
T-14	CUBIERTO POR EL EMBALSE			CUBIERTO POR EL EMBALSE							

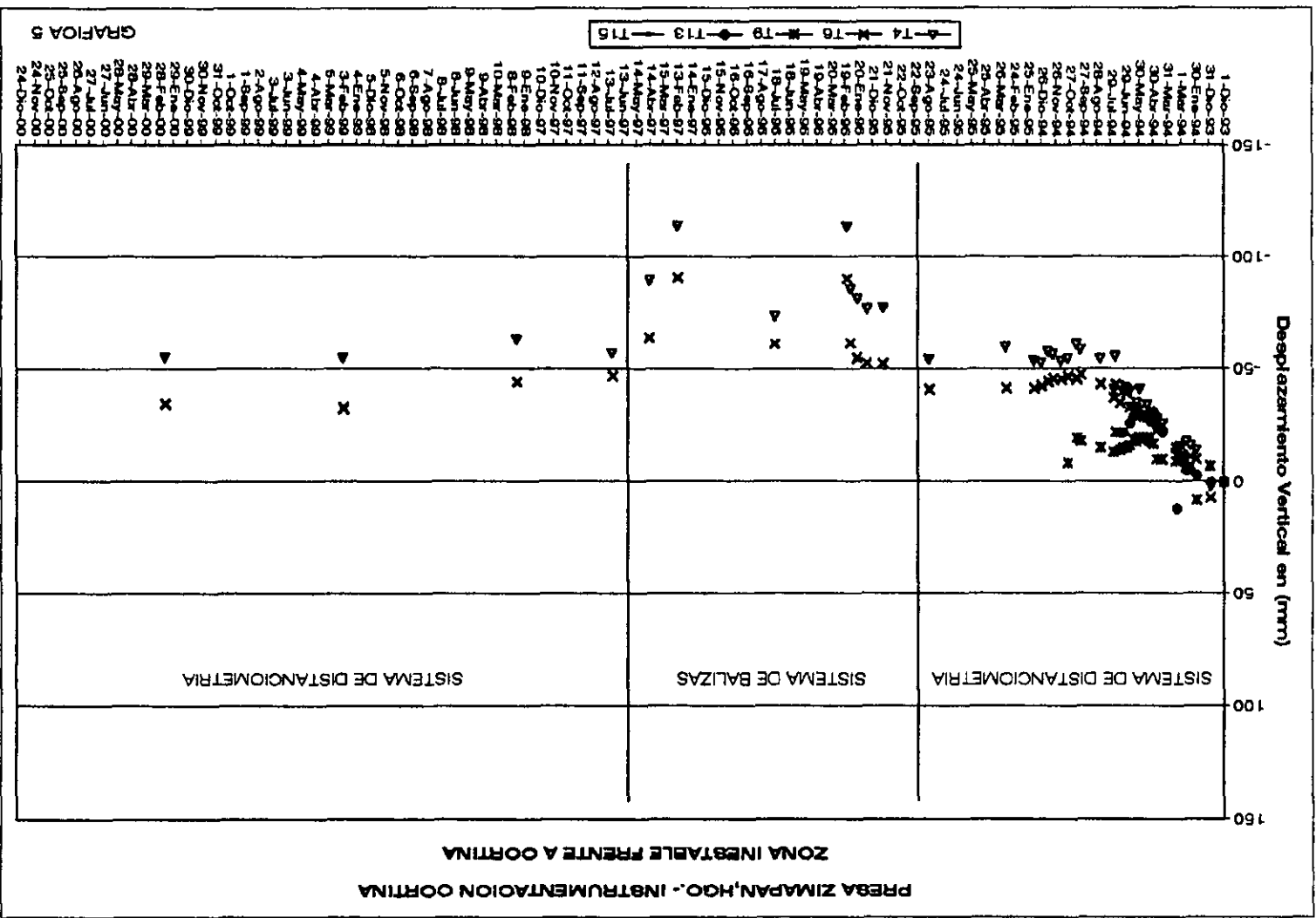
Tabla 1. Coordenadas UTM de las referencias (mojoneras) ubicadas en la zona de deslizamiento frente a cortina (CFE, 2000).

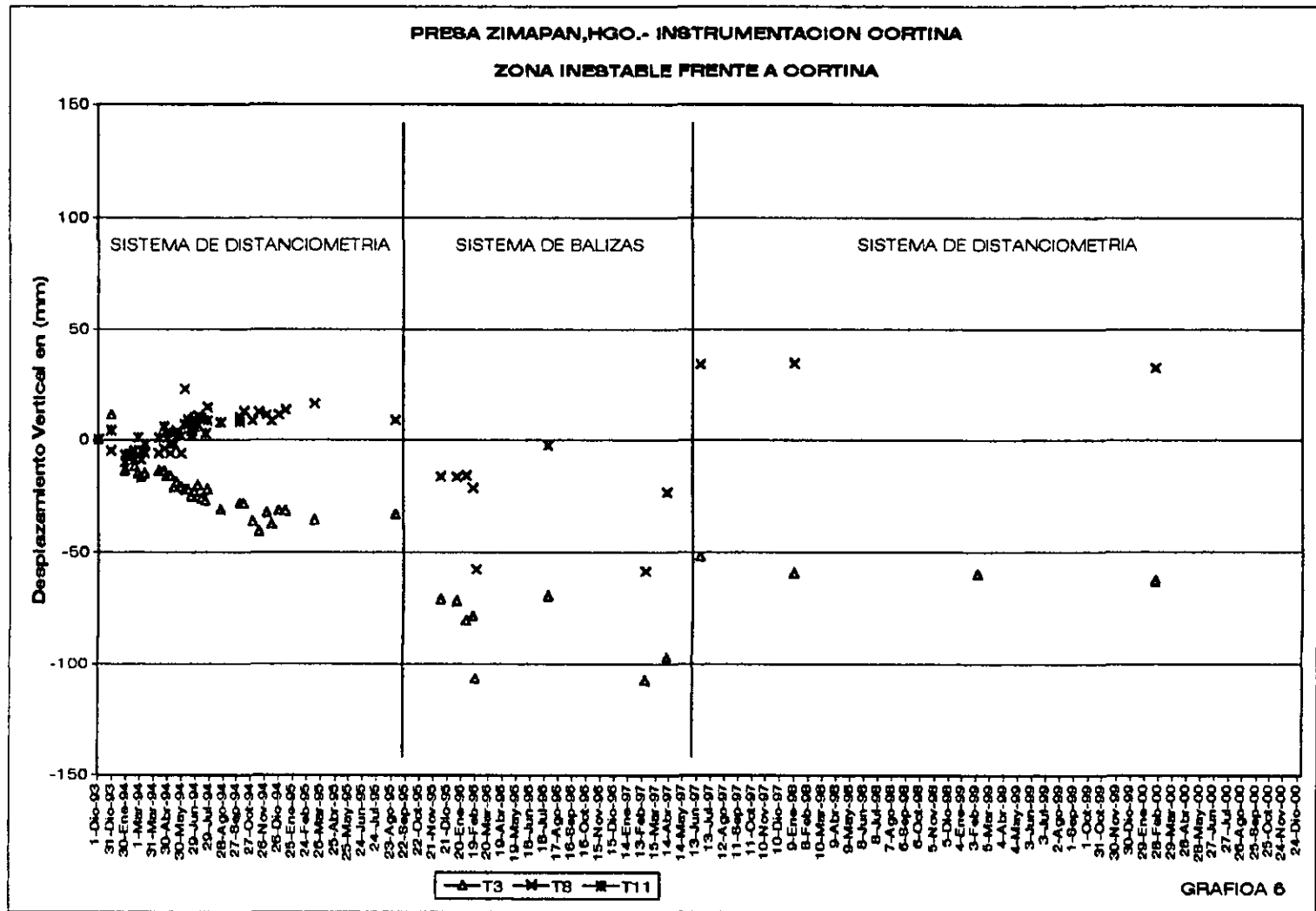












5. 2. DESLIZAMIENTO No. 2 (Zona frente a vertedor)

5. 2. 1. Localización

Este deslizamiento se ubica a una distancia aproximada de 1.5 km del sitio de la cortina, y a 1.0 km en dirección N 25° W de la obra de excedencias (Figura 13). En la dirección N-S presenta una extensión de 150 m, mientras que en la dirección E-W es de 70 m.

5. 2. 2. Topografía y volumen del deslizamiento

La topografía de la zona esta formada por cañadas profundas y laderas con pendientes entre los 50° y 60° de inclinación.

Con base en datos obtenidos de las observaciones de campo, se calculó que el volumen de material que se esta deslizando es de 400, 000 m³ aproximadamente.

5. 2. 3. Geología

En el sitio afloran rocas de origen volcánico como son: andesitas y brechas andesíticas con alto grado de alteración (Figura 14). Así como una alternancia rítmica de estratos delgados de caliza mudstone de color gris oscuro y lutitas de la formación Soyatal.

Esta unidad se encuentra plegada considerablemente, de tal forma que el rumbo de los estratos va en función del punto donde se haga la medición, por lo que encontramos rumbos NW-SE y NE-SW con echados que van de 18 a 22° en dirección NE y NW respectivamente.

Se observan zonas de un material fino de color amarillento que contrasta con el material volcánico, y que corresponden probablemente a alteración hidrotermal cerca del contacto con las lutitas de la formación Soyatal, la cual se encuentra subyaciendo discordantemente a una profundidad variable, dependiendo de la sección analizada.

5. 2. 4. Tipo de deslizamiento

La geometría de la grieta de tensión en la superficie y las características de los materiales volcánicos sobre el talud, corresponden con una falla de tipo rotacional, la cual se desarrolla a lo largo de un plano semicircular (Figura 14) que sigue probablemente la parte meteorizada de la formación Soyatal.

De manera superficial se presentan deslizamientos locales de material volcánico que corresponden a las zonas de mayor grado de intemperismo o alteración hidrotermal.

5. 2. 5. Condiciones Actuales

No se reportan estudios previos para evaluar la estabilidad de esta zona antes de iniciado el llenado del embalse, debido a que no se consideró un deslizamiento potencial. Es hasta el mes de agosto de 1995 que se comenzó a monitorear y calcular la magnitud del volumen desplazado, ante las primeras manifestaciones de movimiento de la zona.

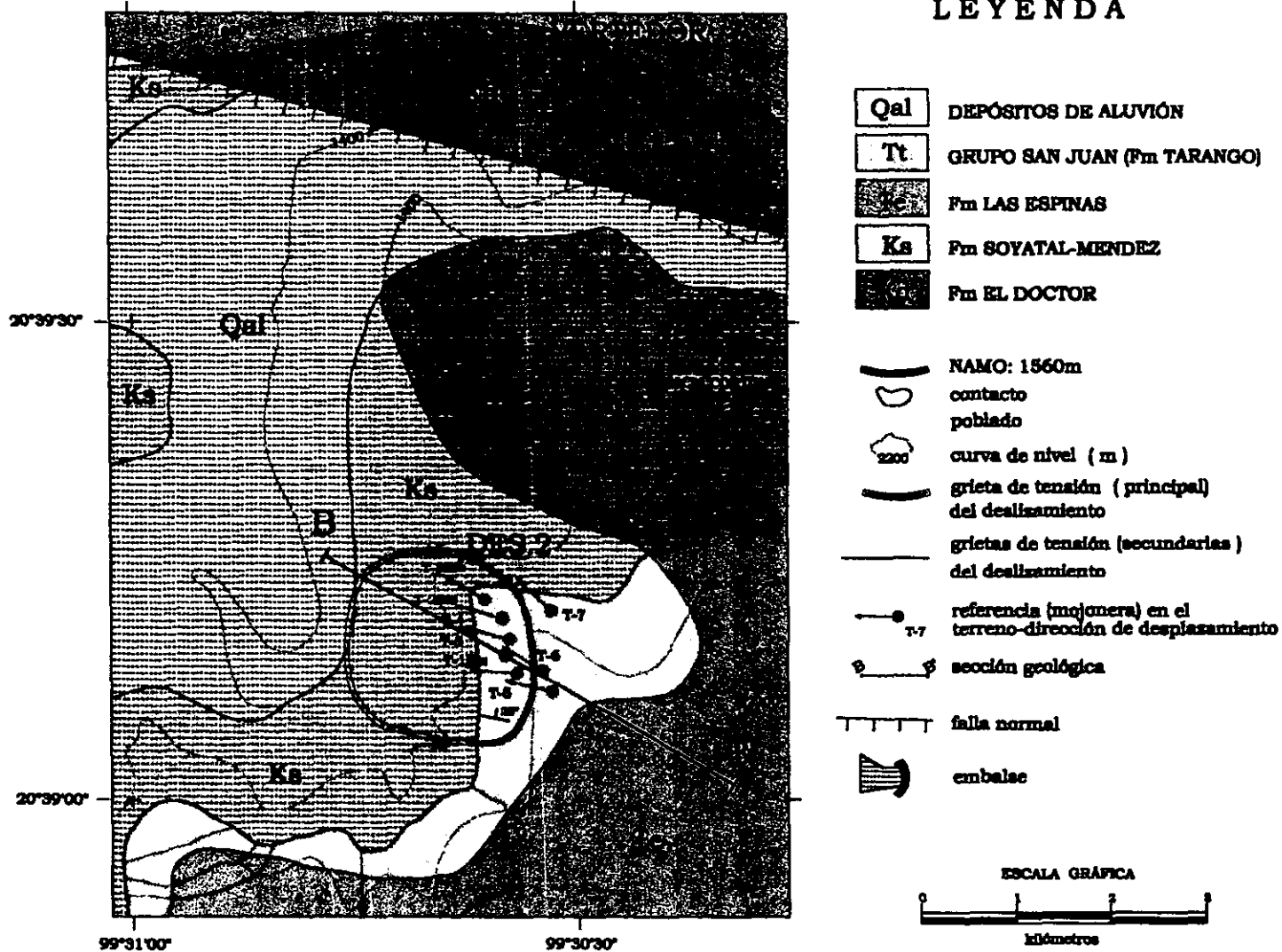


Figura 13. Planta geológica del deslizamiento No. 2 (zona frente a vertedor) (D²).

DESLIZAMIENTO No. 2
Zona frente a vertedores

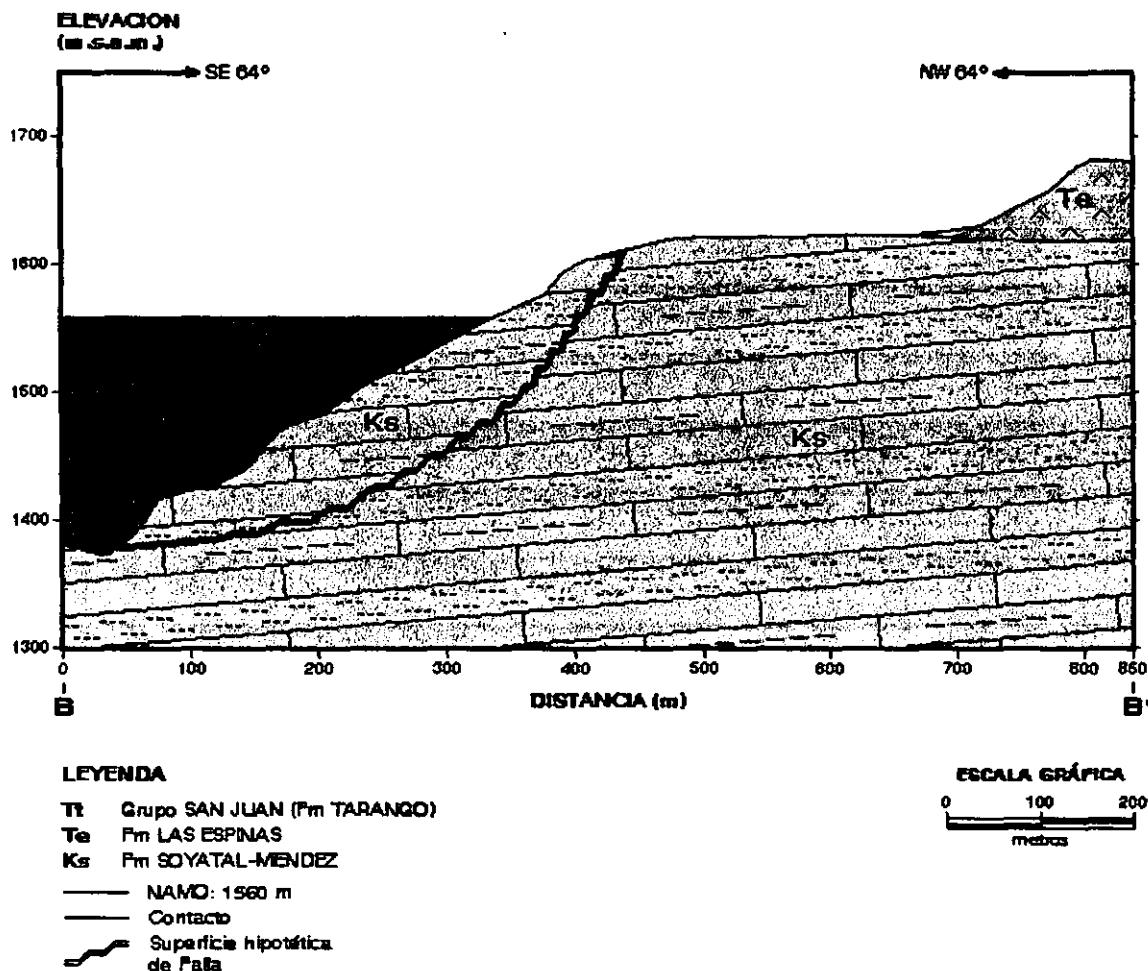


Figura 14. Sección geológica BB' que muestra la superficie de falla circular hipotética (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

Para medir los movimientos que se presentan en este deslizamiento, se parte de un punto ubicado en la margen izquierda del río San Juan, a un lado de la caseta de seguridad física de vertedores, desde el cual se toma referencia a un punto sobre una de las paredes de la caseta de maniobras de compuertas; a partir de la línea determinada por estos dos puntos, se toman datos angulares (a una distancia constante de 1 100 m) a seis referencias naturales (rocas) ubicadas en el sitio en el que se lleva a cabo el deslizamiento (Figura 13). Esto permite calcular los desplazamientos de las referencias naturales al compararlos con los valores iniciales de medición.

Debido a los movimientos generados, durante el deslizamiento se perdieron los puntos de referencia 1, 2 y 4, por lo cual se suplieron con los puntos 1 bis, 2 bis y 3 bis. Un séptimo punto, es una mojonera de referencia del NAMO localizada fuera de la zona de deslizamiento.

El motivo por el que no se construyeron referencias permanentes en la zona deslizada fue por la velocidad de desplazamiento que mostró el terreno desde el inicio del movimiento, así como por el alto grado de alteración que presenta el terreno. En la Tabla 2 se presentan las coordenadas de las referencias naturales (CFE, 1998).

OBSERVACION 03/98 DE SEPTIEMBRE DE 1998		
REFERENCIA	COORDENADA EN X (E) (UTM)	COORDENADA EN Y (N) (UTM)
Punto No. 1	Perdido	Perdido
Punto No. 2	Perdido	Perdido
Punto No. 3	446 929.298	2 283 664.333
Punto No. 4	446 929.108	2 283 680.550
Punto No. 5	Sin localizar	Sin localizar
Punto No.6	Sin localizar	Sin localizar
Punto No. 7	447 014.141	2 283 720.083
Punto No. 1 bis	446 959.994	2 283 610.276
Punto No. 2 bis	446 929.277	2 283 710. 231

Tabla 2. Coordenadas UTM de las referencias naturales ubicadas en la zona de deslizamiento frente al vertedor (CFE, 1998)

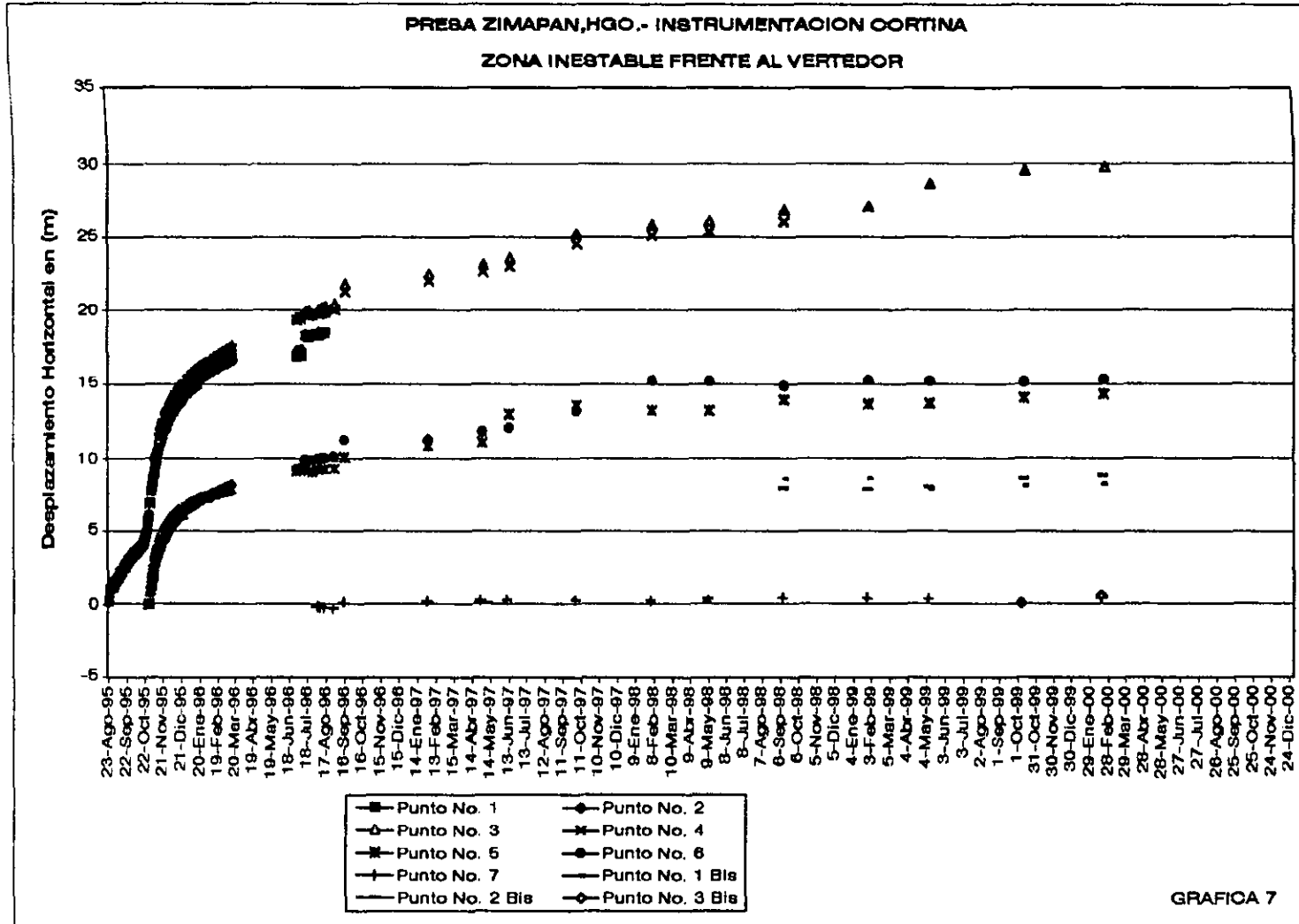
Se debe considerar que los puntos 5, 6 y 7 están fuera de la zona de mayor movimiento, aunque con pequeña influencia, en tanto que los puntos 3, 1 bis, 2 bis y 3 bis están en la zona de mayor movimiento.

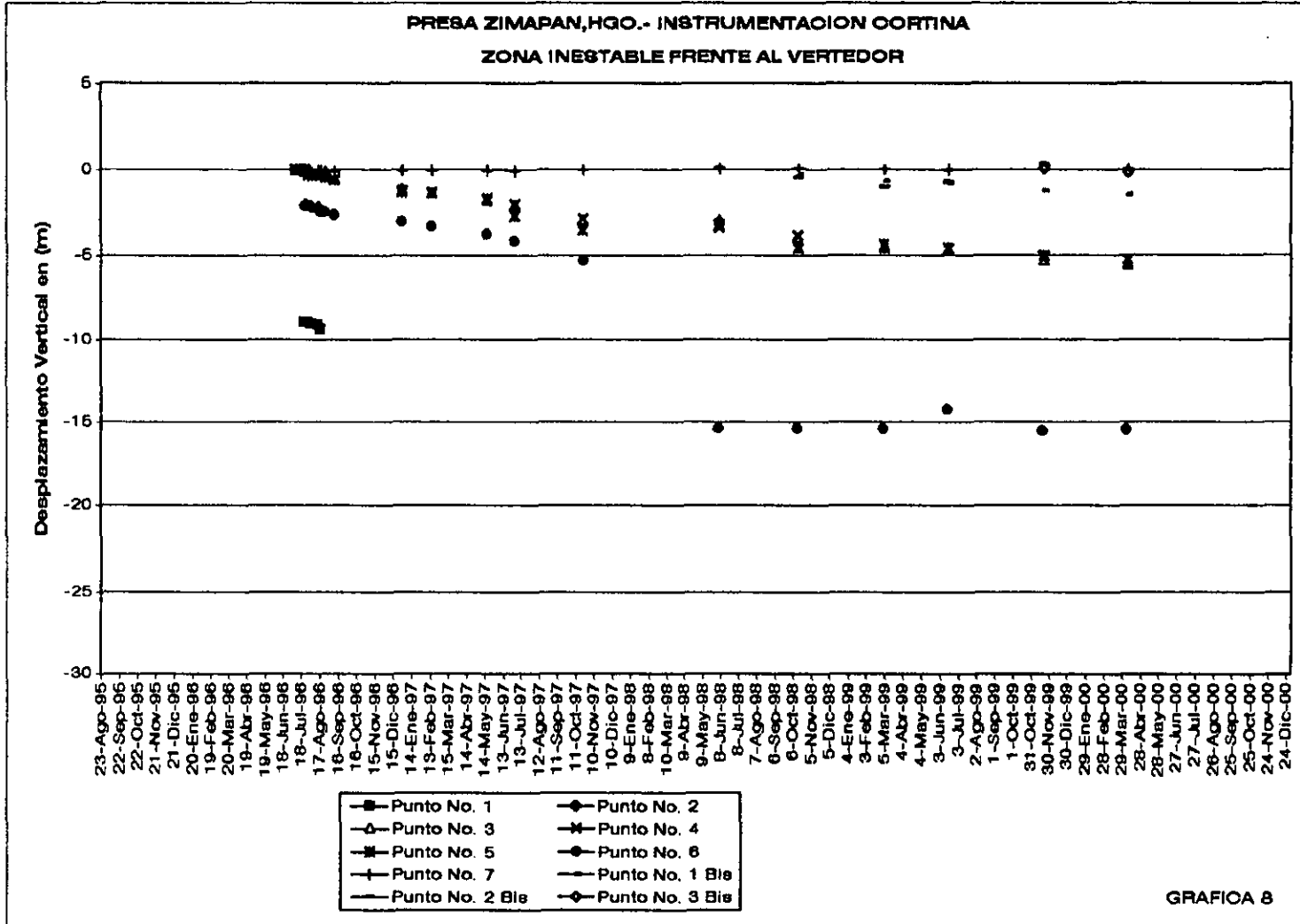
El valor de desplazamiento horizontal máximo a partir de la medición inicial (agosto de 1995) a octubre de 1999 es de 29.84 m (punto 3). En el período entre octubre de 1999 y febrero del 2000 la velocidad de desplazamiento horizontal máximo es de 2.5 mm/día (punto 3); esto es 3.6 mm/día menor con relación al observado entre mayo y octubre de 1999, y que fue de 6.1 mm/día.

Como referencia del movimiento vertical presentado en la zona, a partir de junio de 1996 y hasta el primer bimestre del 2000, el punto 6 presentó un asentamiento de 15.46 m, mostrando cierta estabilidad en las últimas mediciones.

El valor actual de desplazamiento horizontal acumulado del punto 7 es de 0.23 m, en el período comprendido entre agosto de 1996 y febrero del 2000. En las Gráficas 7 y 8 se muestra la evolución de esta zona.

Aunque el movimiento del terreno continua no se muestran cambios importantes en la velocidad de desplazamiento, por lo que no se espera un deslizamiento súbito de la roca que pudiera poner en riesgo las obras civiles.





5. 3. DESLIZAMIENTO No. 3 (Zona de Aljibes)

5. 3. 1. Localización

Se encuentra a una distancia promedio de la cortina y del vertedor de 3 y 2.4 km respectivamente. Actualmente es el deslizamiento de mayor dimensión y volumen desarrollado por la influencia del embalse.

El deslizamiento presenta una dimensión máxima de 1 km en la dirección NE 60° SW aproximadamente, mientras que en el sentido del movimiento (N 35° W) es de 400 m (Figura 15).

5. 3. 2. Topografía y volumen del deslizamiento

La topografía de la zona es abrupta con un marcado desarrollo de escarpes.

Con base en el levantamiento de secciones transversales de la masa inestable y considerando una superficie de falla circular, se calculó que el volumen de roca inestable es del orden de 15 millones de m³.

5. 3. 3. Geología

La zona inestable está constituida por una alternancia de lutitas y areniscas en estratos delgados de la formación Soyatal-Méndez, la cual presenta un echado promedio de 20° en dirección NE/12° y un rumbo aproximado de 80° NW-SE.

En la zona se logran identificar dos unidades de la formación Tarango, los cuales cubren discordantemente a las calizas y lutitas de la formación Soyatal. El primero de estos miembros es de carácter epiclásico compuesto por tobas bastante intemperizadas, y el segundo es de composición basáltica, constituyendo este último lo que se conoce como Grupo San Juan (Figura 16).

5. 3. 4. Tipo de deslizamiento

Por las características topográficas de la zona, grado de alteración de la roca y la geometría de la grieta de tensión se considera que el deslizamiento se desarrolla a lo largo de un plano de falla circular tipo rotacional (Figura 16), donde la falla se ubica probablemente en la frontera de la roca alterada y sana de la formación Soyatal-Méndez. Los depósitos volcánicos están afectados por la falla solo cerca de la superficie.

5. 3. 5. Condiciones Actuales

La medición de los desplazamientos en la zona inestable se realiza mediante un sistema compuesto por dos bases de centraje forzoso ubicadas en la margen izquierda del río San Juan, desde donde se realizan observaciones topográficas angulares a 13 referencias distribuidas en la zona de deslizamiento (margen derecha)(Figura 15).

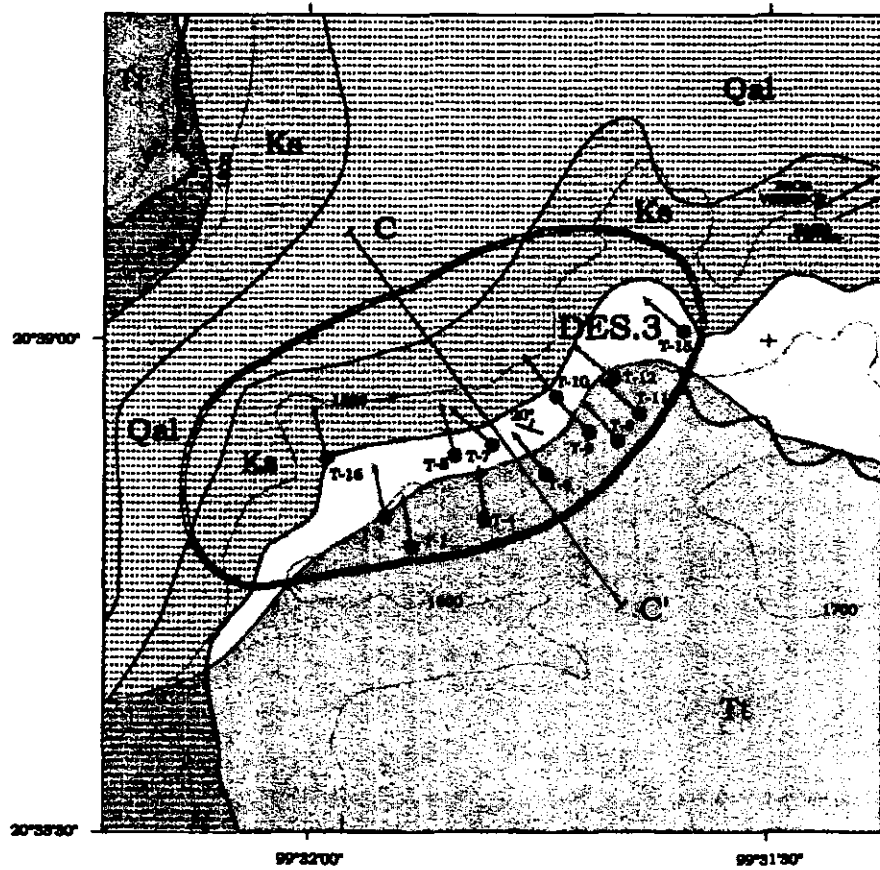


Figura 15. Planta geológica del deslizamiento No. 3 (zona de Aljibes) (D*).

LEYENDA

- | | |
|--|--|
| | DEPÓSITOS DE ALUVIÓN |
| | GRUPO SAN JUAN (Fm TARANGO) |
| | Fm LAS ESPINAS |
| | Fm SOYATAL-MENDEZ |
| | Fm EL DOCTOR |
| | NAMO: 1560m
contacto
poblado |
| | curva de nivel (m) |
| | grieta de tensión (principal)
del deslizamiento |
| | grietas de tensión (secundarias)
del deslizamiento |
| | referencia (mojonera) en el
terreno-dirección de desplazamiento |
| | sección geológica |
| | falla normal |
| | embalse |

ESCALA GRÁFICA



DESPLAZAMIENTO No. 3
Zona de Ajíbes

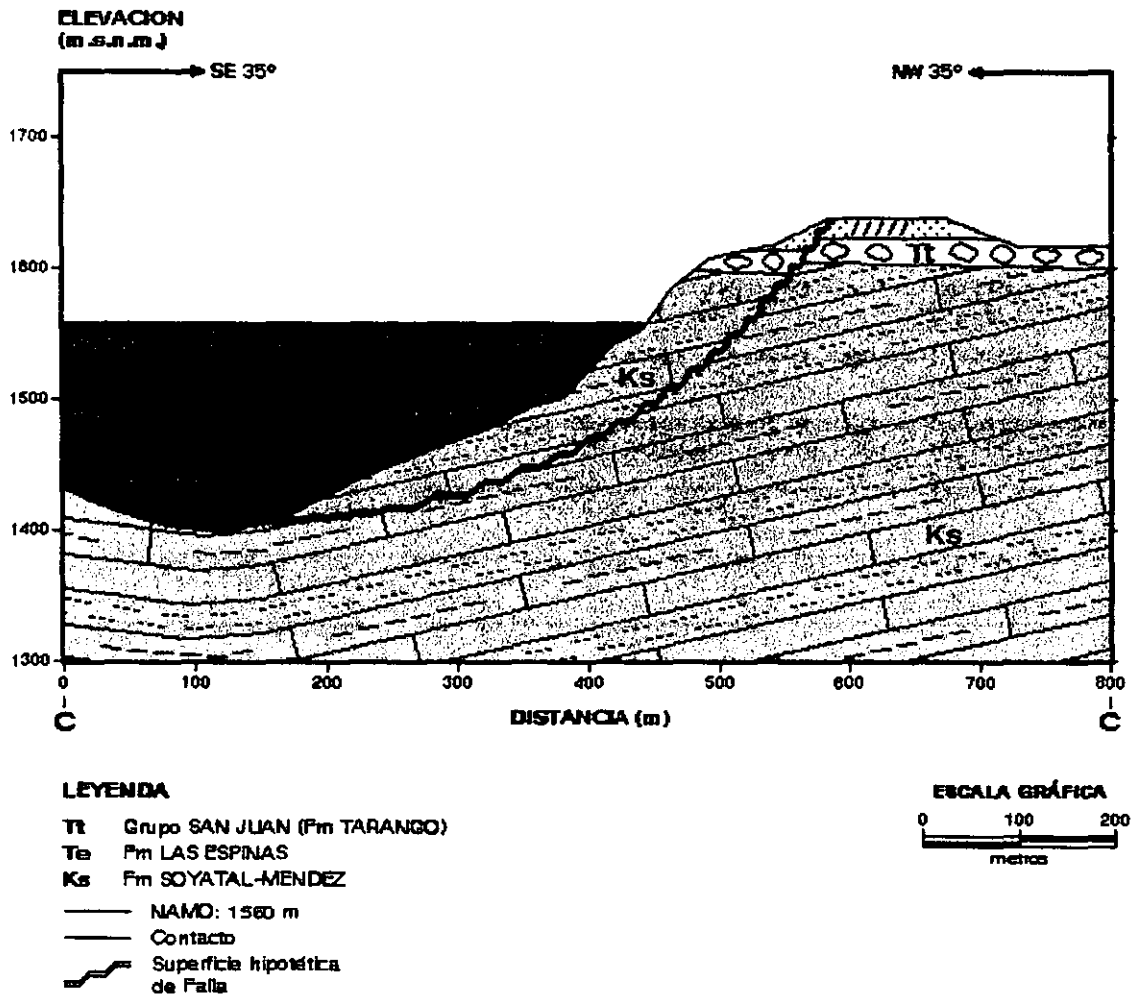


Figura 16. Sección Geológica CC' que muestra la superficie de falla circular hipotética (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

Posteriormente se calculan por el método de triangulación las coordenadas de cada referencia, y se comparan con las coordenadas iniciales de fecha 13 de junio de 1997 (sistema rehabilitado), lo cual permite determinar los movimientos de la zona.

En la Tabla 3 se presentan las coordenadas iniciales de las referencias, y las obtenidas en la medición de febrero del 2000; así como los desplazamientos totales acumulados. En las Gráficas 9 a 14 se muestran los desplazamientos horizontales y verticales obtenidos (CFE, 2000).

El máximo desplazamiento horizontal obtenido en el periodo de noviembre de 1994 (observación inicial) a febrero del 2000, lo presentó la referencia T-10 con una resultante de 8.99 m hacia el NW; el asentamiento máximo en el mismo periodo lo registró la referencia T-7 con un valor de -6.50 m.

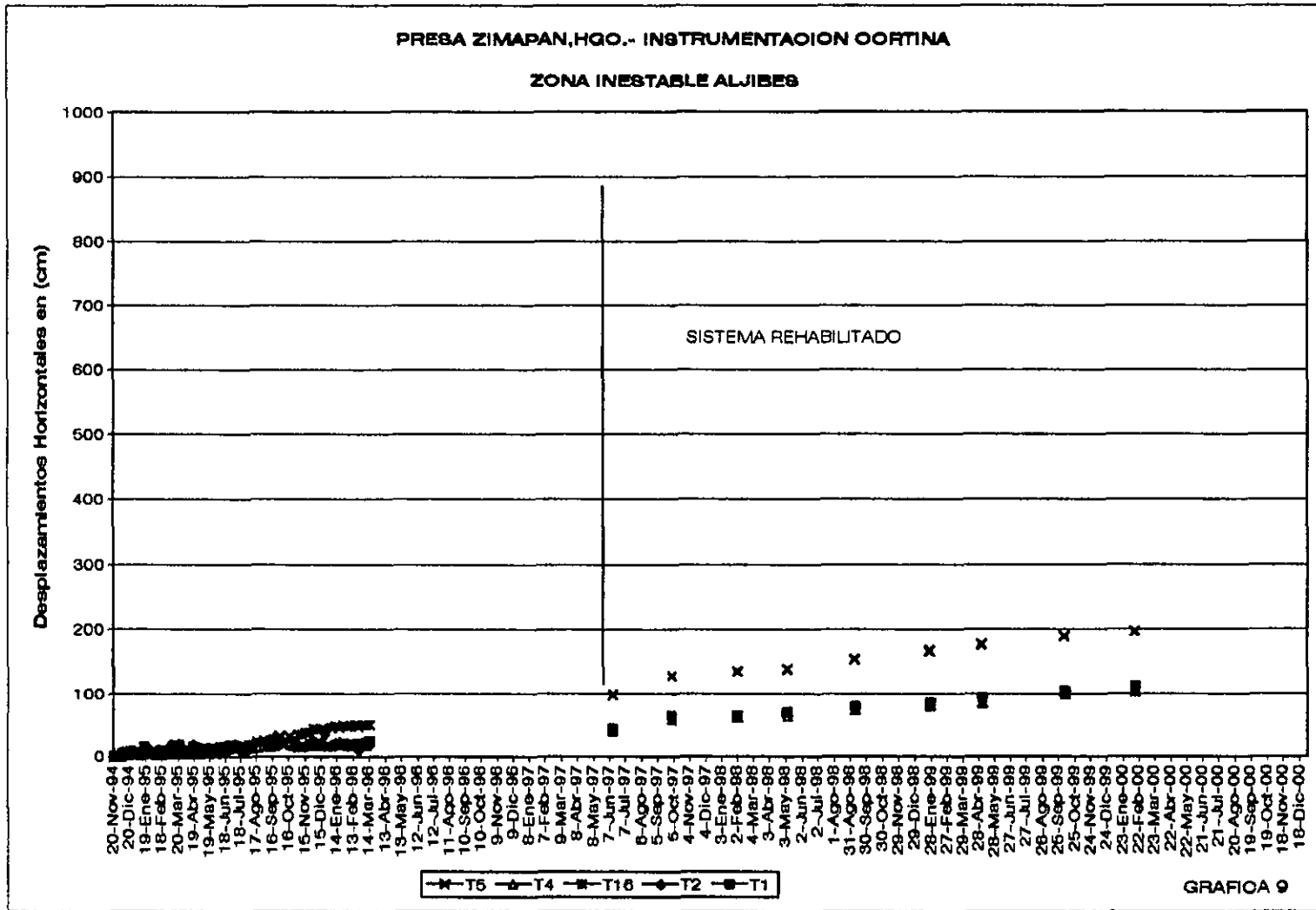
El máximo desplazamiento horizontal presentado entre octubre de 1999 y la última medición (febrero del 2000) correspondió al punto T-10 con 13.4 cm en la misma dirección NW, con una velocidad actual de desplazamiento horizontal de 1.1 mm/día, siendo menor en 1.2 mm/día con relación a la medición del mes de octubre de 1999. La variación está relacionada con el nivel del embalse y la ausencia de lluvia, ya que a partir del 13 de octubre de 1999 y hasta el primer bimestre del 2000, únicamente se presentó lluvia el día 29 de noviembre de 1999 con 0.4 mm.

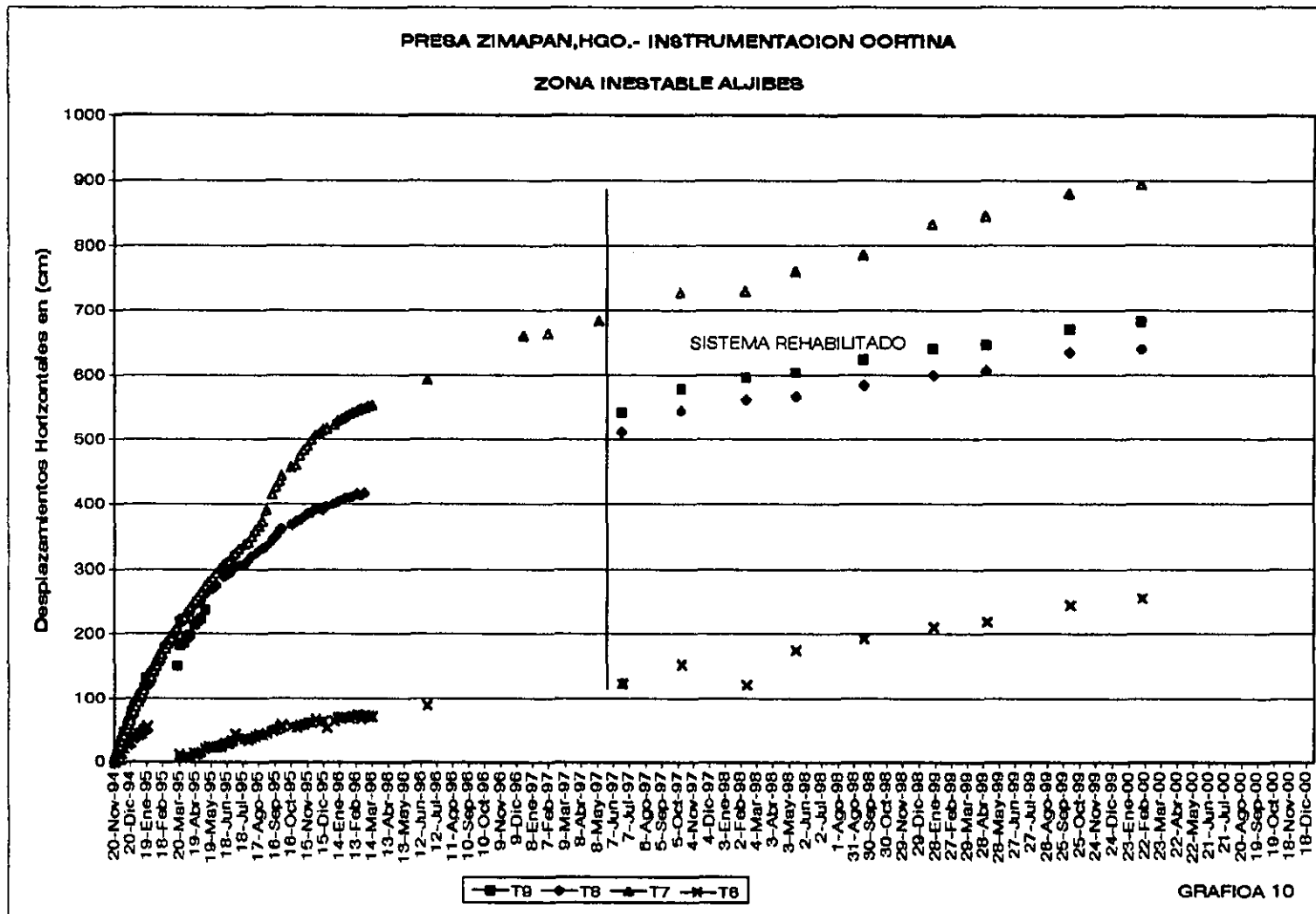
BASE	COORDENADAS INICIALES DEL 13-JUN-97 (UTM)			OBSERVACION No. 01/00 DEL 14-FEB-00 (UTM)		
	E	N	Z	E	N	Z
T-1	444 982,009	2 283 024,115	1 602,229	444 981,982	2 283 024,810	1 601,827
T-2	444 570,135	2 283 033,900	1 592,970	444 570,031	2 283 034,563	1 592,727
T-16	444 544,408	2 283 049,287	1 578,952	444 544,259	2 283 049,871	1 578,755
T-4	444 786,498	2 283 041,844	1 618,986	444 786,437	2 283 042,503	1 619,452
T-5	444 732,225	2 283 099,380	1 578,463	444 732,049	2 283 100,350	1 577,842
T-6	444 909,869	2 283 094,560	1 610,417	444 909,379	2 283 095,940	1 609,522
T-7	444 838,510	2 283 144,444	1 581,371	444 837,203	2 283 145,149	1 580,188
T-8	445 080,204	2 283 167,675	1 639,155	445 079,348	2 283 168,675	1 638,265
T-9	444 973,249	2 283 165,894	1 613,023	444 972,310	2 283 167,007	1 612,228
T-10	444 901,163	2 283 206,562	1 575,165	444 899,997	2 283 209,996	1 574,233
T-11	445 120,525	2 283 23,826	1 629,069	445 119,728	2 283 231,810	1 628,240
T-12	445 016,168	2 283 278,094	1 596,698	445 015,417	2 283 279,071	1 596,100
T-15	445 146,849	2 283 333,067	1 592,948	445 146,654	2 283 333,404	1 592,916

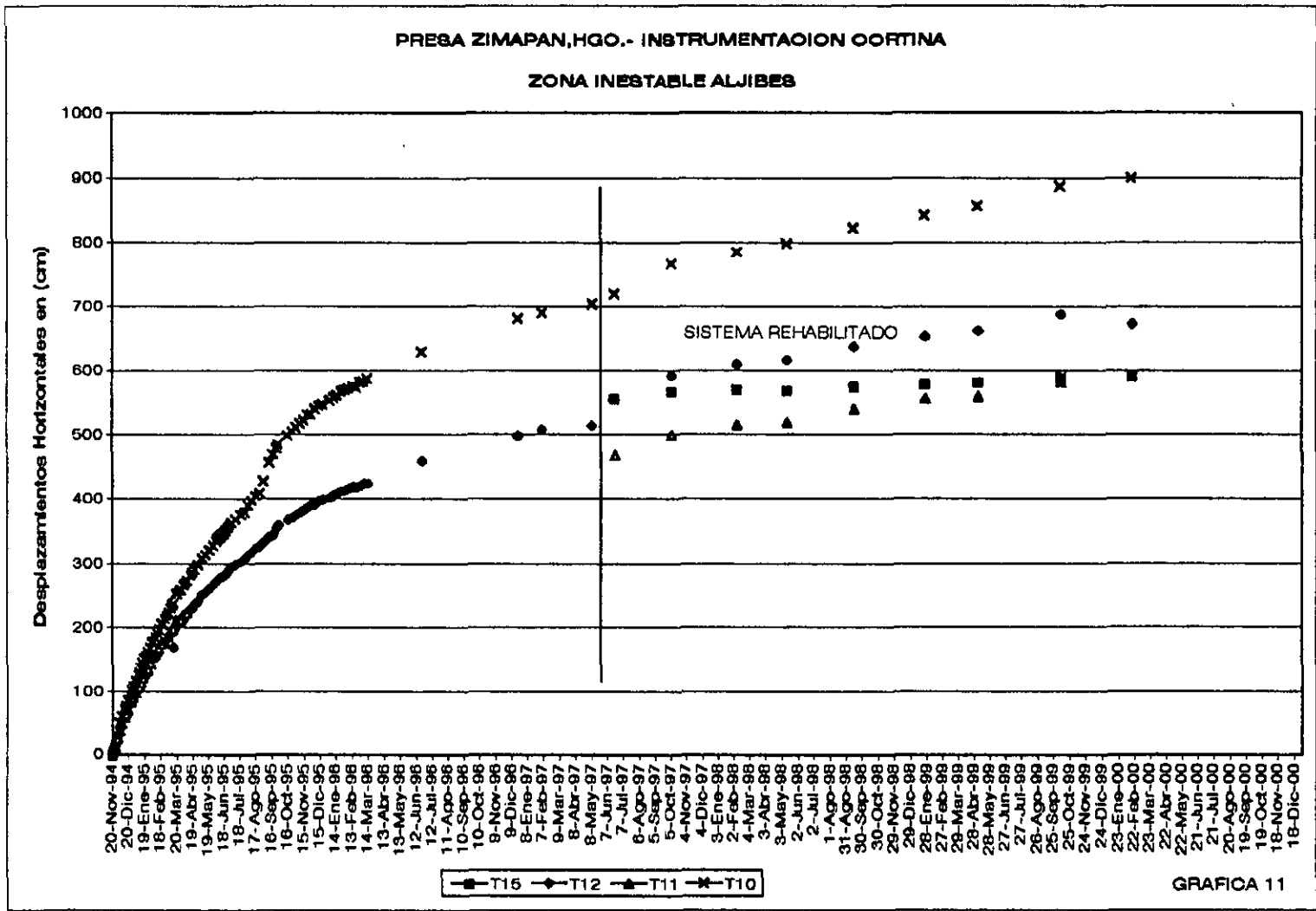
BASE	SISTEMA MOJONERAS DESPLAZAMIENTO EN METROS			SISTEMA BALIZAS DESPLAZAMIENTO EN METROS			TOTALES ACUMULADOS DESPLAZAMIENTO EN METROS		
	E	N	Z	E	N	Z	E	N	Z
T-1	-0,027	0,695	-0,402	-0,200	0,400	-1,000	-0,227	1,095	-1,402
T-2	-0,104	0,653	-0,243	-0,200	0,400	-1,000	-0,304	1,053	-1,243
T-16	-0,149	0,584	-0,197	-0,200	0,400	-1,000	-0,349	0,984	-1,197
T-4	-0,061	0,659	-0,534	0,000	0,400	-1,700	-0,061	1,984	-2,234
T-5	-0,176	0,990	-0,611	-0,400	0,900	-1,400	-0,576	1,890	-2,011
T-6	-0,490	1,380	-0,895	-1,000	0,700	-2,900	-1,490	2,080	-3,785
T-7	-1,307	1,705	-1,205	-5,000	4,600	-5,300	-6,307	6,305	-6,505
T-8	-0,856	1,000	-0,890	-3,600	3,600	-5,600	-4,456	4,600	-6,490
T-9	-0,939	1,113	-0,797	-4,000	3,600	-4,700	-4,939	4,713	-5,497
T-10	-1,166	1,434	-0,832	-5,500	4,600	-5,500	-6,666	6,034	-6,432
T-11	-0,797	0,984	-0,829	-3,400	3,200	-4,900	-4,197	4,184	-5,729
T-12	-0,749	0,977	-0,596	-4,200	3,600	-3,900	-4,949	4,577	-4,496
T-15	-0,185	0,337	-0,032	-4,200	3,600	-3,900	-4,395	3,937	-3,932

Los desplazamientos de los testigos T1, T3, T7 y T15 del sistema mojoneras fué inferido, ya que fueron destruidos los originales.

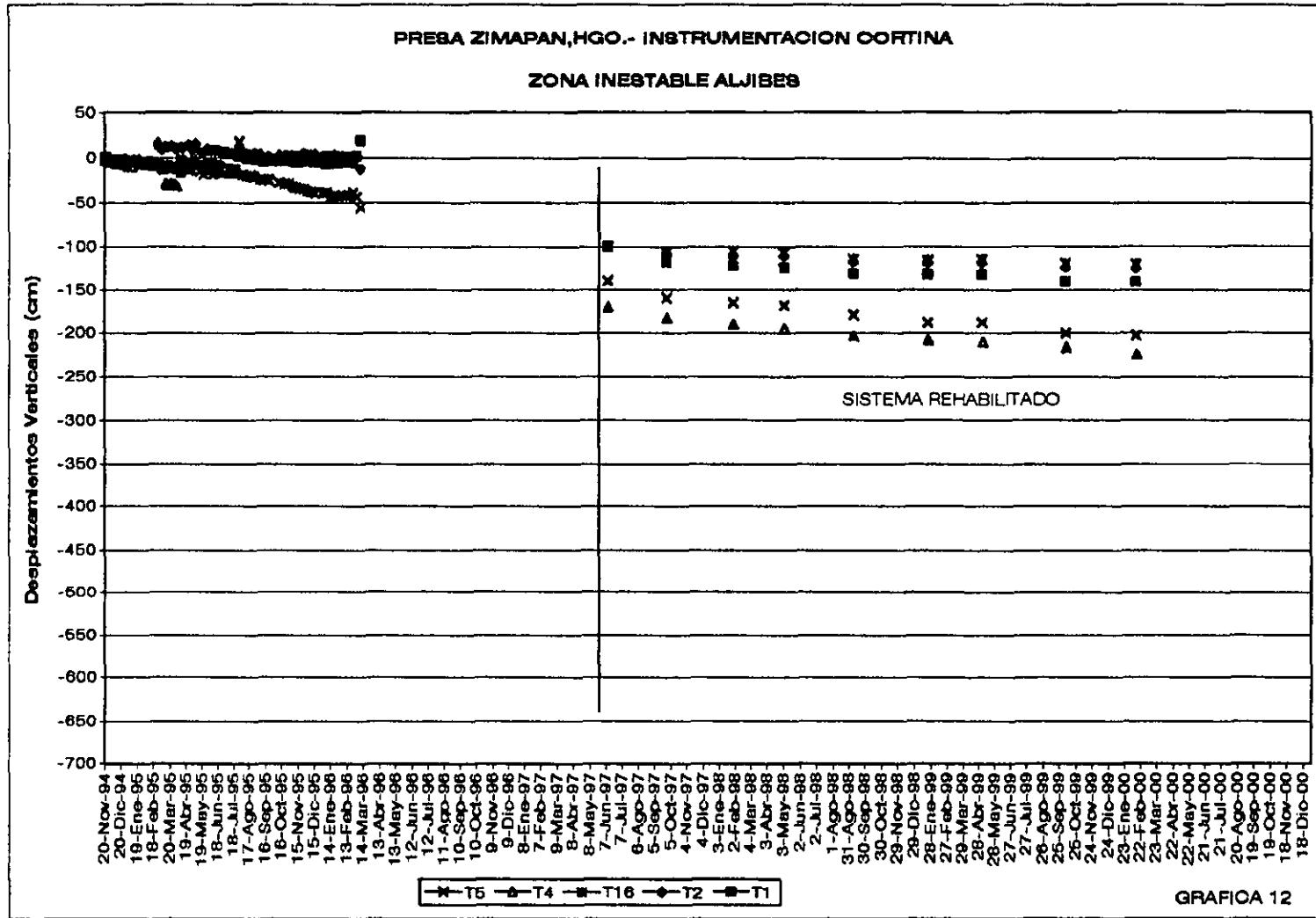
Tabla 3. Coordenadas UTM de las referencias (mojoneras) ubicadas en la zona de Aljibes (CFE, 2000).





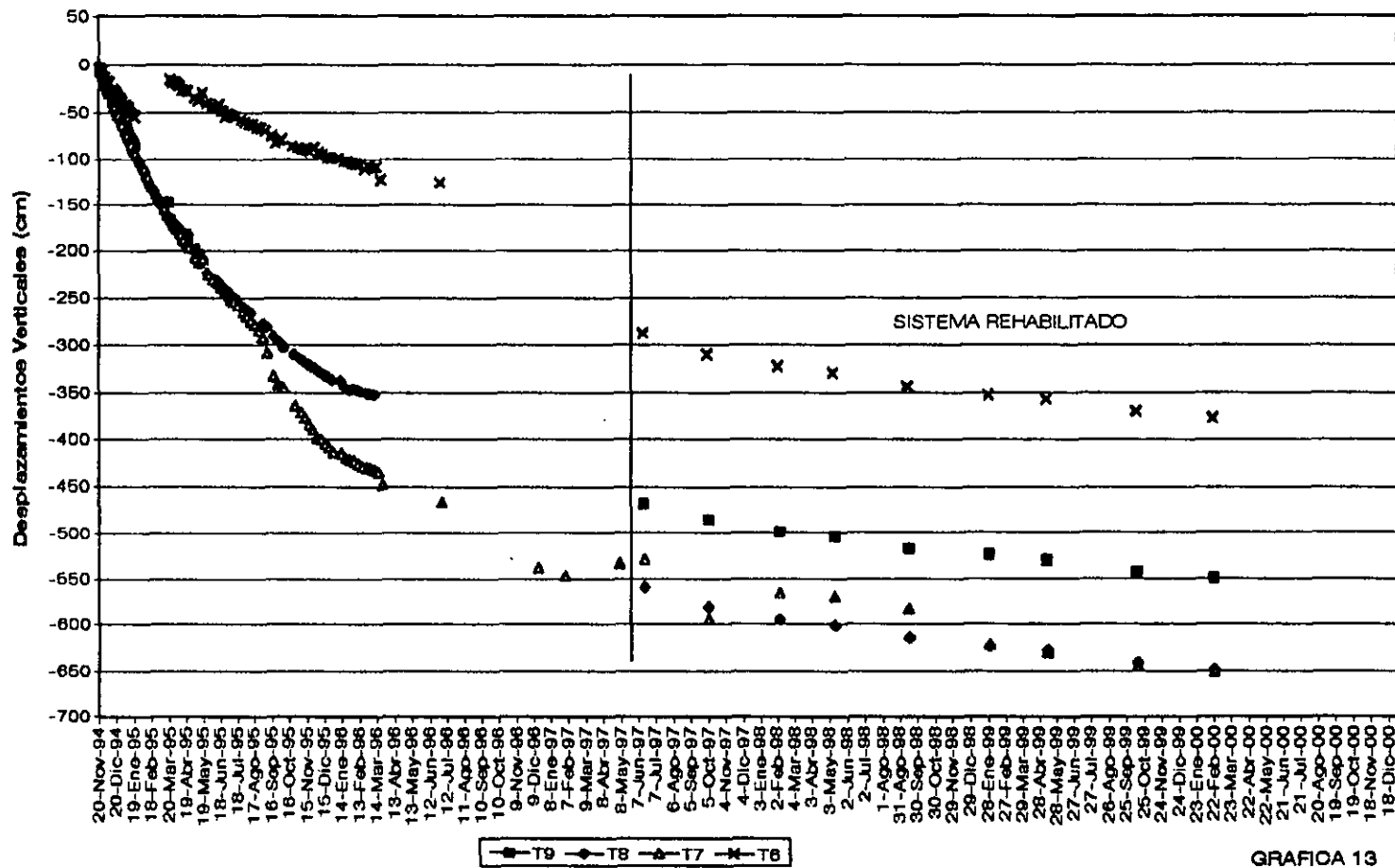


GRAFICA 11

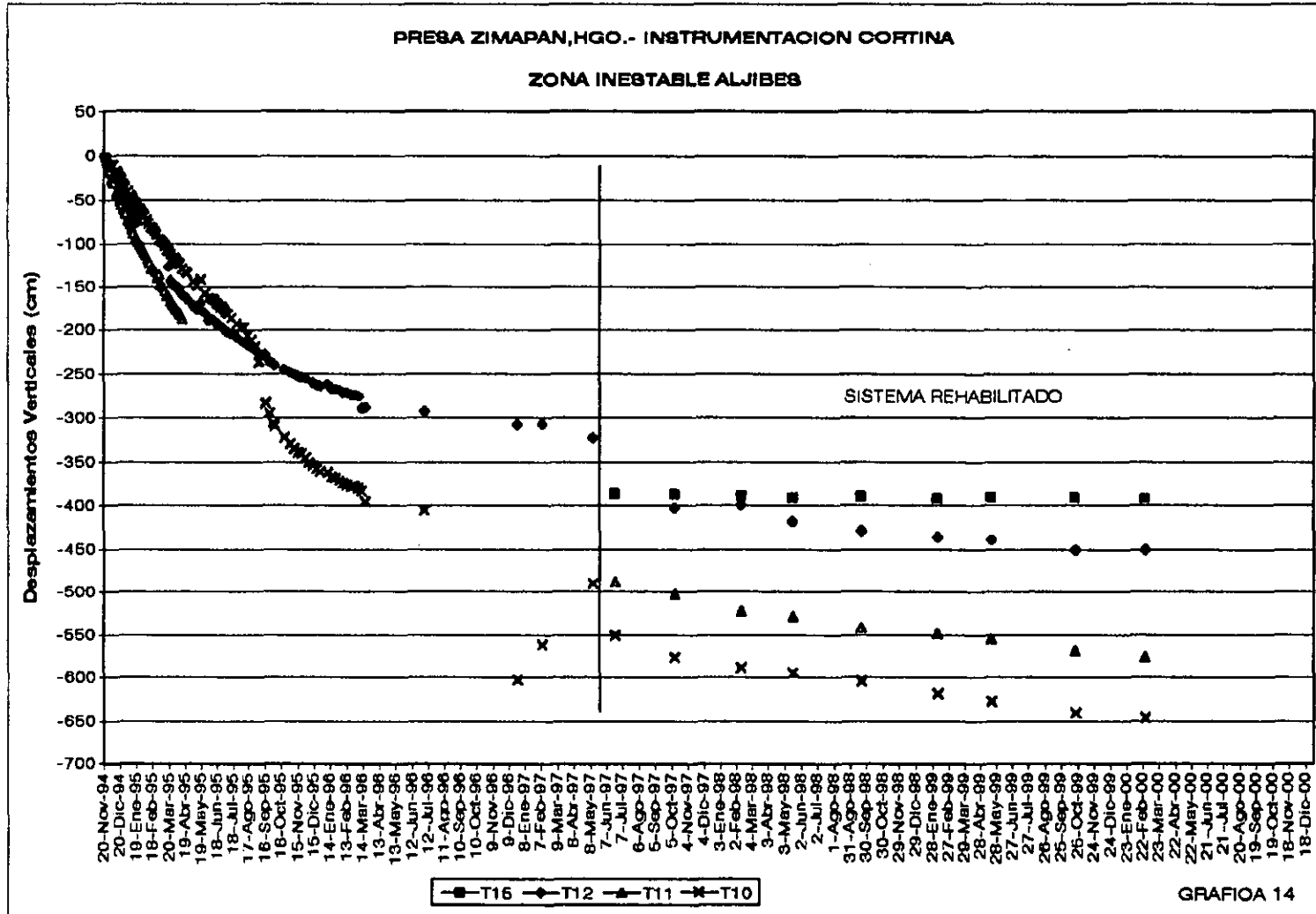


PRESA ZIMAPAN, HGO.- INSTRUMENTACION CORTINA

ZONA INESTABLE ALJIBES



GRAFICA 13



5. 4. DESLIZAMIENTO No. 4 (Valle del río Tula)

5. 4. 1. Localización

El día 19 de septiembre de 1994 se presentó un deslizamiento en el embalse sobre el cauce del río Tula (en una zona de estrechamiento del mismo), a una distancia aproximada de 3.5 km en línea recta de la cortina, el cual provocó un oleaje sin consecuencia para las obras civiles (Figura 17).

5. 4. 2. Topografía y volumen del deslizamiento

El sitio está formado por rocas con intenso fracturamiento. Se estimó que el volumen deslizado fue de aproximadamente 180, 000 m³.

5. 4. 3. Geología

En la zona afloran calizas packstone de la formación El Doctor (CFE, 1994), las que por fallamiento inverso están sobreyaciendo a las lutitas de la formación Soyatal, más jóvenes en edad.

Las rocas calizas presentan estratificación gruesa de hasta 2 metros de espesor y se encuentran fuertemente fracturadas, observándose recristalización en las zonas de contacto de la cabalgadura.

El rumbo que presentan las capas es con tendencia N-S con echado variable de horizontal hasta 30 a 35° hacia el W, debido a que en esa zona se presenta un plegamiento.

La formación El Doctor subyace, en secuencia normal, en forma concordante y transicional a la formación Soyatal. La relación de superposición es de índole estructural.

5. 4. 4. Tipo de deslizamiento

De acuerdo con los datos geológicos (CFE, 1994), el movimiento ocurrió a través del plano de falla inverso que pone en contacto a las formaciones El Doctor y Soyatal. Este plano presenta también un echado variable y hacia el W desde horizontal hasta 35°, más o menos paralelo a la estratificación.

Cuando el nivel del embalse cubrió el terreno hasta el contacto con la caliza ésta deslizó hacia el flanco W de la ladera en forma súbita (Figura 18).

5. 4. 5. Condiciones Actuales

No se efectuaron análisis de estabilidad previos al deslizamiento, sin embargo, se consideró que el movimiento tuvo lugar debido a una reducción de los esfuerzos efectivos y del ángulo de fricción (por condiciones de saturación) en el plano de fallamiento.

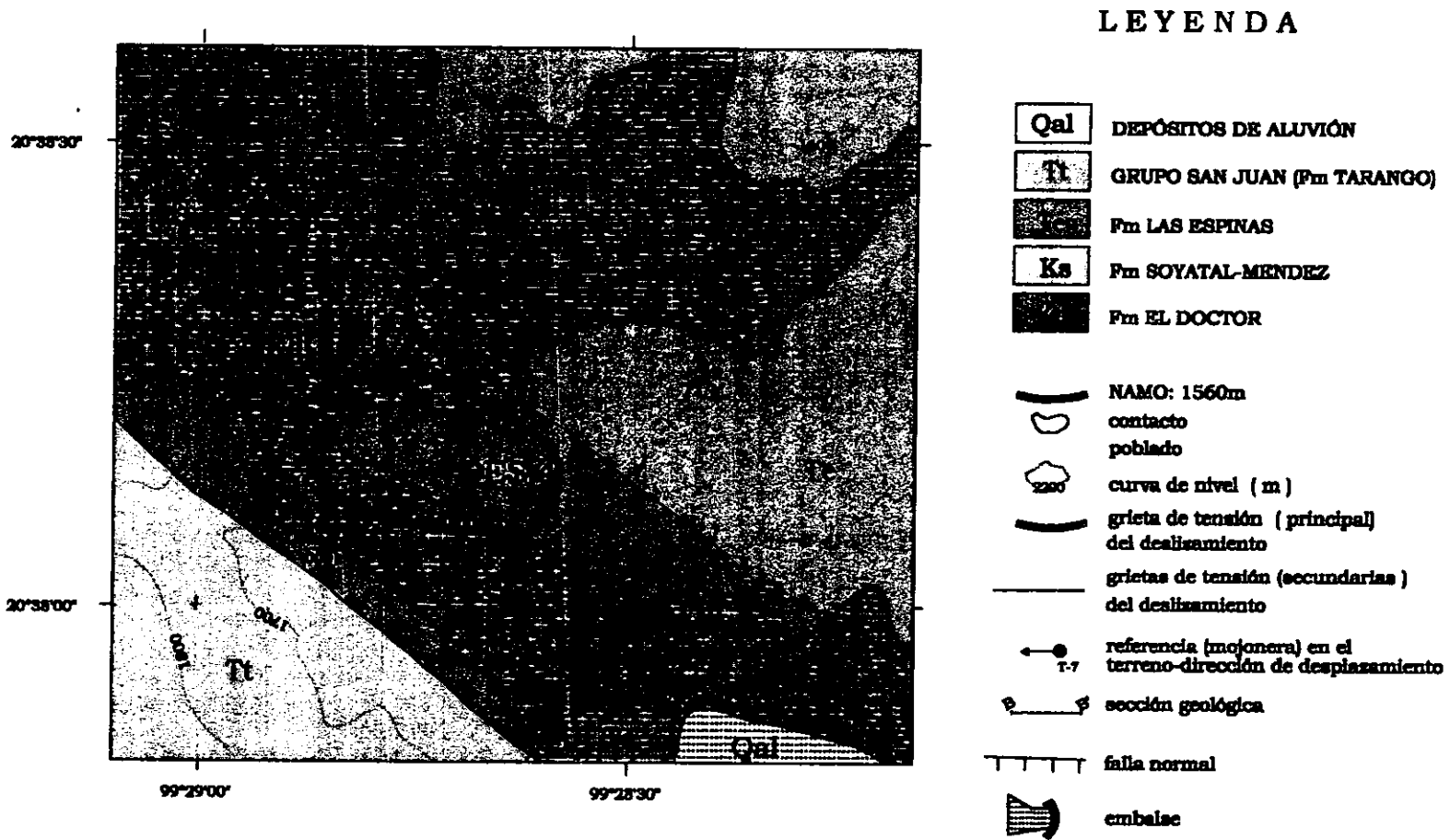


Figura 17. Planta geológica del deslizamiento No. 4 (valle del río Tula) (D^a).



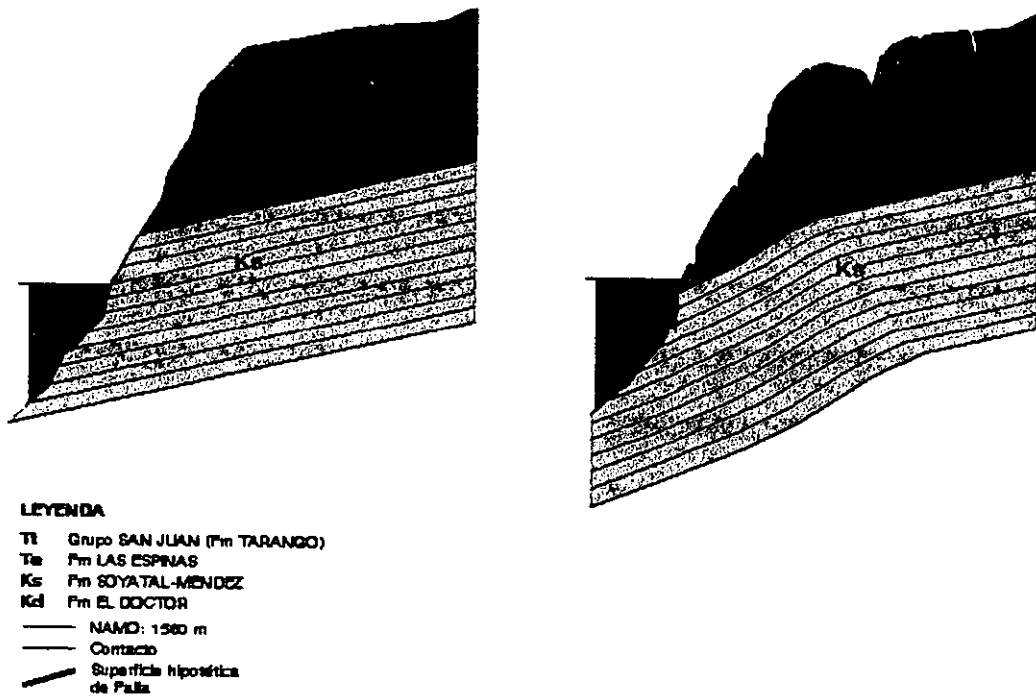


Figura 18. Mecanismo de deslizamiento sobre el valle del río Tula (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

Existen algunos bloques de caliza remanentes en la zona que pudieran caer o deslizarse, como consecuencia del intenso fracturamiento que presentan los mismos, pero dada la topografía de esta zona y la dirección de deslizamiento, el oleaje producido no incidiría directamente hacia la cortina o la obra de toma. No obstante se mantiene una observación visual de su evolución.

6. ANALISIS DE ESTABILIDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS

Los análisis que se presentan a continuación fueron realizados de forma manual, mediante el método de dovelas de Fellinius y posteriormente verificados por medio de un software de análisis que emplea el método de Bishop simplificado (Slide v. 2.0).

El método de Fellinius comprende todos los procedimientos de análisis de estabilidad respecto a falla por rotación, en los que se considera que la superficie de falla es un cilindro, cuya traza con el plano en el que se calcula es un arco de circunferencia (Badillo, 1979).

Este método divide el área de falla en tajadas verticales (dovelas), asumiendo que las fuerzas entre las dovelas son iguales y opuestas, por lo que se cancelan entre sí, por lo que solo se obtienen las fuerzas actuantes y resultantes en la base de cada dovela, y con la sumatoria de estas fuerzas se obtiene el Factor de Seguridad (*F. S.*).

Las fuerzas actuantes sobre una dovela son el peso o fuerza de gravedad, la cual se descomponen en una tangente y una normal a la superficie de la falla; mientras que las fuerzas resistentes son la cohesión y fricción, las cuales actúan en forma tangente a la superficie de falla.

El *F. S.* es el resultado del cociente de las fuerzas resistentes entre las fuerzas actuantes, y en donde el valor de 1.0 nos representa el punto de equilibrio. Valores por debajo de la unidad nos indican inestabilidad en la zona analizada.

El método de Bishop por su parte, toma en cuenta el efecto de las fuerzas entre las dovelas, en donde la solución rigurosa es muy compleja, y por esta razón se utiliza una versión simplificada de su método (Suárez, 1998).

6.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Para determinar las propiedades de resistencia de las rocas y el factor de seguridad (*F. S.*) actual en cada deslizamiento, utilizando el método de Fellinius, se empleó la siguiente metodología:

- DESLIZAMIENTO No. 1 (Zona frente a cortina)

- La geometría del plano de falla es plana con salida al pie de la ladera aproximadamente a la elevación de 1 380 m (Figura 19). Dicha superficie de falla se presenta en el material volcánico de la formación Las Espinas, a través de uno de los planos de pseudoestratificación que presenta ésta.

DESLIZAMIENTO No. 1
Zona frente a cortina

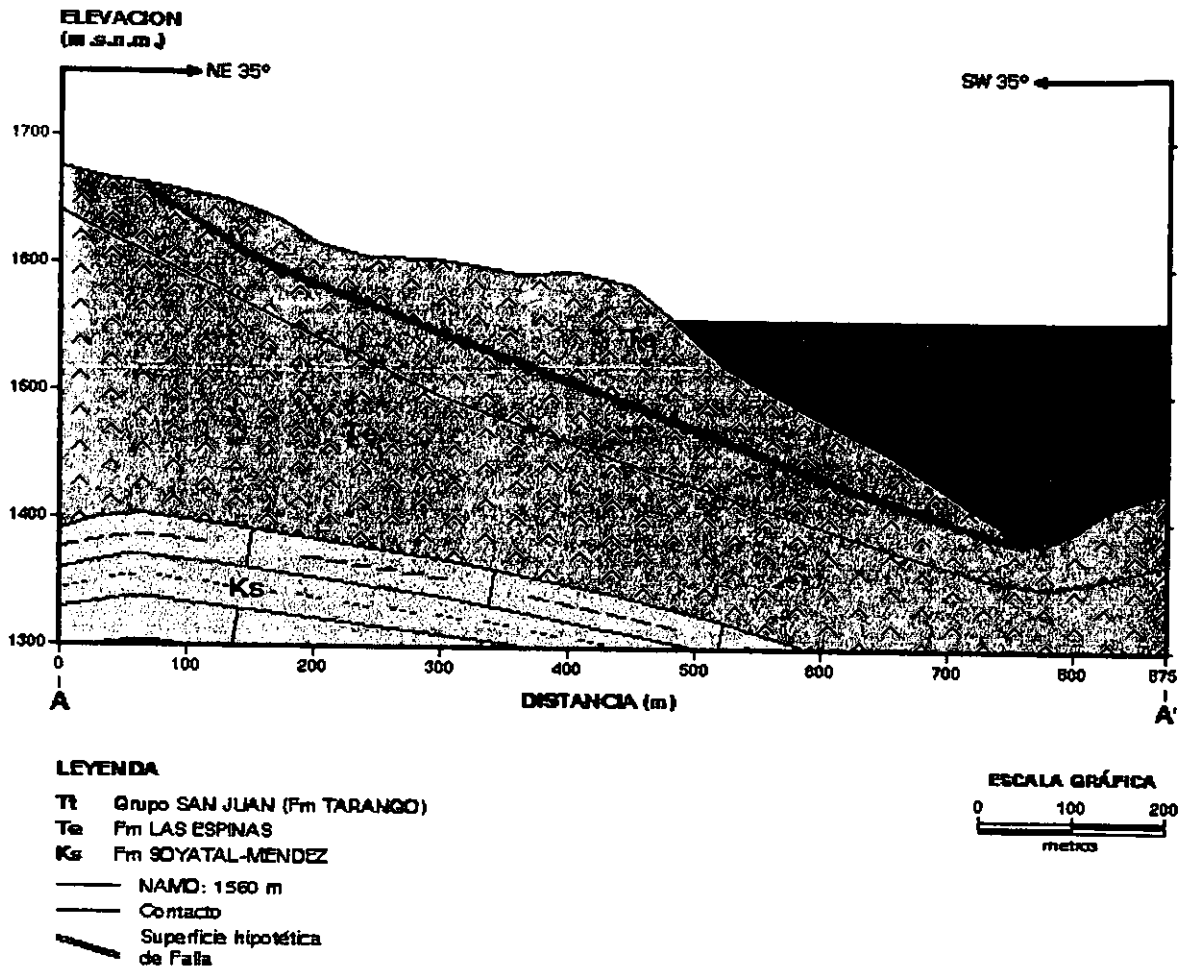


Figura 19. Sección geológica AA' que muestra la superficie de falla plana idealizada de la zona frente a cortina (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

- **DESLIZAMIENTO No. 2 y 3 (Zona frente a vertedor y zona de Aljibes)**

- La geometría del plano de falla para ambos deslizamientos se determinó trazando círculos de falla que unen la grieta en la superficie del terreno con salida al pie de la ladera a la elevación de 1 380 m para la zona frente a vertedor y de 1 400 m para la zona de Aljibes.

La superficie de falla en estos deslizamientos se desarrolla en la formación Soyatal-Méndez, en la zona alterada por intemperismo y favorecida por la dirección de la estratificación hacia el embalse. La falla probablemente es de forma circular, formada por una serie de "escalonamientos pequeños", los cuales se muestran en las Figuras 20 y 21, constituidos por la propia estratificación y pequeñas fracturas normales a ésta.

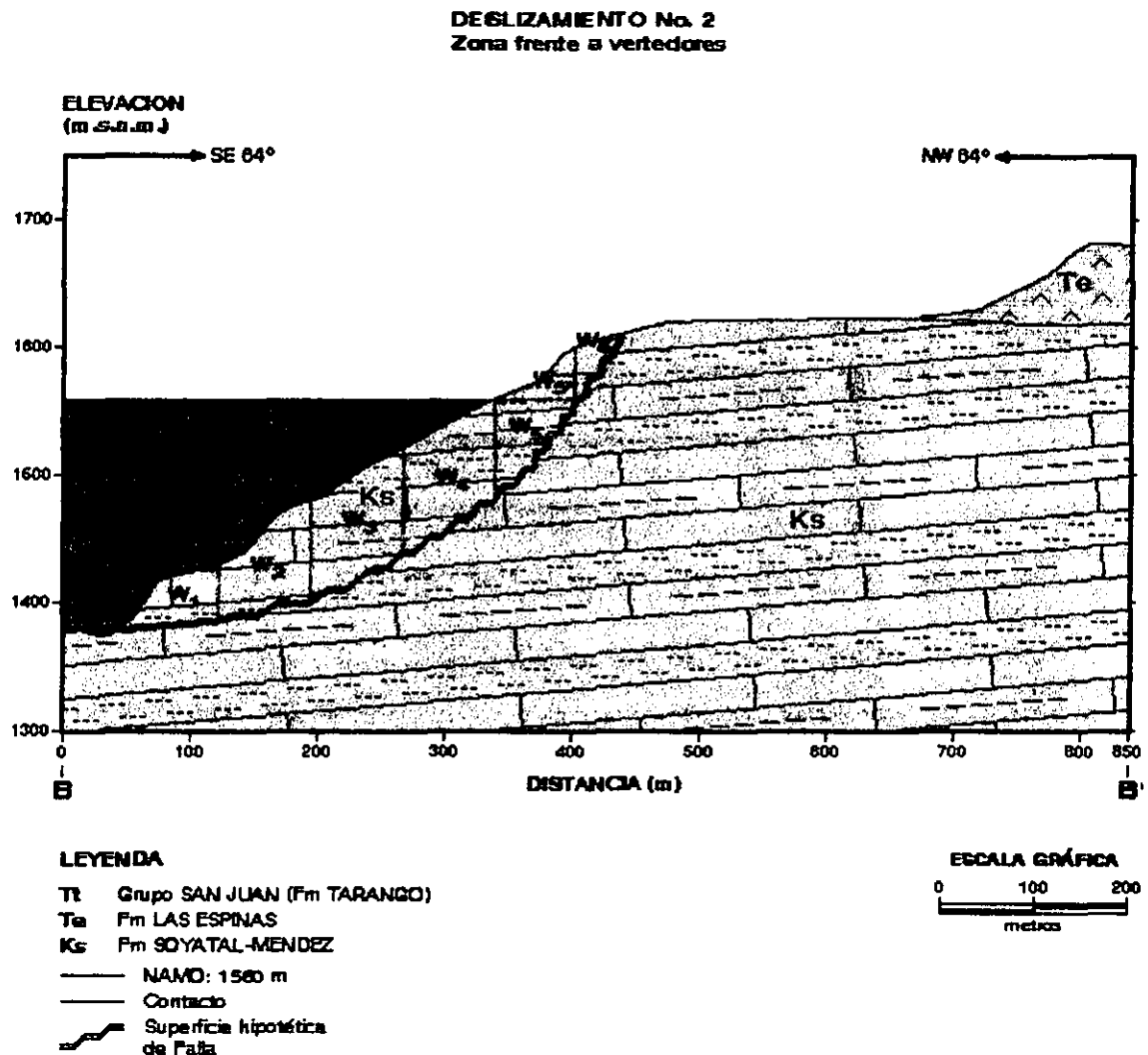


Figura 20. Sección geológica BB' que muestra la superficie de falla circular idealizada y la distribución de las dovelas empleadas para el análisis de estabilidad de la zona frente al vertedor (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

DESPLIZAMIENTO No. 3
Zona de Aljibes

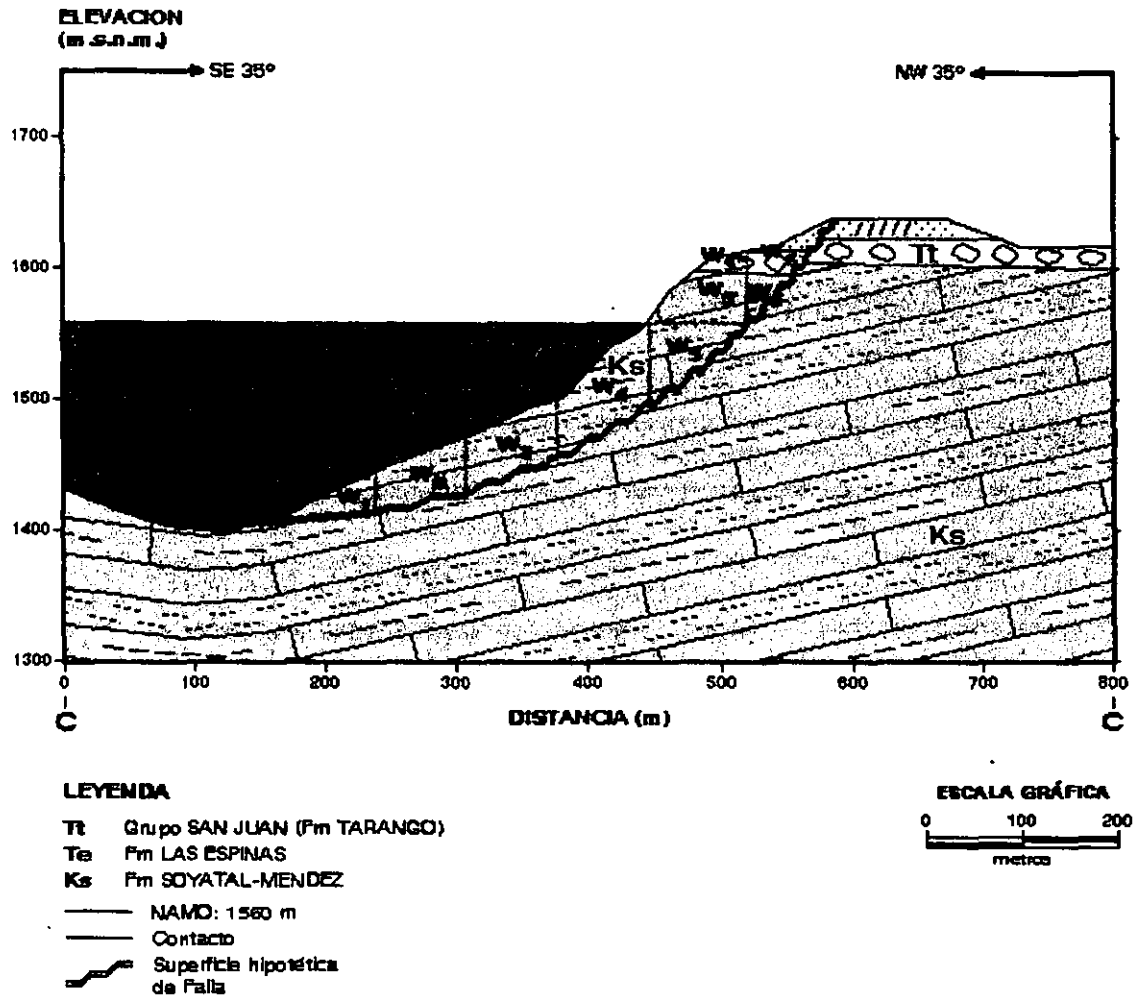


Figura 20. Sección geológica CC' que muestra la superficie de falla circular idealizada y la distribución de las dovelas empleadas para el análisis de estabilidad de la zona de Aljibes (El espesor y la posición de los estratos es esquemática).

Para realizar el análisis de los deslizamientos 2 y 3 se procedió como sigue:

- Se consideró una cohesión nula ($c=0$).
- Se calculó el volumen de cada una de las dovelas en que se dividió la falla a analizar (Figuras 20 y 21).
- Se obtuvo el peso seco (W_s) de cada dovela, empleando los siguientes pesos volumétricos (γ):

Fm. SOYATAL-MENDEZ	$\gamma = 2.3 \text{ Ton/m}^3$
Fm. LAS ESPINAS	$\gamma = 1.9 \text{ Ton/m}^3$
Grupo San Juan (Fm. TARANGO)	$\gamma = 1.8 \text{ Ton/m}^3$

- Se calculó el valor del ángulo de fricción (ϕ) mínimo requerido para un $F. S. = 1.0$ (antes del embalse), considerando que:

$$\text{el } F.S. = \frac{F_R}{F_A}$$

donde: F_R (fuerza resistente) = F_F (fuerza resistente debido a la fricción en el plano de deslizamiento)

$$F_A = \text{fuerza actuante}$$

$$F_F = F_{F1} + F_{F2} + K + F_{Fn}$$

$$F_A = W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn}$$

$$W_N = W \cos \alpha$$

$$W_T = W \sin \alpha$$

$$F_F = W_N \tan \phi$$

donde:

W = Peso de cada dovela

W_N = Componente normal a la superficie de la falla
(del peso de cada dovela)

W_T = Componente tangente a la superficie de la falla
(del peso de cada dovela)

α = ángulo del radio del círculo de falla
con la vertical en cada dovela

ϕ = coeficiente de fricción

Para un $F.S. = 1.0$, tenemos que:

$$F_F = W_T$$

- Con esta consideración se calcularon las Fuerzas Resistentes:

$$F_R = W_{N1} \tan \phi + W_{N2} \tan \phi + K + W_{Nn} \tan \phi$$

$$F_A = W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn}$$

Para un $F.S. = 1.0$, tenemos que:

$$F.S. = \frac{\sum (W_{N1} + W_{N2} + K + W_{Nn}) \tan \phi}{\sum (W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn})}$$

$$\sum (W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn}) = \sum (W_{N1} + W_{N2} + K + W_{Nn}) \tan \phi$$

$$\tan \phi = \frac{\sum (W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn})}{\sum (W_{N1} + W_{N2} + K + W_{Nn})}$$

$$\phi = \left[\frac{\sum (W_{T1} + W_{T2} + K + W_{Tn})}{\sum (W_{N1} + W_{N2} + K + W_{Nn})} \right]^{tan^{-1}}$$

- Con este valor del ángulo de fricción (ϕ) mínimo requerido para un $F. S. = 1.0$, se calculó el $F. S.$, pero ahora bajo las condiciones de sumersión, tomando en cuenta que el peso de las dovelas es menor cuando estas se encuentran bajo el agua del embalse, considerando también que el valor de ϕ no se modifica por la presencia del agua que satura el terreno. Cabe mencionar que de acuerdo a la experiencia ϕ si se reduce, sin embargo esta es una forma de estimar el efecto del agua en el $F. S.$

6.2. RESULTADOS

- El valor obtenido del factor de seguridad para el deslizamiento No. 1 (zona frente cortina) es muy próximo a la unidad, lo que nos indica que el desplazamiento tiende a estabilizarse.

- Los resultados obtenidos en los deslizamientos No. 2 y No. 3 (zona frente a vertedor y zona de Aljibes respectivamente) se resumen en el siguiente cuadro:

DESLIZAMIENTO	ϕ ANGULO DE FRICCIÓN	FACTOR DE SEGURIDAD (F. S.)
No. 2 Zona frente a vertedor	$\phi = 26.88^\circ$	$F. S. = 0.93$
No.3 Zona de Aljibes	$\phi = 29.06^\circ$	$F. S. = 0.91$

- A continuación se presentan una serie de análisis realizados por computadora (Slide v. 2.0) mediante el método de Bishop simplificado para cada uno de los deslizamientos que se encuentran actualmente instrumentados por CFE (Figuras 22A, 22B, 23A, 23B, 24A y 24B). Como puede observarse el $F. S.$ se reduce únicamente por el efecto de sumersión, y como es de esperar el valor de ϕ también se debía haber reducido en un cierto porcentaje, por lo que el $F. S.$ sería aún menor al aquí reportado.

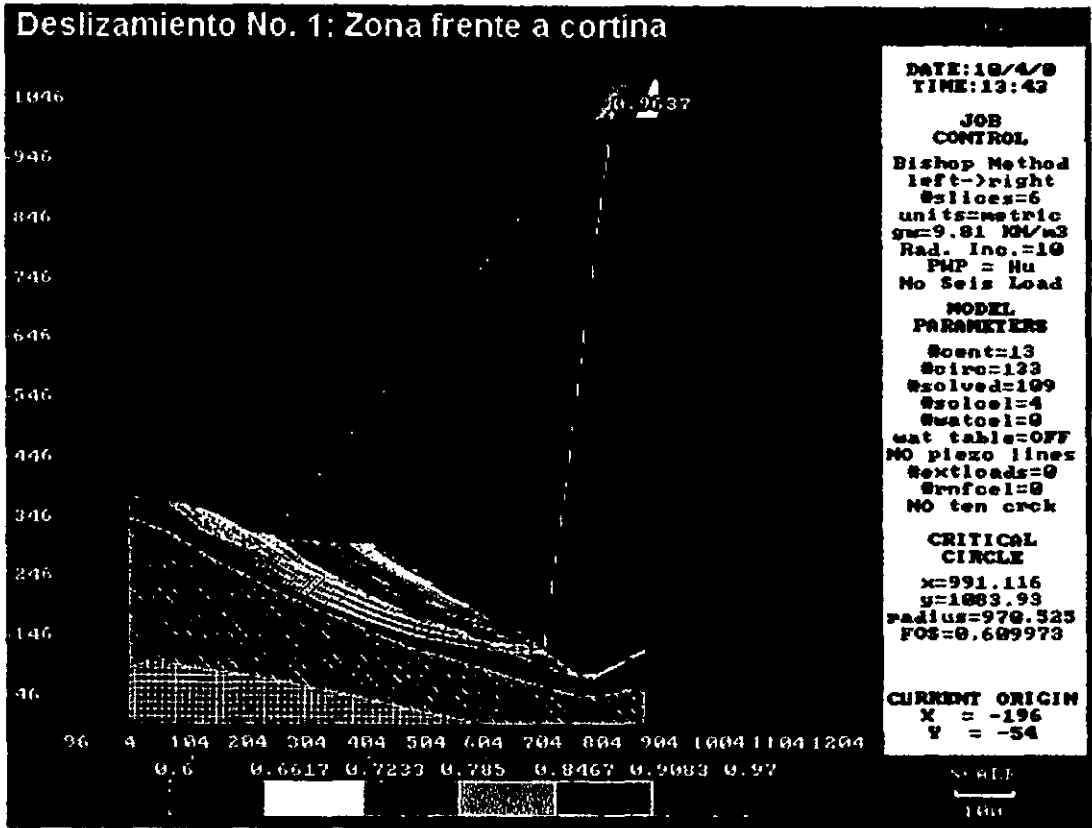


Figura 22A. Análisis del deslizamiento No. 1 (zona frente a cortina) bajo condiciones secas.

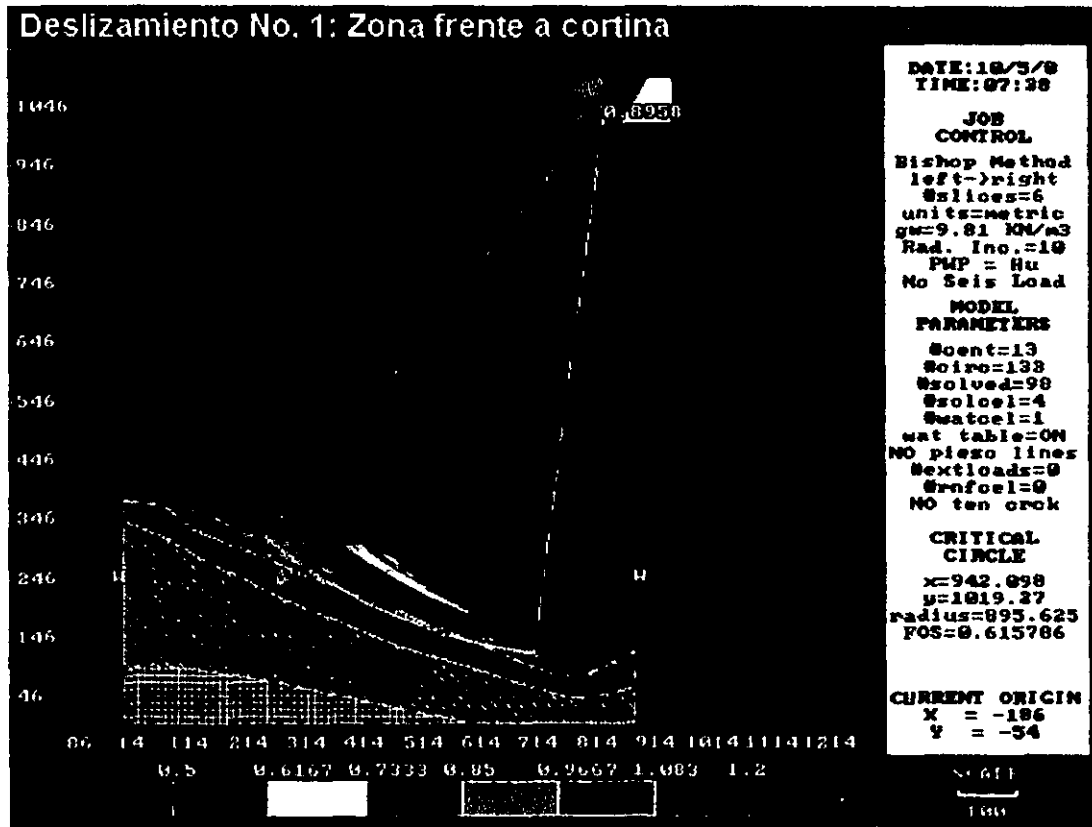


Figura 22B. Análisis del deslizamiento No. 1 (zona frente a cortina) bajo condiciones de sumersión.

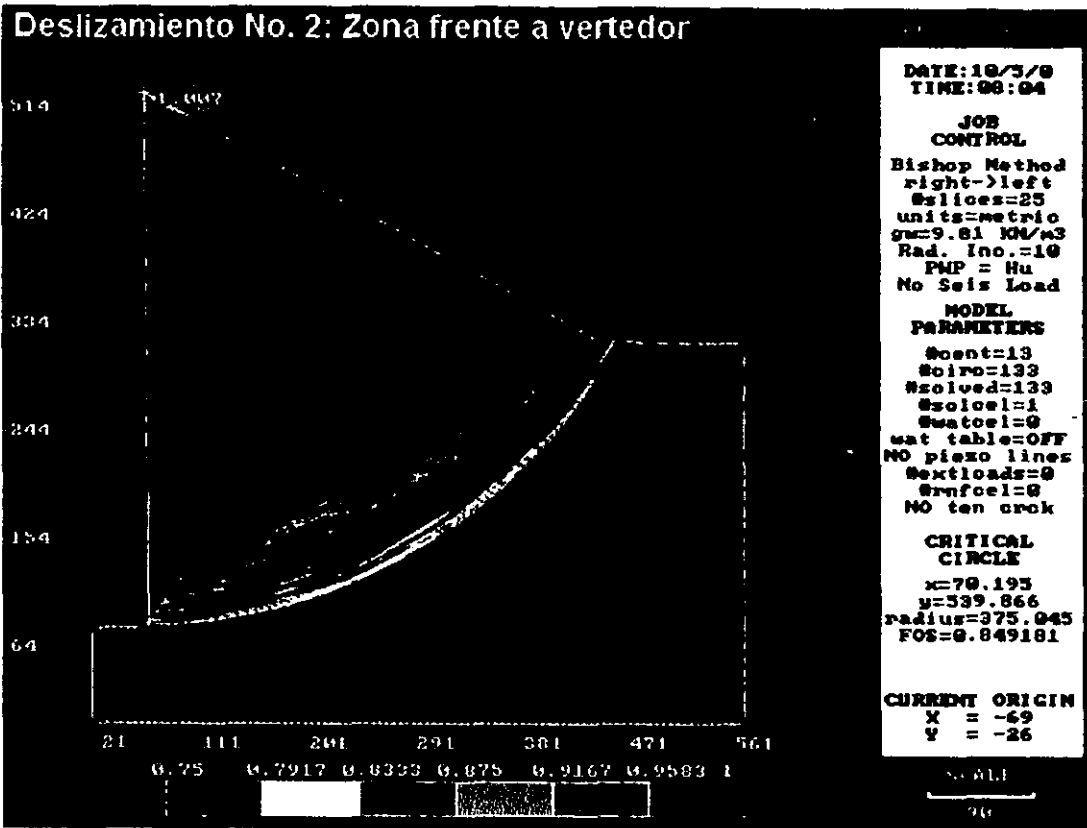


Figura 23A. Análisis del deslizamiento No. 2 (zona frente a vertedor) bajo condiciones secas.

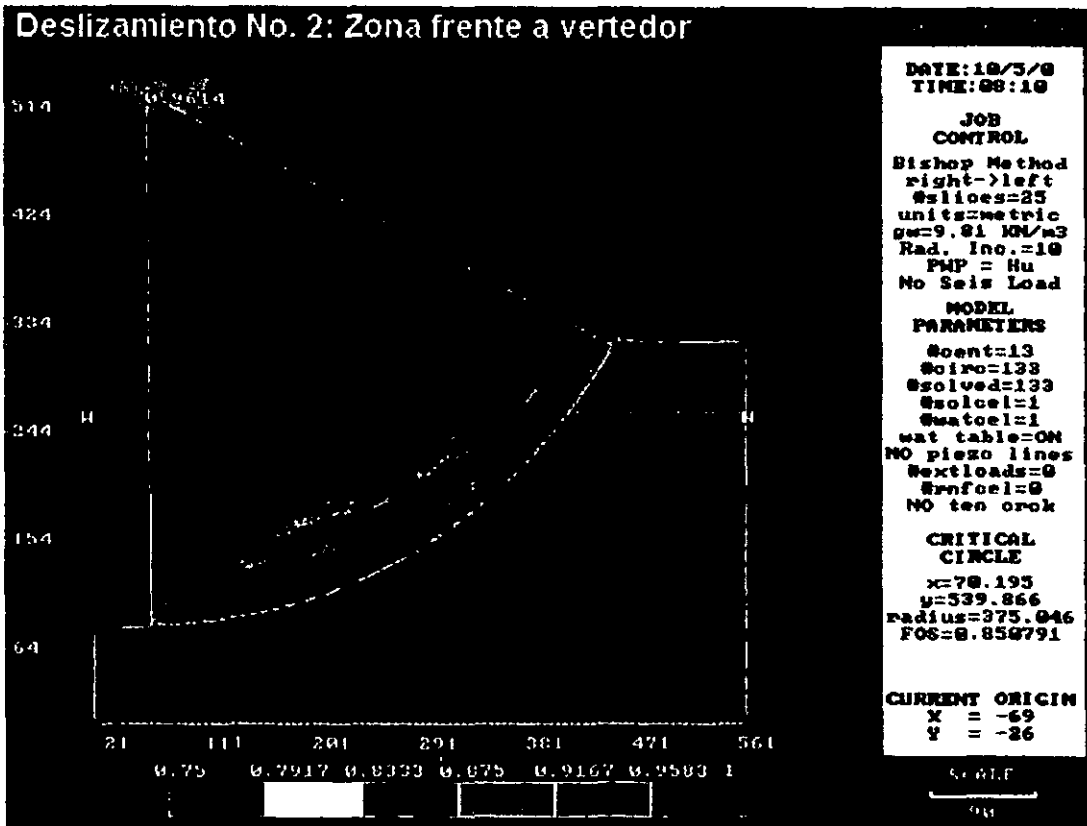


Figura 23B. Análisis del deslizamiento No. 2 (zona frente a vertedor) bajo condiciones de sumersión.

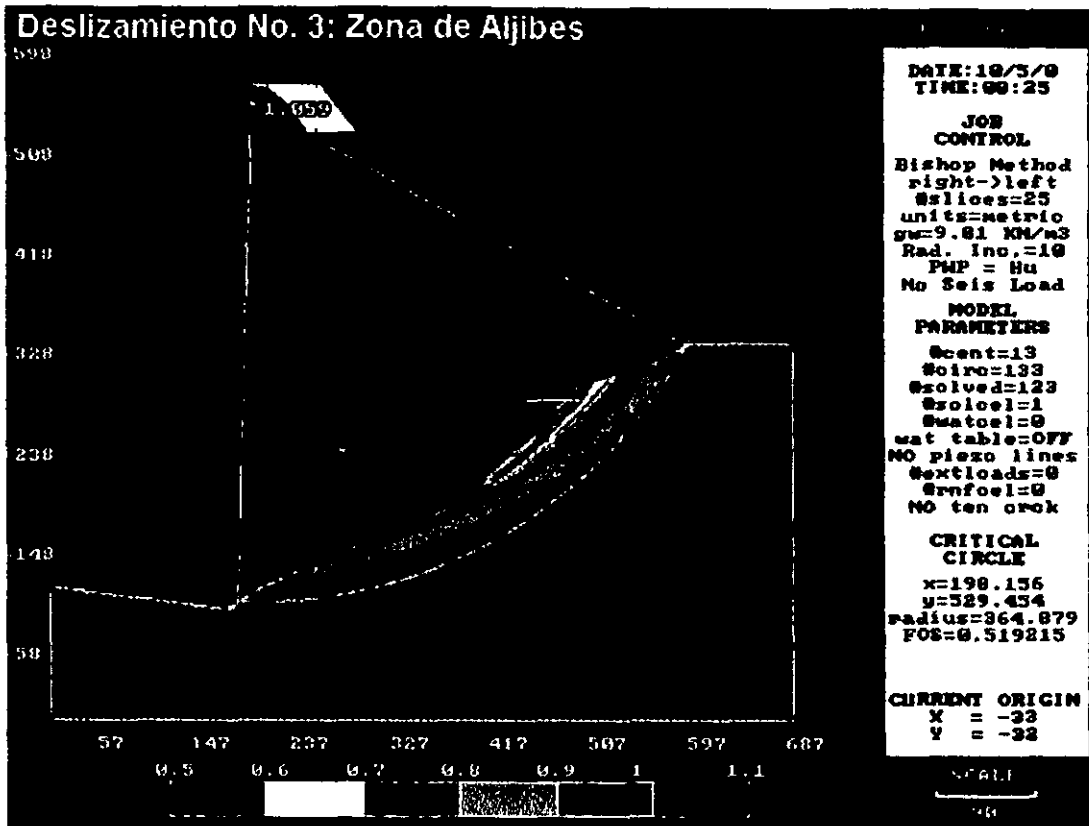


Figura 24A. Análisis del deslizamiento No. 3 (zona de Aljibes) bajo condiciones secas.

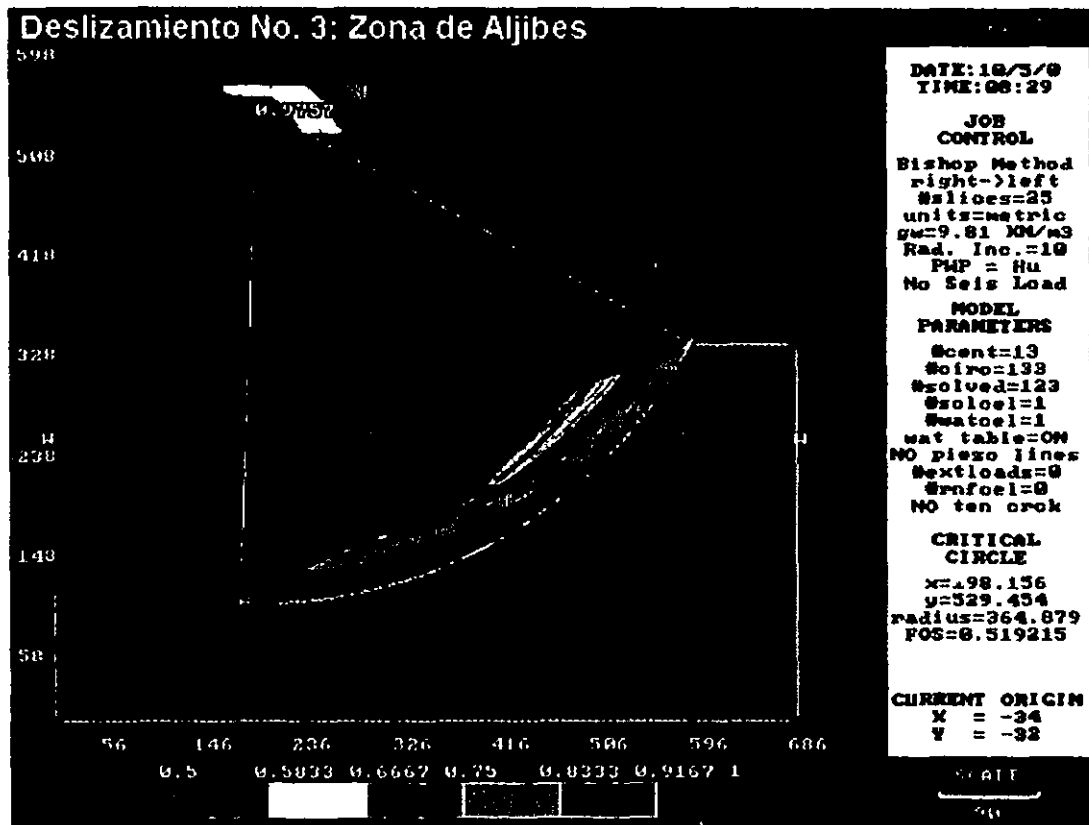


Figura 24B. Análisis del deslizamiento No. 3 (zona de Aljibes) bajo condiciones de sumersión.

7. SISMICIDAD CERCANA A LA PRESA ZIMAPÁN

7. 1. SISMICIDAD INDUCIDA

Cuando se modifican las condiciones naturales de una zona por la creación de un embalse, suelen producirse deslizamientos de masas de tierra por taludes inestables, siendo la gravedad en la forma del peso de la masa del suelo y del agua que se encuentra sobre ella, la fuerza principal que tiende a producir la falla, mientras que la resistencia al esfuerzo cortante del suelo es la principal fuerza resistente.

Pero tal vez este no sea el principal problema que conlleva el emplazar una presa, sino la posible modificación del régimen sísmico de la zona. Las catástrofes protagonizadas por presas, y el efecto observado en algunas por la acción de terremotos, han sido la causa de una intensificación en el estudio de la sismicidad en grandes presas.

Aún y cuando en muchos casos las presas están situadas en zonas de un cierto nivel de sismicidad, no es aceptable a priori, el asociar todos los sismos que ocurren en su proximidad a la acción del embalse; sin embargo, en muchos casos se ha comprobado que ha existido una relación muy directa entre la creación de un embalse y el aumento de la actividad sísmica o el inicio de la misma en zonas consideradas previamente asísmicas.

Observaciones realizadas en presas de todo el mundo que han originado sismicidad inducida, han permitido establecer esta asociación, basándose en el estudio de las características de las mismas, de las condiciones geológicas y tectónicas de la zona y a la sismicidad presentada antes de la construcción (López y Pérez, 1975):

1. La energía liberada en los sismos producidos por el hecho de crear un embalse puede ser muy considerable. Se han alcanzado magnitudes superiores a 6 (M_c =Mercalli).

2. La altura de la columna de agua (profundidad del embalse) parece jugar un papel más importante en la creación de sismos que el volumen de agua embalsada. Exceptuando un pequeño número, todas las presas cuyos embalses han inducido sismos sobrepasan los 100 m.

3. La existencia de fallas en el vaso y la heterogeneidad del subsuelo parecen favorecer la creación de sismos.

4. No parece existir relación entre la litología del vaso y el incremento de actividad sísmica, ya que se han inducido sismos en todo tipo de rocas, incluso en suelos débilmente cementados.

Algunos de los mecanismos que pretenden explicar el desencadenamiento de la sismicidad inducida por la acción de un embalse y de la liberación brusca de energía del orden de 1020 ergios (magnitud 6.0), son los propuestos a continuación (CFE, 2000):

1. Cambio en las propiedades físicas de la roca del vaso.

2. Efecto directo de la carga del embalse que da lugar a reajustes y basculamiento de los bloques que constituyen la base del embalse.

3. El llamado "efecto de gatillo" ("triggering"), en el que la sobrecarga actúa en áreas en las cuales el estado previo de esfuerzos era ya crítico antes de embalsar.

4. Efecto combinado de la disminución de los esfuerzos efectivos por aumento de la presión del agua filtrada a través de diaclasas, fallas, etc., con la consiguiente disminución de la resistencia al corte en planos débiles (que además están lubricados por el agua) dando lugar a rotura de fisuras con liberación brusca de energía.

En la presa Zimapán existe la posibilidad de que se produzca un deslizamiento súbito hacia el embalse por la acción de un sismo, el cual puede provocar un oleaje que dañe a la cortina y el vertedor, por lo que actualmente se cuenta con una constante evaluación y monitoreo de la sismicidad en el entorno del embalse.

Antes que se iniciara el llenado del embalse, de diciembre de 1993 a marzo de 1994, la sismicidad generada alrededor del mismo, se caracterizó por ser escasa. Fue durante los meses de marzo, julio y octubre de 1995 que se presentaron pequeñas secuencias sísmicas (enjambres) en un período de 40 horas, registrándose intensidades no mayores a los 2.5 (Mc) y profundidades focales menores a los 5 km.

Los sismos del mes de marzo se relacionaron con la tectónica propia del sitio más que con el llenado del vaso, mientras que los movimientos de julio y octubre se consideraron como sismicidad inducida por el embalse (Castro*, 1995, Lomas*, 1996) (*CFE, 1996).

7. 2. TECTÓNICA

El área en donde se emplaza la presa Zimapán corresponde a una zona considerada como de baja sismicidad; sin embargo, existen cerca de la presa dos zonas sismogénicas importantes, la región de Acambay-Tixmadejé y la de Actopan-El Mezquital.

Sutter (1992*) ha realizado estudios del Semi-Graben Los Aljibes, ubicado en la parte SW de la cortina, concluyendo que esta estructura geológica es la continuación hacia el norte del Graben del Mezquital y que al haberse roto parcialmente este en 1976 al producirse el temblor de El Cardonal (Mc=5.3), y de acuerdo al análisis de estado de esfuerzos que realizó en la zona, el Semi Graben puede también estar sísmicamente activo y generar un temblor de magnitud (Mc) mayor a 5.0 (*CFE, 1996).

De acuerdo a Sing (1990), la amplificación de las ondas sísmicas provenientes de temblores ocurridos en la costa del Pacífico, observada en y cerca del Valle de México, parece estar relacionada con la configuración original del valle a fines del Terciario y/o la presencia del eje Neovolcánico. Los datos indican que dicha amplificación no se presenta una vez que las ondas han cruzado dicho eje o han salido fuera de los depósitos más recientes. Lo anterior se confirma con los estudios de isosistas de Figueroa (1987).

No existe evidencia de sismicidad local asociada a la falla El Doctor, la cual afecta a depósitos del Cretácico y parece no prolongarse en formaciones más recientes, por lo que probablemente no se encuentre activa (CFE, 1991).

7. 3. INSTRUMENTACIÓN Y SISMICIDAD EN EL ENTORNO AL EMBALSE

El análisis del comportamiento sísmico del área, el cual se inició a finales de 1990, es realizado actualmente mediante una red formada por 4 estaciones sismológicas autónomas de registro, instaladas en Xajhá, cerro Prieto, Banzhá y Noxtey, así como por un sistema analógico-digital ubicado en la Oficina de Instrumentación en Mesa de León, Qro.

A partir de que se inició el estudio de la sismicidad del área, se ha observado que la actividad sísmica se concentra principalmente en tres sitios (Figuras 25 y 26) (CFE, 1996):

1. Al norte de la cortina: sismos con distancias epicentrales entre 50 y 80 km y profundidades intermedias (15 a 20 km).

2. Dentro de la zona cubierta por la red: sismos asociados hasta 1994 con la obra civil.

3. En la parte sur: sismos con distancias epicentrales entre 20 y 60 km al SSE de la estación de Noxtey, y con profundidades superficiales a intermedias (0.5-6.0 km). Esta última región es la principal generadora de actividad; las magnitudes de estos sismos varían entre 1.0 y 3.4 (Mc).

La sismicidad local se ha concentrado sobre todo cerca de las estaciones Noxtey y Banzhá, mientras que la principal actividad regional se genera en la región de Actopan.

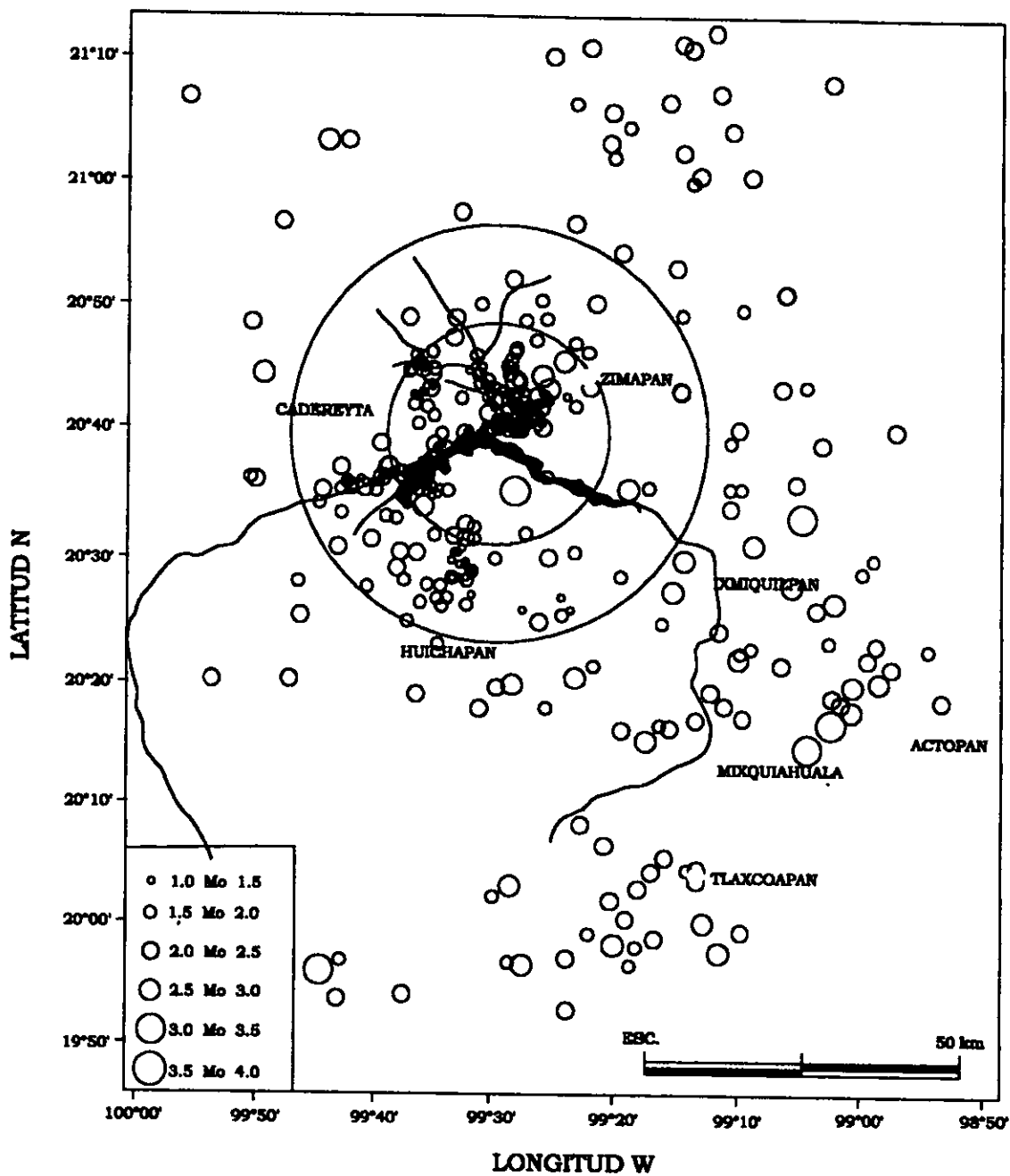


Figura 25. Sismicidad antes del llenado del embalse (Finales de 1990 a noviembre de 1993)
 (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996) (D*).

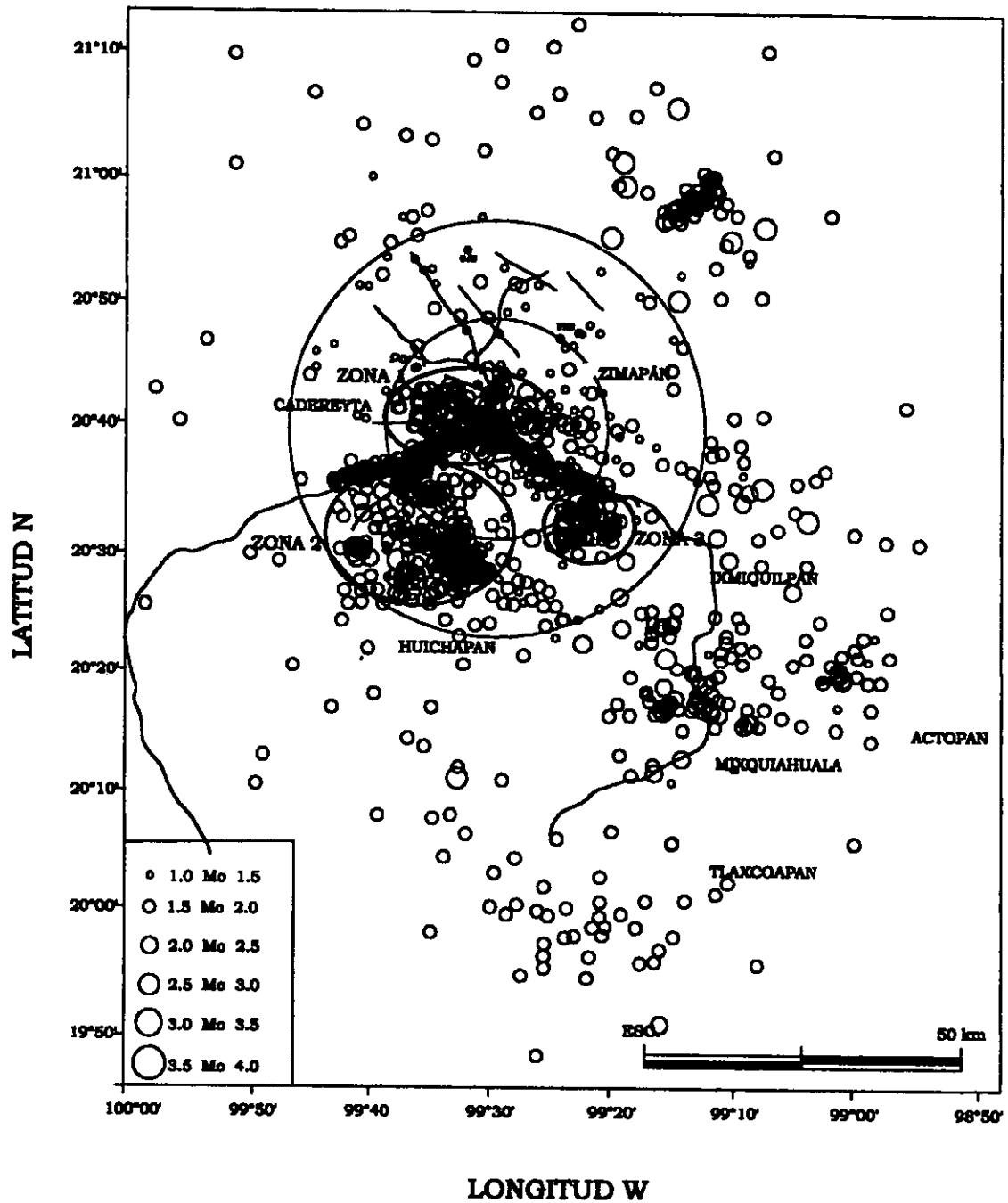


Figura 26. Actividad sísmica de diciembre de 1993 a diciembre de 1995 (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996) (D^o).

7. 4. ANÁLISIS SÍSMICO

El análisis presentado a continuación, proporcionado por la Oficina de Sismología de la Comisión Federal de Electricidad, corresponde al primer bimestre de 1996 (CFE, 1996), a 2 años del llenado del vaso.

El análisis incluye solamente la sismicidad localizada a menos de 9 km de la estación repetidora (RPT), ya que es la actividad que está afectando a la zona, es decir, a la región de Mesa de León y el embalse del lado del río San Juan.

Aunque el análisis hace referencia únicamente a los sismos de enero y febrero de 1996; con el propósito de observar la frecuencia sísmica del área y la actividad generada en este bimestre, se consideraron también los datos epicentrales a partir de que se instaló la estación RPT (noviembre de 1994) y los de 1995.

7. 4. 1. Frecuencia sísmica y nivel de embalse

La Figura 27 muestra una gráfica en donde se observa el número de temblores localizados a menos de 9 km de la estación RPT, ocurridos en el periodo de noviembre de 1994 a febrero de 1996, así como los cambios en el nivel del embalse, ésto con el propósito de establecer alguna relación entre las fluctuaciones hidrostáticas del vaso y la frecuencia sísmica de la zona.

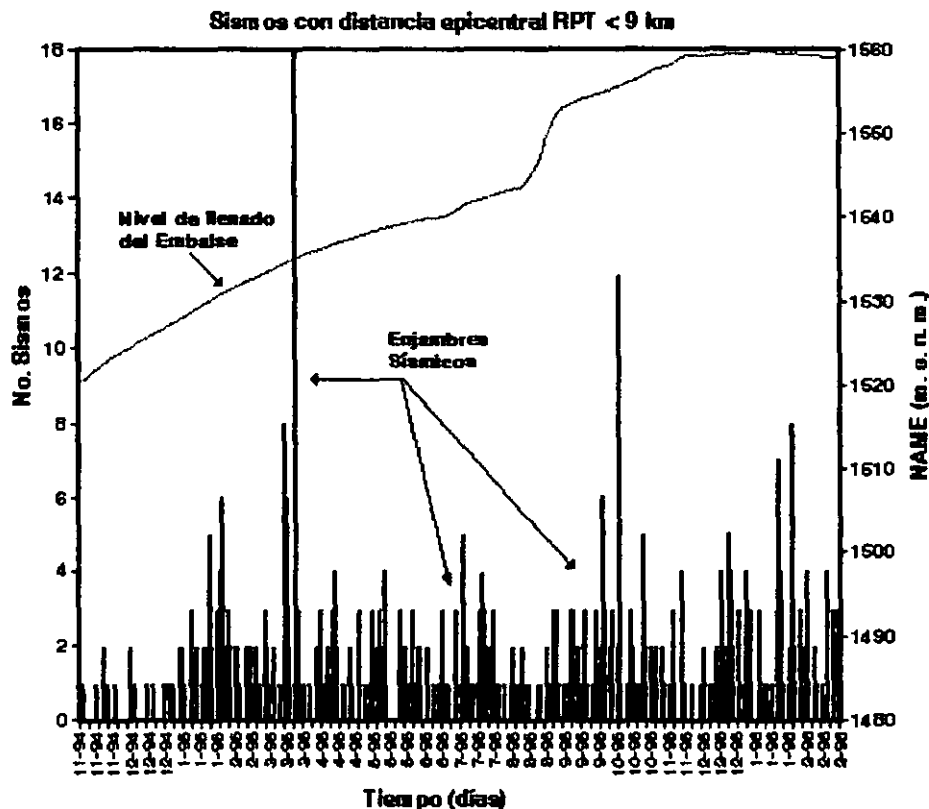


Figura 27. Frecuencia Sísmica contra Nivel del Embalse (noviembre 1994 – Febrero 1996) (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996).

En la figura pueden observarse los enjambres sísmicos ocurridos durante los meses de marzo, julio y octubre de 1995, así como los sismos registrados durante el primer bimestre de 1996.

No logra establecerse una relación importante entre el incremento de la sismicidad y los cambios en el nivel del embalse, excepto durante la secuencia ocurrida en el mes de julio, ya que es durante ese mes y el siguiente que se presentaron las máximas precipitaciones pluviales, incrementando el nivel del vaso.

La Figura 28 muestra la distribución de los sismos locales registrados en la estación RPT que ocurrieron durante enero y febrero de 1996, así como las magnitudes que registraron los mismos.

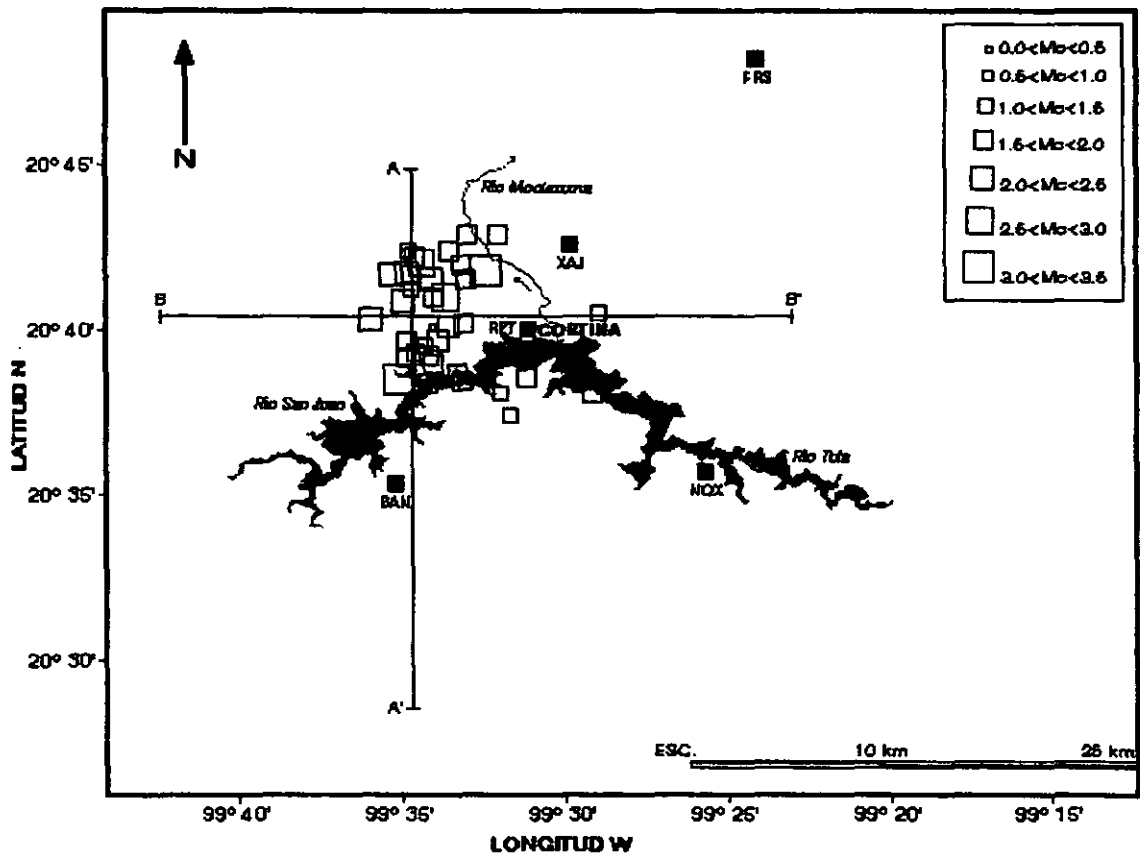


Figura 28. Distribución epicentral en la zona de Mesa de León, primer bimestre de 1996 (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996).

Como puede observarse, hubo dos acumulaciones importantes de sismos: una en el área donde se encuentra el poblado de Bellavista y otra más al sur, próxima al embalse. Es importante mencionar que la actividad sísmica está actuando principalmente en el área de Mesa de León, la cual corresponde a una meseta de material ígneo (basalto, tobas y arenas volcánicas) de gran extensión. La sismicidad registrada cerca de la cortina fue escasa.

A partir de la realización de dos perfiles sísmicos en las direcciones N-S (sección AA') y E-W (sección BB') (Figura 28), en los que se visualiza la distribución hipocentral, se ha logrado establecer que la sismicidad está ocurriendo principalmente a profundidades someras (entre 0.5 y 6 km.), sin que se presente una alineación preferencial (Figuras 29 y 30).

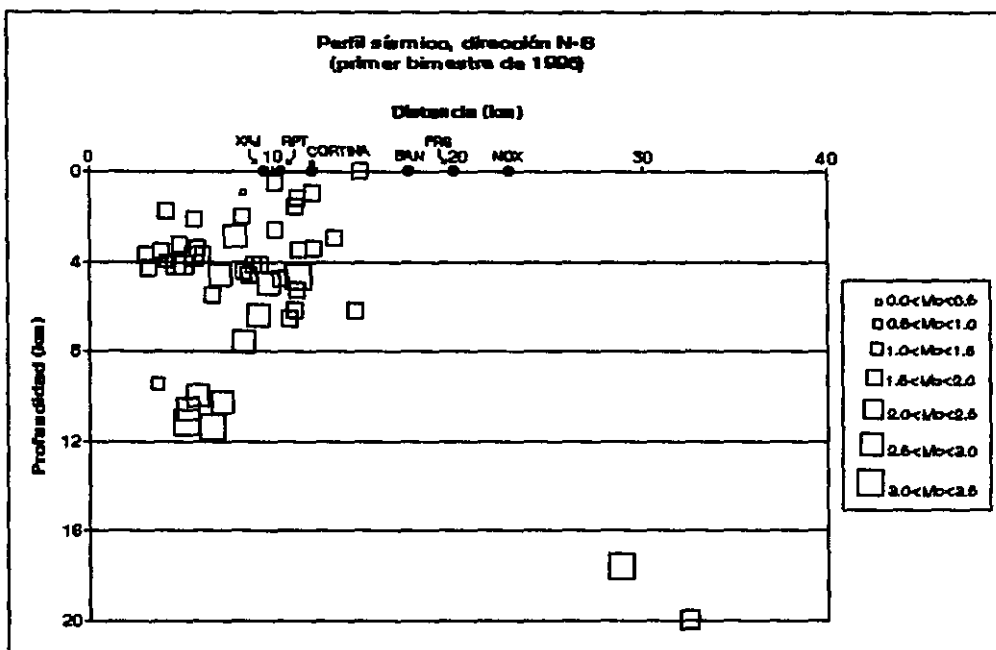


Figura 29. Perfil sísmico, dirección N-S. Primer bimestre de 1996 (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996).

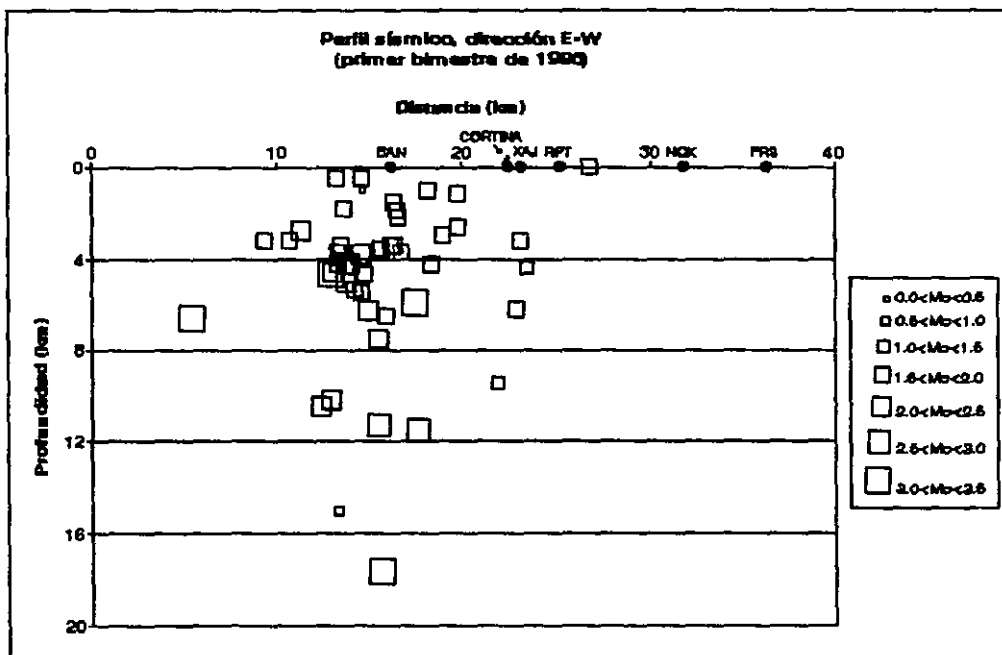


Figura 30. Perfil sísmico, dirección E-W. Primer bimestre de 1996 (Tomada de Castro, Santamaría y Lomas, CFE, 1996).

8. CONCLUSIONES

El deslizamiento No. 1, identificado como zona frente a cortina, fue estudiado desde la etapa de anteproyecto en el año de 1984, considerándose desde entonces como una zona potencialmente inestable dadas las características de la roca que la constituye y su localización con respecto a las obras civiles.

El movimiento máximo acumulado, desde la medición inicial de diciembre de 1993 a la realizada en febrero del 2000 es de tan solo 10.7 cm en la dirección NE (referencia T-6), es decir de 1.42 mm/mes.

Dentro del periodo comprendido entre enero de 1999 y febrero del 2000, la variación horizontal y vertical máxima se presenta en la referencia T-3, con 5.9 mm y 2.0 mm respectivamente. La velocidad de desplazamiento horizontal, en el mismo periodo de tiempo, es de 0.5 mm/mes, la cual a disminuido en un 50% con respecto a la medición del último bimestre de 1998 (1 mm/mes).

Dichos resultados nos permiten observar que la velocidad de desplazamiento de las referencias implementadas para el monitoreo de esta zona continua en forma lenta pero constante y con tendencia a estabilizarse, representando actualmente un bajo riesgo para las obras civiles.

En la zona de deslizamiento No. 2 (zona frente a vertedor) no se han construido referencias permanentes para la medición de su comportamiento, debido al alto grado de alteración que presenta el terreno y a la velocidad de desplazamiento que presentó esta zona cuando se inició el movimiento. En su lugar son empleadas referencias naturales, distribuidas tanto dentro como fuera de la zona de mayor movimiento.

El desplazamiento horizontal máximo medido a partir de la observación inicial en agosto de 1995 a la realizada en el mes de octubre de 1999 lo presentó el punto 3 y fue de 29.84 m, es decir de 19.5 mm/día. En el periodo de octubre de 1999 al primer bimestre del 2000 la velocidad de desplazamiento horizontal máxima de la misma referencia fue de 2.5 mm/día, esto es 3.6 mm/día menor con relación al observado entre mayo y octubre de 1999, y que fue de 6.1 mm/día.

Basándose en los análisis de las mediciones periódicas de control de esta zona, puede considerarse que el punto 3 es el único en movimiento, mientras que el resto se encuentran en equilibrio o con movimientos provocados por intemperismo básicamente. Tal es el caso de los puntos 5, 6 y 7 ubicados fuera de la zona de mayor movimiento, aunque con pequeña influencia.

Si bien la velocidad de desplazamiento de esta zona es mayor que la presentada por algunas de las referencias del deslizamiento No. 1 (zona frente a cortina), no se muestran cambios significativos que pudieran poner en riesgo a las obras, al producirse un deslizamiento súbito de roca hacia el embalse.

En la zona inestable de Aljibes (deslizamiento No. 3) el máximo desplazamiento horizontal obtenido en el periodo de noviembre de 1994 (observación inicial) a febrero del 2000, lo presentó la referencia T-10 con una resultante de 8.99 m hacia el NW (4.7 mm/día); el

asentamiento máximo en el mismo periodo lo registró la referencia T-7 con un valor de -6.50 m (3.39 mm/día).

El máximo desplazamiento horizontal presentado entre octubre de 1999 y la última medición (febrero del 2000) correspondió al punto T-10 con 13.4 cm en la misma dirección NW, con una velocidad actual de desplazamiento horizontal de 1.1 mm/día.

Si bien la velocidad de movimiento de este deslizamiento a disminuido, se debe mantener la observación de la zona, ya que es el de mayor dimensión, involucrando un volumen de roca del orden de los 15 millones de m³.

Por su parte, en el deslizamiento localizado en el valle del río Tula (No. 4) no se efectuaron análisis de estabilidad previos al deslizamiento, sin embargo, se consideró que el movimiento ocurrido el 19 de septiembre de 1994 tuvo lugar debido a una reducción de los esfuerzos efectivos y del ángulo de fricción (por condiciones de saturación) en el plano de fallamiento.

Existen algunos bloques de caliza remanentes en la zona que pudieran caer o deslizar, como consecuencia del intenso fracturamiento que presentan los mismos, pero dada la topografía de esta zona y la dirección de deslizamiento, el oleaje producido no incidiría directamente hacia la cortina o la obra de toma. No obstante se mantiene una observación visual de su evolución, con la finalidad de determinar si es necesario proyectar un sistema de medición formal.

Resultados obtenidos de cálculos de estabilidad de los taludes, mediante el método Sueco o de Fellenius, y comprobados mediante el programa de computadora "Slide" (método de Bishop); los cuales consideran que la cohesión en la zona de deslizamiento es nula ($c=0$) y que el coeficiente de fricción es constante para toda la superficie de deslizamiento (falla circular al pie del talud); reportan valores del factor de seguridad (F. S.) por debajo de la unidad, lo que ratifica la inminente falla al corte que se esta produciendo en cada uno de los deslizamientos.

Se sabe que uno de los principales problemas que conlleva el emplazamiento de una presa, es la posible modificación del régimen sísmico de la zona, pero aún y cuando en muchos casos las presas están situadas en zonas de un cierto nivel de sismicidad, no es aceptable a priori, el asociar todos los sismos que ocurren en su proximidad a la acción del embalse.

A partir de que se inició el estudio de la sismicidad en el área de la Presa Zimapán en 1990, si bien se ha logrado observar un incremento de la actividad sísmica en tres sitios principalmente, ubicados en el entorno al embalse, no se ha logrado establecer una relación firme entre la presencia de pequeñas secuencias sísmicas y el llenado del mismo (sismicidad inducida).

BIBLIOGRAFIA

Aguilar G. Miguel, 1973. "Prospección Geológica-Minera de la Región de Maconí-Zimapán-Pachuca". Tesis Profesional, (inédito).

Arvizu L., G.; Dávila S., M., 1993. "Excavación de las galerías de inyección, drenaje e inspección en el sitio de Cortina del P. H. Zimapán, Hgo.", Informe inédito, Superintendencia de Estudios Zona Golfo, CFE, México.

Arvizu Lara, Gustavo y Alcántara Díaz, Jorge M., Comisión Federal de Electricidad, 1989. "Factibilidad geológica del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán, Hgo. CFE", Subdirección de Construcción. p. 7.

Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos. Bol. Soc. Geol. Mex. T 13, p. 1-20.

Carrillo M. y Sutter, M., 1982. "Tectónica de los Alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro". Soc. Geol. Mex., Libro Guía de la Excursión Geológica de la Región de Zimapán, Hgo., VI Conv. Geol. Nat., p. 1-20.

Carrillo Martínez, Miguel y Sutter Camelutti, Max., 1991. Excursión Geológica: "Región de Zimapán, Hidalgo. Observación de un ejemplo de la Tectónica de la Sierra Madre Oriental". Instituto de Geología, UNAM, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAH, Sociedad Mexicana de Mineralogía, A. C. y Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, SEP. p. 31.

Castro C. Javier, Santamaría Saldaña D. E. y Lomas Delgado E. Comisión Federal de Electricidad, 1996. "Sismicidad cercana a la presa Zimapán, primer bimestre de 1996". Informe 841.01-019/96, abril de 1996; Oficina de sismología, Departamento de procesamiento y análisis, Subgerencia de comportamiento de estructuras.

Comisión Federal de Electricidad, 1983. "Estudios geofísicos de la factibilidad en el área de la boquilla del P. H. Zimapán, Hgo." Informe inédito.

Comisión Federal de Electricidad, 1984. "Estudio sobre las condiciones de estabilidad de la zona potencialmente inestable localizada aguas arriba de la boquilla". P. H. Zimapán, R-10-84, Abril 12, GIEyC.

Comisión Federal de Electricidad, 1984*. "Estudio de Prefactibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán (Informe Final)". Gerencia de Proy. Hid., Depto. de Anteproy. de Plantas Hidroeléctricas.

Comisión Federal de Electricidad, 1987. "Estudio de Factibilidad, Informe Final 'Memoria' P. H. Zimapán". Gerencia de Proy. Hid., Subgerencia de Anteproy.

Comisión Federal de Electricidad, 1994. "Derrumbe sobre el Río Tula, zona del embalse". Reporte geológico, P. H. Zimapán. Residencia de Geología, Septiembre de 1994.

Comisión Federal de Electricidad, 1995. "Proyecto Hidroeléctrico Zimapán, Hgo. Descripción y datos generales". Subdirección de Construcción, México. p. 7, 9, 11, 24, 47 y 48.

Comisión Federal de Electricidad, 1997. "Medición de las zonas inestables en el embalse y muro de contención de subestación de casa de máquinas". Informe: 841.02-005/97. Subgerencia de Comportamiento de Estructuras. Departamento de Ingeniería Electromecánica. Oficina de Instalación y Mediciones.

Comisión Federal de Electricidad, 1998. "Observación 03-98 de las zonas inestables de Aljibes y frente al Vertedor." Septiembre de 1998, DIM-OIM-R-004/98. P. H. Zimapán, Subgerencia de Comportamiento de Estructuras.

Comisión Federal de Electricidad, 2000. "Medición de las zonas inestables de Aljibes, frente al vertedor y frente a la cortina." C. H. Ing. Fernando Hiriart Balderrama. Informe No. 841.02-017/2000 (Febrero del 2000). Subgerencia de Comportamiento de Estructuras. Departamento de Ingeniería Electromecánica. Oficina de Instalación y Mediciones.

Damon, P. E., 1979, Evolución de los arcos magmáticos cretácicos y cenozoicos de México. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio Evolución Tectónica México, resúmenes, p. 14-15.

Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, 1981. "Carta Geológica México, esc. 1:1 000 000. Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística Geografía e Informática S. P. P.

Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 1989. "Informe Geológico Prospecto Zimapán (I. G. Z. N. 704)." Área Zimapán. Realizado para Petróleos Mexicanos. p. 58, 63, 86-87, 93 y 110.

Facultad de Ingeniería, U. N. A. M., 1989. Informe Geológico Final IGZN 704 Prospecto Zimapán. Petróleos Mexicanos. Zona Norte. Inédito

Figueroa, J., 1987. Isosistas de grandes temblores ocurridos en la República Mexicana. Publicación especial del instituto de Ingeniería, UNAM.

Gaytán Rueda, J. E., 1975. "Exploration and Development at the La Negra Mine, Maconí, Querétaro, México". Tucson, Univ. de Arizona, Tesis de Maestría (inédita).

González C. Carlos y Jiménez F. Eduardo. Comisión Federal de Electricidad, s/a. "Ingeniería Geológica del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán. Estados de Querétaro e Hidalgo". Subdirección Técnica. p. 1-3, 13, 15, 18, 25, 74 y 75.

González Valencia F., Mena Sandoval E. y Moreno Gómez E. Federal Commission of Electricity, s/a. "Instrumentation and behavior during first impounding of two dams in México". México D. F.

INEGI, 1986. "Síntesis geográfica, nomenclátor y anexo cartográfico del Estado de Querétaro".

INEGI, 1992. "Síntesis geográfica, nomenclátor y anexo cartográfico del Estado de Hidalgo".

Kiyakawa M., 1981. "Geological Survey of the Pachuca-Zimapán area Central, Mexico". Metal Mining Agency of Japan and Consejo de Recursos Minerales, Estados Unidos Mexicanos.

López Arroyo, Alfonso y Pérez Saiz, Angel., 1975. "Sismicidad inducida por embalses: Métodos de estudio, observación y sistemas de vigilancia". Revista de Obras Públicas.

López, R. E., 1980. Geología de México: Edición Escolar 2ª., Vol. 2, México, D. F.

Mena Sandoval, Enrique. Comisión Federal de Electricidad, 1991. "Algunas consideraciones para una adecuada evaluación del riesgo sísmico en el P. H. Zimapán". Departamento de instrumentación. Enero. p. 1, 3.

Mendoza Rosales, Claudia C., 1990. "Estructura del Sector Xajha (Cabalgadura El Doctor), Estados de Hidalgo y Querétaro". UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional. p. 9, 13.

Páez Juárez, Vicente y González Cruz, Carlos M. Comisión Federal de Electricidad, 1993. "Carsticidad en la boquilla del proyecto hidroeléctrico Zimapán". Subdirección Técnica. Gerencia de Ingeniería Civil. Subgerencia de Estudios Geológicos. Superintendencia de Estudios: Zona Golfo. p. 2.

Quintus Bosz, Robert Leo, 1972. "Estudio Geológico de la Zona Fosfórica de San Francisco, Municipio de Pachuca, Edo. de Hidalgo". Rev. Geomiment, México. p. 28-45.

Restovic Pérez, Igor., 1973. "Estudio Geológico Minero del Área de Encarnación, Municipio de Zimapán, Edo. de Hidalgo". UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional (inédita).

Segerstrom Kenneth, 1962. "Geology of south-central Hidalgo and northeastern México". Geological Survey Bolletin.

Segerstrom R., 1956. "Estratigrafía y Tectónica del Cenozoico, entre México, D. F. y Zimapán, Hgo". Cong. Geol. Internac., México. p. 19-86.

Simons F. S. y Mapes V. E., 1956. "Geología y Yacimientos Minerales del Distrito Minero de Zimapán, Hgo". Ins. Nat. de Invest. Rec. Mineros, México. Vol. 40, p. 282.

Singh, S. K. y Ordaz, M., 1990. Sismicidad y movimientos fuertes en México: una visión actual. Centro Nacional de Prevención de Desastres, Sria. Gobernación.

Suárez Díaz, Jaime., 1998. "Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales". Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Bucaramanga, Colombia. pp. 11-24.

Suppe, John, y Namson, Jay, 1979. Fault-bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and-thrust belt. Petroleum Geol. Taiwan, Vol. 16, p. 1-18.

Sutter Max, 1981. "Hidalgo and Deformations an the esten edge of the Valles, S. L. P., Carbonate Plataform (Sierra Madre Fold-Trust belt, Central, Mexico)". Geol. Soc. America Abst, with programs. Vol. 13, p. 109 (resumen).

Sutter Max, 1982. "Tectonics of the External part of the Sierra Madre Occidental thust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosi States)". UNAM, Inst. de Geol. Revista, Vol. 4, No. 1, p. 19-32.

Wilson B. W., Hernández M. J. P. y Meave T. Edgardo, 1955 *****. "Un Banco Calizo del Cretácico en la parte Oriental del Estado de Querétaro, Méx.". Bol. Soc. Geol. Méx. p. 1-10.

Wilson, B. W.; Hernández, J. P., 1955. "Un banco de caliza del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 18.