



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA**

Facultad de Ingeniería

**ESTUDIO DE LA RESPUESTA SÍSMICA EN LA ZONA DEL
AEROPUERTO DE LA CIUDAD DE OAXACA**

T E S I S

COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE

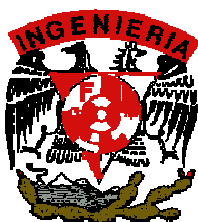
MAESTRO EN INGENIERÍA
(GEOTECNIA)

P R E S E N T A :

ERICK MELVIN GARCÍA FUENTES

DIRECTOR DE TESIS:
M.I. LEONARDO ALCANTARA NOLASCO

CIUDAD UNIVERSITARIA, 2010



Jurado Asignado:

Presidente: Dr. Ovando Shelley Efraín
Secretario: M.I. Deméneghi Colina Agustín
Vocal: M.I. Alcántara Nolasco Leonardo
1er. Suplente: Dr. Reinoso Angulo Eduardo
2do. Suplente: M.C. Rodríguez González Miguel

Lugar o lugares donde se realizó la tesis:

Instituto de Ingeniería de la UNAM

Autor de Tesis:

García Fuentes Erick Melvin

Firma

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
I. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	6
I.1 Geología y Fisiografía de Oaxaca	7
I.2 Sismicidad en el Estado de Oaxaca	13
I.3 Estratigrafía y Litología de la Ciudad de Oaxaca	20
II. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA CON MÉTODOS INDIRECTOS	23
II.1 Fundamento Teórico de los Métodos Aplicados	29
II.1.1 Estudio Geofísico de Resistividad Eléctrica	30
II.1.2 Estimación de la Estructura Somera de Velocidades de Cortante	36
II.2 Aplicación de los Métodos de Exploración	41
II.2.1 Descripción de la Zona de Estudio	41
II.2.2 Método de Resistividad Eléctrica	42
II.2.3 Método de Estimación de la Estructura Somera de Velocidades de Cortante	48
III. RESPUESTA SÍSMICA EN LA ZONA DEL AEROPUERTO	63
III.1 Instrumentación Sísmica en el Estado de Oaxaca	64
III.2 Selección de la Información	68
III.3 Espectros de Respuesta	69
III.4 Funciones de Transferencia Calculadas	76
III.5 Estimación de Espectros de Respuesta Utilizando Teoría de Vibraciones Aleatorias	83
IV. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS	92
REFERENCIAS	

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

Los sismos son perturbaciones repentinas del subsuelo, que son provocados por la liberación súbita de energía la cual se propaga en forma de ondas, modificando así el estado de reposo relativo de los cuerpos que se apoyan directamente sobre él. Son muy variadas las causas que provocan los sismos estas pueden ser, impactos de meteoritos, eventos volcánicos, explosiones tanto naturales como causadas por el hombre, colapsos de formaciones geológicas y principalmente, los que tienen como origen el movimiento propio del planeta en su evolución (terremotos de origen tectónico).

Mundialmente la actividad sísmica va delineando grandes unidades geográficas, que son conocidas como placas tectónicas. Estas placas tienen la particularidad de que están en continuo movimiento y cuando este llega a interrumpirse suele reiniciarse bruscamente después de un lapso de tiempo, provocando un sismo. El movimiento de estas placas puede ser, una de bajo de otras, deslizándose lateralmente una con respecto a otra o chocando frontalmente una con otras.

En México y Centroamérica la actividad sísmica se genera principalmente por el descenso y la penetración de la placa de cocos a lo largo de la región de la costa del Océano Pacífico, la cual se conoce como zona de subducción. Dentro de esta zona se encuentra Oaxaca, estado en el cual se encuentra el sitio de estudio.

El tamaño de un sismo se puede determinar midiendo la energía de deformación liberada en el foco sísmico, desafortunadamente esta energía sólo puede medirse en forma indirecta. La acumulación de energía en esa zona es función del tiempo de interrupción del movimiento de las placas de la litosfera; a mayor tiempo de interrupción (quietud o brecha sísmica) se espera mayor magnitud y viceversa (Ref. 1).

Los movimientos sísmicos emiten trenes de ondas de cuerpo (P y S), que son irregulares debido a la complejidad en los mecanismos focales. A medida que las ondas se propagan a través de las formaciones geológicas, se vuelven más irregulares debido a las reflexiones y refracciones múltiples en las fronteras entre los diferentes materiales. El resultado de todo esto es una serie de vibraciones irregulares que se pueden

registrar con instrumentos especialmente diseñados, como los sismógrafos y los acelerógrafos.

Los registros de los movimientos sísmicos que se obtienen son esencialmente para el estudio y la comprensión del comportamiento del suelo, las principales características que se obtienen son: la aceleración máxima, la velocidad máxima, el desplazamiento máximo y la duración del movimiento. Sin embargo, estas características por si solas no describen la intensidad de los efectos del movimiento, por lo que es necesario representar adecuadamente el efecto combinado de la amplitud, de la aceleración del terreno, con el contenido de frecuencias. Una herramienta muy importante para determinar el comportamiento del suelo es el espectro de respuesta, el cual es una gráfica que se obtiene al representar los valores máximos de respuesta (desplazamiento, velocidad, aceleración, etc.) de un conjunto de sistemas de un grado de libertad para una sollicitación particular contra algún parámetro del sistema como la frecuencia.

Aparte de los registros sísmicos para determinar el comportamiento de un sitio ante un evento sísmico es de vital importancia conocer la geología local y las condiciones del suelo, ya que estas son determinantes en la respuesta del sitio. El término local se relaciona con todo el terreno que atraviesan las ondas entre el foco del sismo y el sitio considerado. Las diferencias locales en geología y suelos, dan origen a diferentes movimientos en la superficie del suelo en dos sitios diferentes analizado esto bajo la hipótesis de que la vibración de la roca base será semejante en dos sitios adyacentes. Los factores que afectan las modificaciones locales subyacente, son la topografía, la naturaleza del lecho de roca, así como la naturaleza y geometría de los suelos de depósito es por ello que el término local se refiere al área comprendida dentro de una distancia horizontal de varios kilómetros a partir del sitio (Ref. 2).

Un aspecto de gran relevancia de los efectos locales de la geología del suelo, es la influencia de estos sobre la variación del movimiento del terreno con la profundidad en los suelos cercanos a la superficie. Las experiencias de los efectos de los sismos indican que el suelo presenta una influencia importante en los daños causados en la superficie, tanto como medio de propagación de las ondas sísmicas como por las propias alteraciones o fallas que afectan su capacidad de carga.

Las ondas sísmicas se transmiten a la superficie después de atravesar los estratos de suelo desde la roca basal. En el proceso de propagación las ondas sufren modificaciones como atenuaciones de las componentes del movimiento de ciertas frecuencias y amplificaciones de otras, debido a efectos de filtro que ejercen los suelos.

De esta forma se observa que los movimientos sísmicos que afectan a diversos sitios de una misma zona son diferentes y están en función de las siguientes características:

- a) *Espesor*. Influye en el movimiento sísmico en los tiempos de viaje de las ondas entre la roca basal y la superficie del terreno.
- b) *Morfología de los terrenos*. Puede causar amplificaciones de los movimientos cuando un sitio se encuentra ubicado cerca del borde de una quebrada o de una meseta, o en la cumbre de un cerro. La forma y las dimensiones de la cuenca basal son también importantes ya que determinan las condiciones de borde para los fenómenos de reflexión de las ondas.
- c) *Estratigrafía y nivel de aguas subterráneas*. Provocan fenómenos de refracción y reflexión de ondas que modifican los componentes del movimiento que llegan a la superficie.
- d) *Propiedades dinámicas de los suelos*. Controlan los fenómenos de propagación de las ondas, se refieren a la compresibilidad y a la rigidez del medio que se manifiestan en velocidades diferentes de las ondas de compresión y de corte y en la capacidad de dispersar energía, que provocan la atenuación de los efectos de propagación.

La importancia de las condiciones locales del suelo, reside en el hecho de que estos no forman un medio infinitamente continuo dentro del cual las ondas producidas por el sismo pueden propagarse, sino un medio que termina necesariamente en la superficie del terreno natural. Ningún depósito del suelo, sin importar lo profundo o extenso que pueda ser, puede evitar este aspecto fundamental de la superficie terrestre. Debido a esta discontinuidad en todas las formaciones de suelo y roca, las ondas que se propagan a través del subsuelo se reflejan en la superficie del terreno y estas reflexiones producen modificaciones de gran importancia en las características del movimiento del terreno en los suelos cercanos a la superficie. La mayor parte de la

energía que alcanza la superficie de un depósito de suelo es el resultado de ondas de propagación vertical, mientras que para formaciones rocosas, la energía puede ser el resultado de una combinación de ondas de propagación vertical y ondas superficiales.

Objetivo

Como el título de este trabajo lo indica, el objetivo principal es el estudio de la respuesta sísmica del suelo en la zona del aeropuerto de la ciudad de Oaxaca. Para dicho propósito se emplearon los registros obtenidos de una estación acelerográfica existente en el sitio, con los que se calcularon funciones de transferencia, espectros de respuesta y apoyándose en la teoría de vibraciones aleatorias se estimaron otros para sismos que no fueron registrados en esta zona.

Además del uso de los registros acelerográficos, se realizaron estudios geofísicos, tales como el de resistividad eléctrica y estimación de las velocidades de onda cortante, para conocer la geología local y las características del suelo, con el propósito de determinar los posibles efectos de sitio.

Contenido

En el primer capítulo se describe la zona de estudio, se presenta un resumen de toda la información recolectada, necesaria para el desarrollo de este trabajo, tales como la geografía, la fisiografía, la sismicidad del estado de Oaxaca y de la estratigrafía de la ciudad de Oaxaca. En el segundo capítulo se establece el fundamento teórico de cada uno de los métodos geofísicos empleados, se menciona el desarrollo de cada uno de los experimentos ejecutados y se reportan los resultados obtenidos. En el tercer capítulo se realiza el análisis con los registros obtenidos, calculando funciones de transferencia y espectros de respuesta, de estos últimos se realiza una estimación para sismos de los cuales no se cuenta con registro, apoyándose en el uso de la teoría de vibraciones aleatorias. Finalmente en el cuarto capítulo se presentan las conclusiones.

CAPÍTULO I

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

I. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Para poder comprender los fenómenos físicos asociados a una región determinada es necesario conocer sus características fisiográficas, estructurales, litológicas, hidrológicas y geológicas de la zona en estudio. En los párrafos siguientes se mencionan algunas de estas.

I.1 Geología y Fisiografía de Oaxaca

La historia geológica de la región empezó en el Paleozoico con la formación de rocas que posteriormente fueron metamorizadas a consecuencia de un movimiento orogénico que se verificó en este periodo. Después de estos fenómenos el mar volvió a invadir estos terrenos en el Triásico hasta el principio del Terciario, periodo en el que se depositaron una serie de rocas como conglomerados, areniscas, lutitas y calizas que posteriormente fueron metamorizadas durante otro levantamiento orogénico que se verificó en el Terciario. Los únicos depósitos que no presentan evidencia de metamorfismo son las areniscas y las lutitas que se encuentran en la porción norte de la ciudad, los cuales fueron depositados a fines del Cretáceo y principios del Terciario. En el Terciario, a causa del levantamiento orogénico, termina la sedimentación marina y se forman rocas volcánicas como son las tobas andesíticas y los depósitos clásticos continentales, depositados por los ríos como consecuencia de la intensa erosión que se verificó en la región. Los últimos acontecimientos geológicos son la sedimentación de los depósitos aluviales cuaternarios en la porción ocupada por los valles (Ref. 3).

Como resultado de todos los trabajos de exploración realizados en el estado de Oaxaca, se realizó un mapa de provincias geológicas mostrado en la Figura I.1 (Ref. 4), las cuales son porciones de superficie terrestre con extensiones de cientos de kilómetros, que se caracterizan por las rocas, las estructuras geológicas y la secuencia de eventos que definen una historia y una evolución geológica. Las provincias geológicas identificadas son (Ref. 5):

Mixteca, con un conjunto de rocas metamórficas compuestas y una evolución compleja de edad correspondiente al paleozoico.

Zapoteca, cuenta con rocas metamórficas compuestas y una evolución compleja de edad correspondiente al Proterozoico.

Chatina, conformada por rocas metamórficas e intrusivas compuestas y una evolución compleja de edad correspondiente al Paleozoico-Mesozoico.

Cuicateca, integrada por rocas metamórficas y una evolución compleja de edad correspondiente al Mesozoico.

Juchateca, provincia integrada por rocas volcánicas sedimentarias y una evolución de arco volcánico de edad correspondiente al Paleozoico.

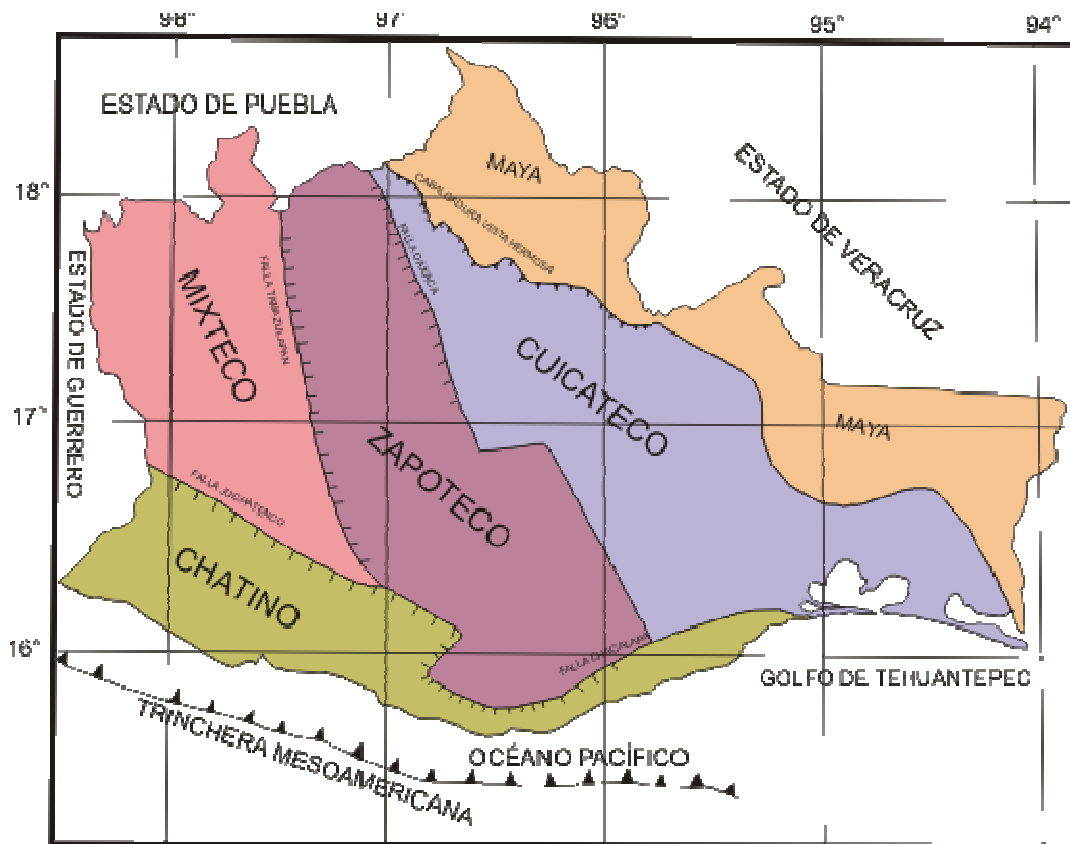


Figura I.1 Provincias Geológicas del Estado de Oaxaca.

Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, integrado por rocas sedimentarias de origen marino, de evolución compuesta en estructuras de pliegues y fallas de edad correspondiente al Mesozoico.

Batolito de Chiapas, constituido por rocas ígneas intrusivas de edad correspondiente al paleozoico.

Cuenca de Tehuantepec, formado por sedimentos marinos de edad Cenozoico.

Con respecto a la Geología Estructural existe un gran número de fallas en el estado, de las cuales 52 se encuentran plenamente identificadas y clasificadas de la siguiente manera: 4 normales, 10 inversas, 10 de desplazamiento lateral izquierdo, 25 de desplazamiento lateral derecho, un pliegue–falla, un graben y un anticlinal, como se muestra en la Figura I.2 (Ref. 6). A continuación se describen cada uno de los tipos de estructuras.

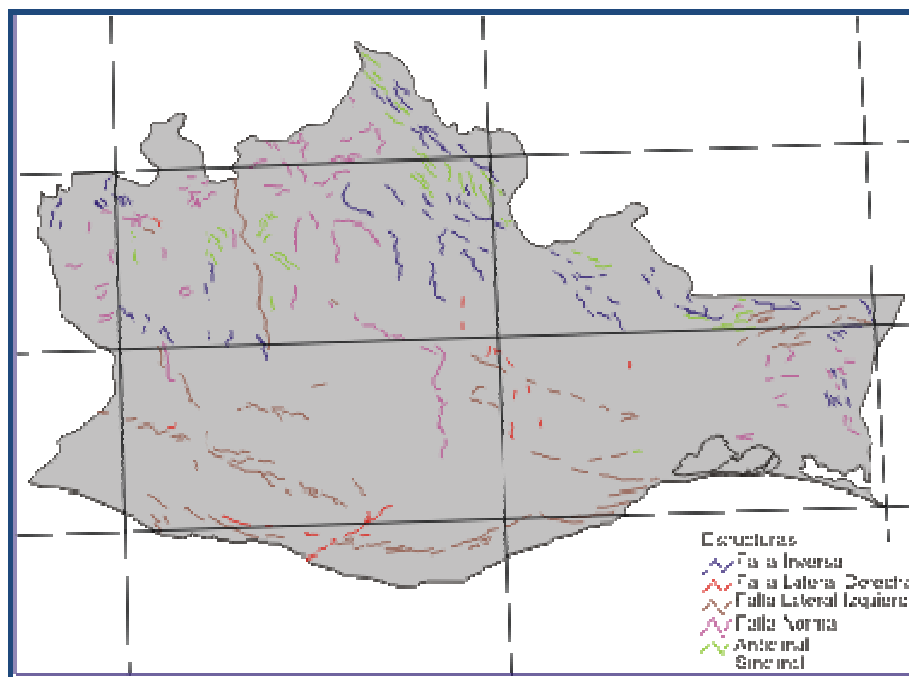


Figura I.2 Geología Estructural del Estado de Oaxaca.

Las rocas de Oaxaca se encuentran afectadas por tres sistemas principales de rompimiento o dislocación, los cuales se clasifican en fallas laterales, normales e inversas. Las normales son un producto de fuerzas en tensión, las inversas debido a fuerzas en compresión y las laterales son por el efecto de desplazamientos horizontales

de dos tipos, con sentido sinextral (contra reloj) y dextral (sentido del reloj). Los sistemas de fallas identificados en Oaxaca se citan en los siguientes párrafos.

Sistema de Fallas Normales: Buenos Aires, Tecomavaca, Paraíso, Huautla.

Sistema de Fallas Inversas: Falla Oaxaca, Etlatongo, Calapa, Texcatitlán, Capulalpan, Aloapan, La aguja, Monteros, El Palmar, Luvina.

Sistema de Fallas de Desplazamiento Lateral Izquierdo (Sinextral): Falla Mixteca, Petlalcingo-Huajuapán, Huitzo, Piedra Azul, Zaragoza, Mixtepec, Tezoatlán, San Marcos, Apasco, Nodón.

Sistema de Fallas de Desplazamiento Lateral Derecho (Dextral): Falla Tamazulapan, Tomellín, Valle Nacional, Palomares-Cuauhtémoc, Chacalapa, Colotepec, Yucuxaco, Tayata, San Juan, Dinicuiti, Huajolotitlán, Tepelmeme-Teotongo, La Herradura, Nochixtlán, Etlatongo, Apoala, Santiago, Cuicatlán, Alcalá, Atepec, Carrizal, Albarradas, Usila, Monte Negro, Tehuantepec.

Pliegue-Falla. El Plegamiento es el producto de una deformación plástica no reversible, y sin fracturamiento o rompimiento. Esta deformación ocurre en algunos tipos de rocas en donde el incremento de temperatura es un factor importante (metamorfismo). Las dimensiones de estos van desde los milímetros hasta kilómetros. El pliegue identificado en Oaxaca recibe el nombre de Falla – Vista Hermosa y se ubica en el extremo NE de la entidad, del que se desprende una cabalgadura y que se sobrepone en contacto tectónico al complejo Sierra de Juárez sobre los lechos rojos de la Formación Todos Santos. Presenta una orientación de N20W a S50E con echados de 38° a 54° buzando hacia el SW y una longitud aproximada de 54 km, interrumpida por fallas laterales, al parecer, se trata de la continuación de la falla Villa Alta. Esta estructura está interrumpida por una serie de fallas laterales de orientación NE-SW.

Graben ó Fosa Tectónica. Conjunto de dos fallas normales con inclinación opuesta en un ambiente tectónico expansivo. Es decir el sector central se mueve relativamente hacia abajo con respecto a los flancos. Tanto en el interior como en el exterior de una fosa tectónica afloran generalmente rocas más jóvenes. En Oaxaca se ha identificado

el graben de Miahuatlán que corresponde al límite sur del de los Valles Centrales, con formas y estructuras asociadas en dirección predominantemente NNW-SSE y que desarrollan *horsts* y grabens claramente delimitados. Sus fallas principales no son siempre distinguibles en campo, ya que por lo general se encuentran cubiertos por sedimentos clásticos asociados al relleno de *horsts* como el caso de los conglomerados de Miahuatlán, sin embargo el cambio abrupto de espesores de los mismos, así como la linealidad de sus contactos permiten identificar el límite de estas estructuras; las cuales son las responsables de la formación de los Valles Centrales.

Anticlinales. La inclinación de los pliegues hacia arriba se llama anticlinal. En Oaxaca se tiene el anticlinal de Soyaltepec-Nativitas, que se localiza al NW a 18 km de Nochixtlán sobre la supercarretera Oaxaca-Cuacnopalan a la altura del km 79. Se ubica en una zona de la alta erosión, su expresión topográfica es fuerte 2470 m, su eje mayor tiene 5.5 km y el menor 3.7 km, tiene rumbo de N43W a S54E, asimétrico con flancos con una inclinación de 37° a 42°, cierre tipo falla y afecta a las tobas bentónicas de la formación Huajuapán.

En cuanto a la fisiografía el territorio oaxaqueño queda comprendido dentro de tres provincias cuyos contornos se muestran en la Figura 1.3 (Ref. 7). Estas provincias son las siguientes: Sierra Madre del Sur, Llanura Costera del Golfo y Cordillera Centroamericana (Ref. 8).

Provincia Sierra Madre del Sur. Se localiza en la parte centro-occidental de la entidad, desde el centro de la misma hasta las costas del Pacífico y hacia el extremo sudoriental de la Sierra Madre Occidental, que se prolonga hasta el Istmo de Tehuantepec. Las montañas de este sistema y las sierras frontales hacia el mar quedan tan cerca del océano que prácticamente no existe llanura costera con excepción de algunas franjas angostas. En algunos lugares los flancos de las sierras terminan abruptamente en el mar. En general, las crestas de las sierras que comprenden este sistema son uniformes, excepto en algunos casos en que los picos o cumbres aisladas se levantan sobre el nivel promedio de las cadenas montañosas. El parte aguas de la Sierra Madre del Sur queda comprendido entre los 2000 y los 2200 msnm; sin embargo existen elevaciones aisladas que alcanzan alturas superiores a 3000 msnm.

La subprovincia de las Tierras Altas de Oaxaca se caracteriza por ser un terreno predominantemente montañoso, burdamente dividido por los valles de los ríos Grande y Atoyac, de tal forma que la Sierra Mixteca queda en la porción occidental y la Sierra de Juárez en la oriental. Existen valles intermontanos como los de Huajuapán y Cañada de Cuicatlán, en los que se desarrollan las poblaciones importantes, como Putla de Guerrero, Huajuapán de León, Tlaxiaco, Tamazulapán, Yanhuitlán y Nochixtlán, entre otras. También en la porción central del estado se sitúan algunos valles intermontanos conocidos con los nombres de Etlá, Zaachila, Miahuatlán y Tlacolula-Mitla que, en su conjunto, se conocen como Valles Centrales de Oaxaca.

El macizo serrano, que constituye la mayor parte del área, presenta una dirección noroeste-sureste y se encuentra disectado por profundos cañones que se manifiestan por los ríos Tomellín, Cajonos y Salado. Hacia la porción nororiental se eleva el macizo montañoso de las Sierras Plegadas, conocido como Sierra Madre de Oaxaca, la cual parte desde el Pico de Orizaba, en Veracruz, hasta la región del Istmo de Tehuantepec hacia el sureste; dentro de la entidad, tiene un ancho de 125 km y su altura promedio es de 2500 msnm con elevaciones hasta de 3000 msnm.

La subprovincia de la Cuesta del Sur comprende sierras con alturas de 500 a 1850 msnm. A partir de los 500 msnm la morfología es de lomeríos y cerros aislados en dirección al mar las pendientes disminuyen paulatinamente hasta formar una franja costera de amplitud variable, donde se aprecian abanicos aluviales planicies lacustres y ocasionalmente de inundación.

Provincia Llanura Costera del Golfo. Consiste principalmente en una serie de lomeríos en cadena con pendientes que varían de suaves a fuertes, con rumbos preferenciales de noreste-suroeste y elevaciones hasta de 330 msnm, constituye una franja que se prolonga desde el extremo suroccidental del estado de Veracruz hacia el Istmo de Tehuantepec.

Provincia Cordillera Centroamericana. La topografía de esta provincia consiste en montañas alineadas en dirección este-oeste, como la sierra Atravesada en la parte nororiental; algunas elevaciones tienen rumbo noroeste-sureste, como las Sierras Mixe y Soconusco. La altura promedio de la zona es aproximadamente de 1500 msnm y su

mayor elevación es de 2850 msnm (cerro Piedra Larga, localizado al noroeste de Magdalena Tequisistlán). En la región de Matías Romero, se desarrollan algunos valles intermontanos. Esta provincia comprende las subprovincias Sierra Norte de Chiapas y la Llanura del Istmo.

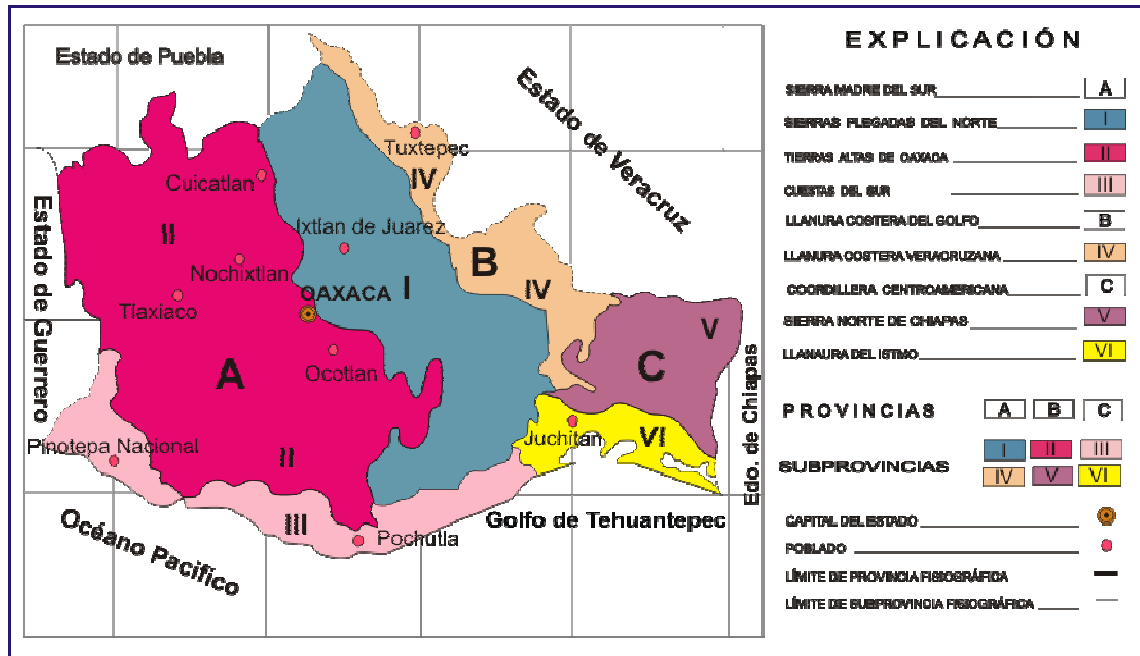


Figura I.3 Fisiografía del Estado de Oaxaca.

I.2 Sismicidad en el Estado de Oaxaca

Un terremoto, sismo o temblor de tierra es un movimiento vibratorio del suelo que modifica el estado de reposo relativo de los cuerpos que se apoyan directamente sobre él, cuando se llega a presentar una causa muchas veces temeraria y pánico porque se mueve aquello que los sentidos nos dicen que debe ser firme. Los fenómenos que los originan son muchos y muy variados tales como: impacto de meteoritos, eventos volcánicos, explosiones tanto naturales como causadas por el hombre, colapsos de formaciones geológicas y principalmente los de origen tectónico (Ref.9).

La ciencia encargada del estudio de este fenómeno es la **Sismología** y una de sus aportaciones más importantes es la teoría de la Tectónica de Placas con la cual se tratan de entender los mecanismos que originan los terremotos.

La Tectónica de Placas plantea que la litosfera (parte rígida de la tierra) se encuentra dividida en una especie de mosaicos que se mueven entre sí, produciendo sismos. Una representación de las placas que forman la superficie de la tierra se muestra en la Figura I.4 (Ref. 10). El origen de los movimientos se atribuye al desplazamiento de convección del material del manto en estado semisólido del interior de la tierra a diferentes temperaturas y densidades. Los materiales de mayor densidad caen al centro del planeta y forman un núcleo supuestamente sólido, mientras que los más ligeros emergen y alcanzan la superficie en forma de lava en las llamadas cordilleras mesoocéánicas.

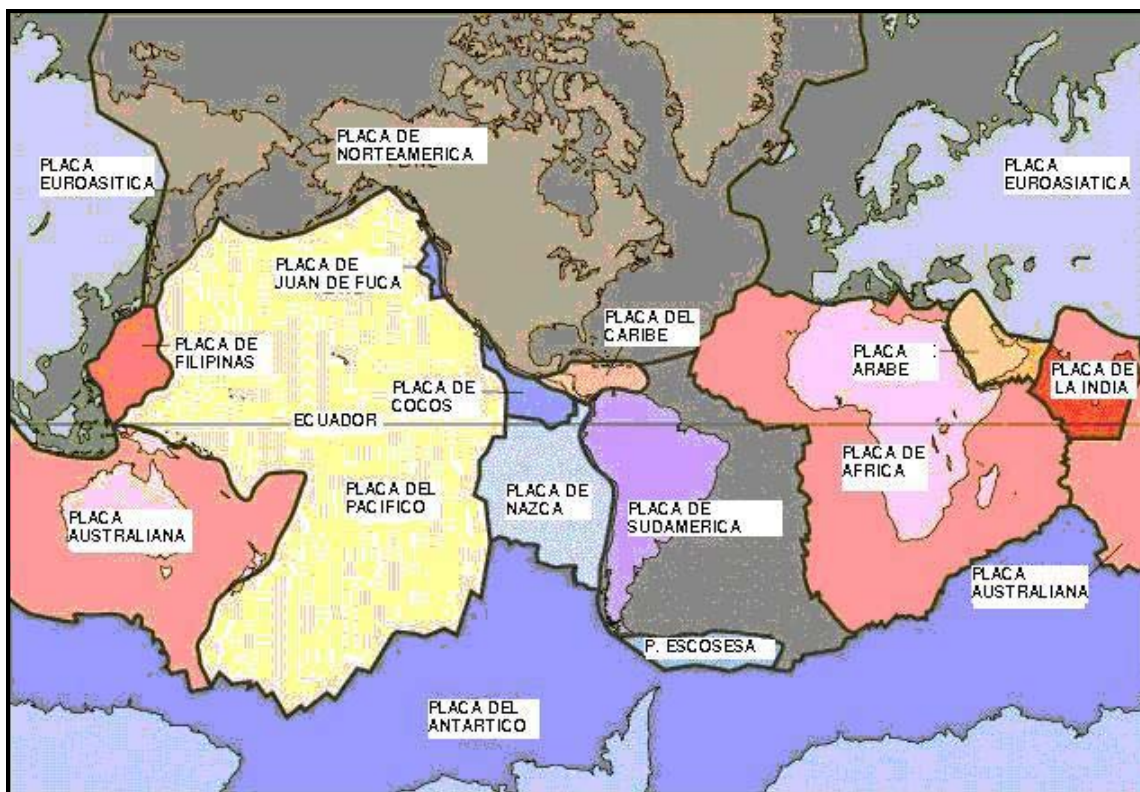


Figura I.4 Placas tectónicas que conforman la tierra.

La emersión de la lava produce empuje sobre los bordes de las placas adyacentes a las cordilleras, lo que genera grandes presiones en las zonas de contacto. A partir de las características propias de cada una de las placas que interactúan, se definen los distintos fenómenos que se presentan. Por ejemplo, cuando una placa oceánica interactúa con una continental, la primera puede deslizarse por debajo de la segunda, ocasionando la desaparición de parte de la litosfera que se vuelve nuevamente magma,

este fenómeno se ilustra en la Figura I.5 (Ref. 11), y se conoce como *subducción* y a él se debe una parte muy importante del total de la energía sísmica que se produce en el planeta.

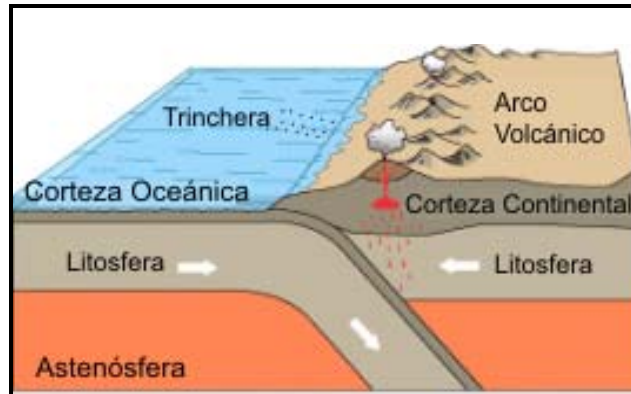


Figura I.5 Proceso de subducción.

De forma más general, a una discontinuidad geológica, presente en el borde de las placas o en su interior se llama *falla*. Los tipos de movimientos que se originan en una falla dependen del tipo de ruptura y se ilustran en la Figura I.6 (Ref. 12). Dependiendo de los esfuerzos que actúen sobre un cuerpo, éste puede fallar en alguna de las tres formas que a continuación se describen. La primera, mostrada en la Figura I.6 (a), es de tipo normal o de deslizamiento, que es resultado de la tensión generada entre las dos superficies de contacto. La Figura I.6 (b) muestra el segundo caso, que es de forma inversa o de cabalgadura, este ocurre cuando existe compresión. El tercer tipo, mostrado en la Figura I.6 (c), es el transcurrente o de rumbo, que se produce cuando existe cortante sin componente vertical, en este caso el corrimiento es horizontal. Cuando los esfuerzos que actúan sobre el terreno son una combinación de tensión o compresión y cortante, el terreno se puede fracturar en una forma mixta, como se muestra en la Figura I.6 (d).

El territorio mexicano se encuentra sobre cinco placas tectónicas, sin embargo la mayor parte se ubica sobre la Norteamericana, esta contiene también a toda Norteamérica, partes del océano Atlántico y Asia. La península de Baja California, así como California y el océano Pacífico están sobre la placa del Pacífico. El sur de Chiapas, las islas Caribeñas y los países de Centroamérica se hallan en la del Caribe. Las otras dos placas que conforman el rompecabezas tectónico de México son las de Cocos y Rivera.

En la Figura I.7 (Ref. 13) se muestra su ubicación y se indica la dirección de su movimiento.

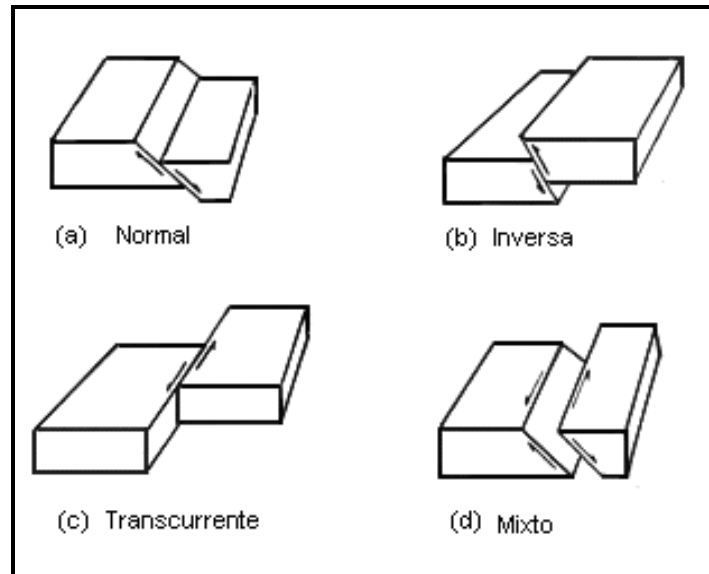


Figura I.6. Tipos de falla.



Figura I.7 Actividad Sísmica en la República Mexicana.

En base a lo anterior se han determinado dos regiones sísmicas que abarcan importantes zonas del país. La primera se manifiesta en la parte norte de la Península

de Baja California en donde la placa del pacífico se mueve horizontalmente hacia el noreste respecto a la placa Norteamericana llevando consigo a la península de Baja California; la velocidad de desplazamiento entre ambas placas es de cinco centímetros por año aproximadamente. La segunda región se manifiesta desde el estado de Jalisco hasta el estado de Chiapas, en una franja de más o menos 200 km de ancho y 1500 km de largo, aquí se genera un movimiento de subducción de la Placa de Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica. En esta zona es donde se produce la actividad sísmica del sureste de México y se origina la mayor cantidad de temblores de gran magnitud, así como la deformación de la superficie del territorio nacional (Ref. 14).

En algunas partes de la costa mexicana, como ciertas zonas de Oaxaca y Guerrero, por ejemplo, los grandes sismos parecen repetirse aproximadamente cada 35 ó 40 años; éste parece ser el lapso necesario para acumular suficiente energía capaz de generar un gran sismo.

Al introducirse por debajo de la costa sur de México, la placa de Cocos se rompe y deforma produciendo eventos sísmicos profundos (80 a 100 km de profundidad) que reflejan los esfuerzos generados por la subducción. Si bien los sismos en el interior de la placa son menos frecuentes y de magnitudes generalmente menores que los temblores de subducción, aquéllos ocurren hacia el interior del país, donde se encuentran los mayores centros de población. Su ocurrencia cercana a concentraciones urbanas produce daños relativamente altos, tal es el caso de los eventos de Orizaba en 1973 y de Huajuapán de León en 1980, con magnitud de 6.8 y 7.0 respectivamente. La actividad sísmica más frecuente y de mayor magnitud tiene lugar en las fronteras de placa donde éstas se mueven en direcciones contrarias a las otras, como ocurre a lo largo de la costa del Pacífico. Como resultado de este movimiento relativo en direcciones contrarias y al comportarse las placas casi como cuerpos rígidos, se presenta un deslizamiento de una por debajo de la otra, tal como se puede ver en la Figura I.8 (Ref. 15). De la figura anterior se observa que los puntos negros representan réplicas del sismo de Oaxaca de 1978 y definen la falla que se forma en la zona de contacto entre las dos placas. Nótese la existencia de sismos más profundos en el interior de la placa de Cocos que penetra por debajo de la de Norteamérica.

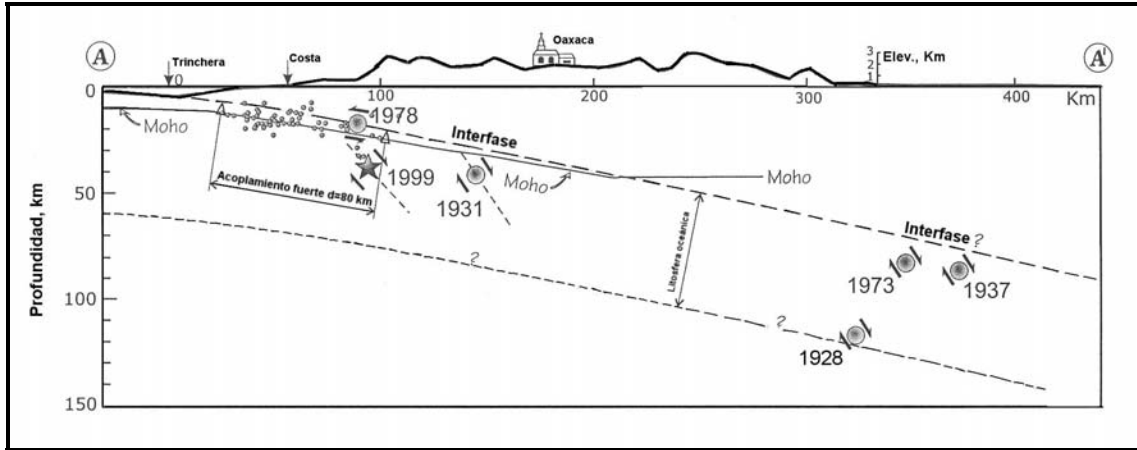


Figura I.8 Perfil representativo de la zona de subducción en Oaxaca.

En el estado de Oaxaca la actividad sísmica se debe principalmente a que este se encuentra en la zona de subducción, no obstante también se presentan sismos de menor magnitud debido a la fractura de la placa continental y al movimiento relativo de las fallas locales presentes en el territorio. En general la actividad sísmica se puede clasificar en dos tipos (Ref. 16):

El primero se genera en la zona de subducción debido al fuerte acoplamiento de las dos placas mencionadas anteriormente y que comprende una franja de aproximadamente 80 km, a todo lo largo de la costa, iniciándose en la trinchera (lugar donde chocan las dos placas tectónicas), este proceso produce sismos de falla inversa (de compresión o choque entre dos placas). Esta actividad se genera a profundidades promedio de 16 km y la velocidad a la que la placa de Cocos va penetrando es de unos 7.8 cm/año. Algunos sismos importantes ocurridos recientemente son: Huatulco (10 Octubre 1965, Ms = 7.8), Pinotepa (15 Enero 1968, Ms = 7.4), Pochutla (29 Noviembre 1978 Ms = 7.8), Ometepec (07 Junio 1982, Ms = 7.0), Ometepec (14 Septiembre 1995, Ms = 7.0) y más recientemente en Puerto Escondido (03 Septiembre 1999, Ms = 7.4).

El segundo tipo de actividad es conocida como sismicidad profunda, la cual es producida por un proceso gravitacional y que genera sismos con mecanismo de falla normal, asociado con la ruptura de la Placa de Cocos continente adentro, estos eventos han alcanzado grandes magnitudes, como el de Oaxaca (15 Enero 1931, Ms = 7.8), Orizaba (23 Agosto), Huajuapán de León (24 Octubre 1980, Mb = 7.0) y Tehuacán (15 Junio 1999, Mw = 7.0).

En la Figura I.9 y Tabla I.1 (Ref. 17), se pueden observar algunos epicentros de los sismos de subducción y profundos en el estado y su vecindad.

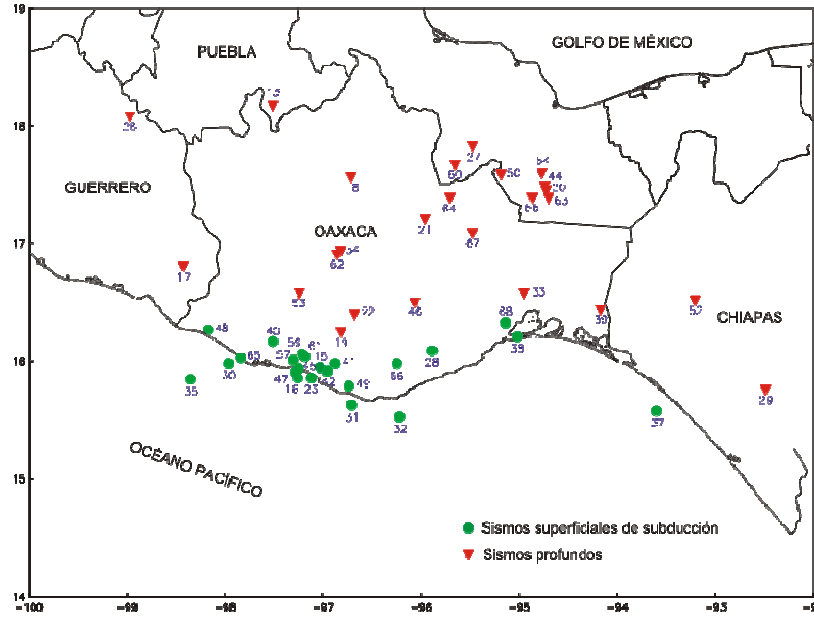


Figura. I.9 Localización de los sismos de subducción y profundos.

No Sismo	Fecha	M	Prof. (Km)	Coordenadas		No Sismo	Fecha	M	Prof. (Km)	Coordenadas	
				Lat N	Long W					Lat N	Long W
1	197308281	6.8	84	18.29	-96.45	17	199910251	4.6	25	16.82	-98.42
2	197811291	7.8	19	16	-96.69	18	199911061	4.5	84	17.58	-96.71
3	198010241	7	70	18.03	-98.29	19	199911101	4.3	87	16.26	-96.82
4	198206072	7	24	16.26	-98.51	20	199911291	4.4	145	17.46	-94.73
5	198301241	5.3	33	14.93	-95.43	21	199912171	4.4	143	17.22	-95.96
6	199407041	5.9	31	14.83	-97.29	22	200001191	4.5	28	16.41	-96.68
7	199408271	5	115	16.81	-94.72	23	200003011	4.7	16	15.86	-97.12
8	199408281	5.4	22	17.02	-96.1	24	200003121	6.4	20	14.44	-93
9	199509141	7.3	22	16.31	-98.88	25	200005101	4.7	28	16.02	-97.23
10	199604011	5	39	16.61	-96.02	26	200007211	5.9	47	18.09	-98.97
11	199802031	6.4	33	15.69	-96.37	27	200008171	4.4	42	17.84	-95.47
12	199805021	4.4	91	17.28	-96.81	28	200009291	4.7	63	16.09	-95.89
13	199906151	7	69	18.18	-97.51	29	200010171	5.4	141	15.77	-92.49
14	199906152	4.5	34	18.15	-97.63	30	200101261	5	84	15.98	-97.96
15	199909301	7.6	16	15.95	-97.03	31	200102191	4.8	10	15.63	-96.71
16	199910071	4.4	28	15.86	-97.26	32	200102201	4.7	8	15.53	-96.22

Tabla I.1 Base de datos de sismos de subducción y profundos.

No Sismo	Fecha	M	Prof. (Km)	Coordenadas		No Sismo	Fecha	M	Prof. (Km)	Coordenadas	
				Lat N	Long W					Lat N	Long W
33	200109081	4.8	100	16.59	-94.95	51	200302011	5.3	210	16.53	-93.21
34	200110031	4.4	66	16.95	-96.83	52	200306131	4.1	45	16.59	-97.25
35	200111101	6, 6	20	15.85	-98.35	53	200307081	4.6	134	17.61	-94.77
36	200111281	6	70	15.32	-93.57	54	200309251	4.6	133	17.4	-94.87
37	200201161	6.3	36	15.58	-93.6	55	200312011	4.3	50	15.98	-96.25
38	200201301	5.1	115	16.21	-95.02	56	200401131	5.1	3	16.01	-97.3
39	200202261	5	116	16.45	-94.17	57	200401132	5.5	16	15	-97.03
40	200205111	4.5	30	16.17	-97.51	58	200401141	4.6	27	16.04	-97.19
41	200206071	4.7	11	15.98	-96.88	59	200401171	4.7	109	17.68	-95.66
42	200206072	5.6	8	15.92	-96.96	60	200402101	4.4	43	16.06	-97.21
43	200206111	4.9	150	17.5	-94.74	61	200402181	4.3	71	16.92	-96.86
44	200206181	4.5	22	15.94	-97.26	62	200404201	5.4	142	17.4	-94.7
45	200208051	5.3	10	16.51	-96.07	63	200405061	4.3	63	17.4	-95.71
46	200208271	4.9	45	15.91	-97.28	64	200406141	5.8	10	16.03	-97.84
47	200211081	5.2	10	16.27	-98.17	65	200408011	4.6	16	15.44	-97.39
48	200212021	4.7	7	15.79	-96.74	66	200408071	5.3	106	17.1	-95.48
49	200212291	4.6	131	17.6	-95.19	67	200408181	5.7	66	16.33	-95.14
50	200301221	7.6	16	18.22	-104.6						

Tabla I.1 (Continuación)

I.3 Estratigrafía y Litología de la Ciudad de Oaxaca

En la región afloran rocas de diferente litología cuya edad varía desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Ref. 18). La sucesión estratigráfica y la litología de las formaciones en el área de la ciudad de Oaxaca, se describen a continuación:

Rocas Metamórficas (Pm). Constituidas por Gneises y Esquistos datados del precámbrico constituyen el basamento de la región, sobre la cual descansa toda la secuencia estratigráfica. En la parte oeste de la ciudad, en la zona de los cerros de Monte Albán y al pie del Cerro del Fortín, existen afloramientos del Paleozoico y que superficialmente presentan un alto grado de intemperización, dando origen a un suelo limo-arenoso de tono amarillento. En esta formación, que presenta una coloración café clara, prácticamente no existe desarrollo urbano, a excepción de la franja que se ubica en la parte baja del Cerro del Fortín.

Grupo Sabinal (Jss). Secuencia de calizas, areniscas, lutitas y conglomerados metamorfizados. Tienen un rumbo general Norte-Sur y a manera de reconstrucción estructural forman un pequeño anticlinal cortado transversalmente al sur por el valle y el Río Atoyac. Sobreyaciendo las rocas metamórficas, se encuentra una serie de rocas metamorfizadas que se originaron a partir de calizas, areniscas, lutitas y conglomerados. El contacto entre la formación paleozoica y estos materiales está indicado por una falla en la dirección E-W, en la cual predominan los conglomerados que presentan un grano fino y una fuerte silicificación. La coloración de esta formación es muy variable, observándose en su parte inferior una roca blanca en estratos delgados, posiblemente originada a partir de una caliza, mientras que en la parte superior se observa un conglomerado en bancos de un metro de espesor aproximadamente, de color gris oscuro con intercalaciones de estratos delgados de areniscas y lutitas. A estas rocas se les asigna una edad variable entre el Triásico y el Jurásico.

Grupo Puebla (Ki). Alternancia de Areniscas y lutitas de origen marino calcáreas cuyos intersticios u oquedades desarrollados por disolución y fracturamiento se encuentran rellenos parcialmente por calcita y en pequeñas proporciones de cuarzo. Sobreyaciendo las rocas anteriormente descritas se encuentra una sucesión de capas constituidas por areniscas y lutitas del Terciario. Estas rocas presentan un color café amarillento y están recubiertas parcialmente por una capa de materiales intemperizados del mismo color. Las areniscas se forman en estratos de 50 cm a 1 m de espesor mientras que las lutitas se presentan en capas delgadas. Estas rocas presentan una inclinación variable entre 30° y 45° hacia el Noroeste mientras que su dirección es de N20°W, habiéndose observado sin embargo algunas pequeñas variaciones en la dirección de las capas.

Tobas Andesíticas (Tt). En la porción noreste de la ciudad se observa una toba andesítica del terciario de color verde claro explotada en la zona como piedra para cantera. Esta roca sobreyace la formación antes descrita y está parcialmente recubierta por depósitos clásticos continentales (Tc), razón por la cual no siempre es posible definir con exactitud su límite de afloramiento.

Depósitos Clásticos Continentales (Tc). A fines del Terciario y principios del Cuaternario, se manifiesta en el área una fuerte erosión que dió lugar a la sedimentación de depósitos clásticos. Estos materiales están constituidos en su parte superior por limos arenosos de color café rojizo mientras que a mayor profundidad, como fue posible observar en una noria que se encuentra en los terrenos del INFONAVIT y en las proximidades del pueblo de San Felipe del Agua, el material está constituido por grava compactada dentro de una escasa matriz arenosa.

Depósitos Aluviales (Qal). En la parte baja de la ciudad, en terrenos dedicados a la agricultura, se encuentran limos y arenas sueltas del Cuaternario que provienen de los aluviones de los ríos que entran al valle. Estos materiales, que en gran parte se localizan a lo largo del río Atoyac, son objeto de explotación de agua subterránea sus espesores son variables y se han llegado a detectar hasta la profundidad de 120 m. En los pozos excavados al Sureste de la ciudad se observan espesores mayores del aluvión, por lo que se cree que atraviesan los depósitos clásticos continentales anteriormente descritos.

Depósitos de Abanico Aluvial (Qaa). En las partes bajas del Cerro del Fortín se observan algunos depósitos de abanico aluvial constituidos por grava subredondeada y angulosa en una matriz limo-arenosa. Estos depósitos tienen importancia desde el punto de vista de peligrosidad sísmica ya que en ellos existen construcciones susceptibles de sufrir fuertes deformaciones, desplomes, etc., por estar sobre un material no consolidado.

CAPÍTULO II

EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA CON MÉTODOS INDIRECTOS

II. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA CON MÉTODOS INDIRECTOS

Una de las principales fases en cualquier tipo de proyecto geotécnico es la exploración, la cual debe proveer la información requerida en un corto lapso para el diseño seguro y económico e informar al ingeniero sobre los materiales y condiciones que se puedan esperar durante la construcción (Ref. 19).

Los programas de exploración se cumplen usualmente en las siguientes etapas:

1. Investigaciones de reconocimiento.
2. Exploraciones subterráneas para diseño preliminar.
3. Exploraciones subterráneas para diseño definitivo.
4. Exploraciones durante la construcción.

No se requiere llevar a cabo todas las etapas en todo proyecto, generalmente la cuarta etapa no se realiza. Para este trabajo de investigación las etapas 3 y 4 no se ejecutaron.

En la etapa de Investigación de Reconocimiento se busca toda la información escrita que pueda existir acerca de las condiciones del subsuelo y poder determinar los tipos de estudios preliminares que determinarán si un proyecto es factible. Esta información consiste en mapas topográficos, actuales y antiguos, mapas geológicos, informes de exploraciones subterráneas y geológicas, documentos de agencias gubernamentales, compañías privadas, publicaciones universitarias y artículos en las publicaciones de las asociaciones de ingenieros y geólogos. Una vez recopilada y revisada toda la información se debe hacer una visita al sitio, con el objetivo de obtener información como la siguiente: acceso al sitio para el equipo de exploración, observación de topografía, perfil del suelo donde hay exposiciones, litografía, estructura de la roca y drenaje de la superficie del terreno, etc.

Una vez concluida la etapa de recopilación de información, se debe pasar a la de Exploración del Subsuelo con el objetivo de obtener información referente a las características estratigráficas de este. Para dicho propósito se han establecido métodos tanto **directos** como **indirectos** (Ref. 20).

Los **métodos directos** son aquellos que permiten obtener muestras de suelo, alteradas o inalteradas para someterlas a pruebas de laboratorio. Estos métodos se pueden dividir en métodos de exploración de carácter preliminar y de sondeo definitivo; en los siguientes párrafos se describen algunos de estos (Ref. 21).

a) Exploración de carácter preliminar.

- *Pozos a cielo abierto, con muestreo alterado o inalterado.* Consiste en realizar un pozo de dimensiones suficientes para que un técnico pueda bajar y examinar directamente los diferentes estratos del suelo en su estado natural así como darse cuenta de las condiciones precisas referentes al contenido de agua del suelo. La desventaja de este tipo de sondeo es que no se puede realizar a grandes profundidades.
- *Perforación con posteadora, barrenos helicoidales o métodos similares.* En estos sondeos la muestra de suelo obtenida es completamente alterada, pero suele ser representativa del suelo en lo referente a contenido de agua, por lo menos en suelos muy plásticos. Las herramientas se conectan al extremo de una tubería de perforación, formada por secciones de igual longitud, que se van añadiendo según la profundidad del sondeo. Una desventaja de la perforación con barrenos es que se pierde la frontera estratigráfica cuando a un estrato de suelo firme le sigue uno blando.
- *Lavado.* Este consiste en inyectar agua en una perforación ademada, la cual forma una suspensión con el suelo en el fondo del pozo y sale al exterior a través del espacio comprendido entre el ademe y la tubería de inyección; una vez fuera es recogida en un recipiente en el cual se puede analizar el sedimento. Las muestras obtenidas son alteradas por lo que no se deben considerar para pruebas de laboratorio.
- *Penetración estándar.* El equipo necesario para aplicar este procedimiento consta de un muestreador especial (penetrómetro estándar) de dimensiones establecidas, normalmente suele ser de media caña, para facilitar la extracción de la muestra que haya penetrado en su interior. La prueba consiste en hacerlo penetrar a golpes dados por un martinete de 63.5 kg (140 libras) que cae desde 76 cm (30 pulgadas) y contando el número de golpes necesarios para lograr una penetración de 30 cm

(1 ft). El martinete hueco y guiado por la misma tubería de perforación, es elevado por un cable que pasa por la polea del trípode y dejado caer desde la altura requerida contra un ensanchamiento de la misma tubería de perforación hecho al efecto, en cada avance de 60 cm debe retirarse el penetrómetro, removiendo el suelo de su interior el cual constituye la muestra.

- *Penetración cónica.* Este consiste en hacer penetrar una punta cónica en el suelo y medir la resistencia que el suelo ofrece. Dependiendo del procedimiento para hincar los conos en el terreno, estos métodos se dividen en estáticos y dinámicos. En los primeros la herramienta se hince a presión, medida en la superficie con un gato apropiado; en los segundos el hincado se logra a golpes dados con un peso que cae. Son pruebas económicas y rápidas y su desventaja es que los resultados son de muy dudosa interpretación.
- *Perforación en boleos y gravas.* Con frecuencia es necesario atravesar durante las perforaciones estratos de boleos o gravas que presentan grandes dificultades para ser perforados por lo que se tiene que emplear herramientas tales como barretones, taladros de acero duro, que se suspenden y dejan caer sobre el estrato en cuestión, manejándolos con cables. En ocasiones se puede recurrir al uso de explosivos para romper la resistencia de un obstáculo que aparezca en el sondeo.

b) Sondeo definitivo.

- *Tubo de pared delgada.* Permite obtener muestras relativamente inalteradas ya que se logra minimizar las alteraciones producidas por la extracción. El muestreador es un tubo abierto de pared delgada (Tubo *Shelby*) que tiene el extremo inferior afilado y en el superior una cabeza muestreadora que a su vez va montada al final de la columna de barras de perforación, con las que se hince el muestreador desde la superficie. El muestreador se debe hincar con una velocidad constante entre 15 y 30 cm/s a una longitud de unos 75 cm; esto es, queda sin muestra una longitud mínima de 15 cm donde se alojan los azolves que pudieran quedar dentro del tubo. Después del hincado se deja el muestreador en reposo durante tres minutos, para que la muestra se expanda en el interior y aumente su adherencia contra las paredes, en seguida se corta la base del espécimen girando dos vueltas al muestreador, se saca el exterior, se limpian sus extremos y se identifica el tubo.

- *Rotatorio para roca.* Este método permite obtener muestras de roca utilizando máquinas perforadoras a rotación, con broca de diamantes o del tipo cáliz. En las primeras, en el extremo de la tubería de perforación va colocado un muestreador especial, llamado de corazón, en cuyo extremo inferior se acopla una broca de acero duro con incrustaciones de diamante industrial, que facilitan la perforación. En las segundas, los muestreadores son de acero duro y la penetración se facilita por medio de municiones de acero que se echan a través de la tubería hueca hasta la perforación y que actúan como abrasivo. Las perforadoras tipo cáliz se han construido con diámetros muy grandes, para hacer perforaciones de hasta 3 m.

Los **métodos indirectos o geofísicos** son un conjunto de técnicas que investigan el subsuelo a partir de las variaciones detectadas en parámetros físicos significativos y de su correlación con las características geológicas. Estos métodos no son destructivos y son complementarios de los ensayos *in situ* y técnicas de investigación directa. Las ventajas de estos métodos es que proporcionan una gran cantidad de información del terreno en estudio que no puede ser obtenida por métodos directos debido a los costos involucrados (Ref. 22).

Los diferentes métodos geofísicos para el reconocimiento del subsuelo se dividen según el parámetro físico investigado y por la forma de ejecutarlos por lo que se pueden clasificar como superficiales, de sondeo y mixtos (Ref. 23), los más comunes se describen brevemente en los párrafos siguientes.

Métodos Geofísicos:

a) Superficiales

- **Gravimétricos.** Tienen por meta la determinación de la distribución de los contrastes de densidades en el subsuelo. Desde esta perspectiva pueden aplicarse sobre todo para detectar la presencia de cavidades naturales, debidas a la disolución de rocas yesíferas o calcáreas, o de cavidades artificiales tales como minas de arena, pozos, galerías, canalizaciones, etc. En ambos casos se detectan cambios en la aceleración del campo gravitacional terrestre dentro de la zona explorada. Valores de dicha aceleración ligeramente más altos que el normal de la

zona indicarán la presencia de masas densas de roca; lo contrario será indicación de la presencia de masas ligeras, cavernas u oquedades (Ref. 24).

- **Magnéticos.** Se basan en las propiedades magnéticas de los materiales. Las variaciones locales o anomalías en el campo magnético de la Tierra son debidas principalmente por concentraciones de material ferromagnético y normalmente se utiliza en la detección de estructuras minerales. El método es económico y útil para realizar pre-sondeos. Sin embargo es muy sensible al ruido provocado por estructuras metálicas y no permite diferenciar entre diferentes elementos metálicos. Su aplicación es principalmente en la investigación minera (Ref. 25).
- **Eléctricos.** Se basan en las diferencias de conductividad eléctrica que presentan los materiales en el subsuelo, las cuales pueden ser correlacionadas con otras características geológicas y mecánicas. Entre estos métodos cabe destacar los de potencial espontáneo, telúrico, magnetotelúrico, electromagnético, resistivo y de polarización inducida (Ref. 26).
- **Sísmicos.** Se basan en el cambio de las propiedades acústicas entre dos capas de diferentes materiales, que provocan la reflexión o refracción de las ondas que se inyectan mediante una fuente externa. Son de gran exactitud, resolución y penetración; por lo que se utilizan en exploraciones petroleras, en la búsqueda de aguas subterráneas y en Ingeniería Civil (Ref. 27).
- **Radiactivos.** Consisten en registrar la radiación que llega a la atmósfera procedente de las formaciones del subsuelo. De la diferencia acusada en estas radiaciones puede inferirse la naturaleza y ciertas características de las formaciones geológicas del perfil del suelo local. Las rocas ricas en materia activa emiten mucha radiación y las fuentes radioactivas deben sus propiedades en gran parte a la erosión del granito y otras rocas magmáticas por los agentes atmosféricos (Ref. 28).

b) Sondeos

- **Geotérmico.** Está basado en la medida de la temperatura del subsuelo a diferentes profundidades. Utiliza el concepto de gradiente geotérmico en aplicaciones superficiales, ha servido sobre todo para la detección de veneros de agua, cavernas y fracturas, pero por el momento su utilización solo ha sido a poca profundidad (Ref. 29).

- **Cross-Hole.** También conocido como método de sondeos en paralelos, es útil para la medición de la variación del módulo al esfuerzo cortante, G , con la profundidad. Mediante este ensaye se mide la velocidad de propagación de las ondas de cuerpo (P o S) para puntos colocados a la misma profundidad. Para llevar a cabo el ensaye es necesaria la realización de un mínimo de dos sondeos, uno de los cuales se utiliza como fuente y el otro como receptor. Los sondeos se deben ademar varios días antes de la realización del ensaye con objeto de lograr un buen contacto entre la pared exterior del ademe y el suelo. El ademe puede ser de aluminio o plástico y debe permitir la colocación de geófonos acuñados al mismo (Ref. 30).

- c) Mixtos
 - **Up-Hole y Down-Hole.** Estos están basados en la medición de la propagación de ondas sísmicas en el suelo, mismas que son producidas por una fuente de perturbación y registradas en un punto denominado receptor. El procedimiento *Down-Hole* consiste en perforar un sondeo de 7.6 cm de diámetro hasta la profundidad de exploración solicitada, para después colocar un ademe poco rígido. Se cuela un pequeño bloque de concreto de aproximadamente 0.6 m de cada lado a un costado del sondeo. Se coloca a la profundidad z , un geófono de tres componentes dentro del sondeo y se acuña contra el ademe. El impulso se logra mediante el golpe con un martillo de 4.5 kg de peso al bloque de concreto, el impacto genera ondas de cuerpo. En un osciloscopio con memoria, se registra la traza del impacto y las trazas de llegada en las ondas del geófono. El procedimiento se repite cada 1.5 a 3 m, hasta la profundidad final (Ref. 31).

II.1 Fundamento Teórico de los Métodos Aplicados

Para el estudio de la Respuesta Sísmica en la Zona del Aeropuerto de la Ciudad de Oaxaca es muy importante conocer las características del suelo, tales como su estratigrafía y algunas propiedades dinámicas, por lo que se decidió que se llevaran a cabo estudios de prospección geofísica, tales como el de Resistividad Eléctrica y Estimaciones de la Estructura Somera de Velocidades de Cortante, razón por la cual se hace una descripción de tales métodos en los siguientes párrafos.

II.1.1 Estudio Geofísico de Resistividad Eléctrica

El método de resistividad eléctrica estudia la respuesta del terreno cuando se propagan a través de él corrientes eléctricas continuas. El parámetro físico que se estima es la resistividad (ρ) y la interpretación final se hace en función de las características geológicas de la zona en cuestión. La resistividad es una propiedad intrínseca del suelo y depende de la litología, estructura interna y sobre todo del contenido de agua, no siendo por tanto, una propiedad isótropa (Ref. 32).

Para poder entender la forma en la que este método permite inferir una estratigrafía del subsuelo es importante definir los conceptos de resistividad y resistencia eléctrica.

La resistencia eléctrica (R), es la facilidad o dificultad que encuentra la corriente eléctrica a su paso por un cuerpo conductor y depende de factores como la longitud, la sección transversal y de la resistividad eléctrica (ρ) del material. Su unidad de medida en el Sistema Internacional (SI) es el Ohm (Ω) (Ref. 33).

La resistividad es una característica de cada material cuyo valor se puede determinar en un laboratorio y que describe la *dificultad* que encuentra la corriente a su paso por él, su unidad en el SI es el Ohm por metro ($\Omega \cdot m$). De igual forma se puede definir la conductividad (σ) como la *facilidad* que encuentra la corriente eléctrica para atravesar el material, la unidad de medida de esta propiedad es el siemens (S).

A partir de la definición de los conceptos anteriores y suponiendo un conductor homogéneo, rectilíneo de sección S y longitud L como el que se muestra en la Figura II.1, la resistencia eléctrica se puede expresar como:

$$R = \rho \times \frac{L}{S} \dots\dots(1)$$

y a la resistividad como:

$$\rho = R \times \frac{S}{L} \dots\dots(2)$$

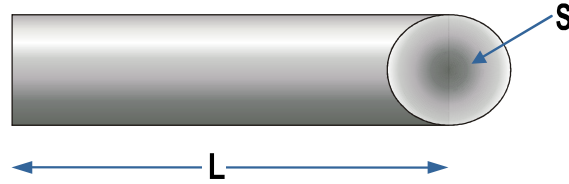


Figura II.1 Conductor rectilíneo de longitud L y sección S

Dado que el suelo es una mezcla de rocas, gases, agua y otros materiales orgánicos e inorgánicos, su resistividad además de ser dependiente de su composición intrínseca, también lo es de otros factores externos como la temperatura, la humedad, la presión, etc.; que pueden provocar que un mismo suelo presente resistividades diferentes con el tiempo. De entre todos los factores, la humedad es el más importante; además, es el que se puede alterar más fácilmente mediante la lluvia o el riego. Diferentes grados de humedad para un mismo terreno darían lugar a resistividades diferentes y que podrían llevar a interpretaciones erróneas de los materiales constituyentes del suelo.

Algunas limitaciones de este método son su alta sensibilidad a pequeñas variaciones de la conductividad cerca de la superficie, debido por ejemplo al contenido de humedad. Una topografía accidentada puede tener un efecto similar, ya que el flujo de corriente se concentra en los valles y se dispersa en las colinas. Como resultado se distorsionan las superficies equipotenciales produciendo falsas anomalías debido solo a la topografía (Ref. 34). En la Tabla II.1 (Ref. 35) se muestran algunos valores de resistividad para distintos materiales.

Material	Resistividad Ohm-m
Granito	1×10^5
Diorita	1×10^4
Gabro	$10 - 1.4 \times 10^7$
Gneis	$2 \times 10^5 - 6 \times 10^8$
Pizarra	$6.4 \times 10^2 - 6.5 \times 10^4$
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 1.3 \times 10^4$
Arenisca	$7 \times 10^1 - 7 \times 10^3$
Caliza	18
Marga	70
Arena	$4 - 2.2 \times 10^2$
Suelo	$10 - 1 \times 10^4$

Tabla II.1 Valores de resistividad

Una vez establecido el concepto de Resistividad Eléctrica, se debe definir la Ley de Ohm, cuya comprensión es fundamental para poder establecer y comprender el proceso que se tiene que seguir para la aplicación del método.

Ley de Ohm: “La intensidad de corriente (I) que circula por un circuito eléctrico es directamente proporcional a la tensión (V) aplicada e inversamente proporcional a la resistencia eléctrica (R)”, o dicho de otra forma, a más tensión más intensidad y a más resistencia menos intensidad, lo anterior se expresa con la siguiente expresión (Ref. 36).

$$I = \frac{V}{R} \dots\dots(3)$$

En la Figura II.2 (Ref.37) se observa un esquema básico para medir la resistividad del suelo: se inyecta una corriente I al terreno mediante un par de electrodos AB y se mide la diferencia de potencial V entre el par de electrodos MN que se genera cada vez que se inyecta la corriente al subsuelo.

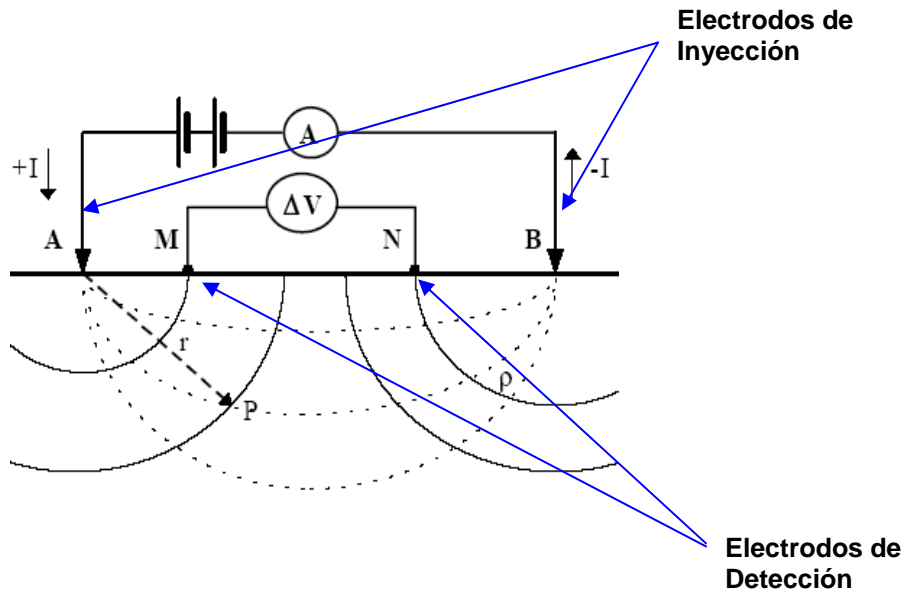


Figura II.2 Dispositivo de cuatro electrodos para medir la resistividad.

De la ecuación (3) se despeja la Resistencia, cuyo valor se puede conocer dado que se conoce el asociado a la corriente inyectada y la diferencia de potencial que se genera, puede medirse con un voltímetro.

$$R = \frac{V}{I} \dots\dots(4)$$

Si en la ecuación (2), deducida a partir del concepto de resistencia eléctrica se sustituye el valor de R de la ecuación (4), se llega al cálculo de la resistividad en función de la corriente inyectada, el voltaje registrado y la colocación de los electrodos.

$$\rho = \frac{V}{I} \times \frac{S}{L} \dots\dots(5)$$

De la ecuación (5) al cociente de S/L se le denomina factor geométrico (g), el cual dependerá de la forma en la que se coloquen los electrodos, por lo que la resistividad quedara definida como:

$$\rho = \frac{V}{I} \times g \dots\dots(6)$$

Donde g se determina a partir de la siguiente ecuación (Ref. 38):

$$g = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \dots\dots(7)$$

Como g depende exclusivamente de la disposición de los electrodos, se han formado varios arreglos a los cuales se les denomina Dispositivos Lineales Básicos. Los más aplicados son: *Wenner*, *Schlumberger*, Polo Dipolo y Doble Dipolo. Este trabajo se enfoca solo al arreglo *Schlumberger*, el cual se aplicó en los sondeos de exploración, enseguida se ilustra y se describe este arreglo.

El Dispositivo *Schlumberger* se trata de una composición simétrica de los electrodos AMNB dispuestos en línea, donde la distancia de los electrodos detectores MN es

mucho menor que la de los inyectores AB, el esquema de este arreglo se muestra en la Figura II.3. En la práctica, por lo regular se considera $AB > 5MN$.

El factor geométrico aplicando la ecuación (7) queda determinado por:

$$g = \frac{\pi b(b+a)}{a} \dots\dots(8)$$

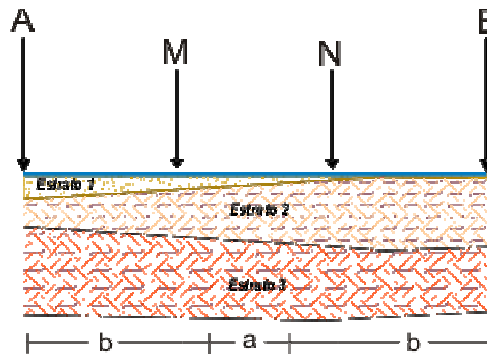


Figura II.3 Dispositivo Schlumberger.

Una limitante del método es que se supone al subsuelo como un material homogéneo, y que las distancias formadas entre los electrodos y los inyectores es siempre la misma, por lo que para una corriente de inyección, las diferencias de potencial en direcciones opuestas pero de misma magnitud son iguales (Principio de Reciprocidad). Por lo tanto la resistividad medida ρ será independiente de la posición de los electrodos de inyección y detección cuando estos lleguen a ser intercambiados. Pero ya que el suelo no es un medio homogéneo como se supone, la resistividad que se mide es aparente (ρ_a), por lo que su valor además de depender del factor geométrico depende de los diferentes materiales.

Este tipo de exploración se puede realizar mediante los Sondeos Eléctrico Vertical o por medio de los Sondeos de Calicatas Eléctricas.

Sondeos Eléctrico Vertical (SEV). Se aplican para determinar la variación de la resistividad aparente con la profundidad bajo el punto sondeado a partir de medir la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza sobre todo para detectar y establecer

los límites de capas horizontales de suelo estratificado. El método consiste en separar sucesivamente los electrodos de corriente A y B del punto central, siguiendo una línea recta y medir la resistividad en cada disposición. La resistividad aparente calculada será, por tanto, la correspondiente a mayores espesores según se van separando los electrodos. El resultado obtenido es la variación de la resistividad con la profundidad en el punto central del perfil investigado. Este sondeo varía según el arreglo de electrodos escogido, puede ser Wenner, Schlumberger, Doble Dipolo. Uno de los más socorridos es el Schlumberger, en la Fig. II.4 se muestra la configuración de este sondeo.

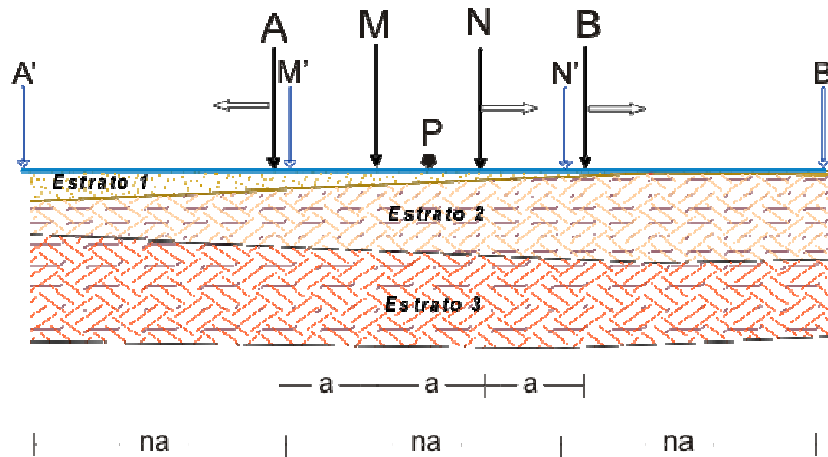


Figura II.4 SEV Schlumberger

Las Calicatas eléctricas (CE), se aplican sobre todo para obtener un perfil de las variaciones laterales de resistividad del subsuelo fijada a una profundidad de investigación. Se aplica para la detección de contactos verticales, cuerpos y estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad. Experimentalmente, la CE consiste en trasladar los cuatro electrodos del dispositivo a lo largo de un recorrido, manteniendo su separación. Para la realización de este método por lo regular se adopta el dispositivo Wenner, en donde la distancia entre los electrodos AMNB son iguales, moviendo lateralmente el dispositivo a lo largo de un perfil seleccionado, como se ilustra en la Figura. II.5. De esta manera se detectan las variaciones laterales de resistividad aparente, ρ_a , a una profundidad aproximadamente constante.

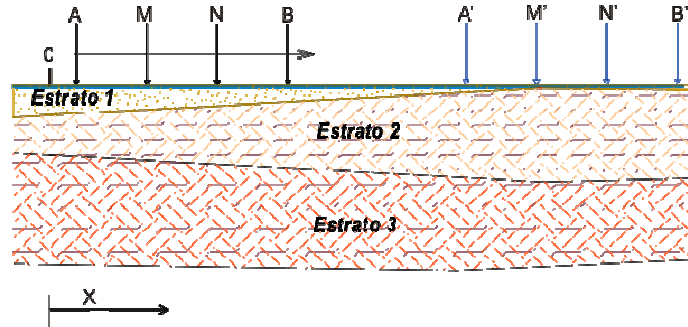


Figura II.5 Calicatas Eléctricas Wenner

II.1.2 Estimación de la Estructura Somera de Velocidades de Cortante

Este modo de estimación de velocidades de onda cortante (s), consistió en la medición de ruido sísmico con equipo típico de exploración somera usado en estudios de refracción y reflexión sísmica encargado de registrar longitudes de onda corta; y con equipo de banda ancha, para registrar correctamente longitudes de onda mayores, equipo típico de registro de temblores. Aparte de las mediciones de ruido sísmico se realizaron pruebas de refracción utilizando el mismo tendido de geófonos.

Para poder comprender el experimento realizado, en los párrafos siguientes se describe a detalle el concepto de Ruido Sísmico y el Método de Refracción Sísmica.

Ruido sísmico o microtremores. También se conocen como microsismos, ruido sísmico de fondo, oscilaciones omnipresentes o microtrepidaciones. Su definición es variada; como vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo y que se propagan en todas direcciones con la misma energía; como una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y homogéneo. De una manera más generalizada se puede decir que el ruido ambiental es generado por fuentes naturales y culturales, como el tráfico o la actividad humana.

Los microtremores o ruido ambiental se han venido estudiando desde el siglo pasado para la caracterización de suelos y estructuras, ya que el tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación del efecto de sitio es una gran desventaja, en cuanto a tiempo y seguridad se refiere, por lo que en los últimos años el

uso de estos se ha incrementado considerablemente. Además de que permiten obtener mapas de microzonificación y una estructura de velocidades sísmicas (Ref. 39).

Omori (Ref. 40) fue el pionero en realizar mediciones de ruido ambiental, empleando un péndulo inclinado y concluyó que existían vibraciones naturales en el suelo que no correspondían a las sísmicas o a las pulsaciones oscilatorias. En los años cincuenta aparecieron diversas metodologías lideradas por los japoneses sobre el origen y utilización de los microtremores para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo.

La primera metodología de análisis fue propuesta por Kanai (Ref. 41) y posteriormente Aki (Ref. 42) y Kagami (Ref. 43) entre otros, realizaron diversas investigaciones para explicar la naturaleza de los microtremores, abriendo el desarrollo y la mejora en las metodologías para su uso, por lo que en los últimos años, el uso de estos se ha incrementado considerablemente, como complemento de estudios geotécnicos, efectos de sitio y para la estimación de los modelos de velocidad, siendo estos de bajo costo y de sencilla ejecución.

En la actualidad se conocen muchos métodos de análisis y registro de los microtremores y entre los más utilizados están: El método de Nakamura (Ref. 44), también conocido como H/V (cociente espectral), el método de auto-correlación espacial, propuesto por Aki (Ref. 45), conocido por sus siglas en inglés como SPAC (basado en la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes las cuales promediadas espacialmente tiene la forma de la función Bessel de orden cero), el método espectral F-K propuesto por Capon (Ref. 46) que utiliza la frecuencia y número de onda y es utilizado específicamente para determinar un modelo de velocidad. El primero de los métodos es ampliamente utilizado para la determinación del periodo predominante y la caracterización de efectos de sitio y los dos últimos, para la determinación de modelos de velocidad de las capas superficiales por encima del basamento rocoso.

Los microtremores se pueden clasificar según su origen en vibraciones naturales o artificiales.

Los **microtremores de origen natural** son oscilaciones inducidas por fuentes naturales como las olas oceánicas, tormentas, vientos, presión atmosférica, lluvias, géiseres, actividad volcánica, etc. se caracterizan principalmente por su inestabilidad debido al tipo de fuente que los genera y son afectadas principalmente por las condiciones climáticas, llegando a presentar algunas amplitudes y periodos que varían entre 2 y 3 o más segundos (microtremores de periodo largo). Este tipo de vibraciones está compuesto principalmente por ondas Rayleigh.

Los **microtremores de origen artificial** son generados principalmente por la actividad humana, como el tráfico vehicular, el paso de peatones, maquinaria industrial, explosiones, etc. La característica principal de estos es su estabilidad y presenta periodos entre 0.1 y 1.0 segundos (microtremores de periodo corto) y están compuestos principalmente por ondas S y Rayleigh.

En general los microtremores se caracterizan por que sus amplitudes son dependientes del tiempo de medida y de las fuentes de vibración alrededor del punto de medición, sus periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas del suelo. Contienen básicamente ondas superficiales del tipo Rayleigh y Love de ahí que permiten caracterizar las estructuras geológicas de los suelos, dado que las fuentes están distribuidas al azar. En general, las características espectrales de los microtremores pueden correlacionarse con las condiciones geológicas locales; así por ejemplo, los períodos predominantes menores a 0.2 segundos son característicos de rocas duras; mientras que, períodos predominantes superiores a 0.2 segundos están asociados a rocas menos competentes y a estratos de suelo.

Principalmente los microtremores se han utilizado para determinar:

- El periodo fundamental de vibración de un suelo.
- El modelo de velocidad de un depósito a partir de la dispersión de la velocidad de fase de las ondas P y S.
- La profundidad del basamento rocoso.
- El efecto de sitio en capas superficiales.
- Los periodos de vibración en edificios.

Entre las ventajas del uso de microtemores como técnica exploratoria del subsuelo se tienen (Ref. 47):

- El registro de estos se puede realizar en cualquier lugar, lo que resulta ventajoso en áreas urbanas en donde las mediciones geotécnicas son difíciles de realizar.
- Se pueden medir en cualquier momento, por tanto es innecesario esperar la ocurrencia de un evento sísmico para poder analizar las estructuras superficiales.
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples, lo cual hace que los costos sean bajos a diferencia de otros métodos.
- Son adecuados para la determinación de modelos de velocidad de ondas S.
- La medición de los datos no genera problemas ambientales.

Entre las limitaciones más comunes se puede señalar que su uso requiere de consideraciones adicionales para aplicar el método a estructuras subterráneas irregulares. Asimismo, diversos autores proponen que el método H/V presenta vacíos teóricos (el método no aclara que componente horizontal se debe considerar para calcular el cociente espectral).

El método de refracción sísmica. Consiste en generar ondas elásticas que se propagan hacia el interior de la tierra y en medir los tiempos de viaje de estas al regresar a la superficie después de sufrir refracción en los límites geológicos presentes en el subsuelo. El experimento consiste en dar impactos sobre la superficie del suelo para generar parcelas de energía de deformación elástica que se propagan desde una fuente (como un terremoto o una explosión) hacia fuera. Las fuentes apropiadas para este tipo de exploración son aquellas que generan trenes de onda de corta vida conocidos como pulsos, que típicamente contienen un amplio rango de frecuencias. Las deformaciones asociadas con el paso de un pulso sísmico se pueden considerar elásticas, excepto en la zona inmediata a la fuente. De acuerdo a lo anterior, las velocidades de propagación de los pulsos sísmicos están determinados por los módulos elásticos y las densidades de los materiales a través de los que pasan. Existen dos tipos fundamentales de ondas, las internas o de volumen (P) y las de superficie o de cortante (S). Los tiempos de viaje son registrados por una serie de geófonos colocados a distancias variables a partir del punto de explosión generalmente alineados a este; la

distancia desde el origen de la explosión hasta el geófono más alejado debe ser de 3 a 12 veces de profundidad que se desee explorar. Los geófonos más próximos a la explosión reciben ondas transmitidas solo a través de la capa de cobertura superficial y los más alejados reciben ondas que se han refractado en la frontera inferior de los estratos más resistentes. Los resultados se grafican para construir curvas, con las cuales se pueden deducir las velocidades en cada estrato y las profundidades a las que aparecen las distintas fronteras de estos. En la Figura II.6 (Ref. 48), se puede observar la configuración que deben tener los geófonos y el proceso de los datos obtenidos. La limitación de este método es que solo se puede usar cuando la velocidad de propagación de las ondas va creciendo en los estratos sucesivamente más profundos; ya que si esta disminuye no hay forma de determinar la presencia de estas capas.

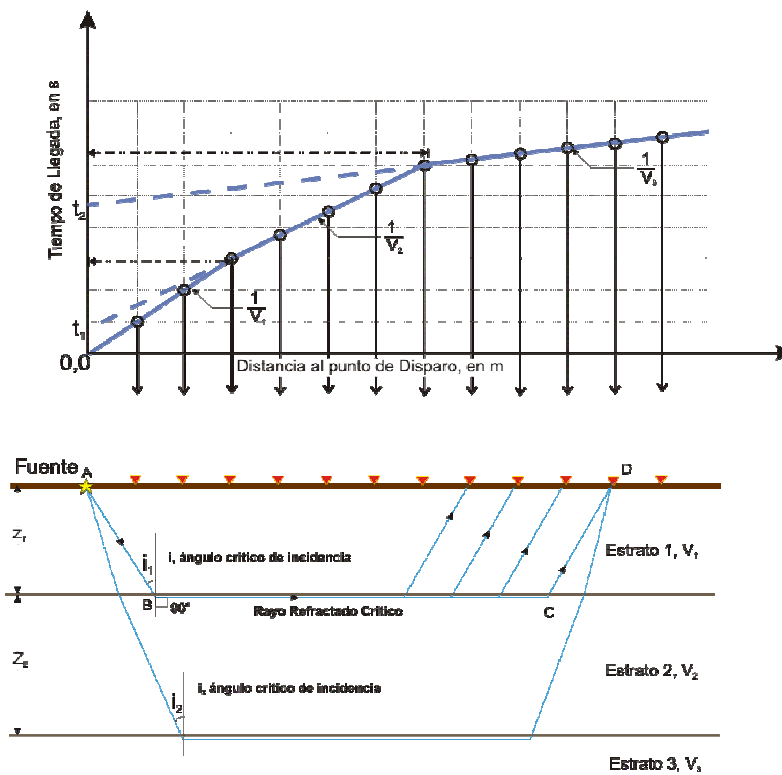


Figura. II.6. Configuración de Geófonos y gráfico de datos para su Interpretación.

II.2 Aplicación de los Métodos de Exploración

II.2.1 Descripción de la Zona de Estudio

La zona de estudio se localiza en el bosque El Tequio, el cual se ubica en la localidad de San Agustín de las Juntas y colinda al oriente con el Aeropuerto de la Ciudad de Oaxaca. Fisiográficamente el área corresponde a la Provincia Sierra Madre del Sur la cual se sitúa en la parte centro-occidental de la entidad, en los Valles Centrales de Oaxaca y geológicamente corresponde a la provincia Zapoteca. En la Figura II.7 se muestra un croquis del lugar en estudio y la ubicación de los puntos en donde se aplicaron los métodos de exploración.

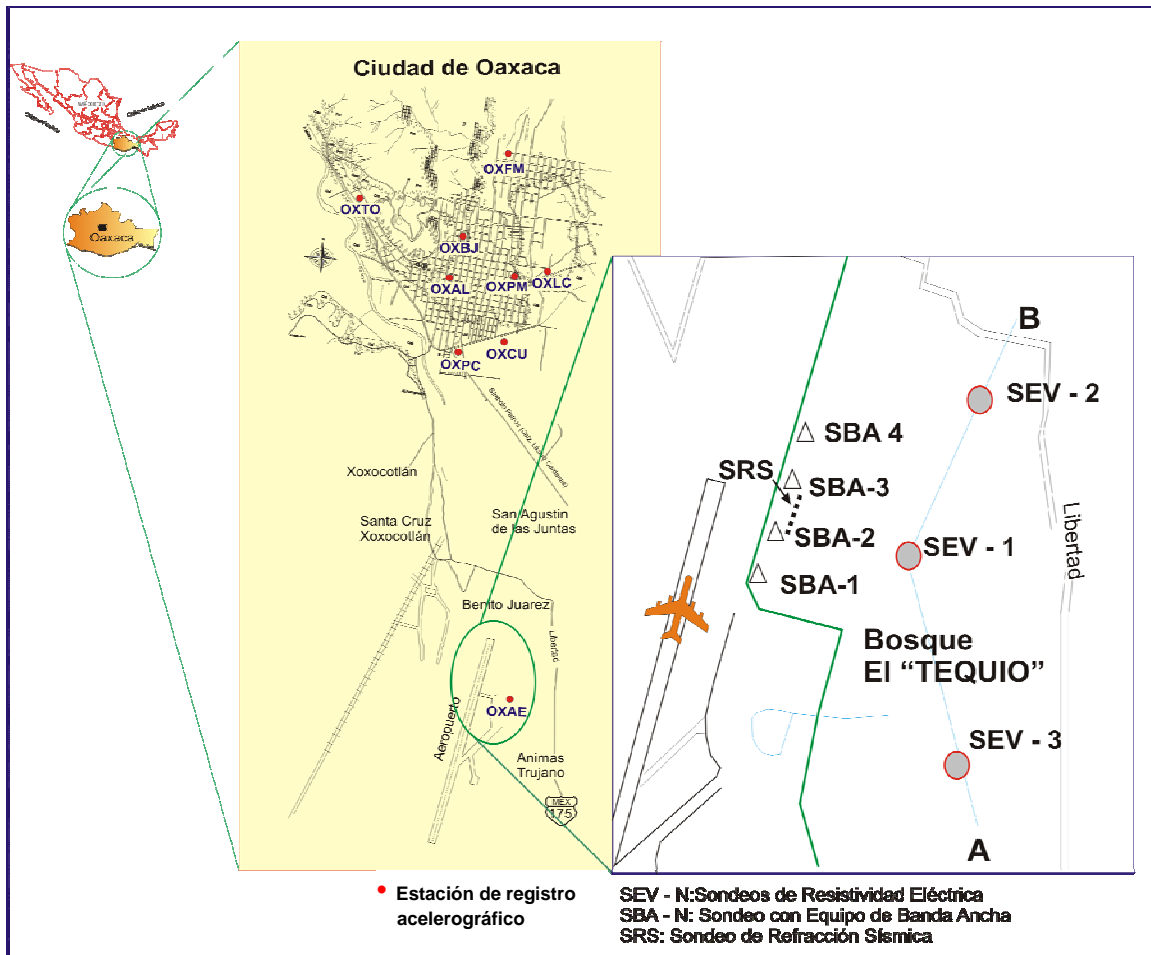


Figura II.7 Localización de la zona en estudio y sondeos realizados.

II.2.2 Método de Resistividad Eléctrica

Se realizaron tres sondeos, dos cerca de la pista del aeropuerto y otro próximo de las oficinas de administración del bosque El Tequio; tal como se mostró en la Figura II.6. El equipo que se empleó para realizar el estudio, constó de una Fuente de Poder cuya función es inducir una corriente eléctrica al suelo, un Moto-generator el cual alimenta de energía a la fuente, de Electroodos que usualmente son varillas de bronce que se hincan al suelo para inducir un campo eléctrico, de Cables Conductores y de un par de Multímetros con los que se registra la intensidad de la corriente inducida al terreno y la diferencia de potencial entre los electrodos centrales. En la Figura II.8 se muestran los elementos antes mencionados.

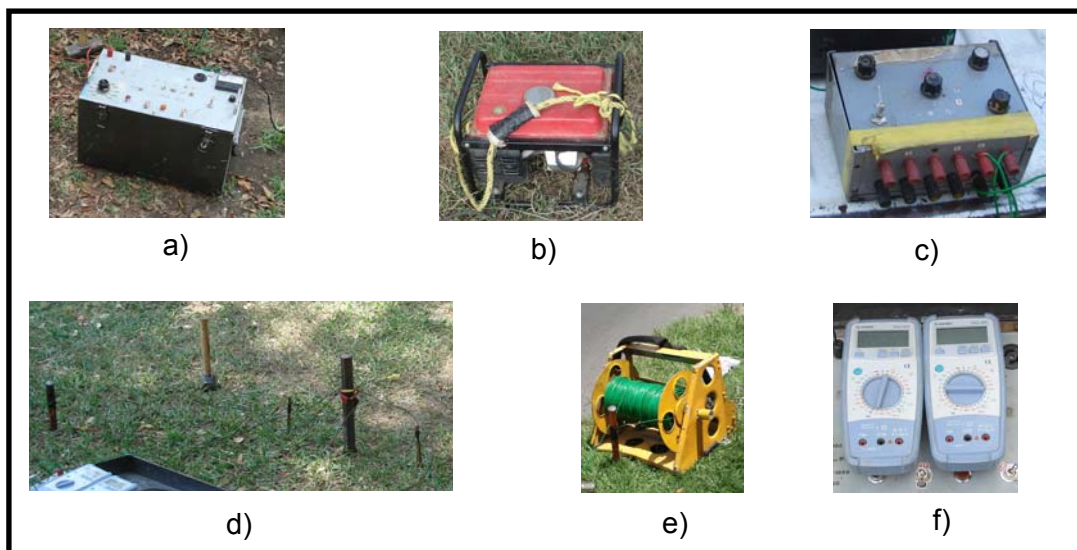


Figura II.8 Equipo empleado para el Estudio de Resistividad Eléctrica, transmisor de Corriente, b) Moto-Generador, c) Eliminator de Potencial, d) Electroodos, e) Cable Conductor y f) Par de Multímetros.

Los sondeos realizados fueron del tipo Eléctricos Verticales, con configuración *Schlumberger* (SEV-1, SEV-2, SEV-3). Para procesar los datos obtenidos e interpretación de los SEV se utilizó el programa *Reixplus Interpex Ltd*, el cual calcula el error medio cuadrático entre las curvas de resistividad de campo y un modelo teórico, con un error menor al 10 % para que dicho modelo sea aceptado desde el punto de vista aritmético (Ref. 49).

Los resultados de los Sondeos Eléctricos que arroja el programa de cómputo se presentan en las Figuras II.9 a la II.11 y consisten en tres tablas y dos curvas por sondeo. En las tablas indicadas con la letra a) se identifican los datos generales, las indicadas con la letra b) contienen los registros de resistividad, conductividad y resistencia según los espesores y las correspondientes a la letra c) contiene la distancia entre los electrodos de corriente, así como los valores de resistividad de la curva de campo y de la curva teórica. Las curvas señaladas con la letra (A) corresponden a los datos tomados en campo expresada en forma discreta mediante un conjunto de puntos, y en forma continua la curva teórica que se genera con un modelo de capas y espesores. La curva (B) representa la resistividad de las diferentes capas obtenidas con el modelo estratigráfico propuesto. Con la información procesada se construyó una sección geoelectrica, como la que se muestra en la Figura. II.12 (Ref. 50), cuya longitud depende del número de sondeos realizados. Estos perfiles o secciones geoelectricas muestran los espesores, en m, de las diferentes capas que forman el subsuelo, así como sus resistividades correspondientes.

Datos generales

Coord. de ubicación (GPS): X = 742695.0 m, Y = 1881650.0 m
Elevación: 1532.00 msnm
Configuración: Schlumberger
Error: 10 %

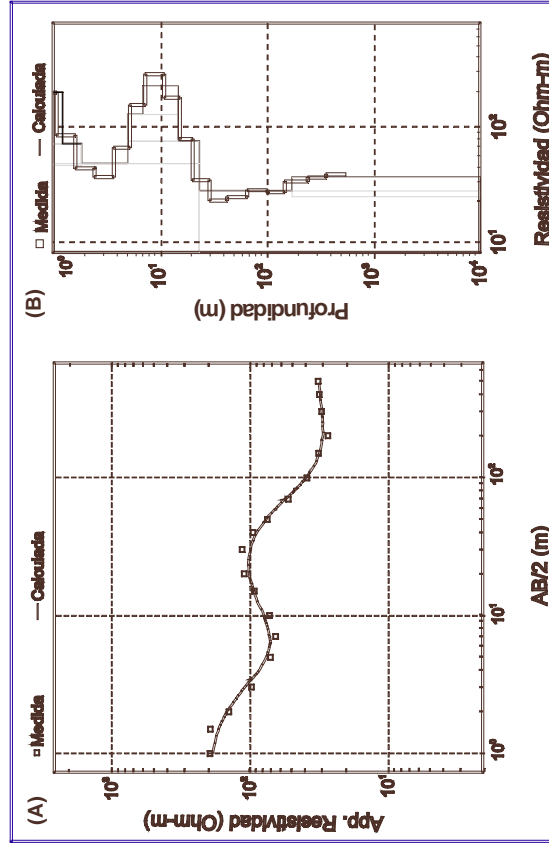
a)

#	Resistividad Ω - m	Profundidad m	Elevación m	Conductividad S	Resistencia Ω - m
1	234.00	1.00	1532.0	0.00427	237.0
2	59.00	5.00	1531.0	0.0847	295.0
3	160.00	14.00	1526.0	0.0875	2240.0
4	54.00	22.00	1512.0	0.407	1188.0
5	25.00	57.00	1490.0	2.28	1425.0
6	22.00	167.0	1433.0	7.59	3674.0
7	61.00		1266.0		

b)

#	Espaciamiento m	Resistividad Ω - m		Error %
		Medida	Calculada	
1	1.00	196.0	211.2	-7.80
2	1.50	189.0	180.4	4.51
3	2.00	143.0	148.8	-4.08
4	3.00	98.50	104.1	-5.71
5	5.00	71.90	74.76	-3.97
6	7.00	66.00	72.75	-10.23
7	10.00	72.80	79.17	-8.75
8	15.00	94.20	91.22	3.16
9	20.00	105.0	98.85	5.84
10	30.00	110.0	102.1	7.15
11	40.00	97.00	96.27	0.749
12	50.00	76.00	86.90	-14.35
13	70.00	54.00	67.79	-25.53
14	100.0	39.40	47.75	-21.19
15	150.0	32.70	33.10	-1.22
16	200.0	28.00	28.56	-2.01
17	300.0	31.00	27.56	11.08
18	400.0	32.00	29.40	8.10
19	500.0	33.00	31.92	3.24

c)



d)

Figura II.9 Resultados SEV-1

Datos generales	
Coord. de ubicación (GPS):	X = 742793.0 m, Y = 1882221.0 m
Elevación:	1532.00 msnm
Configuración:	Schlumberger
Error:	7.601 %

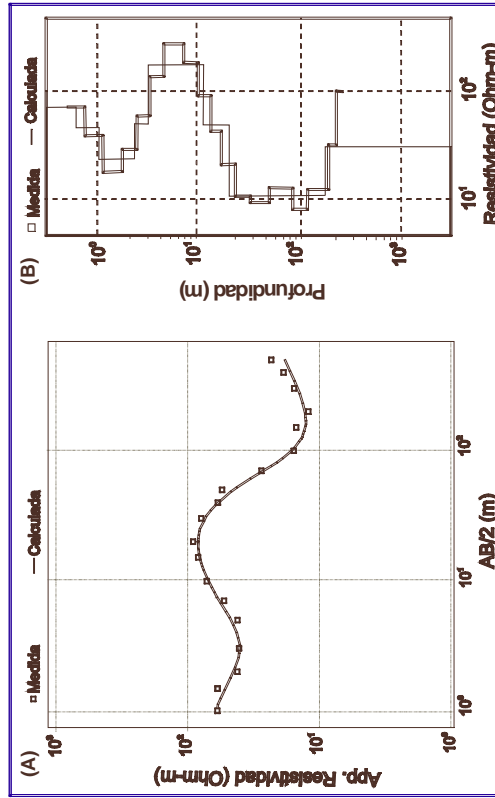
a)

#	Espaciamiento m	Resistividad Ω - m		Error %
		Medida	Calculada	
1	1.00	59.50	61.28	-3.00
2	1.50	58.50	52.16	10.82
3	2.00	42.00	45.07	-7.31
4	3.00	40.80	39.52	3.12
5	5.00	42.00	45.57	-8.51
6	7.00	52.70	55.71	-5.72
7	10.00	71.39	67.80	5.02
8	15.00	78.00	78.34	-0.437
9	20.00	85.00	80.70	5.05
10	30.00	76.00	73.91	2.74
11	40.00	59.00	62.62	-6.15
12	50.00	55.00	51.88	5.66
13	70.00	31.00	35.78	-15.43
14	100.0	19.00	22.32	-17.49
15	150.0	15.00	13.72	8.50
16	200.0	12.10	11.77	2.71
17	300.0	14.00	13.27	5.18
18	400.0	16.00	16.36	-2.30
19	500.0	20.00	19.56	2.18

c)

#	Resistividad Ω - m	Profundidad m	Elevación m	Conductividad S	Resistencia Ω - m
1	70.00	0.800	1532.0	0.0114	56.00
2	25.00	2.00	1531.0	0.0800	50.0
3	205.00	5.00	1529.0	0.0243	1025.0
4	57.00	9.20	1524.0	0.161	524.0
5	34.00	25.00	1515.0	0.735	850.0
6	10.00	46.00	1490.0	4.60	460.0
7	6.00	91.00	1444.0	15.16	546.0
8	91.00		1353		

b)



d)

Figura II.10 Resultados SEV-2

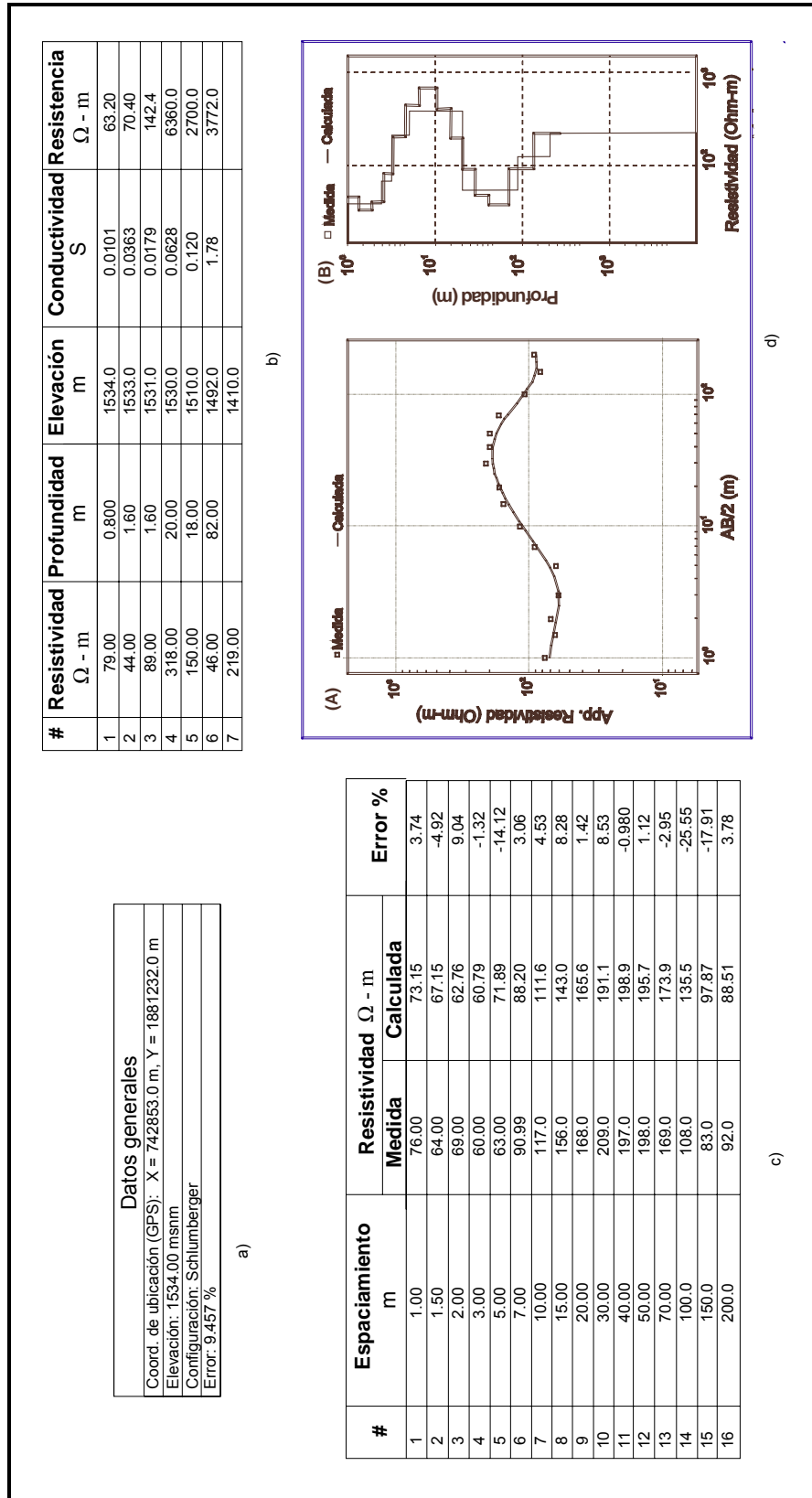


Figura II.11 Resultados SEV-3

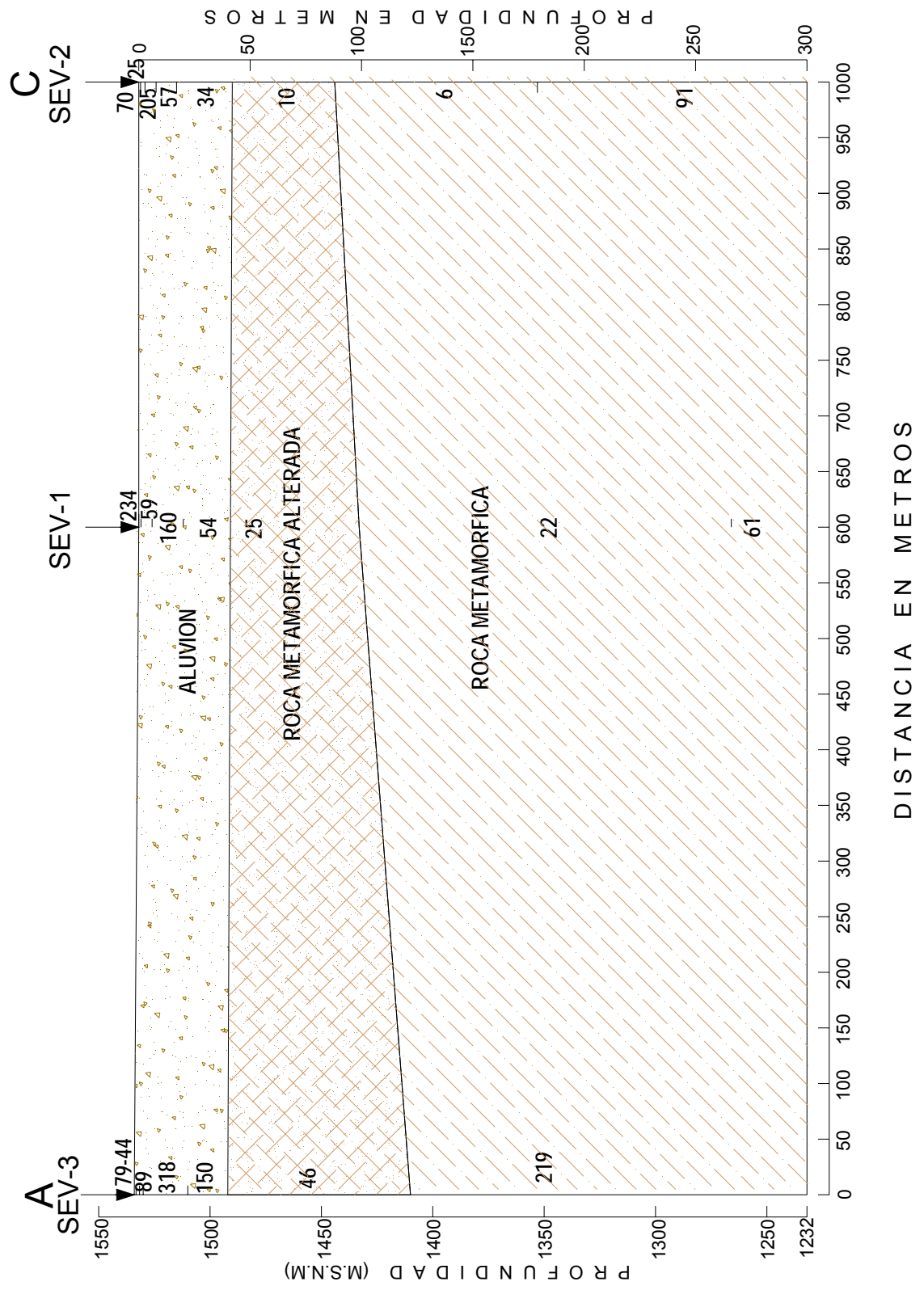


Figura II. 12 Sección Geoeléctrica determinada para el "Bosque el

II.2.3 Método de Estimación de la Estructura Somera de Velocidades de Cortante.

Los sondeos se realizaron a lo largo de una línea paralela a la pista de aterrizaje del aeropuerto, en los límites del bosque El Tequio, tal como se señala en la Figura II.6. Se utilizaron dos tipos de equipo para realizar las mediciones, uno encargado de registrar longitudes de onda corta, aproximadamente entre 1 y 100 m, se trata del equipo típico para realizar exploración somera de refracción y reflexión sísmica; el otro equipo, de banda ancha, se utiliza para el registro de temblores y se empleó para el registro correcto de longitudes de ondas mayores.

En la Figura II.13 se pueden observar las partes que conforman al **Equipo de exploración somera** y en los siguientes párrafos se describen a brevemente.

- a) Dispositivo generador de onda. Pueden ser explosivos o un marro instrumentado con un micro-interruptor montado en el mango. El dispositivo más sencillo es el marro, que al golpear una placa metálica asentada en la superficie genera la onda y simultáneamente opera al micro-interruptor que a su vez activa al aparato registrador para indicar el inicio de la prueba. El martillo se utiliza para estudios de poca profundidad unos 10 m aproximadamente. Para estudios de mayor profundidad se recurre al uso de explosivos.
- b) Conjunto de geófonos electromagnéticos. Captan las oscilaciones del suelo y las transforman en señales eléctricas. Los más comunes únicamente registran la componente vertical del movimiento y su sensibilidad varía entre 5 y 100 cps; su construcción es robusta y el eje vertical tiene una punta para hincarse en el suelo, los utilizados en este estudio tienen una frecuencia natural de 4.5 Hz.
- c) Sismógrafo receptor. El cual recibe la señal de los.

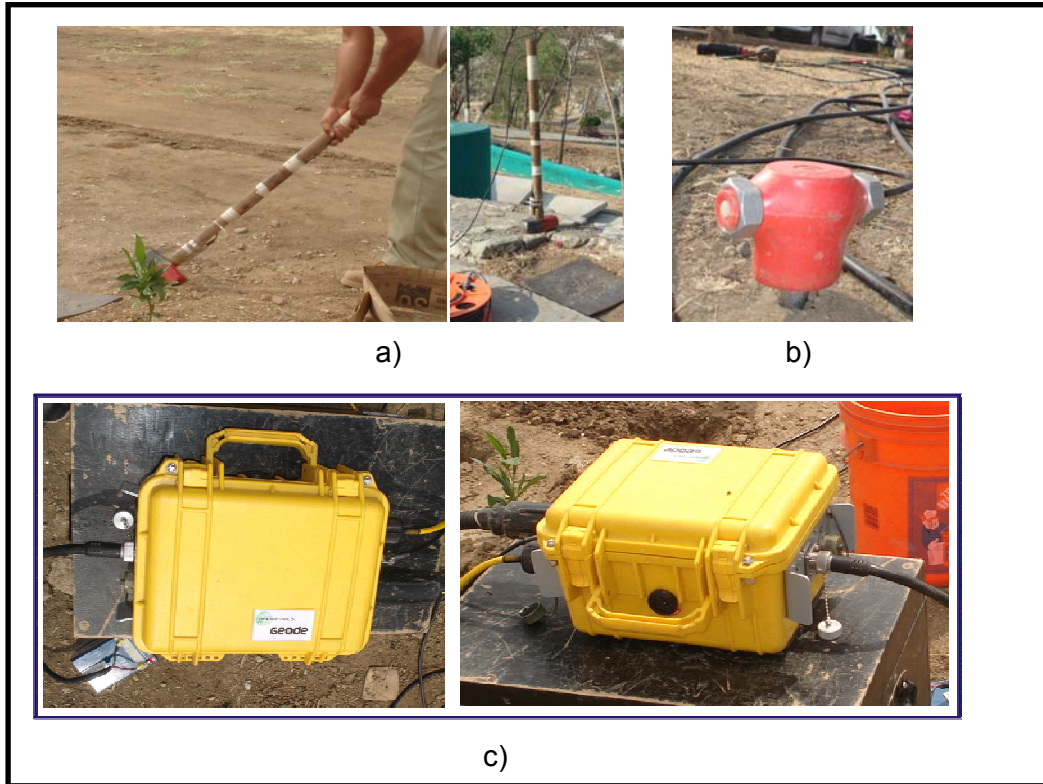


Figura II.13 Equipo de Exploración somera, a) Dispositivo Generador de Onda, b) Geófonos electromagnéticos, c) Sismógrafo Receptor.

El **Equipo de exploración de Banda Ancha**, Figura II.14, se utiliza generalmente para el registro de temblores y se complementó con otros componentes para poder realizar las mediciones del ruido sísmico, estos se describen a continuación.

- a) Sensor *Guralp* GM30. Está conformado por un sensor externo de velocidad, GM-30, de periodo natural $T_0 = 30$ s y mide el movimiento del terreno en 2 direcciones horizontales (L y T) y una vertical (V).
- b) Geoposicionador (GPS). Permite la sincronía requerida para procesar los registros.
- c) Registrador K2. Integrado por un conversor de 24 bits, una sección de control y otra de almacenamiento.

Las pruebas consistieron en medir ruido sísmico, con ambos equipos y en realizar una prueba de refracción sísmica tanto para onda P como Onda S.

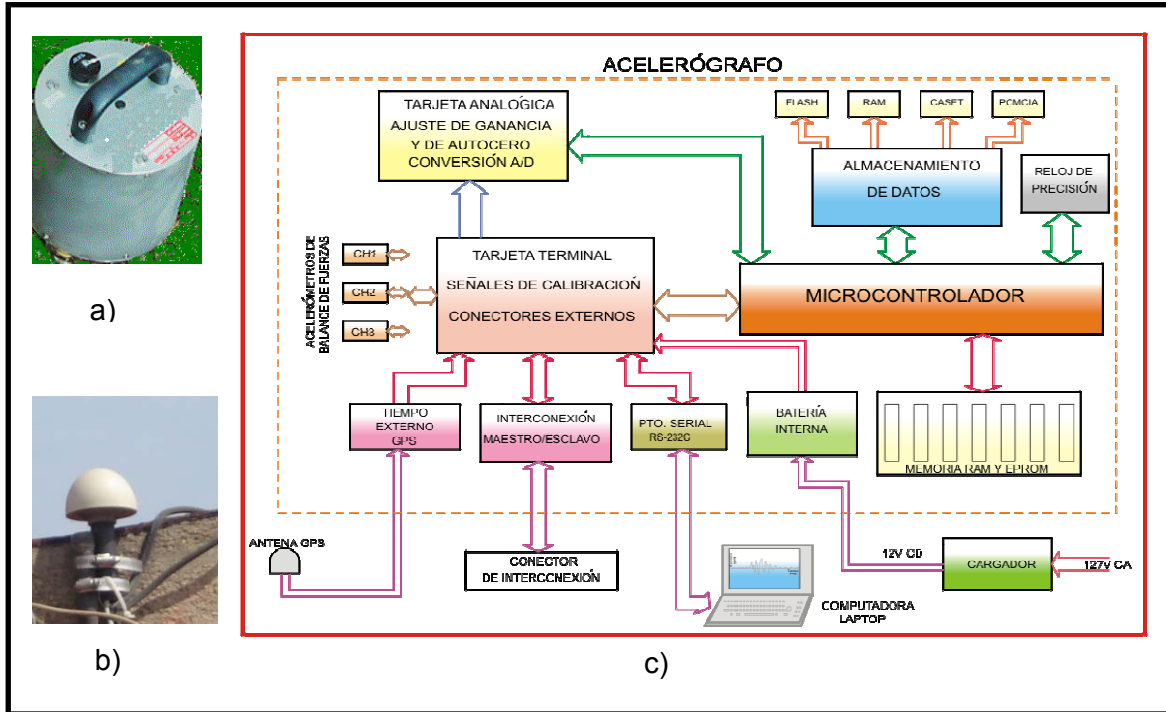


Figura II.14 Equipo de Exploración de Banda Ancha, a) Sismógrafo Guralp triaxial, b) GPS, c) Registrador de K2.

El proceso que se siguió para las **Mediciones de Ruido Sísmico** con cada uno de los diferentes equipos, se describe en los siguientes párrafos. Las curvas de calibración de los registros adquiridos con cada uno de los diferentes equipos se tomaron de la Referencia 51.

a) Equipo de Banda Ancha. Se instalaron tres estaciones a lo largo de una línea paralela a la pista de aterrizaje ver Figura II.15. Los sensores Guralp GM30 se acoplaron a los registradores K2 y se orientaron para que la componente longitudinal correspondiera con el acimut de la línea, aproximadamente en dirección norte. La separación de estaciones fue de 150, 300 y 450 metros y se midió el campo de ruido sísmico de forma simultánea en las tres posiciones durante 3600 segundos y a intervalos de 100 muestras por segundo. Para el análisis de los datos sólo se usaron los registros de la componente vertical del movimiento del terreno.

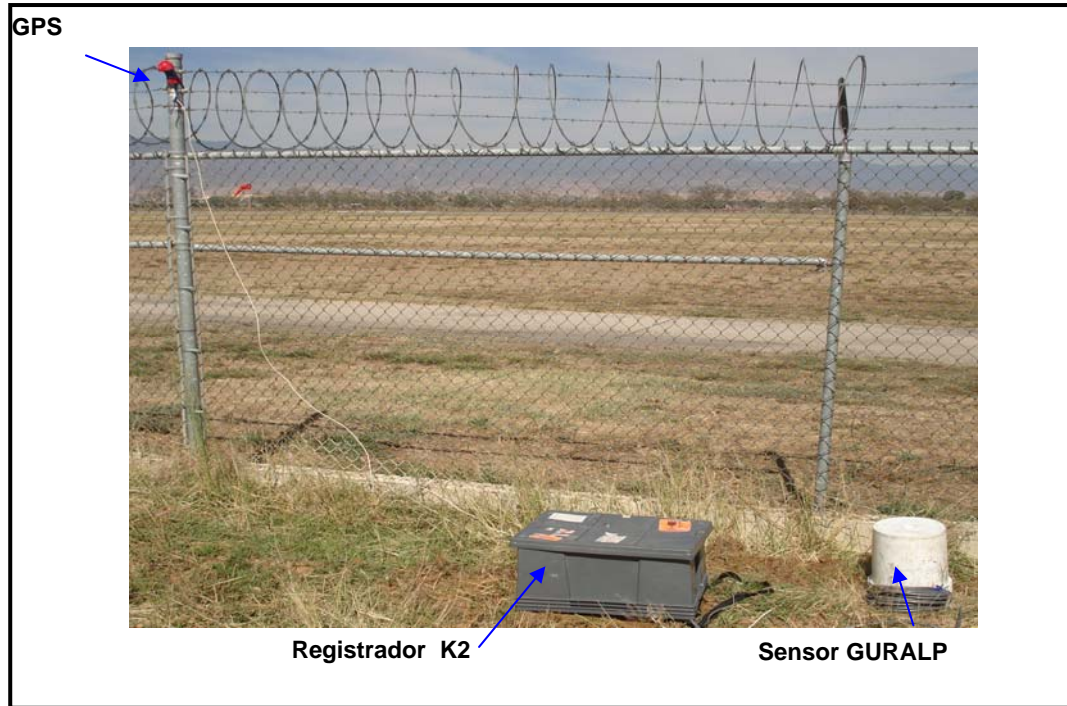


Figura II.15 Configuración de las Estaciones con Equipo de Banda Ancha.

Se midió el movimiento del terreno, entre 0.05 – 40 Hz, con estos registros se puede identificar la coherencia espacial entre arribos que sobresalen del nivel de ruido ambiental. Estos saltos o picos de amplitud se relacionan principalmente con gente que se encontraba trotando cuando se realizaron las mediciones, los cuales actúan como fuente sísmica cercana a los sensores. En la Figura II.16 se incluye uno de los registros generados.

- b) Equipo de Exploración Somera. Se midió ruido sísmico en la componente vertical con intervalos de muestreo de 0.004 segundos. La distancia máxima de la línea de tendido de los geófonos fue de 115 m y con una anchura entre estos de 5 m. Estos se instalaron entre la segunda y tercera estación del arreglo de banda ancha, como se puede ver en la Figura. II.17. Se registraron 18 ventanas, aproximadamente subsecuentes, con duración de 65 segundos, generando por lo tanto 18 archivos de 1539 Kb. Los archivos tienen formato SEG2, el cual es de uso común en los equipos sísmológicos de exploración somera. El ancho de banda útil del campo de ruido sísmico fue de 4.5 a 1254 Hz.

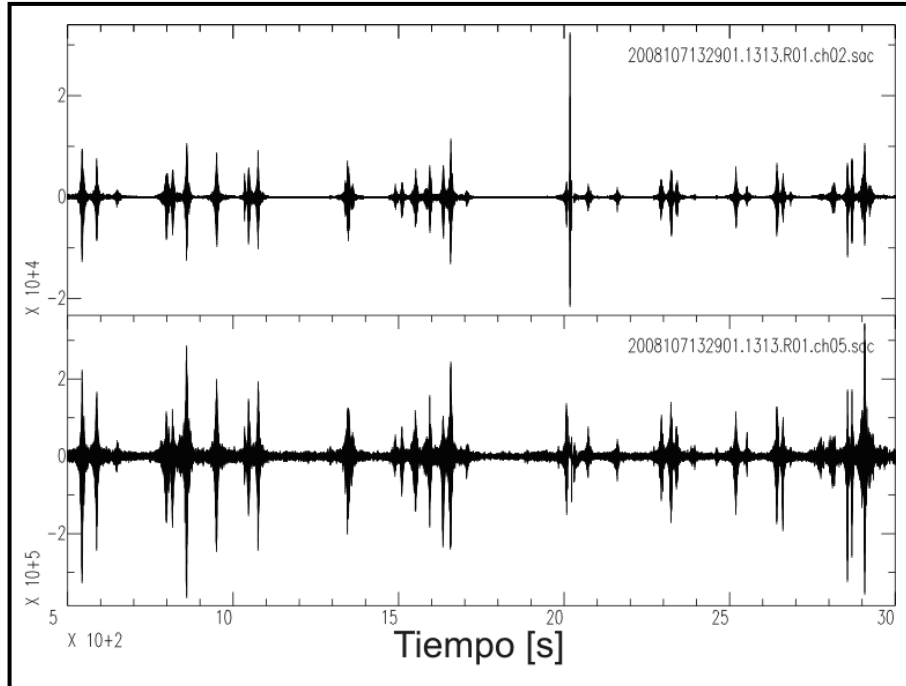


Figura II.16 Registros de ruido sísmico en la componente vertical; el superior corresponde al del acelerómetro, mientras que el inferior al sensor de banda ancha.

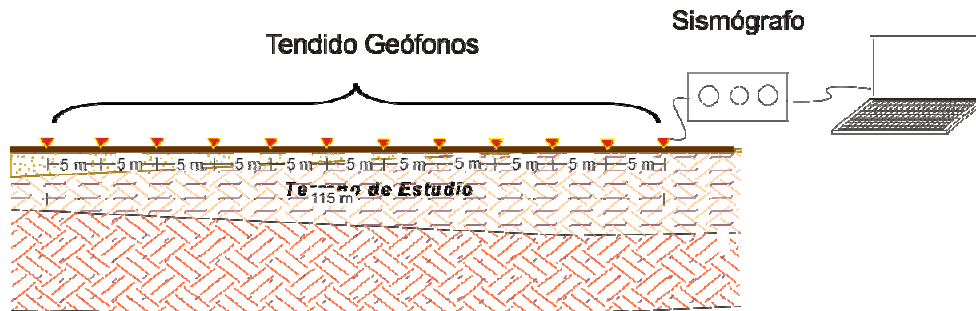


Figura II.17 Distribución de los geófonos

En la Figura II.18 se puede ver una imagen de los registros obtenidos, los cuales consisten en varios trenes de onda con aparente coherencia espacial, manifestación de las fuentes diversas que componen el campo de ondas de ruido. En ocasiones es posible identificar alguno de estos trenes debido al tránsito de vehículos o al movimiento de personas en el entorno de los sensores. Las mediciones se tomaron de tal manera que no se tuvieron registro del despegue o aterrizaje de alguna aeronave.

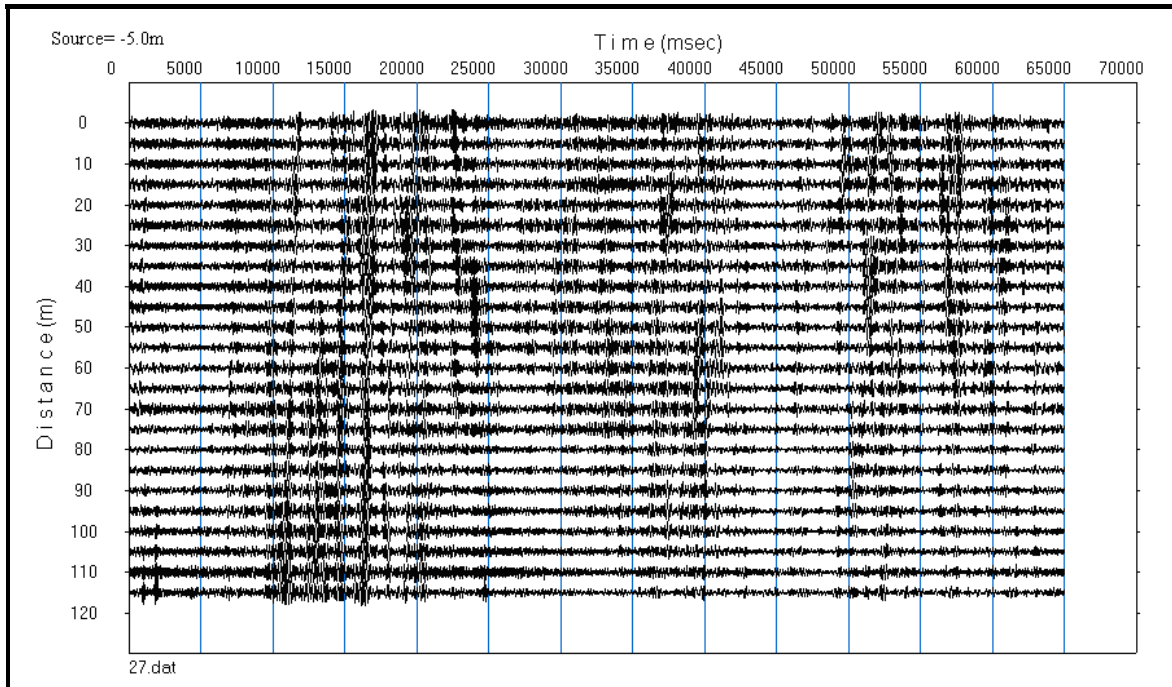


Figura II.18 Registro típico de ruido ambiental obtenido con los geófonos.

La Prueba de Refracción se realizó mediante la generación de ondas P y S, de acuerdo al procedimiento que se describe:

- Se colocó sobre la superficie del terreno una línea de geófonos, separados entre sí, una longitud $a = 5\text{m}$ aproximadamente.
- Se seleccionó el punto de perturbación a una distancia igual a la escogida como la separación entre geófonos del primero de ellos.
- Se colocó el sismógrafo en el extremo opuesto a donde está el punto de perturbación.
- Se generó un impacto para producir ondas P u ondas S, según la colocación de la placa. Si se golpea la placa en posición horizontal se generan ondas P y si se golpea en posición inclinada se generan ondas S (Figura II.19).
- Se registraron y se respaldaron los datos para su interpretación.
- Se cambió la posición de la fuente entre los geófonos 12 y 13 al centro del tendido de los geófonos.
- Se registraron y se respaldaron los datos para su interpretación.

- h) Finalmente la fuente se colocó cerca del primer geófono y el sismógrafo en el lado contrario para generar un registro en la dirección opuesta y poder determinar si los estratos en ese lugar de estudio son horizontales o presentan alguna inclinación.
- i) Se registraron y se respaldaron los datos para su interpretación.

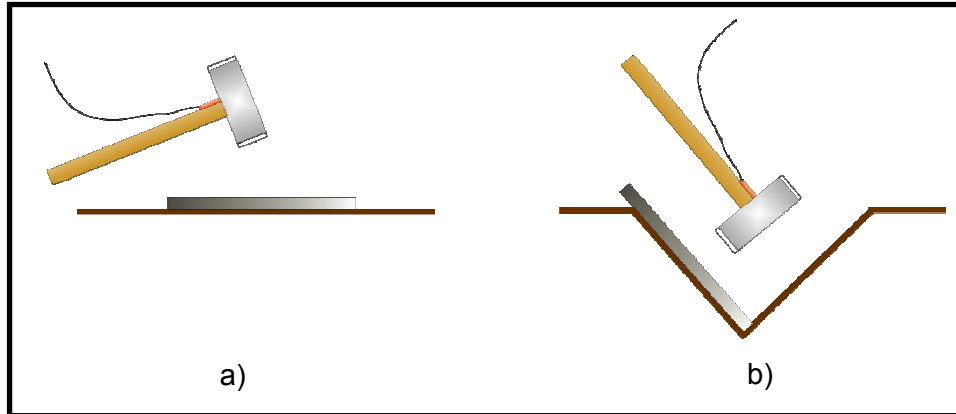


Figura II.19 Generación de ondas a) P y b) S.

En la Figura II.20 se presenta un registro generado por con la prueba de refracción sísmica.

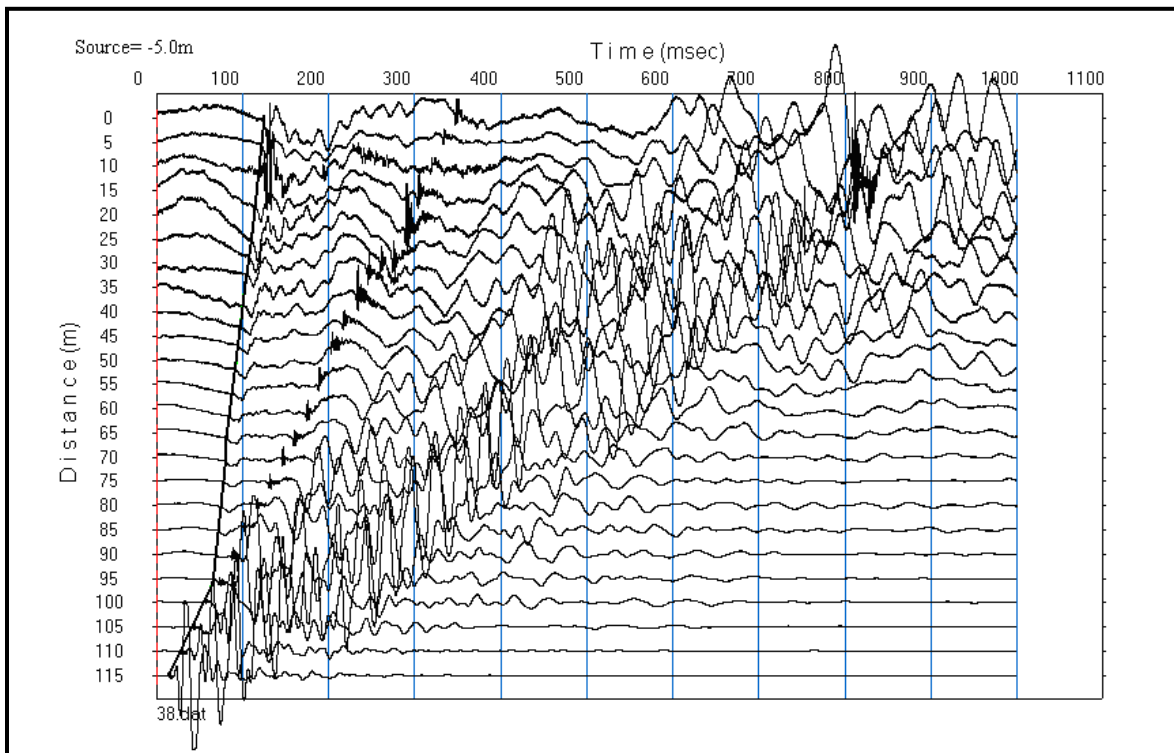


Fig. II.20 Registro de Refracción Sísmica.

Análisis de Resultados. Este consistió en estimar los coeficientes de correlación espacial entre las estaciones instaladas de banda ancha y el equipo de exploración somera, en determinar una curva de dispersión de velocidad de fase, en examinar las ondas superficiales generadas por la prueba de refracción y en generar modelos de velocidad de ondas S y P. En los párrafos siguientes se describen los procesos que se siguieron; las curvas y las tablas derivadas de dichos procedimientos se tomaron de la Ref. 52.

Se aplicó el método de autocorrelación espacial (SPAC) para analizar los resultados obtenidos con los dos tipos de equipos. El campo de ruido sísmico fue analizado mediante la correlación espacial cruzada de los registros obtenidos en cada posición y con ella se estimó la curva de dispersión de velocidad de fase del modo fundamental de propagación de onda Rayleigh en la componente vertical. El procedimiento para el desarrollo de tal análisis considerando solo el equipo de banda ancha fue el siguiente:

1. Se seleccionaron ventanas con duración de 20 segundos, simultáneas y sin traslape, para cada registro, correspondiente a cada una de las tres estaciones.
2. Las ventanas de registro seleccionadas se corrigieron por línea base y filtradas en pasa banda.
3. Se calcularon las correlaciones espaciales promedio y finalmente se hizo el cálculo de los coeficientes de correlación para cada frecuencia central.

Lo anterior se aplicó a todos los pares de registros simultáneos, así el registro de la estación 1 se correlacionó con el de la 2 y la 3. En la Figura. II.21 se muestra la gráfica de los coeficientes de correlación obtenidos a las distancias de 150, 300 y 450 metros. Estos coeficientes de correlación guardan una relación con las velocidades de fase por lo que en el desarrollo del análisis se decidió invertir los coeficientes de correlación estimados para obtener las velocidades de fase, en un rango de frecuencias de 0.7 a 15 Hz.

Para el caso de los datos obtenidos con el equipo de exploración somera, se consideraron las 23 distancias existentes entre los geófonos para las cuales fueron calculados los coeficientes de correlación.

Para construir la **curva de dispersión de velocidad de fase** se utilizaron los datos arrojados por los geófonos, los sismógrafos y el análisis múltiple de ondas superficiales, ver la Figura. II.22. Las mediciones realizadas con los geófonos corresponden a frecuencias altas de 2.5 a 8.0 Hz, el procedimiento seguido para esta parte de la curva es llamado SPAC en línea. En esta parte de la curva la velocidad de fase permanece con un valor casi constante de 170 m/s.

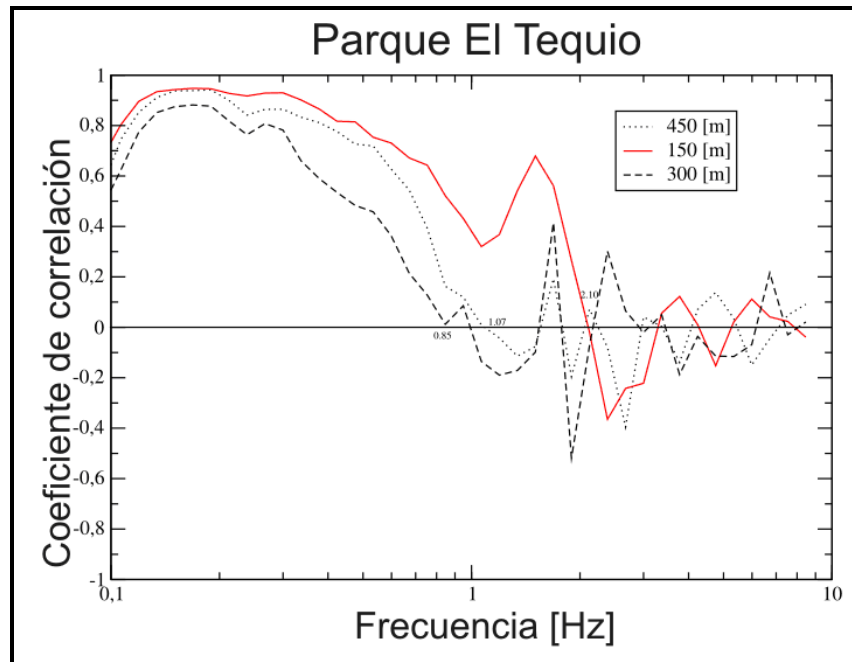


Fig. II.21 Coeficientes de correlación estimados con el equipo de banda ancha.

Las mediciones hechas con el equipo de banda ancha corresponden a frecuencias bajas de 0.8 Hz hasta 3 Hz, la curva de dispersión se incrementa rápidamente hasta llegar cerca de los 800 m/s en frecuencias de 0.9 Hz. La curva de dispersión construida puede interpretarse como la dispersión del modo fundamental de propagación de ondas Rayleigh bajo la línea de registro; en este caso la forma de la curva de dispersión mostrada es una manifestación típica de una estructura sísmica con alto contraste de impedancia (cociente entre los productos de velocidad de cortante y densidad), entre una estructura somera y un semi-espacio.

El análisis múltiple de ondas superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) se realizó con los registros obtenidos en el perfil de refracción. En efecto, la duración de los

registros de refracción fue asignada en un segundo con objeto de registrar adecuadamente la llegada del tren de ondas superficiales que se generó cuando se golpeó la placa con el marro. El desarrollo de tren de ondas energético y con periodos mayores fue captado adecuadamente en los registros, estas señales tienen las amplitudes máximas del registro y son precisamente las requeridas para estimar las velocidades de fase mediante la transformación, al dominio lentitud versus frecuencia, del método *MASW* propuesto por *McMechan* y *Yedlin* (Ref. 53). Las velocidades de fase estimadas con éste procedimiento en la curva presentan frecuencias mayores a 8 Hz y permitió elaborar el primer modelo de velocidades. El traslape entre las mediciones de velocidad de fase con *SPAC* en línea y *MASW* muestra la efectividad de la metodología empleada.

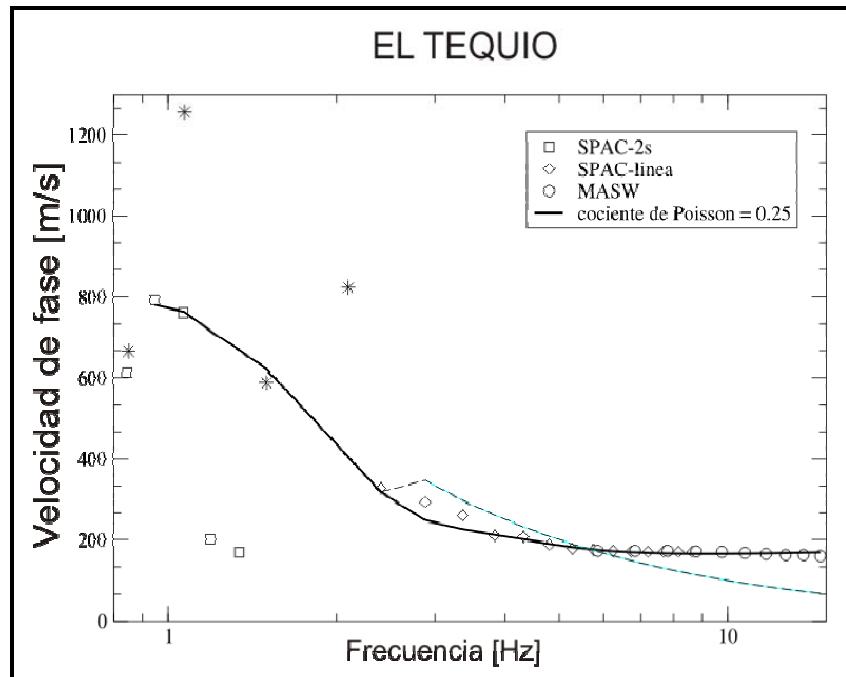


Fig. II.22 Curva de dispersión.

Con la curva de dispersión se estimaron los primeros valores de velocidad de cortante (V_s) puesto que la velocidad de fase (V_{fase}) tiende, en frecuencias altas, a 0.92 de la velocidad de cortante en la parte somera de la estructura. Así que V_s en las primeras capas debe ser de aproximadamente 185 m/s, de acuerdo al desarrollo siguiente:

Si $V_{fase} = 0.92V_S$; entonces $V_S = V_{fase} / 0.92$ y si se consideran que $V_{fase} = 170m/s$, se determina que $V_S = 185m/s$.

Primer Modelo de la estructura de somera de Velocidades de Cortante. Para determinar la estructura somera de la velocidad de cortante apoyándose en la curva de dispersión de velocidad de fase estimada se utilizó el programa SURF96. Los datos que se introdujeron al programa para el primer modelo fueron para una velocidad de cortante de 185 m/s, densidad de 1.6 g/cm³ y coeficiente de Poisson de 0.25. Se propusieron 8 capas con espesor de 5 metros, sobre yaciendo un semi-espacio con una velocidad de cortante de 1200 m/s. El primer modelo que se obtuvo se consigna en la Tabla II.2.

Capa	Profundidad a la base [m]	Espesor [m]	V _p [m/s]	V _s [m/s]	Densidad [g/cm ³]
1	3.5	3.5	364	211	1.7
2	7.1	3.6	296	171	1.7
3	11.1	4.0	266	154	1.7
4	15.8	4.7	324	187	1.7
5	21.1	5.3	458	265	1.8
6	26.9	5.8	564	326	1.9
7	32.9	6.0	527	305	1.9
8	38.9	6.0	278	161	1.7
			1580	0.912	2.3

Tabla II.2 Modelo considerando una relación de poisson de 0.25.

Segundo Modelo de la estructura de somera de Velocidades de Cortante. Para determinar este segundo modelo, se utilizó la información proporcionada por el perfil de refracción sísmica. La interpretación de los tiempos de recorrido se hizo con el método recíproco generalizado. La estructura estimada se presenta en la Tabla II.3.

Capa	Espesor [m]	V _p [m/s]
1	~5.5	588
2	> 5.5	1551

Tabla II.3 Modelo de velocidades de ondas sísmicas obtenido de la interpretación de las curvas de recorrido de onda P.

La velocidad de onda P en el agua dulce es de 1500 m/s, observando el modelo obtenido, se sugiere que a 5 metros de profundidad el suelo se encuentra saturado. El que la formación explorada contenga una zona parcialmente saturada sirve como información adicional, pues se puede fijar el coeficiente de Poisson durante el proceso de inversión. Una formación geológica con $V_p=1551$ m/s y $V_s=185$ m/s tiene un coeficiente de Poisson aproximado de 0.4928, valor que se integró en un nuevo modelo. Usando el modelo inicial que incluye la información adicional se realizó nuevamente la inversión de la curva de dispersión de velocidad de fase del modo fundamental de onda de Rayleigh y se obtuvo un nuevo modelo el cual se presenta en la Tabla II.4.

Capa	Profundidad a la base [m]	Espesor [m]	V_p [m/s]	V_s [m/s]	Densidad, [g/cm ³]
1	1	1.0	543	313	1.9
2	3.5	2.5	1274	152	1.6
3	7.4	3.9	1357	162	1.7
4	12.5	1.0	1444	172	1.7
5	18.5	6.0	1689	201	1.7
6	25.1	6.6	1927	230	1.8
7	31.7	6.6	1835	219	1.7
8	38.4	6.7	1361	162	1.7

Tabla II.4 Modelo de velocidades sísmicas obtenido de la inversión de la curva de dispersión de las velocidades de fase cuando se ha asignado a las capas 2 a 8, un coeficiente de Poisson constante de 0.4928.

La curva de dispersión calculada con el modelo de velocidades anterior ha sido incluida también en la Figura II.22, la curva muestra un escalón entre las frecuencia de 1 y 3 Hz, precisamente donde el error entre las velocidades de fase observadas y calculadas con el modelo anterior era mayor. La observación anterior sugiere que el coeficiente de Poisson anómalo tiene clara manifestación en las mediciones de velocidad de fase.

Con el segundo modelo se hizo una comparación de los valores de las velocidades de onda P obtenidos, con los valores que proporciona el Manual de Cimentaciones Profundas de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos (Ref. 54) y se obtuvo información del posible tipo de suelo que existe en la zona de estudio. En la Tabla II.5 se muestra la comparación hecha.

Capa	Profundidad a la base [m]	Espesor [m]	Vp [m/s]	Vs, [m/s]	Densidad [g/cm ³]	Probable Tipo de Suelo
1	1	1.0	543	313	1.9	Aluvi3n 3 Arena H3meda
2	3.5	2.5	1274	152	1.6	Aluvi3n, Arena h3meda 3 Arcilla arenosa cementada
3	7.4	3.9	1357	162	1.7	Aluvi3n 3 Arcilla
4	12.5	1.0	1444	172	1.7	Aluvi3n terciario, Arena h3meda
5	18.5	6.0	1689	201	1.7	Aluvi3n, Arcilla 3 lutita
6	25.1	6.6	1927	230	1.8	Aluvi3n 3 Arcilla
7	31.7	6.6	1835	219	1.7	Aluvi3n 3 Arcilla
8	38.4	6.7	1361	162	1.7	Aluvi3n (terciario)
			1567	905	2.3	Aluvi3n 3 Arcilla

Tabla II.5 Tipo de suelo seg3n los valores de V_p.

Con los registros del equipo de banda ancha tambi3n se estimaron **cocientes espectrales** entre la componente horizontal y vertical del movimiento en las diferentes posiciones de registro. En este proceso se corrigieron las trazas s3smicas por l3nea base y se estimaron sus espectros de amplitud. Los cocientes entre las componentes horizontales, longitudinal (L) y transversal (T) y la componente vertical (V) fueron calculados utilizando ventanas de 40 segundos de duraci3n, enseguida se calcul3 el promedio de estos para todas las ventanas; de lo anterior se seleccion3 el cociente espectral, el de la estaci3n 1, como el t3pico del bosque El Tequio. En la Figura II.23 est3 consignado el cociente promedio y los estimados para cada ventana. Con este tipo de an3lisis se busca determinar la forma del cociente en funci3n de la frecuencia predominante y la amplitud m3xima. Para la posici3n 1 es claro que la forma espectral consiste de un pico espectral, con amplificaci3n m3xima cerca de 8 veces para un frecuencia predominante de 1.36 Hz o periodo de 0.7 s (Ref. 55).

De los modelos de velocidad de ondas s3smicas con coeficiente de Poisson de 0.25 y 0.4928 se calcul3 la **funci3n de transferencia** en una dimensi3n (1D) del bosque El Tequio, estas est3n consignadas en la Figura II.24 (Ref. 56), en esta se han incluido tambi3n los cocientes espectrales L/V y T/V. La frecuencia predominante est3 en el rango de 1.2 a 1.4 Hz, tanto en los cocientes observados como en las funciones de transferencia calculadas. Si bien, estas dos funciones no son comparables directamente, el hecho de que las frecuencias predominantes y las amplitudes m3ximas

sean similares sugiere que los modelos de velocidades estimados para este estudio permiten explicar tanto la frecuencia predominante como la amplitud máxima.

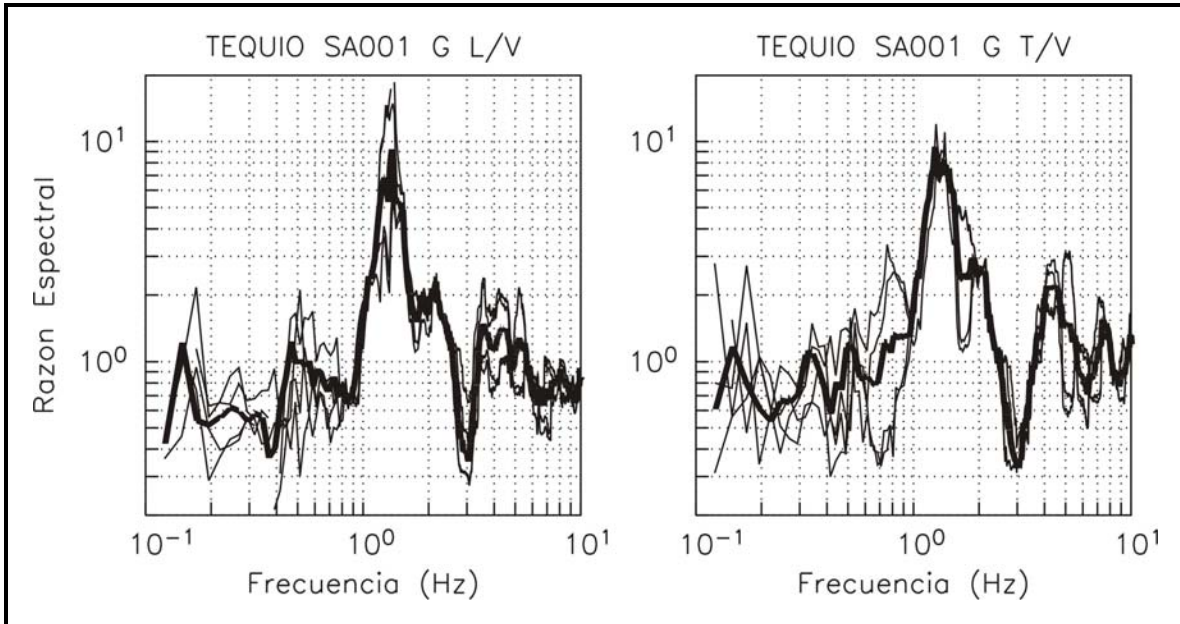


Figura II.23 Cocientes espectrales entre los componentes horizontales longitudinal (L) y transversal (T) sobre la vertical (V), sensor Guralp en posición 1. La línea gruesa es el promedio.

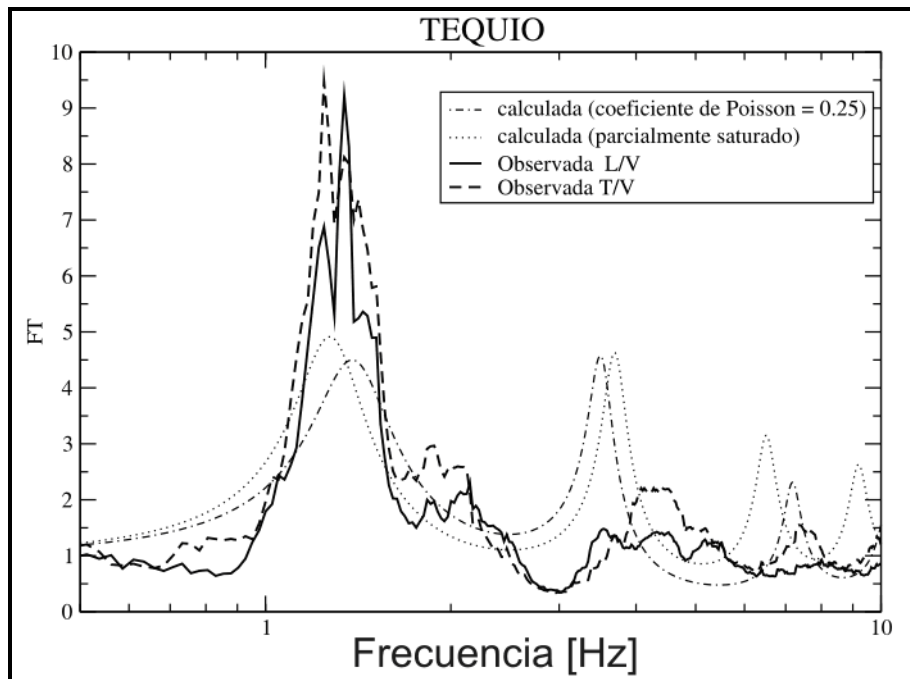


Figura II.24 Funciones de Transferencia calculadas y cocientes espectrales H/V estimados para la posición 1.

Comparativa de Resultados. Finalmente se comparan los modelos estratigráficos obtenidos con ambos métodos. Analizando la información reportada en la Figura II.12 correspondiente al método de resistividad eléctrica se puede determinar que se alcanzó una profundidad de exploración de 300 m identificando tres tipos de estratos, el primero corresponde a un aluvión y llega a una profundidad de 50 m en promedio, el segundo estrato identificado corresponde a una roca metamórfica que llega alcanza profundidades entre 80 y 120 m, por debajo de estos se reporta roca metamórfica con profundidades de hasta 300 m. Si se considera solo la información obtenida hasta los 50 m y se compara con la de la tabla II.5 la cual corresponde al método de estimación de la estructura somera de velocidades de cortante, se puede concluir que ambos métodos coinciden con el tipo de suelo identificado que en términos generales es un aluvión.

CAPÍTULO III

RESPUESTA SÍSMICA EN LA ZONA DEL AEROPUERTO

III. Respuesta Sísmica en la zona del Aeropuerto

Como se mencionó existe una estación acelerográfica en la zona de estudio, la cual fue construida en el año 2005 y ha generado registros desde el año 2006. Con los registros obtenidos de dicha estación se realizó el análisis de respuesta sísmica, el cual consistió en el cálculo de funciones de transferencia y de espectros de respuesta; además se complementó con la teoría de vibraciones aleatorias para la estimación de otros correspondientes a eventos sísmicos de los que no se cuenta con registro. Los resultados obtenidos permitirán determinar algunas características del lugar tales como su periodo natural y los posibles efectos de amplificación de las ondas sísmicas.

III.1 Instrumentación Sísmica en el Estado de Oaxaca

Dado que Oaxaca es uno de los estados de la República Mexicana en donde se presentan frecuentemente sismos, instituciones dedicadas al estudio de este fenómeno han decidido desde hace tiempo colocar redes de instrumentación sísmica a base de equipos sismológicos y acelerográficos, con la finalidad de determinar el comportamiento del suelo en sitios de interés. La información recabada por estas redes es de gran importancia para la proyección de obras civiles, así como para el estudio del comportamiento del suelo (Ref. 57). Entre las instituciones que participan en esta tarea se encuentran: el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); el Instituto Tecnológico de Oaxaca (ITO); la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico AC (CIRES):

En lo siguiente solo se hace una breve descripción de la Red Acelerográfica que el ITO-UNAM ha instalado en el estado de Oaxaca, dado que los registros utilizados provienen de dicha institución.

Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM. El Instituto de Ingeniería de la UNAM a tenido una participación muy activa en la instalación y operación de redes y de monitoreo sísmicos en la República Mexicana; en el estado de Oaxaca su participación no ha sido menor ya que ha instrumentado tanto su costa como su ciudad capital mediante redes acelerográficas como se ilustra en la Figura III.1.

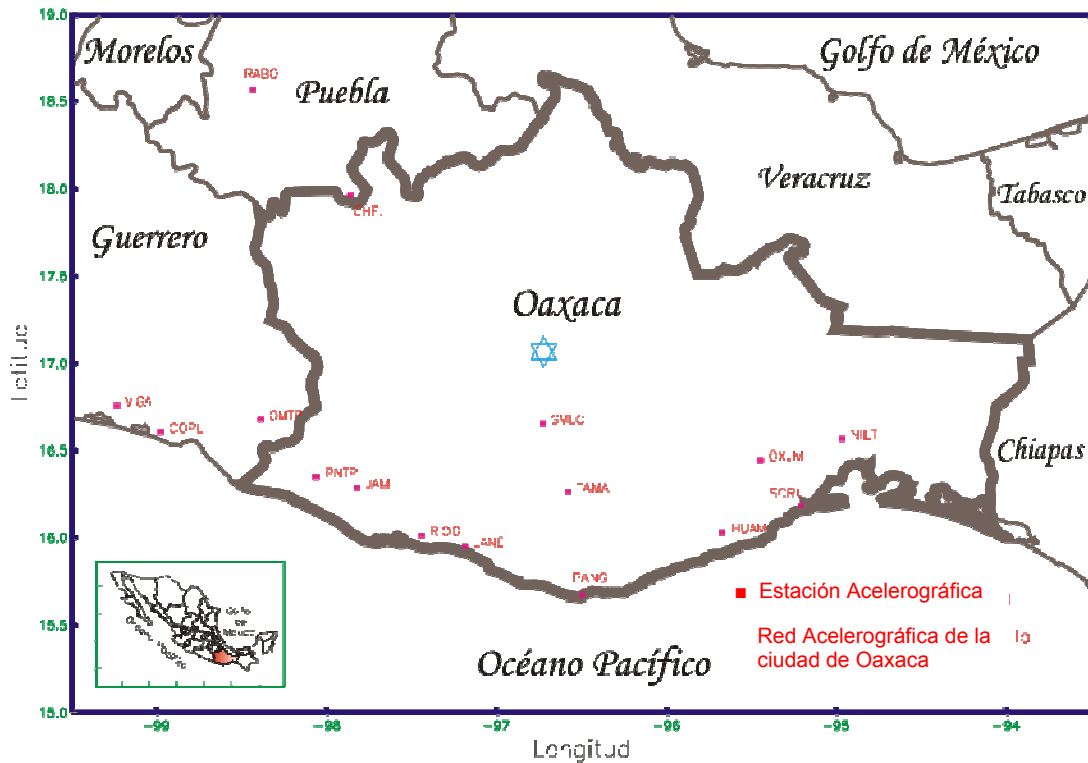


Figura III.1 Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería en el Estado de Oaxaca.

La Red Acelerográfica de la Ciudad de Oaxaca (RACO), fue implementada con el objetivo de conocer la respuesta sísmica del subsuelo de tal manera que se pueda evaluar la amplitud del movimiento en la roca, así como el nivel de amplificación que la señal sufre al filtrarse en los diferentes estratos. Las estaciones que conforman esta red se describen en la Tabla III.1. La ubicación de las estaciones, como se muestra en la Figura III.2 (Ref. 58), se determinó bajo las siguientes consideraciones: a) alcanzar una cobertura general de una zona urbana de alto riesgo sísmico en la ciudad, de acuerdo a la microzonificación preliminar; b) instrumentar sitios con diferentes condiciones de subsuelo y c) contar con una referencia en roca. Cada una de las estaciones cuenta con un acelerógrafo modelo ETNA de la marca Kinematics tal como se muestra en la Figura III.3 (Ref. 59); el equipo esta integrado esencialmente en dos partes, los sensores y el registrador. Los primeros están constituidos por 3 acelerómetros en posición ortogonal uno con respecto del otro. El registrador está constituido de: a) el conversor análogo-digital, cuya función consiste en convertir continuamente las señales analógicas de los sensores a muestras digitales, b) sistema de control, su tarea es comparar las muestras digitales mediante un algoritmo especial de activación, el cual verifica cada una de ellas, si estas satisfacen un umbral de disparo programado, se inicia el almacenamiento hasta

que deja de cumplirse la condición dada y c) sistema de almacenamiento, actualmente la información es registrada en una memoria de estado sólido. Un registrador puede tener su inicio desde antes de que se cumpla el criterio de disparo del aparato, a este lapso de tiempo se le conoce como Memoria de Pre-evento; así mismo, cuenta también, con Memoria de Post-evento, la cual registra los valores de aceleración durante un tiempo fijado, posteriormente al cumplimiento de la condición de arranque.

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	CLAVE	COORDENADAS		DEPÓSITO	LOCALIZACIÓN
		LAT. N	LONG. W		
OAXACA FACULTAD DE MEDICINA	OXFM	17.084	96.710	Aluvial	Fuente de las siete regiones a 2 km del centro de Oaxaca.
OAXACA LAS CANTERAS	OXLC	17.060	96.700	Roca	Parque de las Canteras, junto al estadio de fútbol.
OAXACA PRIMARIA MÚGICA	OXPM	17.061	96.717	Arcilla Limosa	Instalaciones de la escuela primaria Múgica.
OAXACA PRIMARIA BENITO JUÁREZ	OXBJ	17.067	96.744	Arcilla Limosa	Instalaciones de la escuela primaria Benito Juárez.
OAXACA ALAMEDA DE LEÓN	OXAL	17.061	96.726	Arcilla Limosa	Frente a la catedral, en el centro de Oaxaca.
OAXACA CIUDAD UNIVERSITARIA	OXCU	17.049	96.713	Arcilla	Estacionamiento de la Facultad de Arquitectura en CU, Oaxaca.
OAXACA INSTITUTO TECNOLÓGICO	OXTO	17.078	96.744	Aluvial	Instalaciones del Instituto Tecnológico de Oaxaca, División de C. de la Tierra.
OAXACA AEROPUERTO	OXAE	17.001	96.721	Suelo blando	Interior del aeropuerto de la ciudad de Oaxaca.
OAXACA PROTECCIÓN CIVIL	OXPC	17.051	96.723	Suelo blando	Calle Xicotencatl s/n, Oaxaca.

Tabla III.1 Estaciones de la red acelerográfica de la ciudad de Oaxaca

Entre las características más relevantes que se pueden señalar de un acelerógrafo ETNA están: una tasa de 100, 200 ó 250 muestras por segundo por canal, amplifica, filtra y convierte las señales generadas a palabras de 18 bit y graba la información en una tarjeta de almacenamiento *Flash Card*.

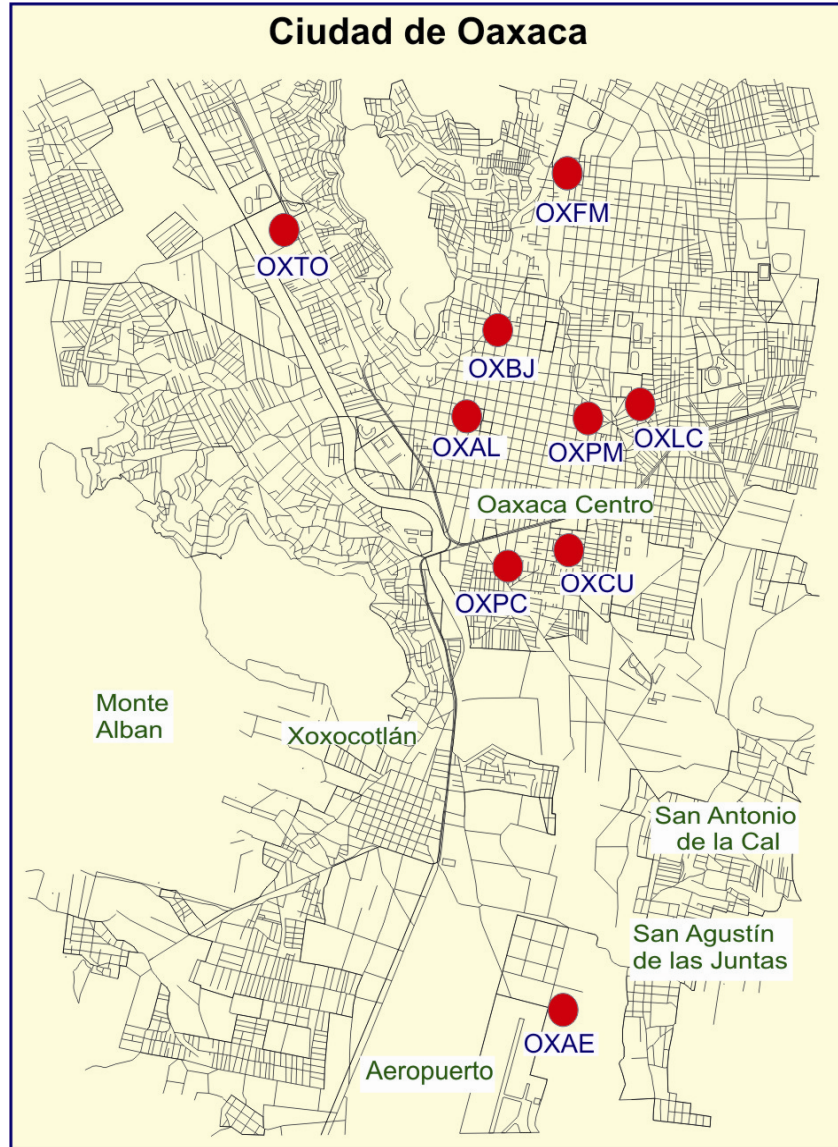


Fig. III.2 Ubicación estaciones acelerográficas de la RACO.

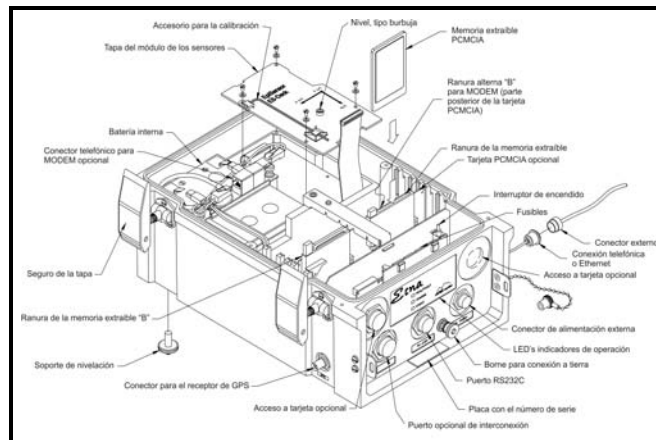


Fig. III.3 Acelerógrafo ETNA marca Kinematics.

III.2 Selección de la Información

Se consideraron todos los registros existentes en la estación del aeropuerto (OXAE) hasta febrero del 2008. Para el cálculo de las funciones de transferencia y para el análisis con teoría de vibraciones aleatorias, se utilizaron los registros de una estación en roca, esta se encuentra ubicada en el parque de las Canteras (OXLC); en la siguiente Tabla III.2 se muestran los registros seleccionados y en la Figura III.4 se presenta su localización epicentral.

Núm. Sismo	Fecha	M	Estación que registro el evento		Prof.	Coord. Epic.	
			OXAE	OXLC		Lat. N	Long. W
1	0702141	4.6	X	X	78	16.76	96.18
2	0703151	5.1	X	X	15	16.08	97.26
3	0705041	4.8		X	70	17.2	96.84
4	0706021	4.5	X	X	73	17.03	95.61
5	0707061	6.2	X	X	100	16.9	94.1
6	0708201	4.5	X	X	92	17.34	95.96
7	0709151	5	X	X	153	17.46	94.71
8	0710011	4.7	X	X	149	17.24	94.36
9	0802121	6.6	X	X	90	16.19	94.54
10	990615	7		X	69	18.18	97.51
11	990930	7.5		X	16	15.95	97.03

Tabla III.2 Registros para el análisis de Respuesta sísmica en la zona de estudio

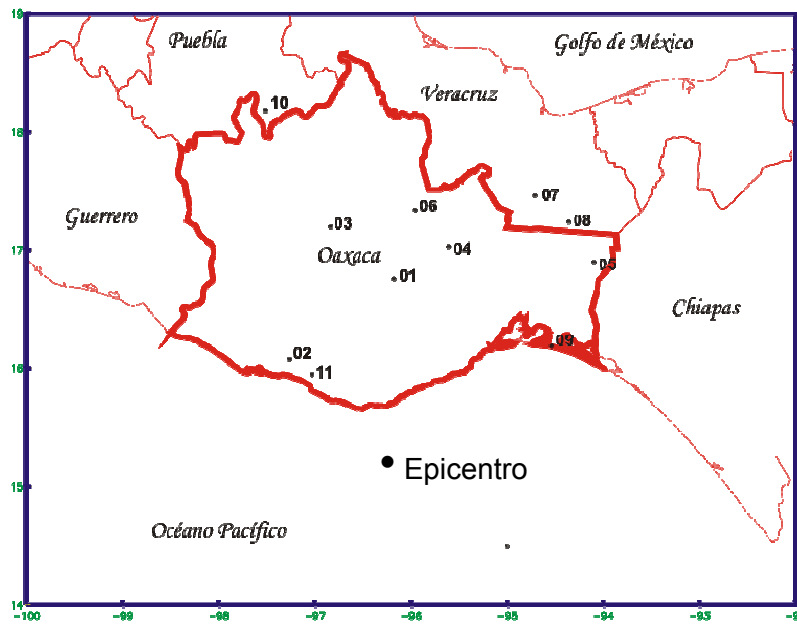


Fig. III.4 Localización epicentral de los sismos seleccionados.

III.3 Espectros de Respuesta

Antes de presentar los espectros de respuesta obtenidos a partir de los registros seleccionados y usando el programa DEGTRA A4 se definirá dicho concepto para lo cual es necesario plantear algunas definiciones básicas.

Sistemas linealmente elásticos. Se dice que una estructura tiene un comportamiento elástico lineal si la relación esfuerzo-deformación es como el de la Figura III.5.

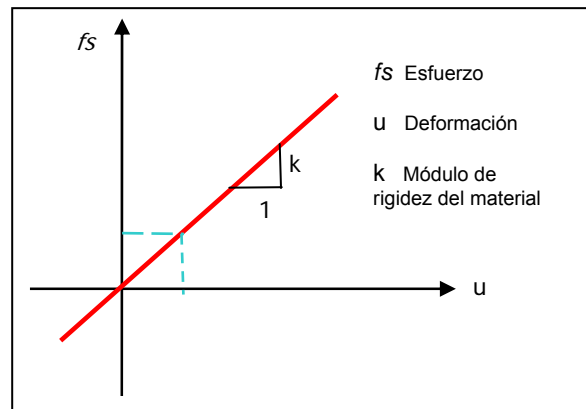


Figura III.5 Comportamiento elástico lineal

Sistemas de un grado de libertad. Este puede ser definido a partir Figura III.6, la cual está integrada por una masa concentrada (m), un marco que proporciona rigidez al sistema y un amortiguador viscoso que disipa la energía vibratoria, en el que además si la posición de la masa, una vez que ha sido desplazada, está definida por una sola coordenada se dice que dicho sistema tiene un solo grado de libertad.

Si un sistema elástico estáticamente cargado, es movido de alguna manera de su posición original de equilibrio, las fuerzas y momentos internos ya no estarán en balance con las cargas externas y empezaran a ocurrir vibraciones.

En general, un sistema elástico puede presentar diferentes modos de vibrar. En el más simple de los casos la configuración de un sistema de vibración en cualquier instante puede especificarse con una sola coordenada; a tales casos se les llama *sistemas de un grado de libertad* (Ref. 60).

En el caso de un sistema de un grado de libertad, se asume que cada una de sus propiedades se concentran en un solo elemento físico. La Figura III.6 muestra un ejemplo para dos tipos de excitación: a) fuerza externa en la dirección lateral $p(t)$ y b) el movimiento sísmico inducido $u_g(t)$. Cada caso tiene asociados desplazamientos originados por la fuerza excitadora.

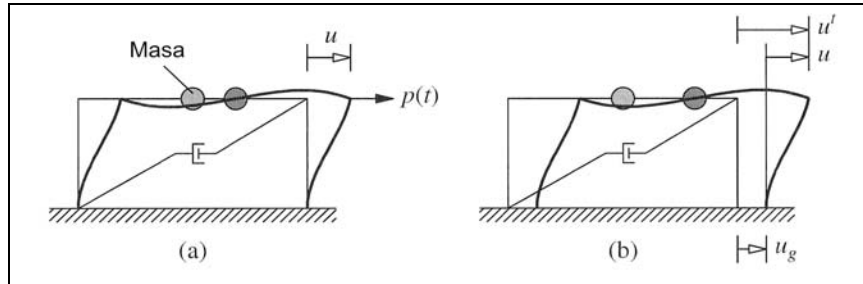


Figura III.6 Sistema de un grado de libertad.

Según el sistema planteado los desplazamientos en cada instante están relacionados por:

$$u'(t) = u(t) + u_g(t) \dots\dots\dots(3.1)$$

Donde:

$u'(t)$: Desplazamiento total del sistema en función del tiempo

$u(t)$: Desplazamiento generado por la deformación del marco en función del tiempo

$u_g(t)$: Desplazamiento originado por el movimiento sísmico en función del tiempo

Considerando el equilibrio dinámico del sistema de la Figura III.6 b se tiene el diagrama de cuerpo libre mostrado en la Figura III.7:

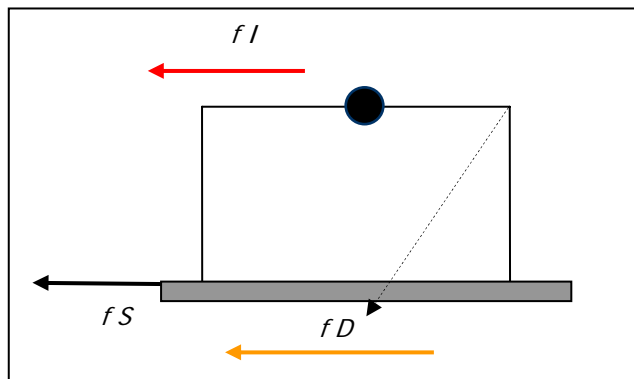


Figura III.7 Diagrama de cuerpo libre del sistema

Con base en lo anterior se tiene:

$$f_I + f_D + f_S = 0 \dots\dots\dots(3.2)$$

Donde:

- $f_I \rightarrow$ Fuerza de Inercia
- $f_D \rightarrow$ Fuerza de Amortiguamiento
- $f_S \rightarrow$ Fuerza de Rigidez o Resistente

Ahora bien:

$$f_I = m\ddot{u}^t$$

$$f_D = c\dot{u}$$

$$f_S = ku$$

Donde:

- $m =$ masa del sistema
- $\ddot{u}^t =$ aceleración total del Sistema
- $c =$ coeficiente de amortiguamiento viscoso
- $\dot{u} =$ velocidad
- $k =$ rigidez lateral
- $u =$ desplazamiento

Reescribiendo la ecuación 3.2:

$$m\ddot{u}^t + c\dot{u} + ku = 0 \dots\dots\dots(3.3)$$

Si se deriva la ecuación 3.1 dos veces llegamos a que $u^t = u + u_g$, substituyendo este valor en 3.3 se obtiene lo siguiente $m(\ddot{u} + \ddot{u}_g) + c\dot{u} + ku = 0$, cuya simplificación nos lleva a la siguiente expresión.

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = -m\ddot{u}_g(t) \dots\dots\dots (3.4)$$

Finalmente la expresión 3.4 se conoce como, ecuación de movimiento para un sistema de un grado de libertad o ecuación de equilibrio dinámico. Si tal ecuación es dividida por m se tiene:

$$\frac{m\ddot{u}}{m} + \frac{c}{m}\dot{u} + \frac{k}{m}u = -\frac{m\ddot{u}_g}{m} \implies \ddot{u} + \frac{c}{m}\dot{u} + \frac{k}{m}u = -\ddot{u}_g$$

Considerando las siguientes definiciones:

$$\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}} ; \quad T_n = \frac{2\pi}{\omega_n} ; \quad f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} ; \quad \zeta = \frac{c}{cr} = \frac{c}{2m\omega_n}$$

ω_n = frecuencia circular natural de vibración

k = rigidez lateral del sistema

m = masa del sistema

T_n = período natural de vibración

ζ = relación de amortiguamiento o fracción de amortiguamiento crítico

c = coeficiente de amortiguamiento viscoso

c_r = coeficiente crítico de amortiguamiento, es denominado de esta forma porque es el valor mínimo de c que impide que el sistema oscile al regresar a su posición original después de haber sufrido un desplazamiento.

Sustituyendo en la ecuación 3.4:

$$\ddot{u} + 2\zeta\omega_n\dot{u} + \omega_n^2 u = -\ddot{u}_g(t) \dots\dots\dots(3.5)$$

De la ecuación 3.5 se deduce que el desplazamiento $u(t)$ del sistema es función de la frecuencia natural ω_n , y de la relación de amortiguamiento ζ . Por lo que dos sistemas que tengan los mismos valores de T_n y ζ tendrán la misma respuesta al desplazamiento $u(t)$ aún cuando uno de ellos tenga mayor masa o posea mayor rigidez que el otro.

La Figura III.8 (Ref. 61) presenta en su región izquierda la respuesta al desplazamiento de 3 sistemas con distintos periodos naturales de vibración y un valor de $\zeta=0.02$. Es evidente la diferencia en la respuesta, entre más grande es el período de vibración mayor es el desplazamiento. En la misma figura, se ha fijado el período de vibración $T_n=2$ segundos y se ha variado la relación de amortiguamiento ζ , de tal forma que las diferencias en la respuesta de los 3 sistemas están asociadas únicamente a un parámetro. Se observa que entre mayor sea el amortiguamiento la respuesta de los sistemas es menor.

Espectro de respuesta. El concepto de Espectro de Respuesta (ER) surge como una necesidad para caracterizar los movimientos del terreno, bajo la acción sísmica, y su efecto en las estructuras, de hecho es un medio para representar la respuesta máxima de todos los posibles sistemas de un grado de libertad para un movimiento particular del terreno. Por lo que puede ser definido como una gráfica que integra los valores pico de

la respuesta a una excitación y que están en función del período natural de vibración del sistema para una relación de amortiguamiento determinada.

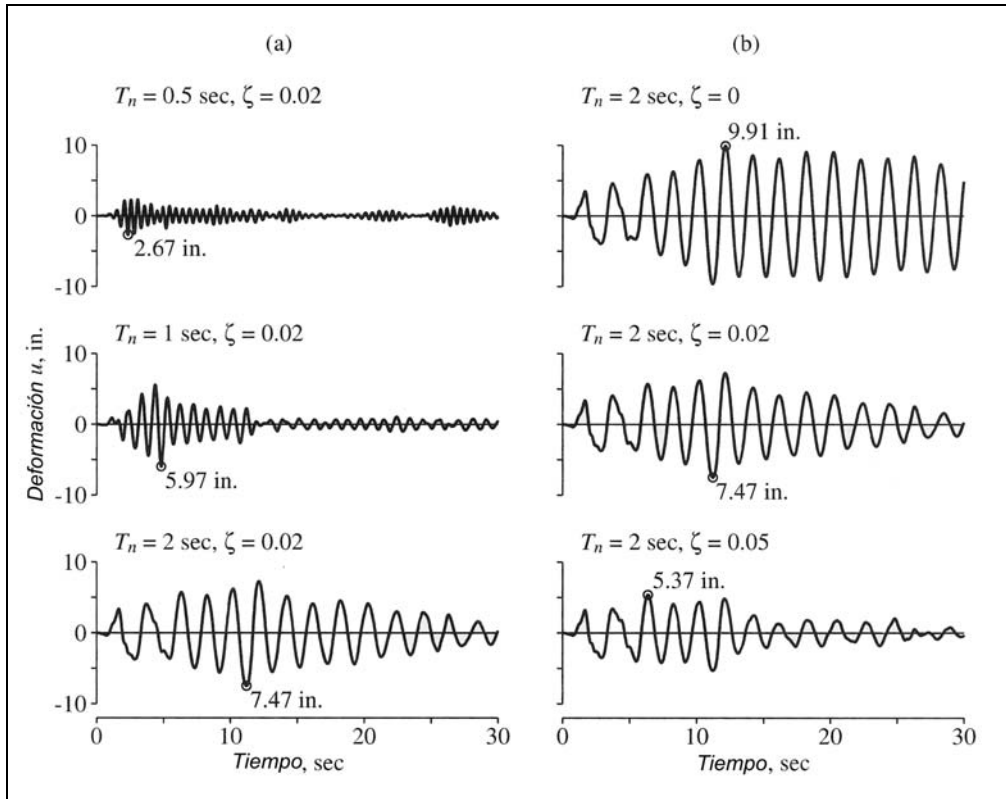


Figura III.8 Respuesta al desplazamiento de sistemas lineales de un grado de libertad.

Procedimiento para calcular un espectro de respuesta de deformación. A continuación se describe brevemente una metodología de cálculo:

- Dado un movimiento del terreno, producido por un sismo, en la base de un sistema lineal de un grado de libertad, determinense las respuestas de desplazamiento para diferentes periodos y un valor de amortiguamiento fijo. Para ello es necesario resolver la ecuación de equilibrio dinámico.
- Para cada sistema obténgase el valor máximo del desplazamiento $D=u_o$.
- El valor D obtenido para cada sistema de un grado de libertad representa un punto de espectro de respuesta de desplazamiento.

La Figura III.9 muestra de manera esquemática la obtención de un espectro de respuesta de desplazamiento.

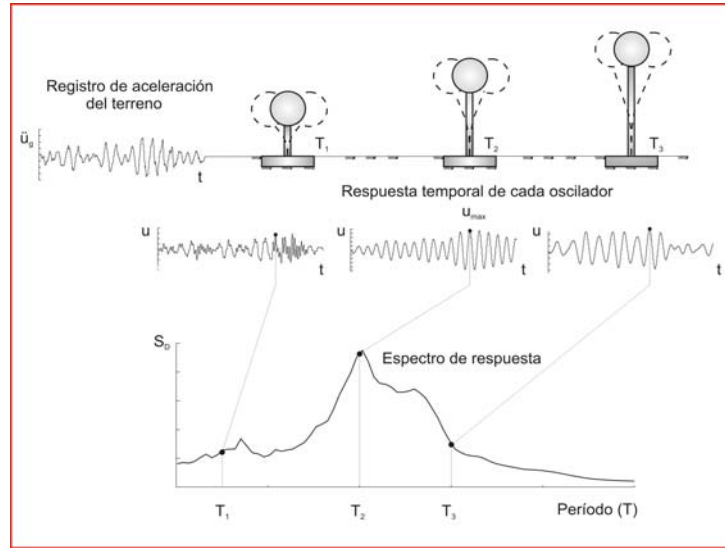


Figura III.9 Espectro de Respuesta elástico

De la Figura III.9 se aprecia lo siguiente:

- Registro de aceleración del terreno
- Respuestas de desplazamiento $u(t)$ para diferentes períodos T_n y un valor dado de amortiguamiento ζ . Obtenidas mediante la solución de la ecuación diferencial de movimiento.
- Finalmente con las respuestas máximas de desplazamiento es posible construir el espectro de respuesta ver Figura III.10.

Básicamente el espectro de respuesta de desplazamiento $u(t)$ es el único necesario para calcular las fuerzas internas y por consiguiente los valores máximos $D=u_o$. Los llamados pseudo-espectros de velocidad y aceleración son útiles para el estudio de la respuesta misma, la construcción de espectros de diseño, etc.

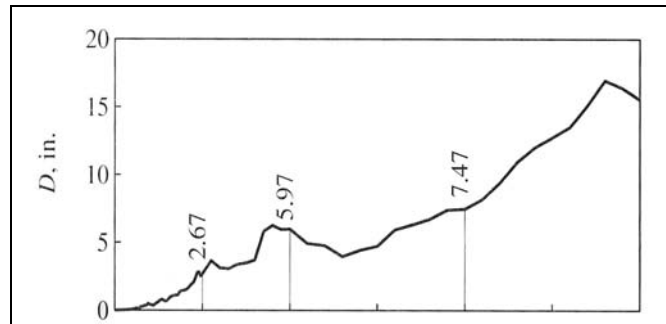


Figura III.10 a) ER de desplazamiento para $\zeta = 2\%$

Los espectros calculados a partir de los registros seleccionados son los siguientes:

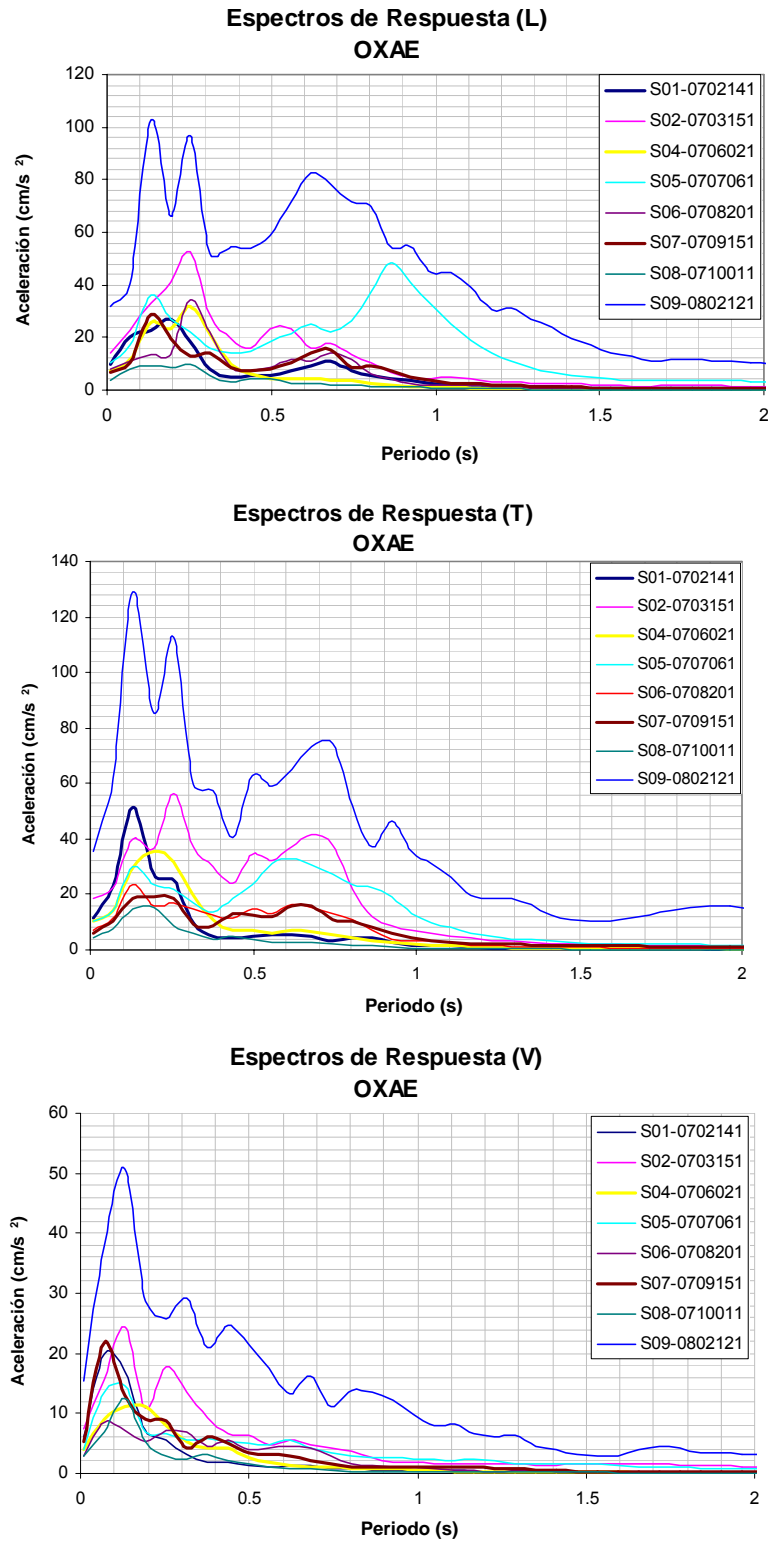


Fig. III.11 Espectros de Respuesta en las componentes Longitudinal (L), Transversal (T) y Vertical (V).

De acuerdo a los conceptos previamente establecidos en la Figura III.11 se presentan los espectros de respuesta obtenidos en la estación OXAE y determinados mediante el sistema DEGTRA A4. El cálculo se realizó utilizando los acelerogramas de los sismos registrados en dicha estación y consignados en la tabla III.4. De los resultados obtenidos se puede establecer lo siguiente:

Para la componente longitudinal los espectros presentan la misma tendencia en cuanto a su forma, para cualquier caso los máximos se presentan antes de un periodo $T = 1.0$ s. Las mayores amplitudes son de 104 gal para un $T = 0.13$ s, 96 gal para un $T = 0.254$ s y 82 gal a los $T = 0.62$ s y corresponden al sismo S09-0802121, en general los ER presentan sus picos máximos en los periodos $T = 1.3$ s, $T = 2.5$ s y $T = 0.68$ s a excepción del sismo S05-0707061 cuyo valor máximo se presenta en el periodos $T = 8.6$ s.

En cuanto a la componente transversal al igual que para la longitudinal presentan la misma tendencia en cuanto a su forma, para cualquier caso los máximos se presentan antes de un periodo $T = 0.8$ s. Las mayores amplitudes son de 130 gal para un $T = 1.3$ s, 113 gal para un $T = 2.54$ s y 76 gal a los $T = 0.74$ s y corresponden al sismo S09-0802121, en general los ER presentan sus picos máximos en los periodos $T = 1.3$ s, $T = 2.5$ s y $T = 6.0$ s a excepción del sismo S05-0707061 cuyo valor máximo se presenta en el periodos $T = 6.0$ s.

Para la componente vertical la ordenada espectral máxima es de 52 gal y corresponde al sismo S09-080212, en cuanto a la forma todos los ER resultan ser más uniformes, sus picos máximos se presentan en un intervalo de $T=0.1$ y 0.2 s, excepto los sismos S07-0709151 y S01-0702141 cuyos picos máximos se encuentran en el intervalo de $T=0.05$ a 0.1 s

IV.3 Funciones de Transferencia (FT)

Una función de transferencia es un modelo matemático que permite relacionar la respuesta de un sistema ante una excitación. Para este trabajo el objetivo es determinar la variación del movimiento sísmico de un sitio en roca (OXLC) a uno en suelo (OXAE), cuando la señal se propaga y filtra a través de los diferentes estratos de suelo, ver la Figura III.12.

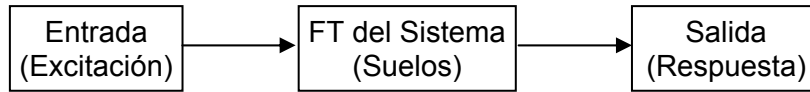


Figura III.12 Representación de una Función de Transferencia.

El cálculo de las funciones de transferencia se realizó en función de los espectros de respuesta antes calculados y de los espectros de *Fourier*, cuyo concepto se describe en los siguientes párrafos

Los espectros de *Fourier* aplicados al estudio de los acelerogramas es una técnica que permite analizar el contenido de las frecuencias de los movimientos del terreno, producidas por la propagación de las ondas sísmicas a través de este, relacionándolas con su correspondiente valor de amplitud.

Análisis de *Fourier*. Una herramienta matemática muy útil para el análisis de señales son las llamadas transformadas lineales, pues permiten reordenar los datos originales tomando en cuenta la frecuencia en lugar del tiempo. En especial, las transformadas de *Fourier* tienen un amplio uso en diversos campos de la ciencia para resolver algunos problemas; gracias al teorema desarrollado por el matemático Jean Baptiste Joseph Fourier y completado por el alemán Dirichlet, es posible demostrar que toda función periódica continua, con un número finito de máximos y mínimos en cualquier período, puede desarrollarse en una única serie trigonométrica uniforme a dicha función se le conoce como serie de *Fourier*.

La extensión de estas series a funciones continuas nos lleva a expresiones matemáticas integrales como las transformadas de *Fourier* con las cuales es posible determinar la relación existente entre el dominio del tiempo y la frecuencia (Ref. 62). La esencia de la transformada de *Fourier* (TF) de una señal es descomponerla o separarla en una serie de senoides de diferentes frecuencias, las cuales corresponden a la suma de la original. Lo anterior permite distinguir o identificar las diferentes frecuencias y sus respectivas amplitudes.

Mediante la siguiente expresión se define la transformada de Fourier:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-j\omega t} dt \dots\dots\dots (3.6)$$

$F(\omega)$ = Señal transformada al dominio de la frecuencia (ω)

$f(t)$ = Señal en el dominio del tiempo

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \dots\dots\dots(3.7)$$

ω = Frecuencia en Hz.

T = Periodo en s.

Ya que los registros obtenidos sólo tienen datos de aceleración de tipo discreto, el cálculo numérico realizado por las computadoras digitales requiere ese tipo de muestras, por lo que se desarrolló la transformada discreta de *Fourier* (DFT), la cual permite su empleo en aplicaciones numéricas calculadas con un algoritmo conocido como transformada rápida de *Fourier* (FFT). El objetivo de ese algoritmo es reducir el número de cálculos y funciona partiendo la señal completa en un cierto número de subseñales más cortas y calculando la DFT de cada una de estas, posteriormente la FFT combina estas para obtener la DFT de la señal original.

Por otra parte, cuando se aplica la transformada rápida de *Fourier* a una señal se determina la relación de esta en un dominio de frecuencias. Al graficar esta relación se obtiene el **Espectro de *Fourier* (EF)** (Ref. 63), con él se puede hacer una adecuada selección del rango en el que se encuentran las frecuencias altas y bajas asociadas a diferentes tipos de fenómenos. Este espectro relaciona las amplitudes con el contenido de frecuencias de una señal y se calcula como el valor absoluto de la raíz de la suma de los cuadrados de las partes real e imaginaria de la señal en el dominio de la frecuencia, mediante las siguientes expresiones:

$$|F(\omega)| = [R(\omega)^2 + jX(\omega)^2]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(3.8)$$

$$R(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos(\omega t) dt \dots\dots\dots(3.9)$$

$$X(\omega) = - \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \text{sen}(\omega t) dt \dots\dots\dots(3.10)$$

$F(\omega)$ = Señal transformada al dominio de la frecuencia (ω)

ω = Frecuencia en Hz.

$f(t)$ = Señal en el dominio del tiempo

$j^2 = -1$

Para este trabajo se recurrió al programa DEGTRA A4 para el cálculo de los EF a partir de los registros seleccionados (Ver tabla III.4). Resulta importante señalar que se deben hacer dos operaciones a los registros antes de dar inicio al cálculo que consisten en la corrección de línea base y filtrado. Lo anterior se debe a que los registros de los movimientos del suelo producidos por un temblor, muchas veces incluyen vibraciones ajenas al propio evento sísmico, como aquellas producidas por el tránsito local, paso de algún vehículo, etc. La Figura III.13 muestra un EF a partir de un acelerograma.

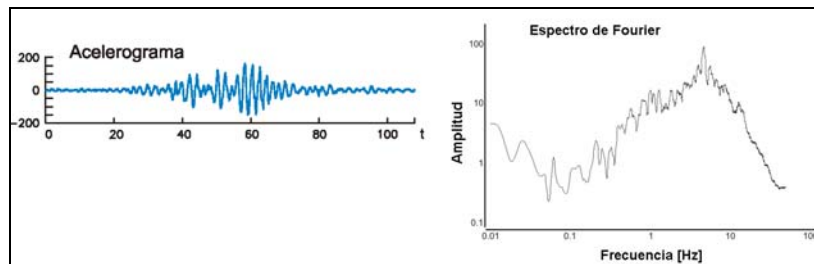


Figura III.13 Cálculo del EF a partir de un acelerograma

Funciones de transferencia en función de los EF. Una vez hecho el cálculo de los espectros de *Fourier* para cada uno de los registros seleccionados tanto para la estación OXAE y OXLC se calcularon las FT tal como se observa en la Figura III.14. para las tres componente L, T y V, se generaron ocho FT para cada una de estas. Los resultados se muestran en la Figura III.15.

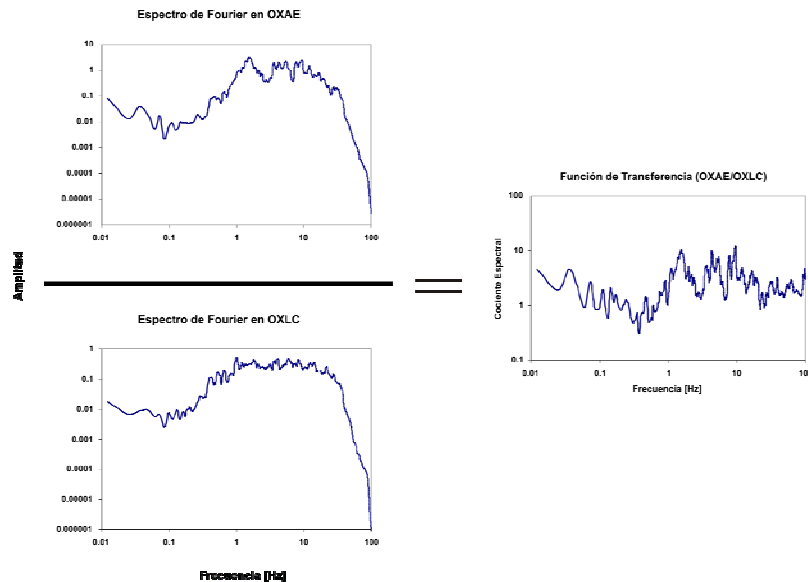


Figura III.14 Cálculo de la función de transferencia en función de los EF.

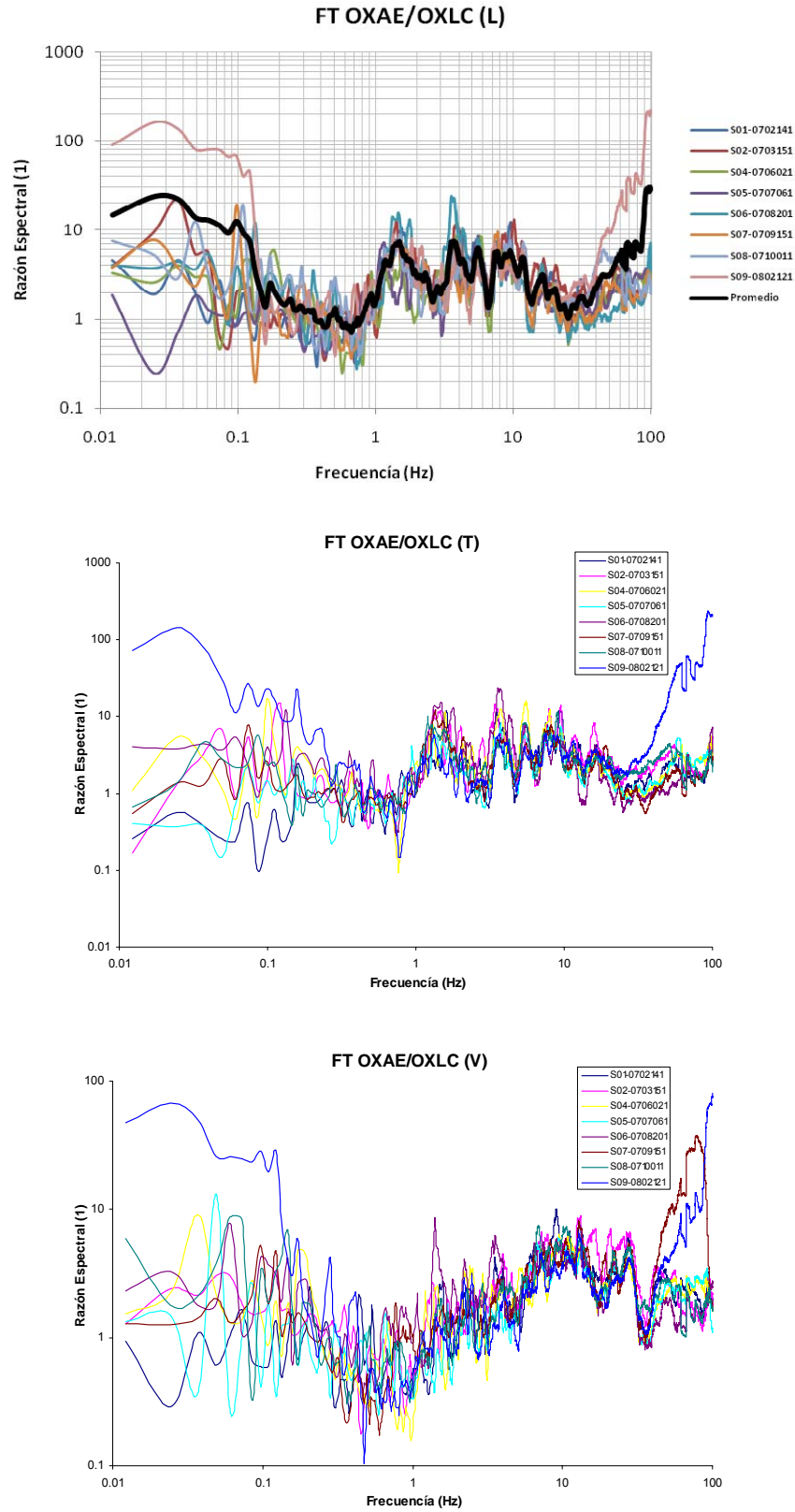


Figura. III.15 Funciones de Transferencia calculadas por componente longitudinal (L), transversal (T) y vertical (V).

Para poder hacer una mejor interpretación de los resultados se determino su promedio cuya grafica se presenta con una línea negra. Para la componente L se puede observar que en el intervalo útil de frecuencias va de 0.3 a 50 Hz y se presentan cuatro picos de amplificación del orden de 6 veces, el primero se presenta en el intervalo de 1.1 a 1.3 Hz, el segundo de 1.5 a 1.6 Hz, el tercero de 1.7 a 1.8 Hz y el cuarto de 8 a 10 Hz. Mientras que para la componente T el intervalo útil de frecuencias va de 0.7 a 40 Hz, y también se presentan cuatro picos de amplificación del orden de 4 a 5.2 veces, el primero se presenta en el intervalo de 1.1 a 1.4 Hz, el segundo de 3.5 a 4.1 HZ, el tercero de 5 a 6 Hz y el ultimo de 8 a 9 HZ. Finalmente para la componente V el intervalo de frecuencias útil es de los 0.7 a los 50 Hz, se presentan amplificaciones del orden de 8 veces en un intervalo de 10 a 15 Hz.

Funciones de transferencia en función de los ER. Para este caso se consideraron los espectros calculados anteriormente para la estación OXAE y además se calcularon los ER a partir de registros obtenidos en la zona de las canteras OXLC, se realizo el cociente entre las aceleraciones para las tres componentes tal y como se muestra en la Figura III.16. Las FT obtenidas se pasaron al dominio de la frecuencia con el propósito de compararlas con las obtenidas a partir de los EF, se generaron ocho FT por cada componente. Los resultados se muestran en la Figura III.17.

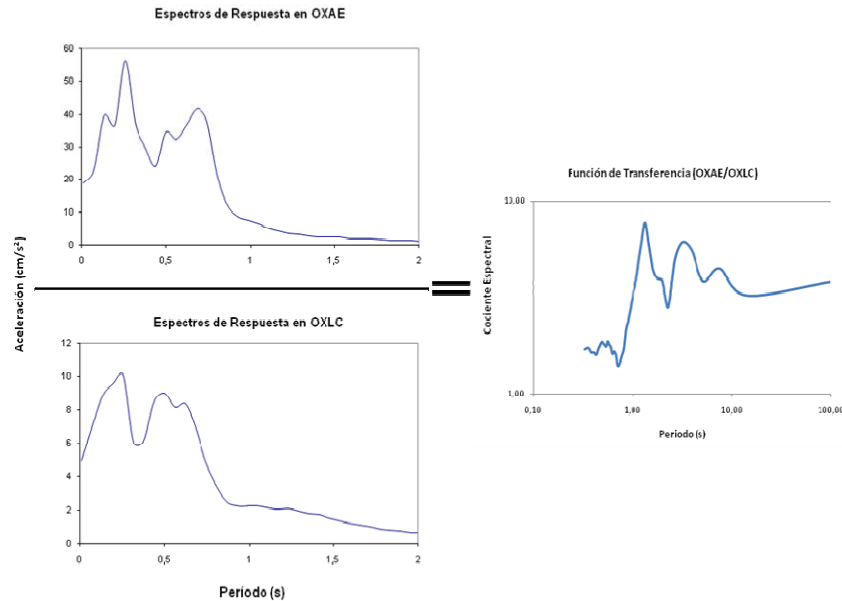


Figura III.16 Cálculo de la función de transferencia a partir del cociente entre ER.

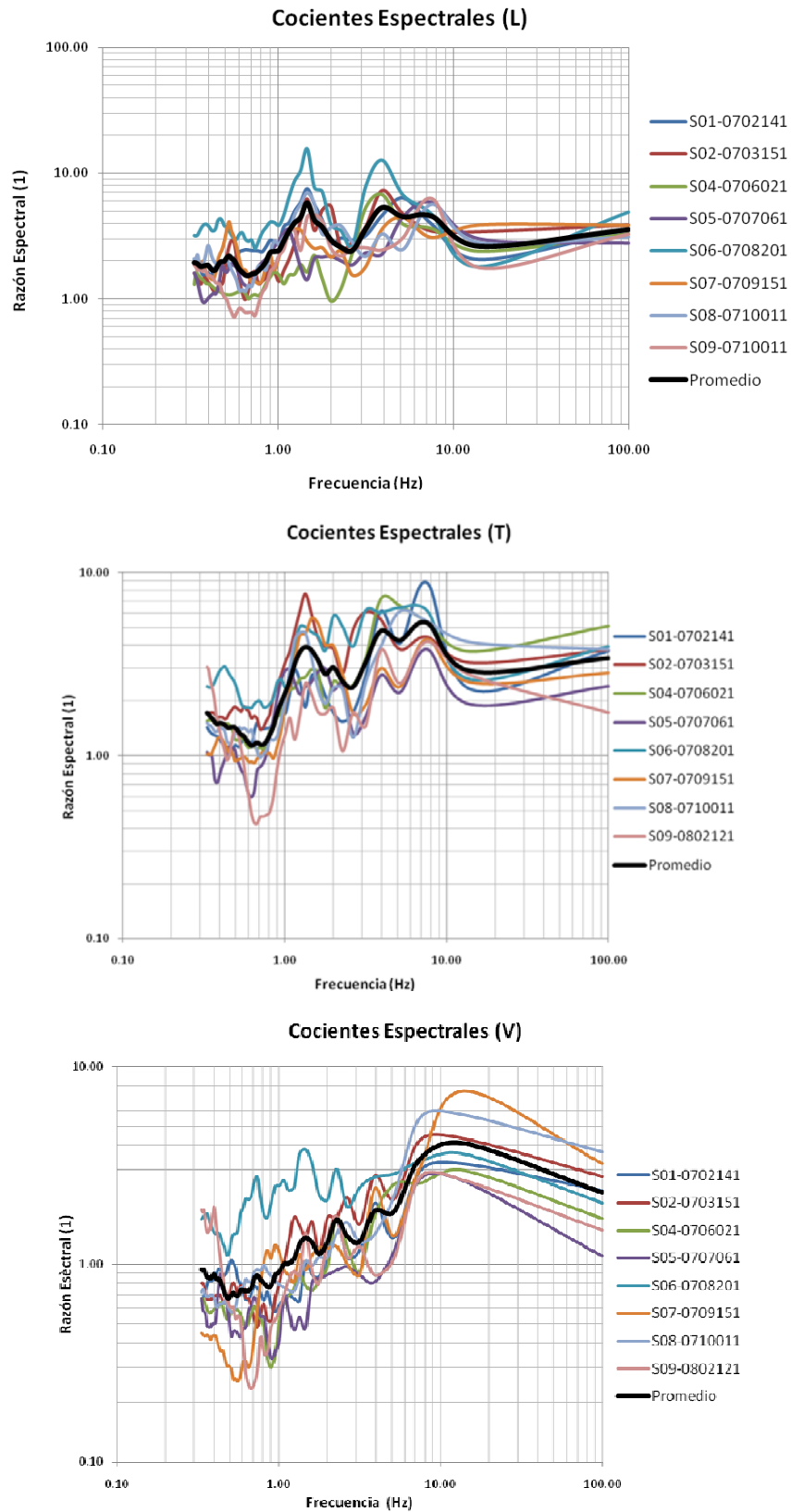


Figura. III.17 Funciones de Transferencia calculadas por componente longitudinal (L), transversal (T) y vertical (V).

Al igual que en para las FT anteriores se calculo el promedio de los resultados obtenidos para facilitar su interpretación. Para la componente L se puede observar que en el intervalo útil de frecuencias va de 1 a 10 Hz, se presentan tres picos de amplificación del orden de 5 a 6 veces, el primero se presenta en el intervalo de 1.5 a 1.7 Hz, el segundo de 3.5 a 4.5 Hz y el tercero de los 6.5 a 7.5 Hz. Mientras que para la componente T el intervalo útil de frecuencias va de 1 a 10 Hz y al igual que en la componente longitudinal se presentan tres picos de amplificaciones del orden de 4 a 5.5 veces, el primero en el intervalo de 1 a 10 Hz, el segundo de 3 a 5 Hz y el tercero de 7 a 8 Hz. Finalmente para la componente V el intervalo de frecuencias útil es de los 1 a los 20 Hz, se presenta un pico de amplificación del orden de 4 veces en un intervalo de 8 a 10 Hz.

IV.4 Estimación de Espectros de Respuesta Utilizando Teoría de Vibraciones Aleatorias.

La estimación de espectros de respuesta usando la teoría de vibraciones aleatorias (TVA), consiste en generar espectros en sitios donde no se contaba con equipo de registro sísmico y que más tarde fueron instrumentados.

Para el caso de la zona de estudio, se seleccionaron los sismos 10 y 11 ver tabla III.5, cuyas magnitudes fueron de 7 y 7.5 respectivamente. Dado que la zona de estudio no estaba instrumentada en las fechas en las que ocurrieron estos sismos se recurrió a la teoría vibraciones aleatorias para poder inferir la posible respuesta que tuvo el suelo ante tales eventos.

El estudio de las vibraciones aleatorias se encarga de averiguar de qué forma las características estadísticas del movimiento de un sistema aleatoriamente excitado dependen de las características estadísticas de la excitación y de las propiedades dinámicas del sistema vibrante (Ref. 64).

Un sistema esta vibrando si se encuentra agitado, o temblando, o de alguna manera moviéndose de un lado a otro. Si este movimiento, es impredecible, se dice que el sistema se encuentra en vibración aleatoria. Para poder comprender lo anterior imaginemos el movimiento de una hoja que ondea a merced del viento, este tipo de movimiento es impredecible, por lo tanto se encuentra sometida a una excitación

aleatoria, que consiste en los cambios de dirección e intensidad del viento, teniendo como resultado el movimiento de la hoja de un lado a otro sufriendo una vibración casual. Pero la velocidad y amplitud del movimiento del cuerpo no dependen solamente de la intensidad de la excitación provocada por el viento, sino también de la masa, la rigidez y el amortiguamiento inherentes al sistema constituido por la hoja, de forma análoga lo mismo pasa con el suelo al estar sometido ante los efectos de un sismo (Ref.65).

La estimación de espectros de respuesta con la TVA parte de la idea de que se conoce el espectro de *Fourier* y de que dicho espectro permite estimar los valores máximos de la respuesta de un oscilador de un grado de libertad sometido a una excitación.

Según la teoría de vibraciones aleatorias el Espectro de Respuesta Estimado (ERE) estará dado por:

$$E(A_{m\acute{a}x}) = a_{cm} \cdot Fp \dots\dots\dots(3.11)$$

Donde $A_{m\acute{a}x}$ es la pseudoaceleración máxima, $E(.)$ denota esperanza matemática, a_{cm} es la aceleración cuadrática media y Fp es un factor pico.

Para obtener a_{cm} se recurre al teorema de Parserval (ref. 31) del cual bajo las hipótesis señaladas se deduce que:

$$a_{cm} = \sqrt{\frac{M_0}{T_{cm}}} \dots\dots\dots(3.12)$$

en donde T_{cm} es la duración de la señal y

$$M_0 = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} [Y(\omega)]^2 d\omega \dots\dots\dots(3.13)$$

En la ecuación 3.13, $Y(\omega)$ es la transformada de *Fourier* de la señal cuyo máximo desea estimarse. Sea $a(t)$ el acelerograma producido por un sismo en alguna estación y $A(\omega)$ su correspondiente transformada de *Fourier*. Ahora bien para obtener el espectro de

Fourier en cualquier otra estación en la cual no existe registro se requiere un historial de efectos de sitio generado por el cociente espectral entre la estación que desea estimarse y la estación de la que se conoce el registro sísmico, a dicho historial se le denomina Función de Transferencia Promedio FTP y en la TVA se denota por $H(\omega)$. Por lo tanto $Y(\omega)$ está dada por

$$Y(\omega) = A(\omega) \cdot H(\omega) \dots\dots\dots(3.14)$$

Para obtener T_{cm} Boore (ref. 32) propone un resultado empírico calibrado para los sismos ocurridos en California:

$$T_{cm} = T_s + \left[\frac{1}{\frac{2\pi\zeta}{T_0}} \right] \cdot \left[\frac{\left(\frac{T_s}{T_0} \right)^3}{\left(\frac{T_s}{T_0} \right)^3 + \frac{1}{3}} \right] \dots\dots\dots(3.15)$$

Donde ζ es el amortiguamiento crítico y T_0 es el período natural del oscilador elemental de un grado de libertad y T_s es la duración de la fase intensa del movimiento, para propósitos de este trabajo se siguió el criterio de Arias para determinarla (ref. 33).

Para obtener el factor pico Fp , se define a N como el número de cruces de la señal por el eje del tiempo y se estima mediante la siguiente expresión:

$$N = \frac{T_s}{\pi} \cdot \sqrt{\frac{M_2}{M_0}} \dots\dots\dots(3.16)$$

de donde:

$$M_2 = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \omega^2 [Y(\omega)]^2 d\omega \dots\dots\dots(3.17)$$

De acuerdo con la TVA, el valor de Fp esta dado por:

$$Fp = \sqrt{2 \ln N} + \frac{\gamma}{\sqrt{2 \ln N}} \dots\dots\dots(3.18)$$

donde γ es la constante de *Euler*, ($\gamma = 0.577\dots$)

Finalmente con las expresiones 3.11 a 3.18 es posible estimar espectros de respuesta de señales registradas así como de eventos en los cuales sólo se conoce el registro en una estación pero se cuenta con funciones de transferencia empíricas.

La metodología que se siguió para estimar los espectros de respuesta, consiste en los siguientes pasos:

1. Calcular la FT de la zona de análisis, en este caso del aeropuerto.
2. Estimación del EF para el evento seleccionado, para este ejercicio serian los sismos 10 y 11 de la tabla III.4, eventos que si registro la estación OXLC y no la estación OXAE.
3. Cálculo de la aceleración cuadrática media a partir del EF obtenido en el paso anterior.
4. Cálculo del factor pico.
5. Con el factor pico y la aceleración cuadrática media se calcula la respuesta máxima esperada.

Para facilitar la estimación de los espectros de respuesta se utilizaron los siguientes programas:

- a) *DEGTRA A4*: Programa con el cual a partir de archivos ASCII estándar, se obtuvieron archivos de aceleración, espectros de *Fourier* y funciones de transferencia. Archivos necesarios para la ejecución de los siguientes programas.
- b) *PROMEDIOS*: Programa que permite calcular el promedio de las funciones de transferencia calculadas con *DEGTRA A4* (Ref. 66).
- c) *VIBEFS*: Programa con el cual se estiman los espectros de respuesta y espectros de *Fourier*, a partir de los archivos generados con *DEGTRA A4* y *PROMEDIOS* con base a la teoría de vibraciones aleatorias (Ref. 67).

De la metodología establecida, se cuenta ya con el cálculo de las funciones de transferencia y con el promedio de estas, solo queda la estimación de los espectros de

respuesta, con la ayuda de los programas antes mencionados; lo que se describe en los párrafos siguientes.

Para el cálculo del promedio de las funciones de transferencia se considero la componente vertical (V) y las componentes horizontales (L y T), por lo que se obtuvieron solo dos resultados. Como se menciona anteriormente para realizar esta tarea se utilizo el programa *PROMEDIOS*, el cual genera dos archivos correspondientes a los resultados obtenidos, estos archivos fueron llamados AELCH.FTP correspondiente a las componentes horizontales y AELCV.FTP correspondiente a la componente vertical. Los resultados se muestran en las **Figura III.18**, la línea resaltada nos indica el promedio de las funciones de transferencia.

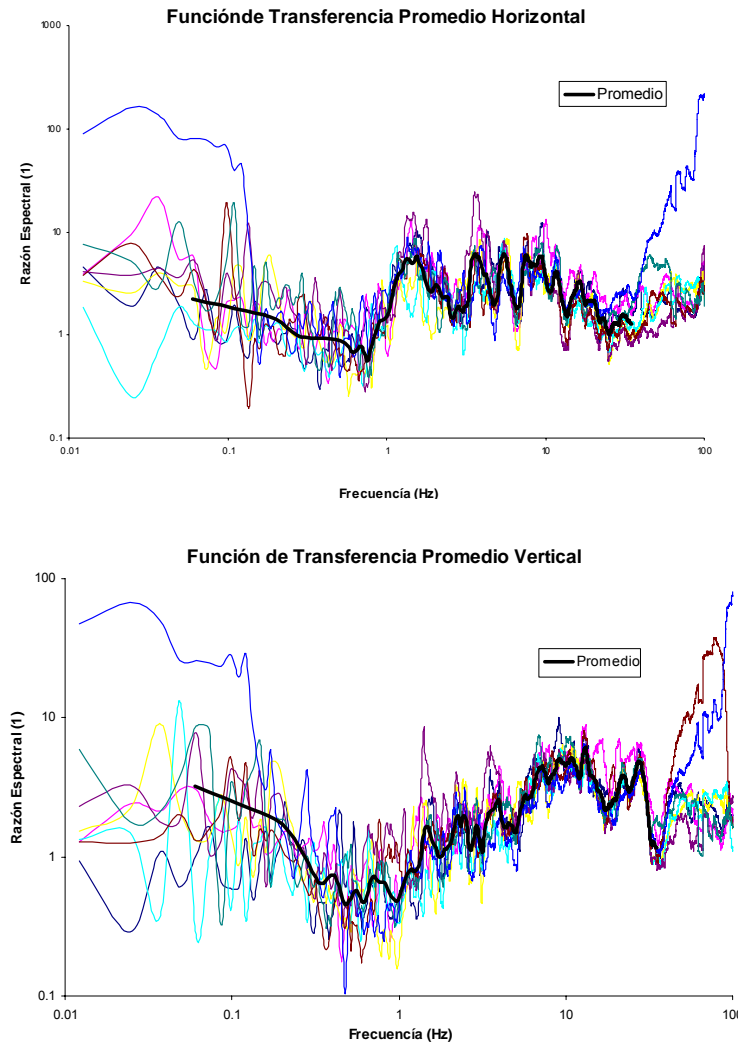


Figura III.18 Promedio de la funciones de transferencia para las componentes horizontales y verticales.

Una vez generados los archivos de aceleración, las funciones de transferencia y los promedios de estas, se puede estimar los espectros de respuesta para la estación OXAE, para los sismos 10 y 11, los cuales no fueron registrados por la estación OXAE pero si por la estación OXLC, utilizando el programa *VIBEFES*.

Para la ejecución del programa *VIBEFES* se necesitan los archivos de aceleración de los sismos ya mencionados, el promedio de las funciones de transferencia y un archivo de datos el cual contendrá lo siguiente:

- a) Nombre del archivo de aceleración (acelerógrama). Para el caso del sismo 10 en la componente longitudinal (L) , el nombre del archivo es LC10L.A
- b) El número de puntos del acelerógrama, el intervalo de tiempo y la duración de la fase intensa del mismo.
- c) El nombre del archivo del promedio de las funciones de transferencia, para el caso del sismo 10 en la componente longitudinal fue AELCH.FTP.
- d) El numero de frecuencias en el archivo de resultados.
- e) El nombre del archivo de resultados que nos va a generar.

Una vez contada con la información anterior se ejecuta el programa, por componente (L, T y V) obteniendo como resultado el archivo correspondiente al espectro de respuesta estimado. Los resultados obtenidos se muestran en las Figuras III.19 y III.20.

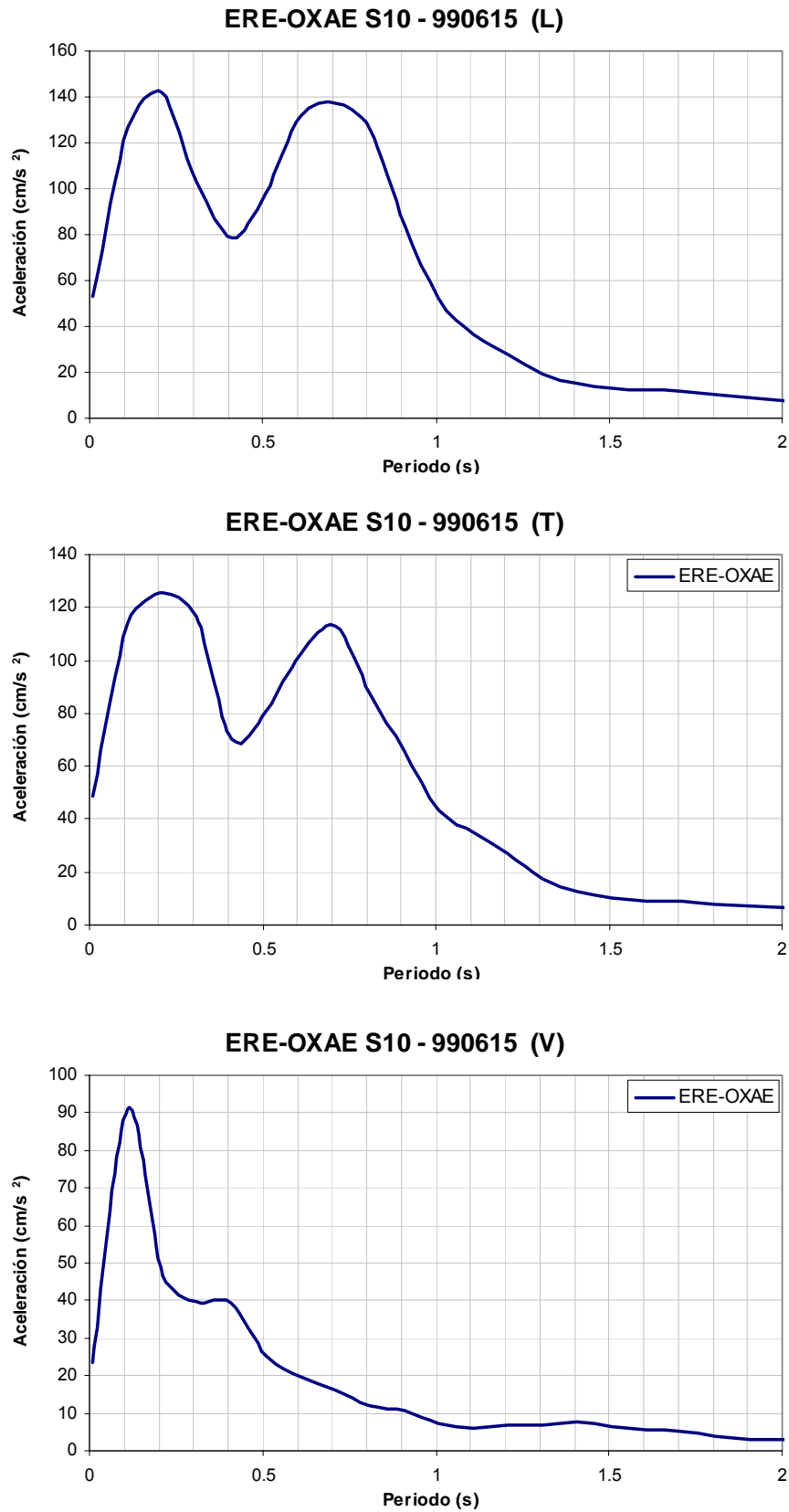


Figura III.19 Espectro de respuesta estimado por componente longitudinal (L), transversal (T) y vertical (V) para el sismo 10.

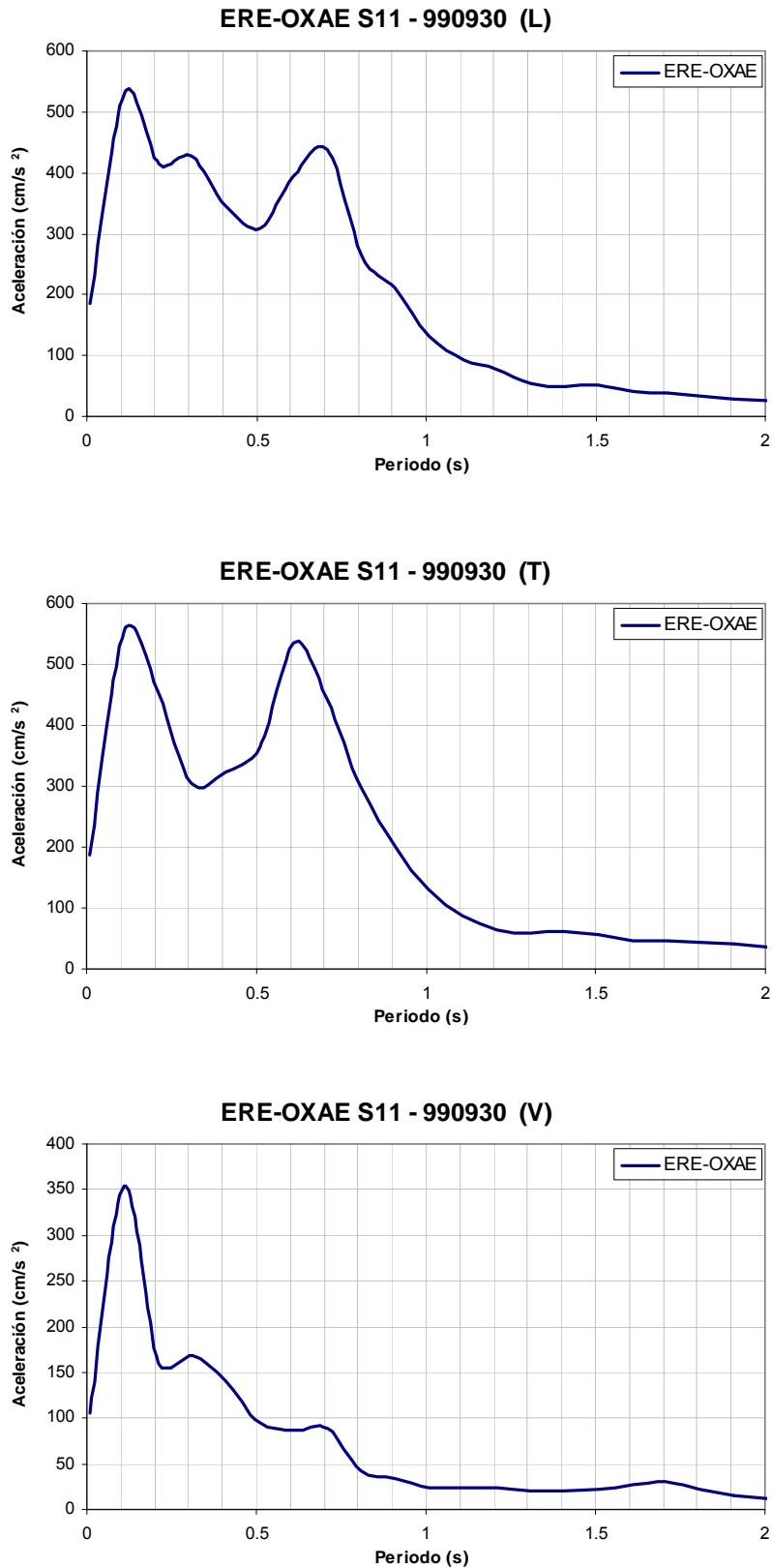


Figura III.20 Espectro de respuesta estimado por componente longitudinal (L), transversal (T) y vertical (V) para el sismo 11.

Para el sismo S10-990615, en la componente longitudinal la forma del espectro es semejante a la de los calculados a partir de los registros acelerográficos, se nota claramente la presencia de dos picos máximos el primero se presenta en un periodo $T = 0.2$ s con una amplitud de 140 gal y el segundo en $T = 0.7$ s con una amplitud de magnitud semejante a la primera. Al igual que en la componente anterior la transversal presenta una forma similar a los calculados a partir de los registros, presenta dos picos de amplitud el primero en el periodo $T = 0.2$ s y con una amplitud de 125 gal y el segundo en un $T = 0.7$ s y una amplificación de 115 gal. La componente vertical también presenta una forma similar a los espectros calculados su pico máximo se presenta en el periodo $T = 1.2$ s con una amplificación de 90 gal.

Los espectros de respuesta estimados para el sismo S11-990930 en general presentan formas semejantes a los calculados, para la componente longitudinal se presentan dos picos máximos el primero en el periodo $T = 1.1$ s con una amplificación de 540 gal y el segundo se presenta en $T = 0.7$ s con una amplificación de 430 gal, para la componente transversal también se presentan dos picos el primero en $T = 1.2$ s con una amplificación de 550 gal, el segundo en $T = 0.62$ s con una amplificación de 530 gal mientras que la componente vertical presenta un pico máximo en $T = 1.0$ s y una amplificación de 350 gal.

CAPÍTULO IV

CONCLUSIONES

IV. Conclusiones y Comentarios

El objetivo de este trabajo se cumplió, con toda la información recabada se logró realizar un análisis de la respuesta sísmica del lugar. Se planteó una alternativa para realizar este tipo de estudios a pesar de no contar con una gran fuente de información acelerográfica.

Los resultados del estudio de resistividad eléctrica son satisfactorios, según con la información recolectada la zona de estudio está conformada por depósitos aluviales, lo que concuerda con lo reportado por dicho método de exploración. Es una alternativa económica y rápida, además de que permite cubrir una gran área de estudio, la información proporcionada por dicho método es limitada aparte del perfil estratigráfico no proporciona más parámetros que nos puedan ayudar a describir la respuesta del sitio ante un sismo.

El método de estimación de la estructura somera de velocidades de cortante, permite obtener parámetros tales como cocientes espectrales y funciones de transferencia que permiten describir el comportamiento del suelo ante un sismo. Los resultados son satisfactorios la estratigrafía obtenida a una profundidad de 38 m con las correlación de los modelos de velocidades sísmicas es semejante al obtenido con el método de resistividad eléctrica. Con los cocientes espectrales L/V y T/V obtenidos se puede determinar que el sitio en estudio presenta una frecuencia predominante de 1.36 Hz y un periodo de 0.73 s. Con las funciones de transferencia obtenidas a partir de los modelos de velocidad de onda sísmica se determinó que el sitio presenta en el rango de frecuencia de 1.2 a 1.4 Hz, amplificaciones del orden de 10 veces, además estos valores son semejantes a los obtenidos con los cocientes espectrales lo que se puede establecer como una característica del sitio en estudio.

De los espectros de respuesta calculados para las tres componentes podemos observar que para este tipo de suelo los periodos son bajos ya que todos los picos se presentan antes de un $T = 1.0$ s.

De las funciones de transferencia se tiene que las calculadas en función de los espectros de Fourier son muy semejantes a las que se calcularon en función de los espectros de respuesta. Para la componente longitudinal se tiene amplificaciones de 5.7 y se definen tres picos el primero a 1.6 Hz, el segundo a 4.0 Hz y el tercero a los 7.5 Hz, si estas

frecuencias las pasamos al dominio del tiempo se tiene que coinciden con los con los periodos en los que se presentan los tres picos de los espectros de respuesta calculados para esta componente el primero en $T = 0.13$ s (7.69 Hz), el segundo en $T = 0.254$ s (3.9 Hz) y el tercero en $T = 0.62$ (s) (1.61 Hz). Para la componente transversal se presenta la misma condición las frecuencias en donde se presenta amplificación de las ondas coinciden con los periodos máximos en donde se presentan los periodos. Para la componente vertical se presenta una amplificación a los 10 (Hz) y el espectro de respuesta presenta un pico en el $T = 0.1$ s. El que estos resultados coincidan nos indica que las metodologías seguidas para calcular cada una de las curvas espectrales se desarrollo correctamente.

De lo anterior se puede determinar que para esta zona de Oaxaca bajo una carga sísmica presenta un contenido de frecuencias altas y amplificaciones de las ondas en un orden de hasta 6 veces

En cuanto a los espectros de respuesta estimados presentan una forma muy similar a los calculados a partir de los registros seleccionados. Para las componentes horizontales, los picos de aceleración máxima se presentan en los mismos intervalos de tiempo que los presentados los ER calculados, para la componente vertical se puede observar lo mismo el pico de amplitud se presenta en un periodo cercano a los que se presentan con los ER calculados. De estos resultados se concluye que el aplicar la teoría de vibraciones aleatorias para la estimación de espectros de respuesta es una muy buena técnica para determinar los posibles efectos que pudo haber causado un sismo en un lugar en el cual no contaba con instrumentación.

Para caracterizar la respuesta de un sitio ante los efectos de un sismo, aparte de contar con información acelerográfica, es importante contar con información geotécnica, que describa la estratigrafía y algunos otros parámetros tales como la velocidad de ondas sísmicas que nos permitan estimar la respuesta del sito en estudio. Además de lo antes mencionado el realizar análisis con modelos de amplificación unidimensional tipificada nos permitiría definir un mejor comportamiento del suelo ante una carga sísmica. Otra cosa que faltaría para complementar aun más este tipo de estudio sería la realización de sondeos geotécnicos que permitan la obtención de muestras de suelo con las cuales se puedan obtener parámetros tales como modulo de rigidez y amortiguamiento.

REFERENCIAS

1. Abraham Díaz Rodríguez, "Dinámica de Suelos", Ed. Limusa, México, pp. 83–115, 2005.
2. Patricia Vázquez Quiroz, "Efectos que Originan los Sismos en el Subsuelo", Tesis de licenciatura, UNAM, México, 2005.
3. J. L. León "Oaxaca, Oaxaca" V Reunión Nacional de SMMS, 1970.
4. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, "Monografía Geológico – Minero del Estado de Oaxaca", Consejo de Recursos Minerales. Publicación M-17e, Primera Edición, 1996.
5. Gobierno del Estado de Oaxaca "Atlas Estatal de Riesgos", Identificación de Peligros y Localización de Zonas Vulnerables Tomo 1, Primera Edición Oaxaca 2003.
6. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, 1996, *op cit*.
7. *Idem*.
8. Gobierno del Estado de Oaxaca, 2003, *op cit*.
9. Jaime de la Colina Martínez y Horacio Ramírez de Alba, "Características de los Sismos y sus Efectos en las Construcciones", CIENCIA ERGO SUM, Vol. 6 Número 1, Marzo-Junio, 1999.
10. Tolson G, "La Teoría de la Tectónica de Placas y la Deriva Continental", cuadernillo, Instituto de Geología, UNAM, México, 1998.
11. Protección Civil, "Sismicidad en el Estado de Oaxaca", Oaxaca, Oaxaca, Febrero del 2000.
12. *Idem*.

13. Suárez G. y Jimenez Z., "Sismos en la ciudad de México y el terremoto del 19 de Septiembre de 1985", Cuaderno del Instituto de Geofísica, Numero 2, UNAM, México, 1987.
14. Protección Civil, 2000, *op cit.*
15. Singh S K, et al, "Microzonificación Sísmica y análisis de amplificación relativa en la ciudad de Oaxaca (primera parte)", Informe elaborado para el Centro Nacional de Prevención de Desastres, México DF, 1991.
16. Protección Civil 2000, *op cit.*
17. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, "Estimación de Espectros de Respuesta utilizando Redes Neuronales Artificiales", memorias Tercer Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, España, CD-ROM, 2007.
18. Comisión Nacional del Agua "DETERMINACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD DE AGUA SUBTERRÁNEA EN EL ACUÍFERO VALLES CENTRALES ESTADO DE OAXACA", Gerencia de Aguas Subterráneas.
19. Juárez Badillo y Rico Rodríguez, "Mecánica de Suelos, Tomo 1, Fundamentos de la Mecánica de Suelos", editorial Limusa S.A. de C.V., México 1998.
20. Rico del Castillo y Hermilo del Castillo, "La Ingeniería de Suelos en las Vías Terrestres, Carreteras, Ferrocarriles y Autopistas", Editorial Limusa S.A. de C.V., México 2006.
21. <http://www.rentauningeniero.com/page/2>.
22. Juárez Badillo y Rico Rodríguez ,1998, *op cit.*
23. González Vallejo, "Ingenierita Geológica", Editorial Madrid, España 2002.
24. Fernando García Hermoso, "Estudios Geotécnicos", Escuela Politécnica Superior, Huesca, 17 de enero de 2006.

25. Gasulla Forner Manuel, “Obtención de imágenes de la distribución de impedancia eléctrica del subsuelo. Aplicación a la detección de objetos locales”, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Catalunya, España, 1999.
26. Rico del Castillo y Hermilo del Castillo, 2006, *op cit.*
27. *Idem.*
28. Gasulla Forner Manuel, 1999, *op cit.*
29. Rico del Castillo y Hermilo del Castillo, 2006, *op cit.*
30. *Idem.*
31. Abraham Díaz, “Dinámica de Suelos”, Edit. Limusa S.A. de C.V., 2006.
32. *Idem.*
33. Gasulla Forner Manuel, 1999, *op cit.*
34. González Vallejo, *op cit.*
35. Santoyo E. y Contreras R. “Estudios Geotécnicos, Manual de Cimentaciones Profundas”, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, 2001.
36. Gasulla Forner Manuel, 1999, *op cit*
37. *Idem.*
38. Gasulla Forner Manuel, 1999, *op cit*
39. Meneses J, “Microtrepidaciones: fundamentos y análisis. En: MEM. Sem. Int. de Microzonificación y su aplicación al planeamiento urbano para mitigación de desastres”. JICA – CISMID 19 al 21 de julio. CISMID: Lima, Perú, 1991; pp. 80
40. Omori F, “On Microtremors”, Boletín de Eartquek Investigation Commite, Vol. 2, 1908, pp. 1-6.

41. Kanai K, Tanaka T and Okada K, Bull. Earthq. Res. Inst., 32, 1954.
42. Aki K, "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremores". Bulletin of the Earthquake Research institute, 1957, p. 415-456.
43. Kagami H, C Martin, G Liang, Y Otah, "Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II". Evaluation of site effects upon seismic Wave amplification due to the extremely Deep Soil Deposits. Seism. Soc. Am. Vol. 72. (1982), pp. 987-998.
44. Nakamura Y, "A method for dynamic characteristics stimation of subsurface using microtremor on the ground surface". Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 1989.
45. Aki K, 1957, *op cit*.
46. Capon J, "High-resolution frecuency-wave number spectrum" *S. Yauri* 54 analysis. proceedings, IEEE 1969, 57-8, pp. 1408-1418.
47. Sheila Alodia Yauri Condo, "Microtremores", Escuela Profesional de Ingeniera Geofisica. Universidad Nacional de san Agustín de Arequipa.
48. Abraham Díaz Rodríguez, 2005, *op cit*.
49. TRIBAM, S.A. de C.V. "Estudio Geofísico de Resistividad en el Área donde se instalara la nueva estación acelerográfica El Tequio, en el Bosque El Tequio en la zona sur de Oaxaca, Oaxaca". México, D.F. Mayo del 2008.
50. *Idem*.
51. Miguel Rodríguez y Julio Cuenca "Estructura Somera de la Velocidad de Cortante en la Ciudad de Oaxaca. Parte 1: Parque el Tequio", Informe técnico de la Coordinación de Ingeniería Sismológica para la Coordinación de Instrumentación Sísmica. México, Mayo del 2008.
52. *Idem*.

53. McMechan G A y M L Yedlin, "Analysis of dispersive waves by wave field transformation". *Geophysics*, v. 46, 1981, p. 869-874.
54. Santoyo E y Contreras R, 2001, *op cit*.
55. Miguel Rodríguez y Julio Cuenca, 2008, *op cit*.
56. *Idem*.
57. Protección Civil, 2000, *op cit*.
58. Alcántara L, Ovando E y Macías M A, 2007, *op cit*.
59. *Idem*.
60. Timoshenko F, "Vibration Problem Engineering", Tomo V, Ed John Willey and Sons, USA, 1974.
61. Chopra A K, "Dynamics of Structures: Theory and Applications to Earthquake engineering", Ed Prentice Hall, USA, 2001.
62. Brigham E O, "The Fast Fourier Transform and its Applications", Ed Prentice Hall, New Jersey, USA, 1988.
63. New Landa D E, "Vibraciones Aleatorias y análisis espectral", Ed AC Libros Científicos y Técnicos, Madrid, 1983.
64. Ordaz M y Reinoso E, "Uso de la teoría de vibraciones aleatorias para la determinación de espectros de diseño del reglamento para las construcciones del Distrito Federal", Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro, pp A155- A157, 1987.
65. *Idem*.
66. Ordaz M, et al, "Sistema de computo PROMEDIO", Instituto de Ingeniería, UNAM, México, 2006.

67. Ordaz M y Singh S K, "Sistema de computo VIBEFs", primera versión, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, 2006.