

**ESTUDIO DE PELIGROSIDAD
HIDROGEOLOGICO PARA LAS
COMUNIDADES**

ESTUDIO DE PELIGROSIDAD HIDROGEOLOGICA PARA LAS COMUNIDADES:

*Barrio El Progreso y
3 Angeles, en Soyapango
Beatriz en Ciudad Delgado.*

GENERALIDADES:

Es importante mencionar, la diferencia entre el riesgo y peligrosidad, pues riesgo es el producto de la peligrosidad por la vulnerabilidad, así la peligrosidad es una característica inherente a cada lugar geográfico que normalmente no puede ser modificada por el hombre, pero que conociéndola puede trabajarse para disminuir la vulnerabilidad de la población y de la infraestructura.

Se conoce como peligrosidad hidrogeológica, a la evaluación del peligro de inundación, erupción volcánica, terremoto y deslizamiento de tierra.

MARCO TECTONICO REGIONAL

Desde el punto de vista tectónico regional, el área forma parte de la cadena volcánica de América Central, que se extiende aproximadamente 1,100 Km. desde Guatemala hasta Costa Rica y que es el resultado de la subducción en dirección NE, de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. El análisis de la ubicación de los volcanes activos centroamericanos sugiere que estos no se encuentran a lo largo de una línea continua; en efecto se pueden reconocer 7 distintas alineaciones. Esto permite subdividir América Central en 7 distintos segmentos tectónicos principales, separados de los sistemas transversales transcurrentes (Stoiber R.E. - Carr M.J., 1973).

El Segmento donde se encuentra El Salvador coincide aproximadamente con los confines territoriales del país mismo y tiene una longitud de aproximadamente 220 Km, la dirección de la cadena volcánica activa es de N74W mientras que la dirección de la fosa es de N70W con una orientación de aproximadamente 10° hacia el oeste con respecto a los otros segmentos. Una depresión estructural ("fosa mediana", Williams y Meyer-Abich, 1955) coincide, en gran parte, con la cadena volcánica (especialmente en Nicaragua y El Salvador).

SITUACION GEOLOGICA GENERAL.

SITUACION GEOLOGICA GENERAL.

Las rocas más antiguas, hasta ahora conocidas del territorio de la República de El Salvador, afloran en la parte nor-oeste del país y han sido reunidas en el mapa geológico de El Salvador(1:100,000) en:

- Formación Todos Santos (Jurásico)*
- Grupo de Yojoa (Cretáceo inferior)*
- Formación Valle de Los Angeles (Cretáceo superior - Terciario inferior)*

Se trata principalmente de rocas sedimentarias (calizas y margas calcáreas marinas, conglomerados y areniscas) con subordinadas intercalaciones de volcanitas, de composición desde intermedia hasta básica, en las últimas dos formaciones. En la Zona Norte y Sureste de El Salvador afloran en cambio las volcanitas del Terciario inferior (desde ácido hasta básico) de la formación de Morazán y las rocas volcánicas ácidas del Terciario medio de la formación de Chalatenango.

Las rocas anteriormente mencionadas indican que en El Salvador el volcanismo terrestre ha comenzado en el Terciario Inferior después de la fase marina.

En cambio, la fase final del volcanismo terciario ha sido caracterizado por una actividad eruptiva de tipo igmimbrítica, durante la cuál ha tenido lugar la deposición de grandes cubiertas piroclásticas emitidas ya sea a lo largo de fracturas y en menor grado desde aparatos centrales y la deposición de espesos depósitos de "Lahares".

En el mapa geológico (1:100,000) de El Salvador los productos de esta fase son mapeados como formación Bálsamo aflorando en correspondencia de la misma cordillera costera. La emisión de grandes volúmenes de igmimbritas en un régimen de distensión ha dado origen al hundimiento y formación de la fosa mediana. Después de la formación de la fosa (Plioceno-Pleistoceno) ha tenido lugar de nuevo la emisión de cubiertas piroclásticas desde los centros ubicados en su interior, y formación de Domos y Aparatos Volcánicos. Los productos de esta fase son indicados en el mapa geológico(1:100,000) como formación Cuscatlán.

En esta formación están comprendidos también los depósitos lacustres y fluviales (que se originaron por la erosión del material de la fosa) que se depositaron en cuencas de dirección Este-Oeste, afloran en particular en el Río Lempa. Los suelos más recientes en el interior de la fosa, indicados en el mapa geológico de El Salvador como formación San Salvador, son atribuibles a la actividad de los volcanes activos (Santa Ana, Izalco, San Salvador, etc) y son caracterizados por lavas (basaltos, andesitas y dacitas) y piroclásticos tanto ácidos como básicos.

Con base a lo anteriormente mencionado, la estratigrafía de El Salvador puede ser esquematizada de la manera siguiente:

FORMACIONES PRE FOSA MEDIANA.

- *Formación Todos Santos: (Jurásico) conglomerados*
- *Grupo Yojoa: (Cretáceo Inferior) calizas y margas calcáreas marinas, subordinadas volcanitas.*
- *Formación Valle de Los Angeles: (Cretáceo Superior- Terciario Inferior) conglomerados, areniscas, subordinadas volcanitas.*
- *Formación Morazán: (Terciario Inferior) lavas y piroclásticas ácidas.*

FORMACIONES PRE-SIN FOSA MEDIANA.

- *Formación Bálsamo: (Terciario Superior) principalmente depósitos piroclásticos (igmimbritas) y "lahares", subordinadas lavas.*

FORMACIONES POST FOSA MEDIANA.

- *Formación Cuscatlán: (Plioceno-Pleistoceno) depósitos piroclásticos (igmimbríticos), coladas lávicas y domos.*
- *Formación San Salvador: (Pleistoceno-Holoceno) depósitos piroclásticos desde básicos hasta ácidos, coladas lávicas básicas o ácidas, lavas de domos (productos recientes de los volcanes activos ubicados en la fosa mediana.)*

***EL SISTEMA VOLCANICO DEL
VOLCAN DE SAN SALVADOR***

EL SISTEMA VOLCANICO DEL VOLCAN DE SAN SALVADOR.

El macizo volcánico del San Salvador (o Qetzaltepeque, que en lengua pipil significa lugar de los quetzales) cubre un área de aproximadamente 18 Km². Se trata de un estratovolcán complejo, compuesto por varios aparatos y estructuras de edades y significado bien definido. Entre estas, el más caracterizado es El Boquerón, que es el cono volcánico que ocupa la parte central del macizo y que contiene el cráter. El borde del cráter se encuentra ubicado entre los 1700 y 1800 m.s.n.m.; tiene una forma casi circular con un diámetro de 1500 mts., encontrándose su fondo aproximadamente a 1340 m.s.n.m.

En el centro de la depresión se encuentra un pequeño cono de escoria de unos 30 metros de altura, llamado Boqueroncito, formado en el curso de la última erupción en 1917. A una distancia de aproximadamente 2.5 km. Al Este-Noreste del borde del cráter, se eleva un pico aislado llamado Picacho, que con sus 1967 m.s.n.m. forma la cima más alta de todo el complejo; 3 Km. al Oeste se encuentra otra cima completamente separada del cono del Boquerón de la cual se eleva unos 240 metros, denominada Jabalí o Amatepeque. (1937 m.s.n.m.)

Vale la pena recordar que, sobretodo en la parte norte, el flanco del aparato muestra una marcada discontinuidad morfológica que se entiende aproximadamente de la base interna del Picacho (a unos 1300 metros de altura) hasta el pie de el Jabalí. Tal discontinuidad tiene una forma subcircular con un diámetro de 5-6 Km.; en la parte alta, la pendiente de los flancos del volcán tiene cerca de 5 a 7 grados, mientras que en la parte baja es casi el doble, 15 grados. En la interpretación mas conocida (Williams y Meyer-Abrich, 1955) la separación de los declives antes descrita, representa la expresión morfológica del borde de una caldera que ha sido posteriormente casi totalmente rellena por la actividad del Boquerón. En sus flancos y en la base del macizo, se encuentra una gran cantidad de pequeños centros adventicios, en general alineados según una dirección bien precisa de fractura.

Sobre el lado Nor-Occidental se encuentran:

- *EL PLAYON. Un cono de escorias con una gran colada asociada, ubicado inmediatamente al norte de la vía férrea.*
- *La serie de conitos (hornitos) denominados Los Chintos, ubicados al sur der la vía férrea, sobre las faldas del volcán.*

**LA CALDERA DEL LAGO DE
ILOPANGO .
EVALUACION DE LOS ESCENARIOS
ERUPTIVOS MAS PROBABLES.
TOPOGRAFIA.**

- *El cráter de la Laguna de Chanmico, y los tres cráteres de explosión asociados que de este se alinean en dirección al Jabalí, hasta una altura de cerca de 1100 m.s.n.m.*

Sobre el lado Sur-Oriental se reconocen:

- *Un pequeño cono de escorias denominado La Joya, ubicado a una altura aproximada de 1200 m.s.n.m. inmediatamente a la derecha de la calle que de Santa Tecla conduce al Boquerón.*
- *El "pit-cráter" llamado Puerta de la Laguna, ubicado al Sur-Oeste de Antiguo Cuscatlán; este tiene un diámetro de unos 700 metros y paredes semiverticales de varias decenas de metros de altura.*
- *Otros pequeños cráteres y conos están distribuidos ya sea en el lado occidental del Boquerón, como en dirección Nor-noreste (al sur de la ciudad de Quetzaltepeque).*

LA CALDERA DEL LAGO DE ILOPANGO.

La caldera del Lago de Ilopango puede ser definida como un verdadero "Campo Volcánico", en el cual el lago ocupa una zona repetidamente afectada por colapsos; su misma morfología, sugiere una historia extremadamente compleja. La cuenca del Ilopango ha estado en el curso de su evolución, afectada más veces por hundimientos consecuentes a una actividad explosiva intensa. La superposición de varios lineamientos tectónicos regionales ha controlado claramente tales eventos, así que la mayor parte de los colapsos acontecieron siguiendo líneas de debilidad estructural. Desde este punto de vista, la caldera del Ilopango, puede ser considerada de origen Volcano-tectónico.

EVALUACION DE LOS ESCENARIOS ERUPTIVOS MAS PROBABLES.

En vulcanología, la peligrosidad representa una función compleja de la probabilidad de que un volcán produzca un tipo de erupción y que tal erupción afecte a determinada zona. La evaluación cuantitativa de la peligrosidad resulta normalmente difícil, debido a la imposibilidad de obtener datos suficientes para realizar un análisis estadístico confiable del comportamiento eruptivo de un volcán.

La evaluación en cada caso se basa, en la reconstrucción precisa de la historia eruptiva, a partir de la cual, se pueden obtener indicaciones sobre los diferentes tipos de eventos eruptivos esperados, cada uno de ellos deberá ser después evaluado bajo el perfil de la vulnerabilidad.

El nivel de peligrosidad de las comunidades objeto de este estudio es muy alto por las siguientes razones:

- *Los volcanes de San Salvador e Ilopango han estado activos en tiempos históricos.*
- *La erupción de la TIERRA BLANCA JOVEN que cubre toda el área metropolitana tuvo lugar hace aproximadamente 1700 años en el lado oeste de el Lago de Ilopango. Su modalidad eruptiva, caracterizada por eventos explosivos de gran energía, indica un nivel de riesgo sumamente alto.*
- *La actividad eruptiva reciente del volcán de San Salvador, (El Boquerón) es de carácter mas que todo efusivo con derrames de lavas que bajan principalmente hacia el sector noroeste del volcán mismo. Sin embargo no hay que descartar la posible ocurrencia de pequeñas erupciones explosivas con producción de cenizas y lapillis que podrían afectar a la ciudad de San Salvador.*
- *La actividad del volcán de San Jacinto se remonta a tiempos anteriores a las erupciones de los otros volcanes del area y tiene características eruptivas de menor riesgo.*

TOPOGRAFIA.

Para este trabajo se han recopilado información topográficas existente, de las áreas en estudio, restituciones fotograméticas 1:5000 de 1990 y hojas catastrales 1:1000, en las que han sido posible identificar las comunidades objeto de este estudio.

***PELIGRO SISMICO
DEPRESION ESTRUCTURAL DE LA
CADENA VOLCANICA CENTRAL***

PELIGRO SISMICO

ZONA DE SUBDUCCION.

Los sistemas tectónicos capaces de generar terremotos con efectos destructivos en San Salvador son dos:

El sistema principal (aunque históricamente menos peligroso) corresponde a la subducción de la Placa de Los Cocos bajo la Placa del Caribe, Figura 1; la subducción ocurre correspondiendo con la fosa mesoamericana, que corre paralelamente a la costa del pacífico a una distancia del orden de 200 kms. de San Salvador. A tal sistema corresponden terremotos con una profundidad hipocentral comprendida entre 20 y 200 kms. Los hipocentros presentan una distribución característica de las zonas de subducción, estando concentrados dentro de una franja restringida correspondiente al margen de interacción entre las placas, que emerge con un ángulo moderado en el tramo inicial y se inclina después un poco más hasta alcanzar un ángulo de aproximadamente 60 grados a partir de los 60 kms. de profundidad (Burbarch et. al. 1984). Esta tendencia se ilustra en las figuras 2 y 3, que muestran relocalizaciones de terremotos siguiendo las técnicas más fidedignas. Se observa que la distancia mínima vertical entre la zona de subducción y San Salvador sugerida de estos datos es del orden de 80 Kms. En los últimos años, entre los terremotos más significativos producidos por la zona de subducción, el de más violencia, en San Salvador ha sido el de 19/06/82, con una magnitud $MS=7.0$, profundidad focal de 80 km. y epicentro a 70 km. Produciendo en San Salvador una intensidad máxima de VII (Intensidad Mercalli Modificada Alvarez, 1982), con daños relativamente modestos, registrándose una aceleración máxima horizontal comprendida entre 0.18 y 0.20 en la estación OBS (observatorio) e IVU (Instituto de Vivienda Urbana).

Según análisis recientes, basados sobre la teoría de los "gaps" o lagunas sísmicas actualmente presentes a lo largo de un margen de subducción, son los orígenes probables de futuros grandes terremotos, amerita poner atención a la presencia de un importante "gap" frente a las costas salvadoreñas, claramente visible en la Fig. 4

La zona de subducción debe considerarse como la fuente más probable de futuros grandes terremotos, de magnitud $M_s = 8.0$.

Para finalizar, hay que mencionar un tercer sistema tectónico importante para El Salvador, representado por las fallas transcurrentes del Motagua y el Polochic (marcados con M y P en la Figura 1. La primera, en particular, produjo el terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 ($M_s = 7.5$), sentido en San Salvador con una intensidad de V a VII. Este evento se registró en la ciudad por el acelerógrafo de la estación BIB (Biblioteca Nacional) con fenómeno de licuefacción muy visible en el margen occidental de Lago de Ilopango (Martínez, 1977).

El terremoto en cuestión, fue acompañado de una ruptura superficial sobre la falla citada a lo largo de casi 200 km. siendo representativo del evento máximo que puede producir. Este tipo de evento, dada la distancia desde San Salvador (aprox. 150 Km.) no pueden producir mayor daños en la ciudad, por tanto su importancia no es comparable con los eventos de la zona de subducción.

DEPRESION ESTRUCTURAL DE LA CADENA VOLCANICA CENTRAL.

La cadena volcánica que se extiende de Guatemala a Costa Rica, Figura 1 a lo largo de 1,100 Kms., producto de la subducción de la placa de Cocos, coincide en gran parte con una serie de depresiones estructurales ("fosa mediana") a régimen tensional principalmente distensivo, en el cual se han depositado materiales pumíticos y rocas volcánicas del cuaternario. San Salvador yace en una de estas depresiones, al igual que varias otras ciudades de América Central, esta ciudad ha sufrido muchas veces el efecto devastador de terremotos superficiales (Profundidad 15 Kms.) producto de la elevada actividad tectónica de las estructuras que caracterizan estas depresiones.

La relación entre estas estructuras y los terremotos destructivos superficiales de las últimas décadas aparecen evidente a escala regional, Figura 5, todos los eventos están comprendidos dentro de una estrecha franja comprendida entre las fallas longitudinales (paralelas a la cadena volcánica) que corresponden a los márgenes de las depresiones estructurales. Las fallas longitudinales se interpretan como zonas de movimiento transcurrente derecho y las transversales como zonas de movimiento transcurrente izquierdo.

Las direcciones predominantes de las fallas en la zona de la cadena volcánica son generalmente tres:

- *Dirección Norte, asociada a fallas normales que controlan la ubicación de los cráteres volcánicos.*
- *Dirección N 40° - 60° W, o longitudinales.*
- *Dirección N 30° - 40° E, o transversales; es necesario mencionar que una estructura de este tipo fue la causante del terremoto de San Salvador de 1986, este sistema se caracteriza por mecanismo focales del tipo transcurrente izquierdo.*

La relación entre estas estructuras tectónicas y el movimiento convergente en la zona de subducción no está todavía bien entendida.

Es importante además, decir que los datos de sismicidad histórica de El Salvador no muestran una asociación sistemática entre los terremotos en la depresión central y las fallas de una dirección predominante; en particular en el AMSS parece que se han activado a veces fallas de dirección y extensión diversas, como se verá más adelante.

SIMICIDAD HISTORICA Y RECIENTE.

SISMICIDAD HISTORICA Y RECIENTE.

La frecuencia de los terremotos que han producido afectos destructivos en el AMSS es impresionante. A partir del año de 1524, año para el cual se tienen las primeras noticias de un evento destructivo, siendo prácticamente todos los eventos superficiales asociados a los sistemas de fallas de la fosa mediana directamente bajo la ciudad o en las cercanías de la misma.

A partir de 1710, por lo menos 11 terremotos locales superficiales han dañado o destruido la ciudad, con intervalos de tiempo de 2 a 66 años y con una media de 23 años, se nota que el intervalo entre el evento del 65 y el del 86 (21 años) es muy cercano a la media. Es evidente que una cadencia temporal de este tipo define un período de recurrencia cuasi-determinístico para los terremotos destructivos, por lo que es menos útil que en otras regiones hacer una evaluación probabilística del riesgo sísmico. Para reforzar esta tesis, se toma como evidencia que todos los eventos parecen ser de magnitud no inferior al de 1986, $M_s = 5.4$ y no superiores a $M_s = 6.5$, como se puede comprobar de la reconstrucción de las isosistas de estos terremotos hecha recientemente por Harlow et. al. (1987). Tales isosistas, que encierran las áreas donde han habido daños significativos (a grosso modo intensidad VII MM o superior), se muestran en las Figuras 6a, 6b, 6c, 6d, y 6e sobrepuestas a los alineamientos tectónicos principales ubicados en la carta geológica de El Salvador de Weber et.al. (1978). De estas figuras pueden hacerse las consideraciones siguientes:

- *Las áreas dañadas por muchos terremotos históricas son superiores a la de 1986, implicando fuentes sísmicas de dimensiones mayores; teniendo en cuenta que se trata de datos más seguros (por ser más recientes), el evento de 1917 de magnitud M_s cercana a 6.5 puede representar el límite superior de la energía a liberarse.*
- *Algunos eventos (1973, 1839, 1854a, 1965) aparecen asociados a fallas de dirección longitudinal (N 40° - 60° W), otros a fallas transversales (N 30° - 40° E), como por ejemplo los terremotos de 1765, 1854b, 1893, y 1986. El segundo evento de 1917 está probablemente asociado a la falla de dirección norte que atraviesa el Volcán de San Salvador. No se puede excluir que algunos eventos han activado simultáneamente fallas de direcciones diversas, como podría también haber ocurrido en el de 1986.*

- *Dado que la máxima magnitud de terremotos puramente volcánicos es difícilmente superior a 5.0, se puede asumir que los eventos en cuestión son de origen tectónico y que las erupciones que en algunos casos los han acompañado (por ejemplo 1917) son efecto de roturas de la cámara magmática causada por la falla sismogénica (White et.al., 1987).*

La conclusión principal obtenida de los datos macrosísmicos e históricos revisados, es que el terremoto de referencia para el AMSS es un evento de magnitud máxima de $M_s = 6.5$, asociado preferentemente de falla longitudinales ($N 40^\circ - 60^\circ W$) o transversales ($N 30^\circ - 40^\circ E$) localizadas con mas alta probabilidad en una zona que abraza el volcán de San Salvador y su pendiente, el cerro San Jacinto (con San Marcos) y El Lago de Ilopango, que comprende evidentemente toda la zona urbana.

EL TERREMOTO DEL 3 DE MAYO DE 1965.

La mejor reconstrucción sismológica del evento destructivo del 3 de mayo de 1965 es la realizada por White et.al. en 1987, cuyos elementos se reproducen en la Fig.7. La coincidencia de los precursores fuertes con las isosistas de grado máximo, conjuntamente con el mecanismo focal, parecen identificar muy claramente el plano de rotura (casi vertical) y el movimiento transcurrente izquierdo en la dirección Oeste-Noroeste sub-paralela al eje volcánico. La longitud de la zona de ruptura, se extiende desde el borde occidental del Lago de Ilopango hasta el borde norte de la ciudad, con aproximadamente 15 Kms., compatible con un terremoto de tipo transcurrente de magnitud $M = 6.0 - 6.25$. La profundidad hipocentral se ha estimado en 10 Kms. siendo importante observar que al igual que para el evento de 1986, no se han reportado trazas superficiales de la falla sismogénica.

Es también importante el hecho que la posición y la orientación de la superficie de ruptura del terremoto de 1965 no parece coincidir con las de las fallas superficiales presentes en la misma zona, como puede verse en las Fig. 6 y 7.

Entre los daños causados no se tiene conocimiento de colapsos totales de edificaciones, pero sí de daños a edificios que nuevamente sufrieron daños en el terremoto de 1986, como El Edificio Rubén Darío, Facultad de Ingeniería de la UES y los Edificios del Centro Judicial Isidro Menéndez.

EL TERREMOTO DEL 10 DE OCTUBRE DE 1986.

PARAMETROS FOCALES, MAGNITUD, REPLICAS.

La grandeza instrumental del terremoto del 10 de octubre de 1986, así como se aprecia de la magnitud de onda superficial $M_s = 5.4$ (National Earthquake Information Service, Denver), aparece modesta respecto a los efectos devastantes del evento (cerca de 1500 muertos y 10,000 heridos, 2,000 millones de dólares en daños) y es lícito preguntarse si recalcular la magnitud a partir de datos de las estaciones locales no prodrá resolver tal discrepancia.

Los parámetros focales más confiables del evento son los siguientes (White et.al 1987).

<i>Hora</i>	<i>17:49 UT (11:49 hora local)</i>
<i>Coordenadas Epicentrales</i>	<i>13° 40' N, 89° 11.4' W</i>
<i>Profundidad</i>	<i>7.3 ± 1 Km.</i>
<i>Magnitud</i>	<i>$M_s 5.4$, $M_b 5.1$, ($M_w 5.6$)</i>
<i>Mecanismo focal</i>	<i>Transcurrente (con planos principales casi verticales), Plano de falla N 32° E</i>

Los valores de magnitud M_s y M_b son del NEIS, mientras que la magnitud de momento sísmico M_w fue recalculada por White et.al, de los registros acelerográficos sin dar detalles. La magnitud local recalculada en el estudio del Consorzio Salvador E. es $M_L = 6.2$, de los datos acelerográficos utilizando el método conocido como Kanamori-Jennings. Esta magnitud es decisivamente superior a las otras, explicando mejor la intensidad de los daños.

La localización epicentral, el mecanismo focal y las réplicas de las primeras 24 horas se muestran en la Figura 8, mientras que en las figuras 9 y 10 se muestran las réplicas en períodos sucesivos.

Las figuras 8-10 muestran las réplicas relocalizadas por White et.al. (1987); se nota sobre todo para aquellos eventos ocurridos en las 24 horas después del evento principal, la distribución alargada en la dirección NNE, de acuerdo con el mecanismo focal.

Además, la mayor parte de los epicentros de las réplicas están al Nor-noroeste del evento principal, lo que sugiere una propagación unilateral de la ruptura, desde la base occidental del Cerro San Jacinto hacia el Nor-noreste, en acuerdo con la isosista de grado VIII, alargada a grosso modo en la misma dirección del plano de falla. Existe alguna evidencia de que se haya activado además una falla de rumbo Noroeste.

La duración del movimiento fuerte del terreno, descrito por las personas como "una gran sacudida", de una intensidad nunca antes sentida, fué de 3 a 4 seg., compatible con una longitud de ruptura de 7 a 8 Kms. (un poco mayor de la estimada por White et. al. de 6 Kms.)

La Figura 11 ilustra, en sección vertical, la distribución en profundidad de las réplicas mostradas en las figuras precedentes.

Esta define claramente una zona de falla vertical compatible con el plano principal de falla N 32° E, que se extiende desde la superficie hasta una profundidad máxima de 15 Kms., con mayor densidad de eventos en el intervalo de 5 a 11 Kms., que corresponde probablemente a la zona de rotura del evento principal. Para el evento de 1986 al igual que para el del 1965, la falla identificada de los datos sismológicos, como sismogenética no corresponde a ninguna de las visibles en la superficie.

Estratigráficamente mas abajo, vuelven a encontrarse, aún tobas acidas semejantes a las superiores , tobas soldadas y viejos aglomerados volcanicos.

El estilo tectónico que caracteriza el AMSS ya se menciona anteriormente sin embargo es bueno recordar que principalmente existen los sistemas de fallas NW - NNW o longitudinal y el NE - ENE o transversal, que son los mas recientes, se trata de fallas verticales o quasi verticales, que atraviesan la ciudad, y la Tierra Blanca joven.

Sin embargo toda el area de San Salvador es de actividad neotectónica muy alta, esto nos enfrenta al problema de la relación entre esta actividad y la sismogénesis.

Planteando la posibilidad de asociar con claridad la ocurrencia de terremotos locales con los desplazamientos de las fallas que los producen. La conclusión es que al estado actual del conocimiento, no es posible para el AMSS, en general debido a las siguientes consideraciones:

- 1- Los terremotos mas recientes de 1965 y 1986 no han sido acompañados de fallamientos tectónicos superficiales.*
- 2- Los planos principales de rotura encontrados en los mecanismos focales de estos terremotos difieren de las fallas locales encontradas en la superficie.*
- 3- La elongación de las isosistas de mayor grado de los terremotos mas importantes de los últimos siglos, varia mucho de caso a caso, mostrando una asociación más frecuente a los sistemas de fallas longitudinales y transversales.*

TERREMOTO Y ESPECTRO ELASTICO DE PROYECTO.

Como ya se menciona anteriormente, las posibles fuentes de terremotos son: la zona de subducción y eventos locales ocurriendo debajo de la ciudad.

De todos modos observando la curva de atenuación de aceleración y el mapa geológico de la ciudad, en San Salvador no es posible estar a más de 4 Km. de distancia perpendicular de cualquier falla.

Evento local

Magnitud = 6.5

Aceleración máxima 0.5 g

Evento de la zona de subducción.

Magnitud = 8.0

Aceleración máxima 0.3 g

Existen otras evaluaciones de tipo probabilístico, como las dadas para aceleración máxima por:

<i>Período de Retorno (años)</i>	<i>10</i>	<i>50</i>	<i>250</i>
<i>Algermissen 1987</i>	<i>0.20</i>	<i>0.31</i>	<i>0.43 (g)</i>
<i>Alfaro et. al 1989</i>	<i>0.12</i>	<i>0.39</i>	<i>0.77 (g)</i>

<i>ESTACION</i>	<i>DISTANCIA NORMAL A LA FALLA (MTS.)</i>	<i>PGA (g)</i>	<i>PGV (cm/seg)</i>	<i>PGD (cms)</i>
<i>CIG</i>	<i>155.7</i>	<i>0.42 S</i> <i>0.71 W</i>	<i>61.8 S</i> <i>80.0 E</i>	<i>14.8 N</i> <i>11.9 W</i>
<i>IGN</i>	<i>196.7</i>	<i>0.4 S</i> <i>0.54 W</i>	<i>56.1 N</i> <i>72.7 E</i>	<i>17.8 N</i> <i>10.6 E</i>
<i>OBS</i>	<i>1139.3</i>	<i>0.66 S</i> <i>0.54 E</i>	<i>El registro no fue de la calidad suficiente para procesarlo</i>	
<i>IVU</i>	<i>4048.8</i>	<i>0.72 S</i> <i>0.37 E</i>	<i>55.6 N</i> <i>39.2 W</i>	<i>7.1 N</i> <i>9.8 W</i>
<i>HCR</i>	<i>4336.1</i>	<i>0.47 N</i> <i>0.34 E</i>	<i>45.5 S</i> <i>32.3 W</i>	<i>13.4 S</i> <i>4.2 W</i>
<i>UCA</i>	<i>5098.4</i>	<i>0.39 S</i> <i>0.43 E</i>	<i>32.9 N</i> <i>48.8 W</i>	<i>6.2 S</i> <i>11.6 W</i>
<i>HSH</i>	<i>7065.6</i>	<i>0.22 N</i> <i>0.32 W</i>	<i>17.7 S</i> <i>26.3 W</i>	<i>4.6 S</i> <i>4.4 W</i>

PGA, PGV, PGD, significa aceleración, velocidad, desplazamiento pico del movimiento.