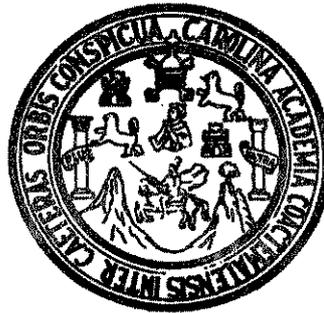


UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO
DE SANTA ROSA**

TESIS

**Presentada a la Junta Directiva de la
Facultad de Ingeniería**

por

FEDERICO GUILLERMO JOSÉ CHAVARRÍA PALACIOS

**Al conferírsele el título de
Ingeniero Civil**

Guatemala, octubre de 1,999



Figure 1. Percentage of women who have ever been sexually abused by a partner.

18-24 25-34 35-44 45-54 55-64 65+

18-24 25-34 35-44 45-54 55-64 65+

18-24 25-34 35-44 45-54 55-64 65+

18-24 25-34 35-44 45-54 55-64 65+



HONORABLE TRIBUNAL EXAMINADOR

Cumpliendo con lo establecido por la ley de la Universidad de San Carlos de Guatemala, tengo el honor de someter a su consideración mi trabajo de tesis titulado:

**ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO
DE SANTA ROSA**

Tema que fuera aprobado por la Dirección de Escuela de Ingeniería Civil, con fecha 2 de febrero de 1,998.

Federico Guillermo José Chavarría Palacios



Figure 1. Percentage of respondents who are very satisfied or satisfied with their current living arrangement.

Discussion and Implications

As the population of older adults continues to grow, the need for research on their living arrangements becomes increasingly important. This study provides valuable insights into the satisfaction levels of older adults with their current living arrangements. The findings suggest that satisfaction generally increases with age, but there is a period of lower satisfaction between ages 70 and 75. This period may represent a time when older adults are evaluating their living arrangements and considering potential changes. The study also highlights the importance of understanding the needs and preferences of older adults when designing housing and care services.

References

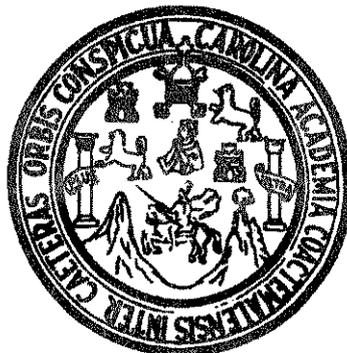
Alford, D. K., & Frisvold, D. E. (2007). The impact of housing on the health and well-being of older adults. *Journal of Applied Gerontology, 32*, 101-115.

Cherlin, A. J. (1999). *The divorce revolution: Singlehood, remarriage, and child development*. New York: Oxford University Press.

Cherlin, A. J. (2004). *The new marriage: How the new realities of singlehood, remarriage, and cohabitation are changing the lives of children, parents, and grandparents*. New York: Basic Books.

Cherlin, A. J. (2009). *The decline of marriage: How the new realities of singlehood, remarriage, and cohabitation are changing the lives of children, parents, and grandparents*. New York: Basic Books.

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



FACULTAD DE INGENIERÍA

MIEMBROS DE JUNTA DIRECTIVA

DECANO:	Ing. Herbert René Miranda Barrios.
VOCAL 1o:	Ing. José Francisco Gómez Rivera.
VOCAL 2o:	Ing. Carlos Humberto Pérez Rodríguez.
VOCAL 3o:	Ing. Jorge Benjamín Gutiérrez Quintana.
VOCAL 4o:	Br. Oscar Stuardo Chinchilla Guzmán.
VOCAL 5o:	Br. Mauricio Grajeda Mariscal.
SECRETARIA:	Inga. Gilda Marina Castellanos de Illescas.

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

DECANO:	Ing. Jorge Mario Morales González.
EXAMINADOR:	Ing. Oscar Armando Martínez Amaya.
EXAMINADOR:	Ing. Carlos Enrique Antonio García Rosa.
EXAMINADOR:	Ing. Ricardo Augusto Ibarra Menéndez.
SECRETARIO:	Ing. Edgar José Aurelio Bravatti Castro.



FACULTAD DE INGENIERIA

CESEM-304-99
Guatemala,
22 de septiembre de 1999

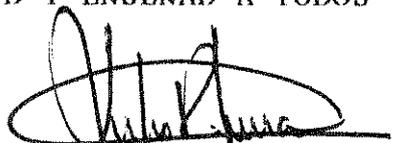
Ingeniero
Carlos A. Tobar Jiménez
Director
Centro de Estudios Superiores de
Energía y Minas -CESEM-
Facultad de Ingeniería
Presente

Ingeniero Tobar:

Por este medio hago constar que he asesorado el trabajo de tesis del estudiante universitario Federico Guillermo José Chavarría Palacios, titulado: "Análisis de amenaza sísmica en el departamento de Santa Rosa".

Después de haber revisado y corregido dicho trabajo, considero que llena los requisitos para su aprobación final.

Sin otro particular, me suscribo de usted, atentamente.
ID Y ENSEÑAD A TODOS



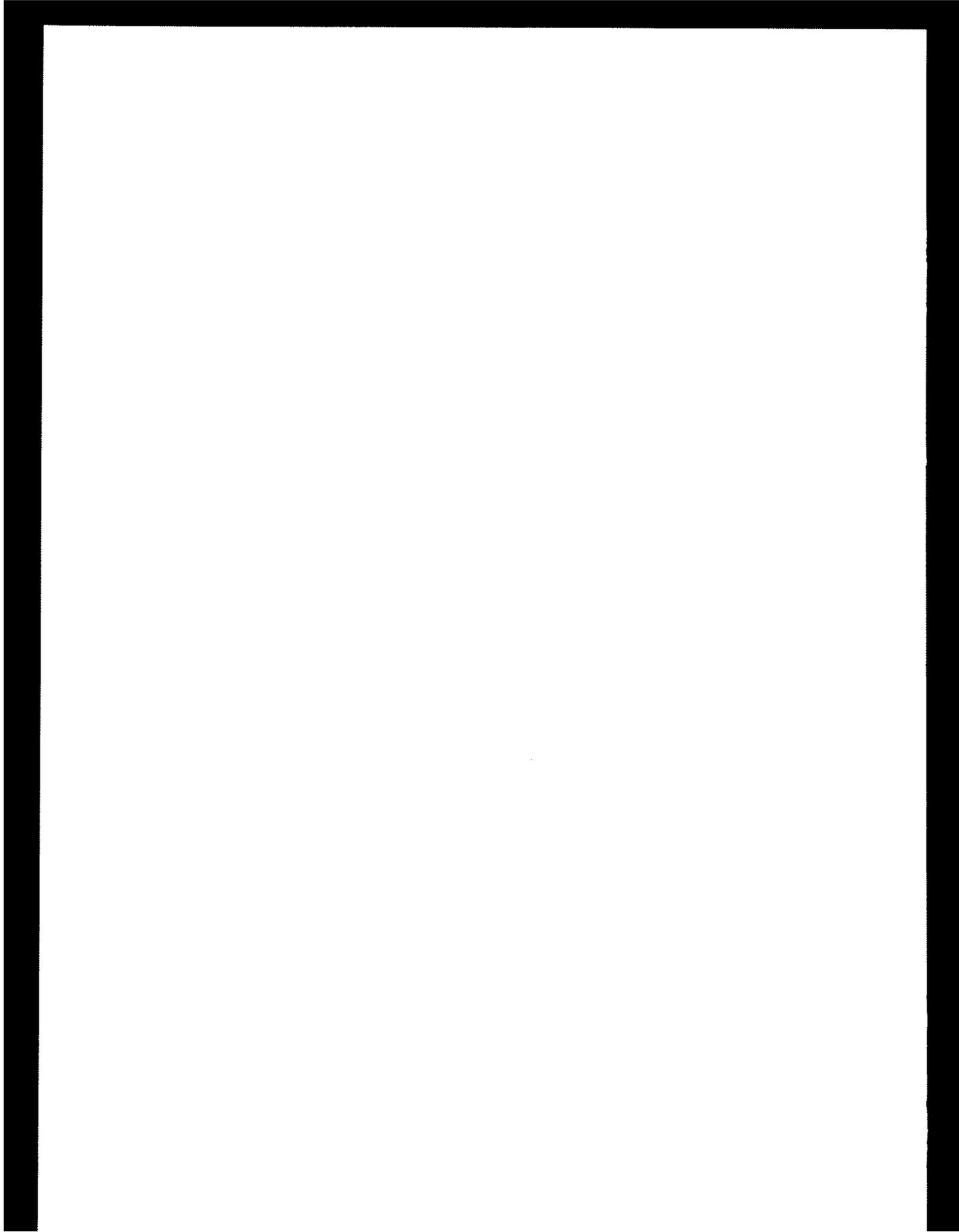
Ing. Julio Luna A.
Asesor

Centro de Estudios Superiores
de Energía y Minas



cc: archivo
JLA/id.

"CESEM, 15 AÑOS APOYANDO EL DESARROLLO ENERGÉTICO
Y MINERO DEL PAÍS"





FACULTAD DE INGENIERIA

CESEM-305-99
Guatemala,
29 de septiembre de 1999

Ingeniero
Sydney Samuels
Director
Escuela de Ingeniería Civil
Facultad de Ingeniería
Presente

Señor Director:

Por este medio hago de su conocimiento que he revisado el trabajo de tesis titulado: "Análisis de amenaza sísmica en el departamento de Santa Rosa", desarrollado por el estudiante universitario Federico Guillermo José Chavarría Palacios.

Considero que dicho trabajo cumple satisfactoriamente con los requisitos que exige la Facultad de Ingeniería, por lo que recomiendo que se continúe con los trámites para su aprobación final.

Sin otro particular, me suscribo de usted, atentamente.

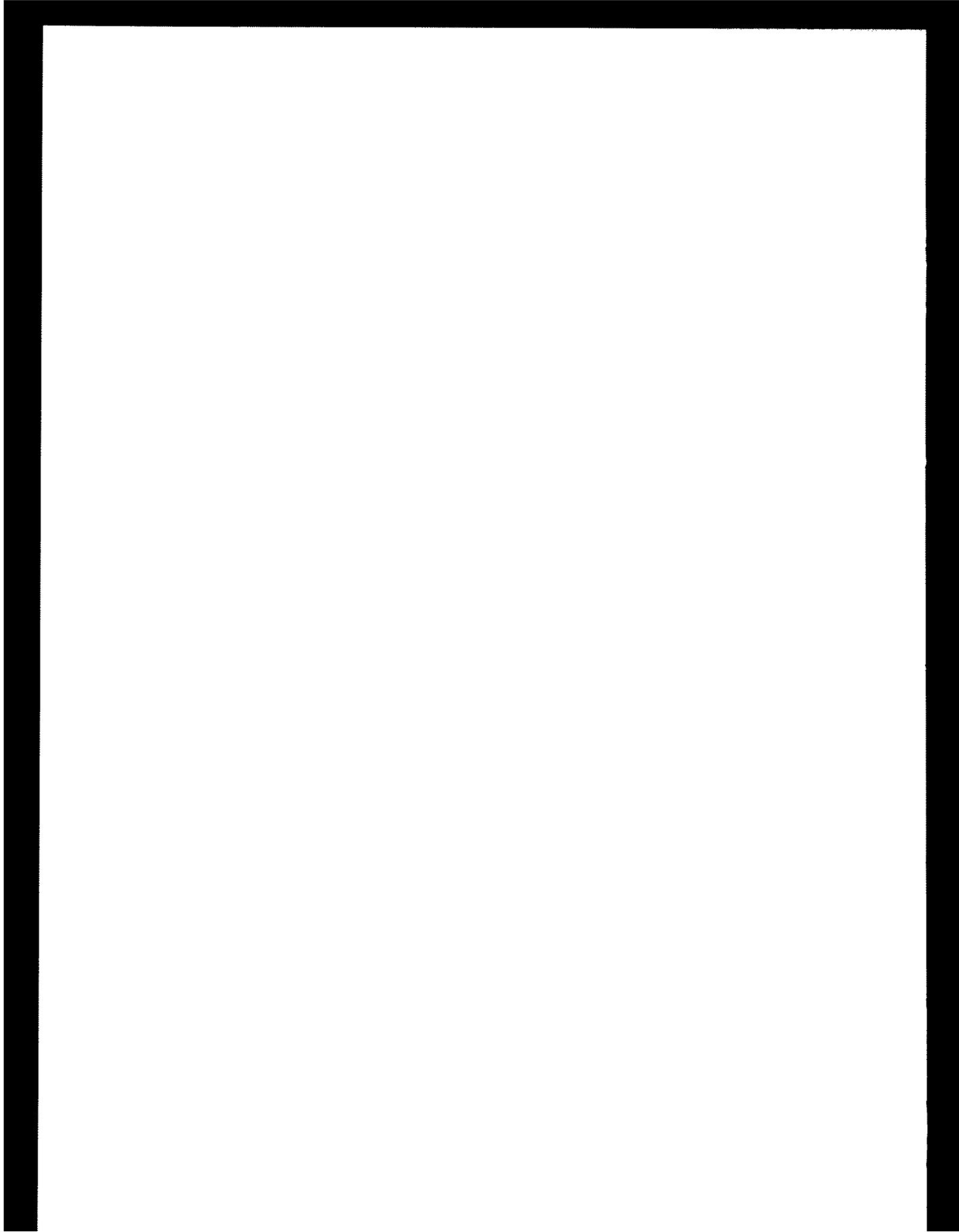
ID Y ENSEÑANZA A TODOS

Ing. Carlos A. Tobar J.
Director
Centro de Estudios Superiores
de Energía y Minas



cc: archivo
CATJ/id.

"CESEM, 15 AÑOS APOYANDO EL DESARROLLO ENERGÉTICO
Y MINERO DEL PAÍS"





FACULTAD DE INGENIERIA

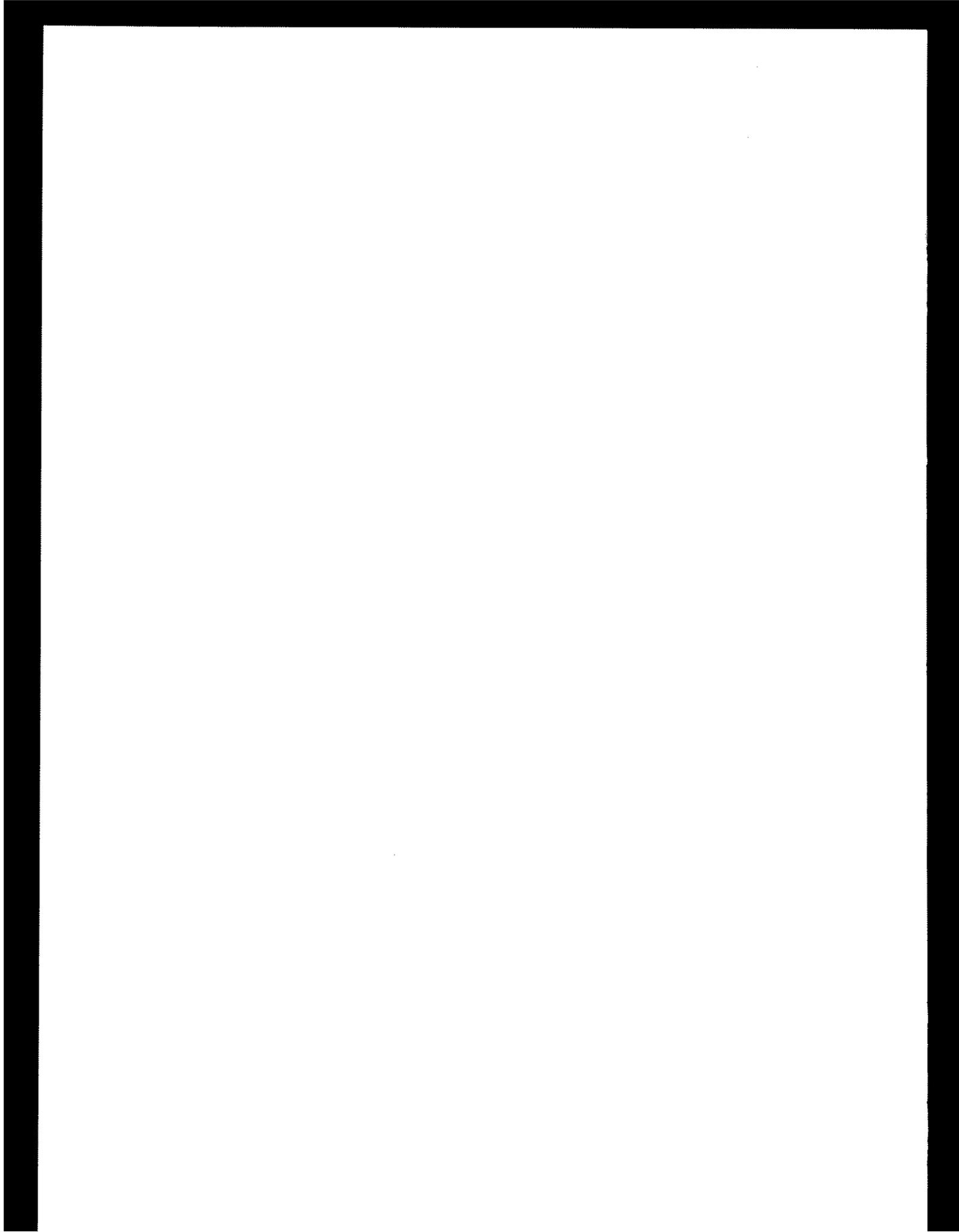
El Director de la Escuela de Ingeniería Civil, despues de conocer el dictamen del Asesor Ing. Julio Luna Aroche y del Director del Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas Ing. Carlos Tobar Jimenez, del trabajo de tésis del estudiante Federico Guillermo José Chavarría Palacios, titulado ANALISIS DE AMENAZA SISMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA, da por este medio su aprobación a dicha tésis.

Ing. Sydney Alexander Samuels Wilson



Guatemala, octubre de 1,999

/bbdeb.





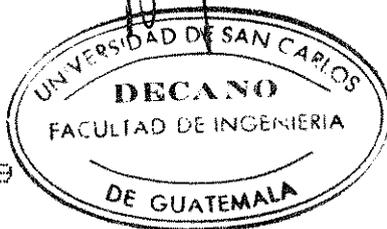
FACULTAD DE INGENIERIA

El Decano de la Facultad de Ingeniería, luego de conocer la autorización por parte del Director de la Escuela de Ingeniería Civil, Ing. Sydney Alexander Samuels Milson, al trabajo de tesis ANALISIS DE AMENAZA SISMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA, del estudiante Federico Guillermo José Chavarría Palacios, procede a la autorización para la impresión de la misma.

IMPRIMASE:

Ing. Herbert René Miranda Barrios

DECANO



Guatemala, octubre de 1,999

1

AGRADECIMIENTOS

Al Ingeniero Julio Roberto Luna Aroche, por su inagotable paciencia y su invaluable ayuda en la asesoría del presente trabajo de tesis.

Al Ingeniero Mario Guillermo Villagrán Herrera, por su valiosa colaboración profesional e interés en el desarrollo de este trabajo de tesis.

Al Geólogo y Vulcanólogo Otoniel Matías, jefe de Vulcanología de INSIVUMEH; por su generosa, desinteresada e importante ayuda en el desarrollo de la parte geológica de esta tesis.

Al Licenciado en Física y Sismólogo José Enrique Molina Cruz, jefe de la Unidad de Investigación y Servicios Geofísicos de INSIVUMEH; por su apoyo, colaboración y ayuda desinteresada.

Al Ingeniero Roberto Solís Hegel, por su decidida, oportuna y valiosa colaboración al compartir sus profundos conocimientos, con los cuales fue posible desarrollar la parte de aplicación a la Ingeniería Sismorresistente.

A Jorge Mario Izaguirre Rodríguez, compañero y amigo, por su importante aporte y colaboración a este trabajo de tesis, en la parte ilustrativa; mapas y figuras.

Al personal de la sección de Sismología de INSIVUMEH, en especial a Percy Mayol y Luis Arriola, quienes siempre me tendieron su mano amiga cuando necesité ayuda.

Al personal de la Unidad de Investigación y Servicios Hidrológicos de INSIVUMEH, por su compañerismo, apoyo y solidaridad.

Al Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología INSIVUMEH, por su respaldo, formación técnica y ayuda durante gran parte de mi carrera universitaria.

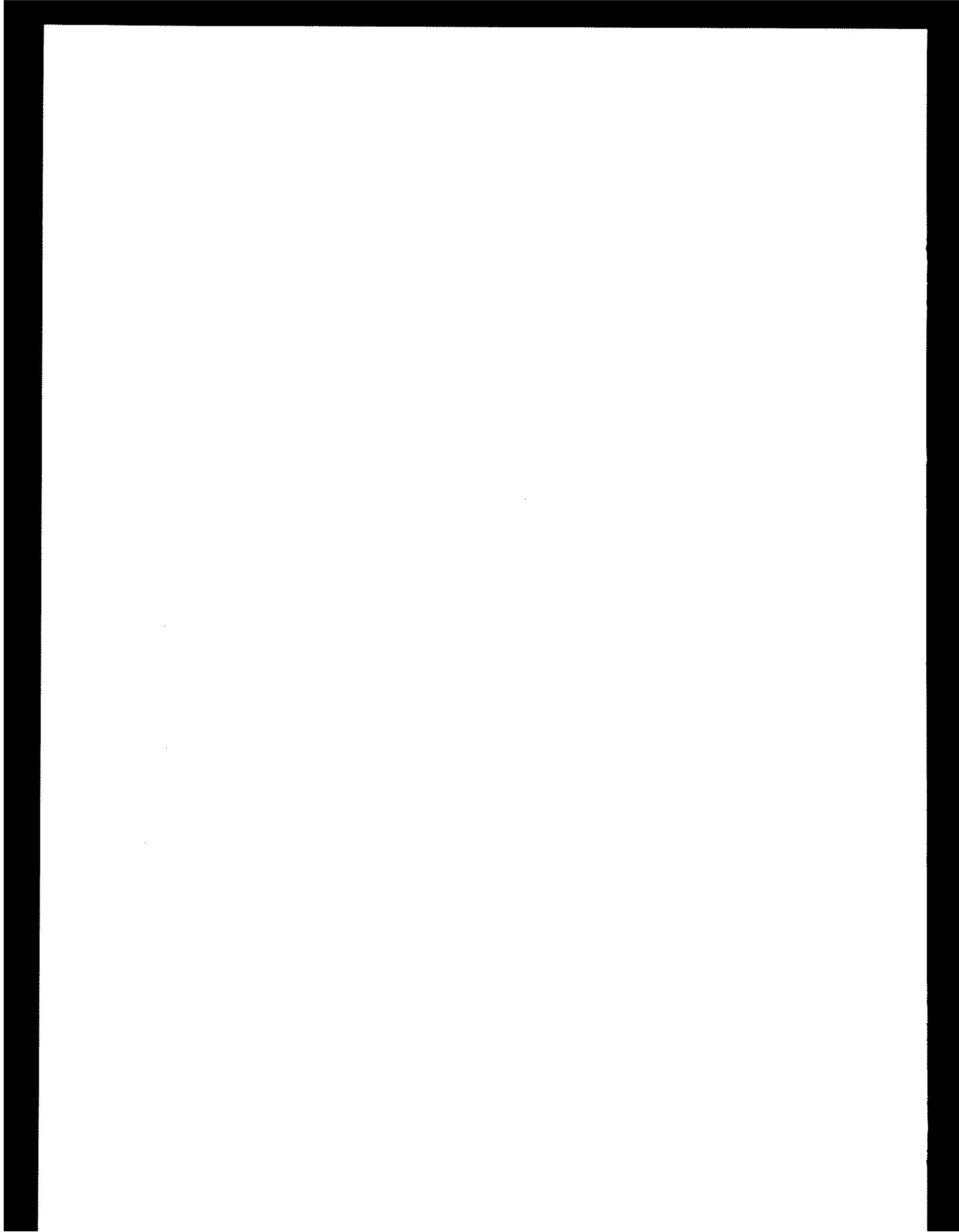
AGRADECIMIENTOS ESPECIALES

Al Ingeniero Oscar Mauricio Herrera Ramos, amigo apreciado y compañero solidario, por su incalculable y decisiva ayuda para la conclusión de este trabajo de tesis.

A mi querida esposa Vilma Ríos de Chavarría, por su paciencia, comprensión e incesante impulso para la culminación de esta carrera.

A mi querida hija Lucía Cristina Chavarría Ríos, por mostrarse siempre tan interesada en que yo terminara la carrera.

A todos aquellos parientes y amigos que de una forma u otra me apoyaron e impulsaron a finalizar la carrera.





ACTO QUE DEDICO A:

Mis Padres: Ing. Federico Guillermo Chavarría Escobar (Q. E. P. D)

Zoila Reyna Palacios Bell de Chavarría (Q. E. P. D)

Mis hermanos: Reyna del Rosario Chavarría Palacios.

Jorge Fernando Chavarría Palacios.

DE MANERA MUY ESPECIAL A:

Mi esposa: Vilma Esperanza Ríos Portillo de Chavarría.

Mi hija: Lucía Cristina Chavarría Ríos.

Y

A todos mis familiares y amigos.

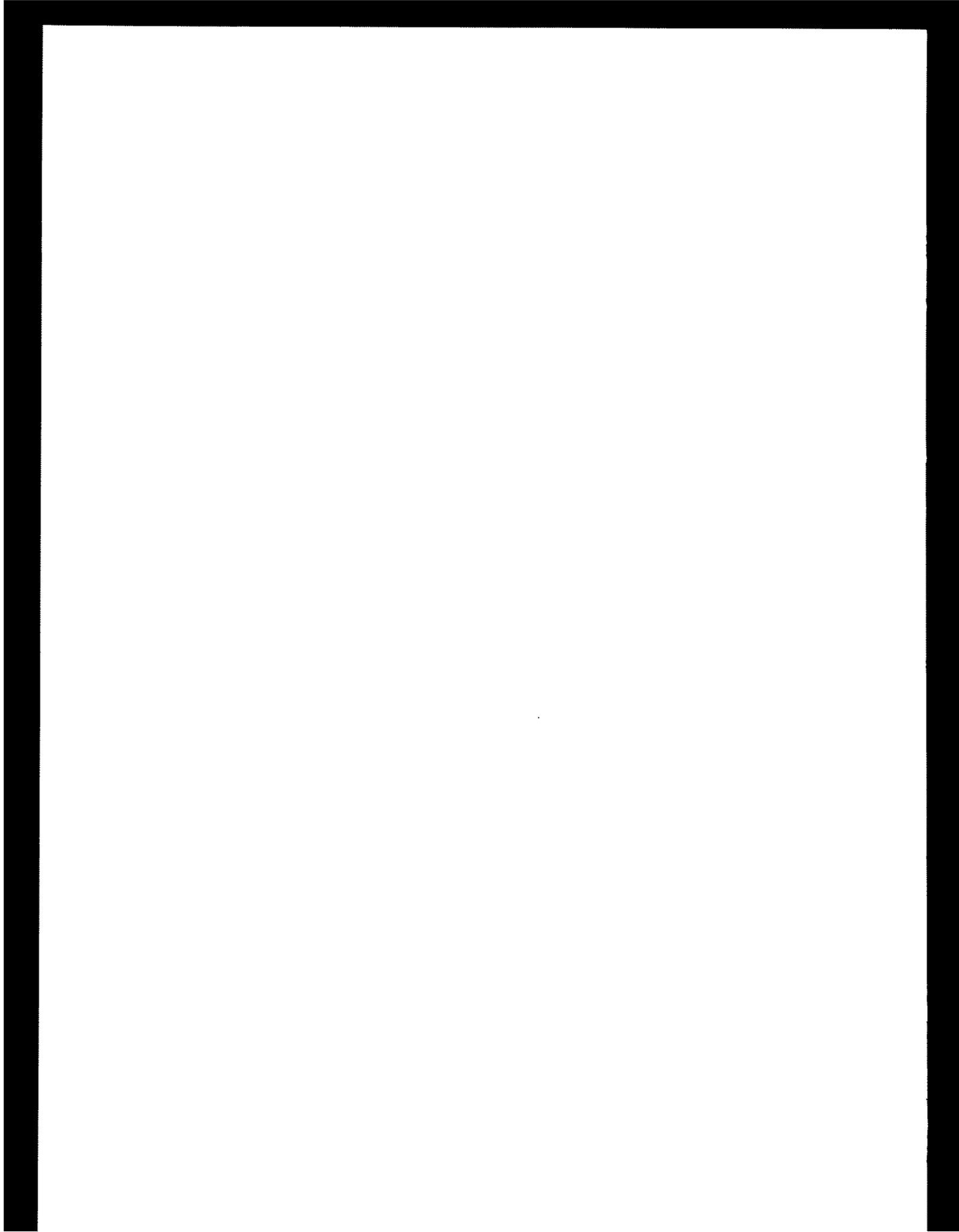


ÍNDICE GENERAL

	PÁGINA
LISTA DE ILUSTRACIONES.....	I
LISTA DE TABLAS.....	II
GLOSARIO.....	III-XII
INTRODUCCIÓN.....	XIII-XI
OBJETIVOS.....	XV
JUSTIFICACIÓN.....	XVI
1 CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA Y GEOLOGÍA.....	1
1.1 Placas tectónicas, fallas y generación de sismos.....	1
1.1.1 Generalidades.....	1
1.1.2 Estructura interna de la Tierra.....	4
1.1.3 Placas tectónicas.....	6
1.1.4 Fallas.....	11
1.1.4.1 Tipos de fallas.....	11
1.1.5 Generación de sismos.....	14
1.1.5.1 Teoría del rebote elástico.....	14
1.2 Movimiento del terreno y localización de sismos.....	14
1.2.1 Tipos de ondas sísmicas.....	15
1.2.1.1 Ondas internas o de cuerpo.....	15
1.2.1.2 Ondas de superficie.....	15
1.2.2 Propagación de las ondas.....	16
1.2.3 Epicentro e hipocentro.....	17
1.2.4 Localización de sismos.....	19
1.3 Los sismos y su clasificación.....	21
1.3.1 Clasificación de sismos según su origen.....	21
1.3.1.1 Sismos tectónicos.....	21
1.3.1.2 Sismos volcánicos.....	23
1.3.2 Clasificación de sismos según la profundidad del foco.....	23
1.3.3 Clasificación de sismos según distancia del epicentro al punto de observación.....	24
1.4 Magnitud, energía e intensidad sísmica.....	24
1.4.1 Magnitud.....	24
1.4.2 Energía sísmica.....	26
1.4.3 Intensidad.....	27
1.4.3.1 Escalas de intensidad.....	28
1.4.3.2 Otras escalas de intensidad.....	30
1.5 Provincias fisiográficas de la república de Guatemala.....	30
1.6 Fallas geológicas en Guatemala.....	33
2 METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA AMENAZA SÍSMICA (MEPAS).....	35
2.1 Amenaza, vulnerabilidad y riesgo sísmico.....	35
2.1.1 Definiciones.....	35
2.2 Análisis de la amenaza sísmica.....	36
2.3 Identificación de las fuentes sísmicas.....	37

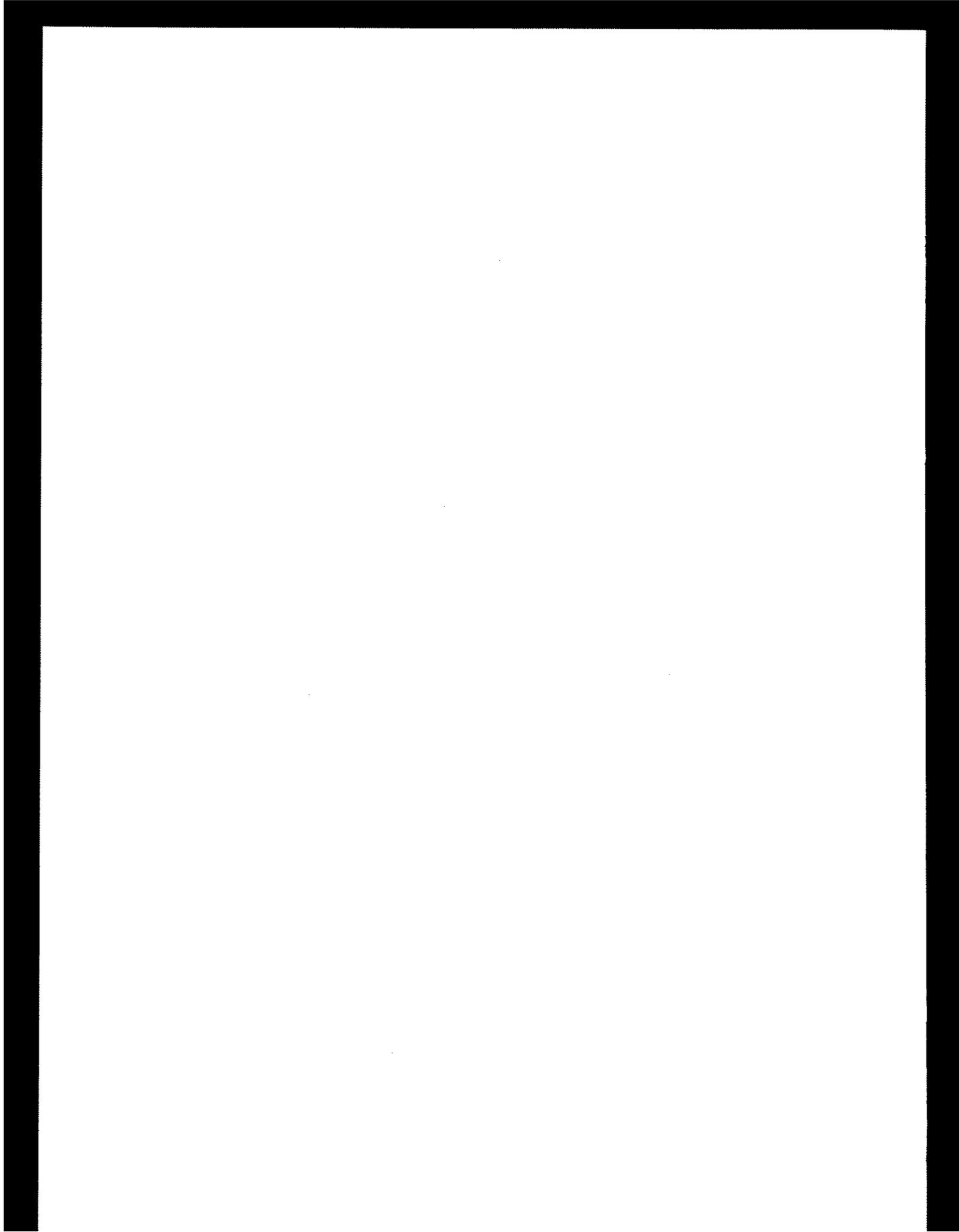
	PÁGINA
2.4 Determinación de la actividad sísmica de las fuentes.....	38
2.4.1 Determinación de modelos de recurrencia y ocurrencia temporal de los sismos.....	38
2.4.1.1 Modelo de recurrencia de los sismos.....	38
2.4.1.2 Modelos de ocurrencia.....	40
2.5 Establecimiento de una relación de atenuación.....	40
2.5.1 Relaciones de atenuación utilizadas en Guatemala.....	42
2.6 Integración de los efectos en el sitio de estudio.....	44
2.7 Modelos estadísticos para determinar la amenaza sísmica.....	46
2.8 Base de datos sísmicos.....	47
2.9 Programa "NPRISK" (método probabilístico).....	48
2.9.1 Estructura del programa NPRISK.....	49
2.9.2 Salida del programa NPRISK.....	50
2.9.3 Metodología del NPRISK.....	51
2.9.3.1 Fundamentación teórica.....	52
2.9.3.2 Formalismo del árbol lógico.....	53
3 ÁREA DE ESTUDIO.....	56
3.1 Descripción general del departamento de Santa Rosa.....	56
3.1.1 Vías de comunicación.....	57
3.1.2 Clima.....	57
3.1.3 Hidrografía.....	57
3.2 Geología del área.....	60
3.2.1 Generalidades.....	60
3.2.2 Litología general.....	62
3.2.2.1 Rocas volcánicas del Terciario.....	62
3.2.2.2 Rocas volcánicas del Cuaternario.....	62
3.2.3 Geología del departamento de Santa Rosa.....	63
3.2.3.1 Introducción.....	63
3.2.3.2 Descripción de la geología.....	63
3.2.3.3 Volcanes más importantes del departamento de Santa Rosa.....	70
3.3 Marco tectónico.....	71
3.3.1 Marco tectónico general.....	71
3.3.2 Geología estructural local.....	72
3.3.2.1 Diaclasas.....	73
3.3.2.2 Deslizamientos.....	73
3.4 Definición del área de influencia.....	73
3.5 Definición del área de estudio.....	74
4 EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	76
4.1 Importancia de la evaluación de la amenaza sísmica.....	76
4.2 Aplicación del MEPAS.....	76
4.2.1 Datos sismológicos y análisis.....	76
4.2.2 Identificación y delimitación de las fuentes sísmicas.....	77
4.2.2.1 Identificación de fuentes sísmicas.....	77
4.2.2.2 Delimitación de las fuentes sísmicas.....	77
4.2.2.3 Zonificación de áreas sísmicas.....	78
4.2.2.4 Fallas específicas.....	81

	PÁGINA
4.2.3 Determinación de la actividad sísmica de las fuentes.....	81
4.2.3.1 Modelo de recurrencia de los sismos.....	81
4.2.3.2 Modelo de ocurrencia.....	82
4.2.4 Establecimiento de una relación de atenuación.....	82
4.2.5 Integración de los efectos en el sitio de estudio.....	83
5 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS Y SU APLICACIÓN AL DISEÑO SISMORRESISTENTE.....	84
5.1 Graficación de mapas de isoaceleración con diferentes períodos de retorno para el departamento de Santa Rosa.....	84
5.2 Resultados del análisis probabilístico con el programa "NPRISK".....	84
5.3 Propuesta de aceleración de diseño.....	99
5.4 Aplicación al diseño sismorresistente.....	101
5.4.1 Métodos de análisis sísmico.....	109
5.4.1.1 Análisis de fuerzas estáticas equivalentes.....	109
5.4.1.2 Análisis dinámico.....	112
CONCLUSIONES.....	XVII
RECOMENDACIONES.....	XVIII
BIBLIOGRAFÍA.....	XIX



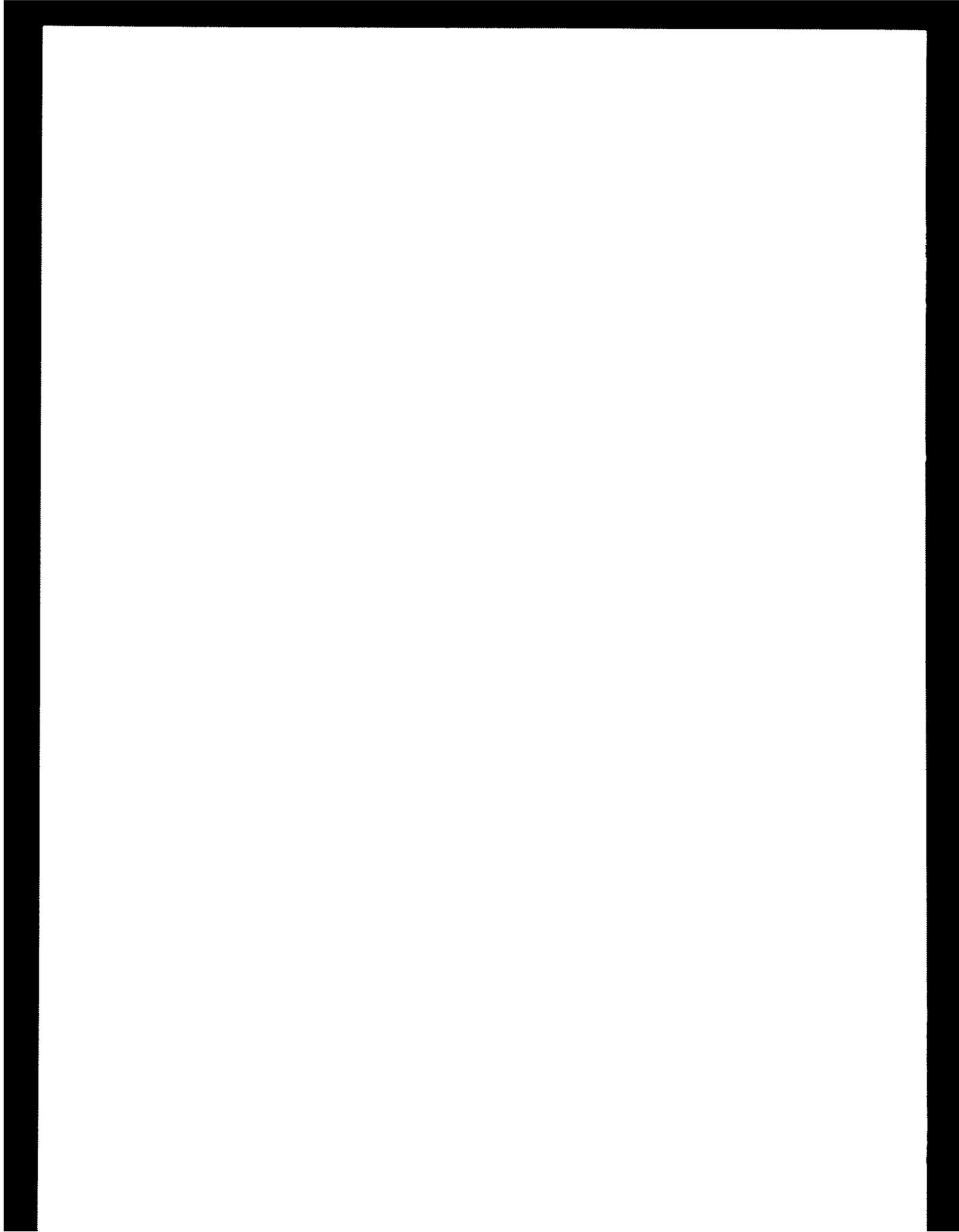
LISTA DE ILUSTRACIONES

FIGURA No.	NOMBRE	PÁGINA
1.1	MAPA DE LA SISMICIDAD DE LA TIERRA.....	3
1.2	ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA.....	5
1.3	DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LAS PLACAS TECTÓNICAS.....	8
1.4	MODELO DINÁMICO DE LA CORTEZA TERRESTRE.....	9
1.5	FORMACIÓN Y SUBDUCCIÓN DE LA LITÓSFERA.....	10
1.6	TIPOS DE FALLAS GEOLÓGICAS.....	13
1.7	HIPOCENTRO, PLANO DE FALLA Y PROPAGACIÓN DE ONDAS.....	18
1.8	DETERMINACIÓN DEL EPICENTRO DE UN SISMO.....	20
1.9	PROVINCIAS FISIÓGRAFICAS DE LA REPÚBLICA DE GUATEMALA.....	32
1.10	MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	34
2.1	ESQUEMA SIMPLIFICADO DE PASOS PARA EL CÁLCULO DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	45
2.2	ESTRUCTURA DEL ARCHIVO DE ENTRADA DEL NPRISK.....	49
2.3	PASOS QUE INVOLUCRA EL CÁLCULO DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	52
2.4	ESTRUCTURA DEL FORMALISMO DEL ÁRBOL LÓGICO.....	55
3.1	LOCALIZACIÓN Y COLINDANCIAS DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA.....	58
3.2	MUNICIPIOS DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA.....	59
3.3	MARCO TECTÓNICO DE GUATEMALA.....	61
3.4	LOCALIZACIÓN DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA.....	68
3.5	MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA...	69
3.6	ÁREA DE ESTUDIO.....	75
4.1	ZONIFICACIÓN SÍSMICA.....	80
5.1	MAPAS DE ISOACELERACIÓN CON DIFERENTES PERÍODOS DE RETORNO.....	85 – 89
5.2	GRÁFICA DE LOS RESULTADOS DEL ARCHIVO DE SALIDA DEL NPRISK.....	98
5.3	MAPA DE MACROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE GUATEMALA.	107
5.4	FUNCIONES DE AMPLIFICACIÓN DINÁMICA Y PERÍODOS NATURALES SEGÚN EL PERFIL DE SUELO.....	108



LISTA DE TABLAS

TABLA No.	NOMBRE	PÁGINA
1.1	CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS SUPERFICIALES DE ACUERDO A SU AMBIENTE EN LA PLACA TECTÓNICA.....	22
1.2	EQUIVALENCIA DE ENERGÍA SÍSMICA LIBERADA PARA DIFERENTES MAGNITUDES.....	27
1.3	ESCALA MODIFICADA DE INTENSIDADES DE MERCALLI (MM).....	29
3.1	MUNICIPIOS DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA Y SUS CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS Y DEMOGRÁFICAS.....	56
4.1	PARAMETRIZACIÓN DE RECURRENCIA DE LAS ZONAS SÍSMICAS.....	82
4.2	PARAMETRIZACIÓN DE RECURRENCIA DE LOS SISTEMAS DE FALLA.....	82
5.1	RESUMEN DE RESULTADOS DEL ARCHIVO DE SALIDA DEL PROGRAMA NPRISK.....	99
5.2	PROBABILIDAD DE NO-EXCEDENCIA EN UN PERÍODO DE 50 AÑOS.....	100
5.3	NIVEL DE PROTECCIÓN SÍSMICA.....	105
5.4	ÍNDICE DE SISMICIDAD Y ACELERACIÓN EFECTIVA SEGÚN ZONA.....	107



GLOSARIO

ACELERÓGRAFO

Instrumento sismográfico que registra la aceleración del terreno en función del tiempo.

ACELEROGRAMA

Es el registro obtenido de un acelerógrafo y sirve para calcular las aceleraciones instantáneas de la superficie terrestre.

AMENAZA

Peligro que combinado con la vulnerabilidad puede producir un desastre. Por su origen la amenaza se divide en: natural, tecnológica y antropológica.

AMENAZA NATURAL

Peligro producido por fenómenos naturales o procesos naturales. Se les puede dividir en geológicos, meteorológicos (atmosféricos) y biológicos. Ejemplos de éstos son: los terremotos, erupciones volcánicas, los deslizamientos de tierra, las inundaciones, los huracanes, tornados y las epidemias.

AMENAZA SÍSMICA

Cuantificación de las acciones sísmicas o de los fenómenos físicos asociados con un sismo que pueden producir efectos adversos al hombre y a sus actividades. Parámetro que cuantifica la ocurrencia de futuros eventos sísmicos y las acciones sísmicas asociadas. Es expresada en términos de probabilidad de excedencia de determinado valor, por ejemplo la intensidad o la aceleración, en un número de años dado.

ÁNGULO DE BUZAMIENTO

Ángulo de desviación respecto a la horizontal del plano de falla; el ángulo se mide en un plano perpendicular a la falla.

ÁREA EPICENTRAL

Región situada alrededor del epicentro que se caracteriza generalmente por ser la zona de mayor intensidad de la sacudida y de mayores daños causados por el sismo.

AREAL

Relativo a las áreas, superficies o zonas. Se usa en análisis de amenaza sísmica para definir fuentes sísmicas que pueden ser asociadas a una zona extensa o área (fuente areal).

ASTENÓSFERA

Es una parte del manto superior de la Tierra, la cual se caracteriza porque en ella las ondas sísmicas reducen considerablemente su velocidad, debido a que no es tan densa como la litósfera. Se encuentra aproximadamente entre los 50 y 240 Km de profundidad.

ATENUACIÓN

Disminución de la amplitud de las ondas sísmicas durante su transmisión a través del interior y por la superficie de la Tierra. Las leyes o curvas de atenuación describen la variación de la intensidad del movimiento del terreno en función de la magnitud y de la distancia a la fuente sísmica.

BRECHA SÍSMICA

Zona de una falla o de un segmento de borde entre placas litosféricas, de conocida sismicidad histórica e instrumental, en la cual se registra un período prolongado de calma o quietud sísmica en la cual se han acumulado progresivamente grandes cantidades de energía elástica de deformación y que, por lo tanto presenta una mayor probabilidad de ruptura y de ocurrencia de un nuevo evento sísmico.

DESASTRE

Representa el punto culminante en la crisis desatada por un proceso continuo de desajuste del ser humano, de sus formas de asentamiento, construcción, producción y convivencia, con el medio ambiente natural y construido que lo rodea.

ELASTICIDAD

Propiedad general de los cuerpos en virtud de la cual recobran su forma original, al cesar la fuerza que los altera.

ENERGÍA SÍSMICA

Parte de la energía elástica de deformación liberada durante el proceso de ruptura de la roca en una falla, que es irradiada en forma de ondas elásticas u ondas sísmicas; la mayor parte de la energía elástica acumulada es disipada en forma de calor.

ENJAMBRE SÍSMICO

Secuencia o serie de sismos pequeños (ninguno de los cuales puede ser identificado como principal) que ocurren en la misma región durante un tiempo corto, no siendo ninguno de ellos de magnitud significativa o sobresaliente respecto a los demás.

EPICENTRO

Punto sobre la superficie terrestre situado directamente sobre el foco o hipocentro del sismo. Es la proyección vertical del foco sobre la superficie terrestre.

ESTRATIGRAFÍA

Rama de la geología que trata sobre la formación, composición, secuencia y correlación de las rocas estratificadas como partes de la corteza terrestre.

EVENTO MÁXIMO POSIBLE

Evento sísmico más grande que puede ocurrir en un segmento de falla o región, cuya magnitud ha sido determinada con base en las condiciones tectónicas y geológicas y en las propiedades mecánicas de la corteza, que hacen que la ocurrencia de un evento de magnitud mayor no sea posible.

EVENTO MÁXIMO PROBABLE

Evento sísmico más grande que, en términos razonables, se espera pueda ocurrir en determinado segmento de falla o región. También se define como el evento que en un sitio dado pueda causar la sacudida más severa del terreno y cuya probabilidad de ocurrencia está basada en información geológica, tectónica y sismología conocida. A veces se define el evento máximo probable como el sismo que tiene un período de retorno de 100 años o un sismo que, mediante determinación probabilística de recurrencia, puede ocurrir durante la vida útil de una obra de ingeniería.

EVENTO SÍSMICO O SISMO

Evento físico causado por la liberación repentina de energía debido a una dislocación o desplazamiento en la corteza terrestre; parte de la energía es irradiada en todas direcciones en forma de ondas elásticas u ondas sísmicas. Es percibido en la superficie como una vibración del terreno y se le denomina temblor cuando no causa daños y terremoto cuando la sacudida es violenta y el evento es destructivo, causando daños severos o víctimas.

FALLA O FALLA GEOLÓGICA

Zona de fractura en el material de la corteza a lo largo de la cual dos bloques adyacentes han sufrido una dislocación o un desplazamiento relativo paralelo a la falla; el plano de falla puede ser vertical u oblicuo y la dislocación total puede ser de centímetros o de metros.

FLUJO DE TIERRA

Movimiento masivo caracterizado por el traslado cuesta abajo de materiales sueltos.

GEOMORFOLOGÍA

Rama de la fisiografía y de la geología que trata con los aspectos de la forma de la Tierra, la configuración general de su superficie y los cambios que toman lugar en la evolución del relieve terrestre.

HIPOCENTRO

También llamado foco sísmico; punto de la falla donde se origina la ruptura y en el que se genera el primer pulso de ondas longitudinales **P** registrado en las estaciones sismológicas. Se define mediante las coordenadas de longitud, latitud y la profundidad focal.

INTENSIDAD

Medida cualitativa o cuantitativa de la severidad de la sacudida del terreno producida por un sismo en determinado lugar. La acepción generalizada de intensidad es una medida subjetiva, no instrumental, de los efectos aparentes causados por el evento; para ello se emplean escalas, por ejemplo la escala de Mercalli Modificada, que asigna diferentes grados a la forma en que el temblor es sentido y según los daños a edificaciones y los cambios geológicos causados por el terremoto. Existen también medidas cuantitativas e instrumentales de la intensidad dadas por parámetros tales como la aceleración máxima del terreno (PGA), la velocidad o el desplazamiento del terreno. La intensidad es un parámetro que depende del sitio de observación y en general decrece en función de la distancia a la fuente sísmica o al epicentro.

LAVA

Magma o roca fundida que aflora a la superficie generalmente a través de un volcán, desde el interior de la Tierra y que al enfriarse se convierte en roca sólida, conocida como roca volcánica.

LICUEFACCIÓN

Transformación de suelos granulares saturados y poco consolidados, por ejemplo arenas, en una masa con propiedades de un líquido o fluido, debido a la vibración del terreno causada por un sismo.

LITÓSFERA

Es la parte de la Tierra compuesta por la corteza y una pequeña parte del manto superior, se encuentra ubicada directamente sobre la Astenósfera.

MAGMA

Mezcla líquida, sólida y gaseosa de silicatos, generada por la fusión de rocas que se encuentran en el interior de la Tierra entre los 20 a 300 Km de profundidad.

MAGNITUD

Medida cuantitativa del tamaño de un sismo en su fuente, relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. Es un parámetro independiente del sitio de observación y se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas en un sismograma. Las medidas más usuales son: la magnitud Richter **M** o magnitud local **ML**, magnitud de ondas de cuerpo (**Mb**), magnitud de ondas de superficie (**Ms**) y magnitud momento (**Mw**).

MAREMOTO

Conocido también con el término japonés **Tsunami**; ola marina u ola de marea de gran longitud de onda producida por el desplazamiento vertical del fondo oceánico durante un terremoto; cerca de las costas puede alcanzar gran altura y causar destrucción. Los maremotos también pueden ser originados por avalanchas submarinas y explosiones volcánicas.

MERCALLI MODIFICADA

Escala de intensidad sísmica que abarca del **grado I** al **grado XII**, y sirve para designar la **Intensidad** de un sismo en un sitio dado. La intensidad se asigna de forma subjetiva, según el sismo sea percibido por las personas.

MESÓSFERA

Se le denomina así, a la parte interna de la Tierra, que va desde la Astenósfera, alrededor de los 240 Km de profundidad, hasta el Núcleo.

MICROSISMOS

Ondas sísmicas muy débiles registradas casi en forma constante, sólo por aparatos muy sensibles de Sismología.

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

Extensión del proceso de zonificación o regionalización sísmica que, al evaluar la amenaza y riesgo sísmico, considera para cada sitio las condiciones locales de suelo, la topografía y las singularidades geológicas y sismológicas, incluyendo los efectos de amplificación del movimiento del terreno, así como la inestabilidad de taludes, el fenómeno de licuefacción y otros efectos con el objeto de establecer microzonas sísmicas. Se puede definir también como el proceso de identificar características geológicas, geotectónicas y topográficas de una región, incorporándolas en los mapas de planeamiento urbano, uso de la tierra y diseño de obras con el objeto de identificar el riesgo o la amenaza sísmica.

MITIGACIÓN DE DESASTRES

Acciones y medidas que buscan reducir la vulnerabilidad de la población frente a determinada amenaza.

MOHO (Discontinuidad de Mohorovicic)

Frontera entre la corteza terrestre y el manto superior, indicada por un rápido incremento en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

MOMENTO SÍSMICO

Parámetro que sirve, al igual que la magnitud, para designar el tamaño de un sismo; es el producto de la rigidez de la roca, el desplazamiento promedio producido en la falla y el área de ruptura.

MOVIMIENTO FUERTE DEL TERRENO

Sacudida violenta del terreno cerca de la fuente o del área epicentral, con amplitudes grandes de las ondas sísmicas.

NÚCLEO

Parte central de la Tierra que se inicia a 2,900 Km de profundidad; se supone constituido por hierro y níquel, en estado líquido en la parte exterior y sólida en la parte central.

ONDAS DE SUPERFICIE O SUPERFICIALES

Ondas sísmicas que se propagan por la superficie de la Tierra; hay dos tipos de onda de superficie: ondas Love o "L" y ondas Rayleigh o "R"; la velocidad de propagación es menor a la de las ondas de cuerpo.

ONDAS INTERNAS O DE CUERPO

Ondas sísmicas que se propagan a través del interior de la Tierra; existen dos tipos de ondas de cuerpo: ondas P o longitudinales y ondas S o transversales; su velocidad de propagación es mayor que la de las ondas de superficie.

ONDAS LOVE O "L"

Ondas sísmicas que se propagan por la superficie terrestre; produciendo esfuerzos de cizalla y movimiento horizontal, transversal a la dirección de propagación.

ONDAS "P"

Ondas sísmicas internas o de cuerpo, llamadas también primarias, longitudinales o de compresión; consisten de ondas elásticas que comprimen y dilatan el medio sólido en la dirección de propagación; son las ondas sísmicas que se propagan a mayor velocidad.

ONDAS RAYLEIGH O "R"

Ondas sísmicas que se propagan por la superficie terrestre y cuyo movimiento elíptico está contenido en un plano vertical orientado en la dirección de propagación.

ONDAS "S"

Ondas sísmicas internas o de cuerpo, llamadas también secundarias, transversales o de cizalla; consisten de ondas elásticas que producen en el medio esfuerzos de cizalla y cuyo movimiento es transversal a la dirección de propagación; no se pueden propagar en un medio líquido y su velocidad de propagación es menor que la de las ondas P.

ONDAS SÍSMICAS

Ondas elásticas generadas por un sismo que se propagan a partir del foco en todas direcciones. Vibración de la roca o partículas de terreno causada por un sismo.

PANGEA

Supercontinente universal; según la teoría de la tectónica de placas, hace doscientos millones de años todos los continentes estuvieron unidos y formaron una sola masa continental llamada Pangea.

PERÍODO DE RECURRENCIA

Intervalo entre dos sismos o eventos cíclicos de ruptura con ciertas características dadas, por ejemplo $M > 7$. Tiempo en años que transcurre entre dos eventos mayores consecutivos en determinada región tectónica o segmento de falla.

PERÍODO DE RECURRENCIA PROMEDIO

Tiempo promedio entre la ocurrencia de eventos sísmicos en una falla o una región tectónica dadas.

PLACA TECTÓNICA O LITOSFÉRICA

Segmento relativamente grande y rígido de la litósfera, que incluye la corteza y la parte superior del manto, que se desplaza sobre la astenósfera, moviéndose con relación a otras placas adyacentes como consecuencia de la extensión del suelo oceánico. La superficie de la Tierra está dividida en unas 17 placas mayores.

PREVENCIÓN DE DESASTRES

Conjunto de medidas cuyo objetivo es evitar la amenaza al menos en las zonas de más peligro.

PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA

Probabilidad de que determinado valor de aceleración o intensidad del movimiento del terreno, o que ciertos efectos o consecuencias económicas producidas por un sismo, sean excedidos durante un período de exposición dado.

PROBABILIDAD DE OCURRENCIA

Probabilidad de que un evento ocurra durante un intervalo de tiempo dado.

PROFUNDIDAD FOCAL

Profundidad del foco o hipocentro del sismo bajo la superficie terrestre.

RECURRENCIA

Ver período de recurrencia.

REGIÓN ASÍSMICA

Región de la Tierra tectónicamente estable, que está exenta de sismos.

REGIÓN SÍSMICA

Región de la Tierra tectónicamente inestable, caracterizada por la ocurrencia frecuente de sismos.

RÉPLICAS

Secuencia de sismos menores que ocurren después del evento principal, o sea el mayor sismo de la serie, y que se concentran en una zona que coincide generalmente con el área de ruptura y de liberación de energía, o sea, el área donde se generó el evento principal.

RIESGO SÍSMICO

Probabilidad de que en determinado sitio y durante un tiempo de exposición dado, las consecuencias económicas y sociales producidas por un evento sísmico excedan valores prefijados, por ejemplo víctimas, cuantía de daños, pérdidas económicas, etc. Se define también como la amenaza sísmica relativa o comparativa de un sitio a otro.

SISMO

Ver evento sísmico.

SISMÓGRAFO

Es un instrumento que se utiliza para graficar las ondas sísmicas, provenientes de los sismómetros, ubicados en un punto determinado.

SISMOGRAMA

Se llama así al registro graficado por un sismógrafo y es la representación del arribo de las ondas sísmicas de un evento, al punto donde se ubica la estación.

SISMÓMETRO

Es el aparato electrónico o mecánico que detecta, amplifica, filtra y registra los movimientos del terreno durante un sismo, en determinada dirección y ubicación.

SISMO ARISTA

Sismos generados en zonas divergentes, donde se genera nueva corteza oceánica, o sea en zonas distensivas.

SISMO INTERPLACA

Sismo generado en los bordes o límites entre placas litosféricas.

SISMO INTRAPLACA

Sismo generado en zonas alejadas de los bordes o límites conocidos entre placas litosféricas o generado en fallas geológicas locales.

SISMOS PRECURSORES

Secuencia de sismos menores que a veces preceden a un evento mayor y que ocurren en zona cercana al foco del mismo.

SISMO TECTÓNICO

Sismo causado por procesos tectónicos y por la ruptura de la roca en segmentos de falla o en los bordes de las placas litosféricas.

SISMO VOLCÁNICO

Sismo producido por actividad volcánica.

SISMOLOGÍA

Rama de la ciencia que estudia los sismos, las fuentes sísmicas y la propagación de las ondas sísmicas a través del medio sólido o líquido de la Tierra.

TECTONISMO

Procesos de deformación de la parte exterior de la Tierra, incluida la corteza, debidos a corrientes de convección y a fuerzas que se generan en el interior de la Tierra.

TEMBLOR

Evento sísmico percibido en la superficie como una vibración o sacudida del terreno, sin causar daño o destrucción.

TERREMOTO

Evento sísmico destructivo que causa daños severos y víctimas.

TSUNAMI

Término japonés de uso generalizado para designar un maremoto. (Ver maremoto)

VULNERABILIDAD

Grado de daño o pérdida a que está sujeta determinada obra o elemento a causa de un sismo de una magnitud e intensidad dada, expresada generalmente en una escala que varía de 0 (ningún daño) a 10 (colapso y pérdida total).

ZONA DE BENIOFF O ZONA DE WADATI-BENIOFF

Zona estrecha de la litósfera definida por la distribución en profundidad de los focos sísmicos, llamada así por los científicos que la definieron; es de varios kilómetros de espesor e indica la zona de subducción en la cual una placa litosférica, generalmente la placa oceánica, se sumerge bajo la corteza continental.

ZONA DE SUBDUCCIÓN

Segmento de placa oceánica que desciende y se sumerge bajo una placa continental u oceánica a lo largo de la fosa marina; en ella se sitúan generalmente los focos de sismos que definen la zona de Wadati-Benioff o zona de Benioff.

ZONA SÍSMICA

Área geográfica delimitada dentro de una región sísmica, en la cual la amenaza y el riesgo sísmico son similares y los requerimientos para el diseño sismorresistente son iguales.

ZONA SISMOTECTÓNICA

Zona o región en que se ha podido determinar e identificar los procesos que causan los sismos. Estas zonas son generalmente zonas de fallamiento geológico.

ZONIFICACIÓN SÍSMICA

Proceso de determinación del grado de la amenaza o el riesgo sísmico, en varios sitios comprendidos dentro de una región o país con el propósito de delimitar zonas sísmicas, sujetas a un grado similar de riesgo o amenaza.

INTRODUCCIÓN

Los terremotos son la expresión de la continua evolución del planeta Tierra y su superficie. Los terremotos son los más mortales de los desastres naturales que afectan el entorno humano. En efecto, terremotos catastróficos que han marcado toda la historia humana, llegan a ser responsables del 60% de las víctimas asociadas con desastres naturales a escala mundial. El número de muertos debido a terremotos en este siglo, se estima en 1.4 millones, de los cuales 1 millón fueron muertos por el colapso de edificios y cerca del 60% de estos edificios, fueron casas de mampostería.

A corto y mediano plazo, la predicción de terremotos muy probablemente pueda llegar a reducir significativamente las víctimas mortales causadas por sismos, sin embargo, los efectos en el entorno humano, tales como el colapso de edificaciones e infraestructura, daños al aparato productivo y económico y a los grandes asentamientos humanos, puede ser reducida únicamente con políticas de prevención a largo plazo en áreas propensas a este tipo de desastre natural. El daño económico infringido a causa de desastres naturales, pero principalmente por terremotos, se incrementa con el tiempo. Los efectos a largo plazo en términos económicos, de un evento sísmico catastrófico, tales como el restablecimiento del aparato productivo, los reasentamientos humanos en áreas más seguras y la reconstrucción con técnicas y normas más seguras, son aspectos que pueden tardar décadas en ser solucionados y absorben una parte considerable del presupuesto nacional de los países afectados.

El establecimiento de la amenaza sísmica, es el primer eslabón en la cadena de la prevención y el primer paso en la evaluación del riesgo sísmico, obtenido a través de la integración de la amenaza. El establecimiento de la amenaza sísmica está aceptado por la mayoría de las naciones del mundo, como el paso preliminar tendiente a la adopción de códigos de construcción antisísmica.

El presente trabajo de tesis pretende de manera general, presentar conceptos básicos de los procesos tectónicos que llevan a la generación de sismos y de la geología específica del departamento de Santa Rosa, pero haciendo énfasis en los pasos para el análisis de la evaluación probabilística de la amenaza sísmica en forma global y en forma particular para aquel departamento.

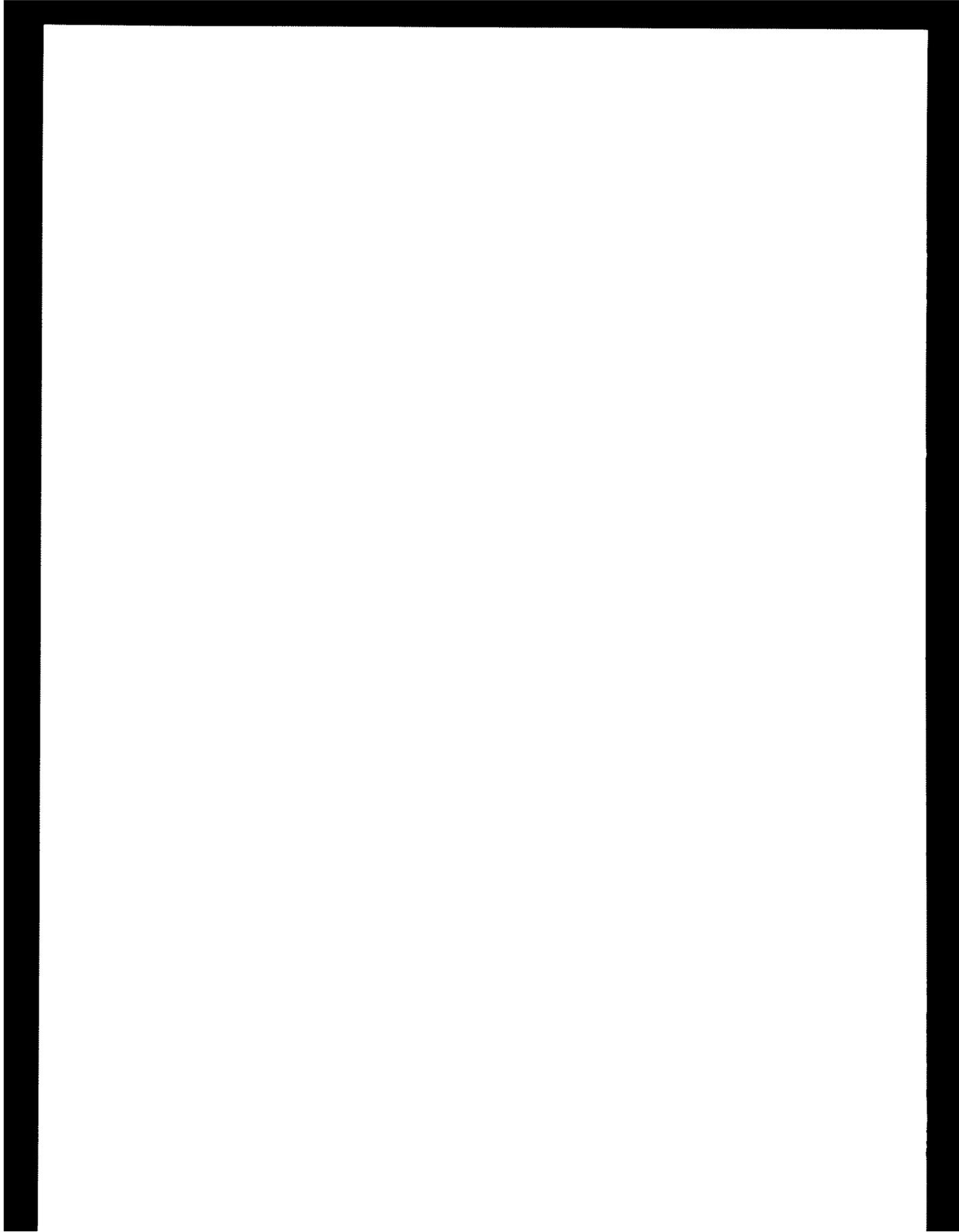
Se ha tomado especial atención en el procedimiento y pasos necesarios para la evaluación probabilística de la amenaza sísmica con ayuda del programa de computación (Software) noruego "NPRISK", desarrollado por NORSAR, capaz de analizar y calcular una cantidad y variedad inmensa de datos, tomando en cuenta geología, sismicidad, fuentes areales y fuentes puntuales, lo que le permite integrar todas las causas generadoras de sismos y así obtener un resultado más acertado en la evaluación de la amenaza sísmica, esta característica tiene gran importancia para países como Guatemala, que no cuentan con largos registros estadísticos ni instrumentales de sismos, esta triste situación dificulta evaluar la amenaza en términos determinísticos, de aquí la importancia del método probabilístico, el cual no necesita tal cantidad de datos para poder formular la amenaza sísmica en términos de probabilidad claro está, pero que son de gran utilidad para el diseño estructural antisísmico y para el mejoramiento de los métodos de construcción, cimentaciones y uso de nuevos materiales más livianos y resistentes.

Se estableció la amenaza en función de la aceleración máxima probable, con diferentes períodos de retorno en toda la extensión territorial del departamento de Santa Rosa, con curvas de isoaceleración, lo cual conduce a darse una buena idea de la situación sísmica de aquel departamento y de los factores sísmicos que más influyen y amenazan aquella región.

Por último se hace una aplicación práctica de los resultados obtenidos de la evaluación probabilística de la amenaza sísmica como lo es la obtención de una aceleración de diseño antisísmico para el departamento de Santa Rosa y la manera de cómo utilizarla y relacionarla con el diseño estructural y sismorresistente, de acuerdo con las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, propuestas y publicadas por la Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica (AGIES). Todo esto con la idea que sirva de incentivo para hacer estudios más completos y profundos de este tipo, en el resto del territorio guatemalteco, tan necesarios para saber qué medidas de mitigación se deben tomar, al punto de poder establecer el riesgo sísmico en cada región del país al nivel de microzonificación. Luego se dan algunas conclusiones y recomendaciones, que sobre la base del criterio adquirido en el presente trabajo de tesis, deberían tomarse en cuenta para mejorar la condición tan vulnerable y desventajosa desde todo punto de vista, en que se encuentra nuestro país ante las catástrofes provocadas por los terremotos.

OBJETIVOS

- a) Determinar el grado de amenaza sísmica en el departamento de Santa Rosa, en términos de probabilidad.
- b) Proponer una aceleración para el diseño sismorresistente en la región que ocupa el departamento de Santa Rosa.
- c) Proporcionar una fuente bibliográfica, para profesionales, estudiantes y personas en general interesadas en el tema.
- d) Destacar la importancia de tener estudios confiables de amenaza sísmica para la reducción de los efectos causados por terremotos.
- e) Dar a conocer en forma general la geología y situación sísmica en el departamento de Santa Rosa.
- f) Mostrar cómo se realiza la secuencia de pasos que llevan al cálculo de la amenaza sísmica en términos de probabilidad.
- g) Enseñar en forma general e informativa cómo se relaciona la Sismología con la Ingeniería Sísmica y Estructural.



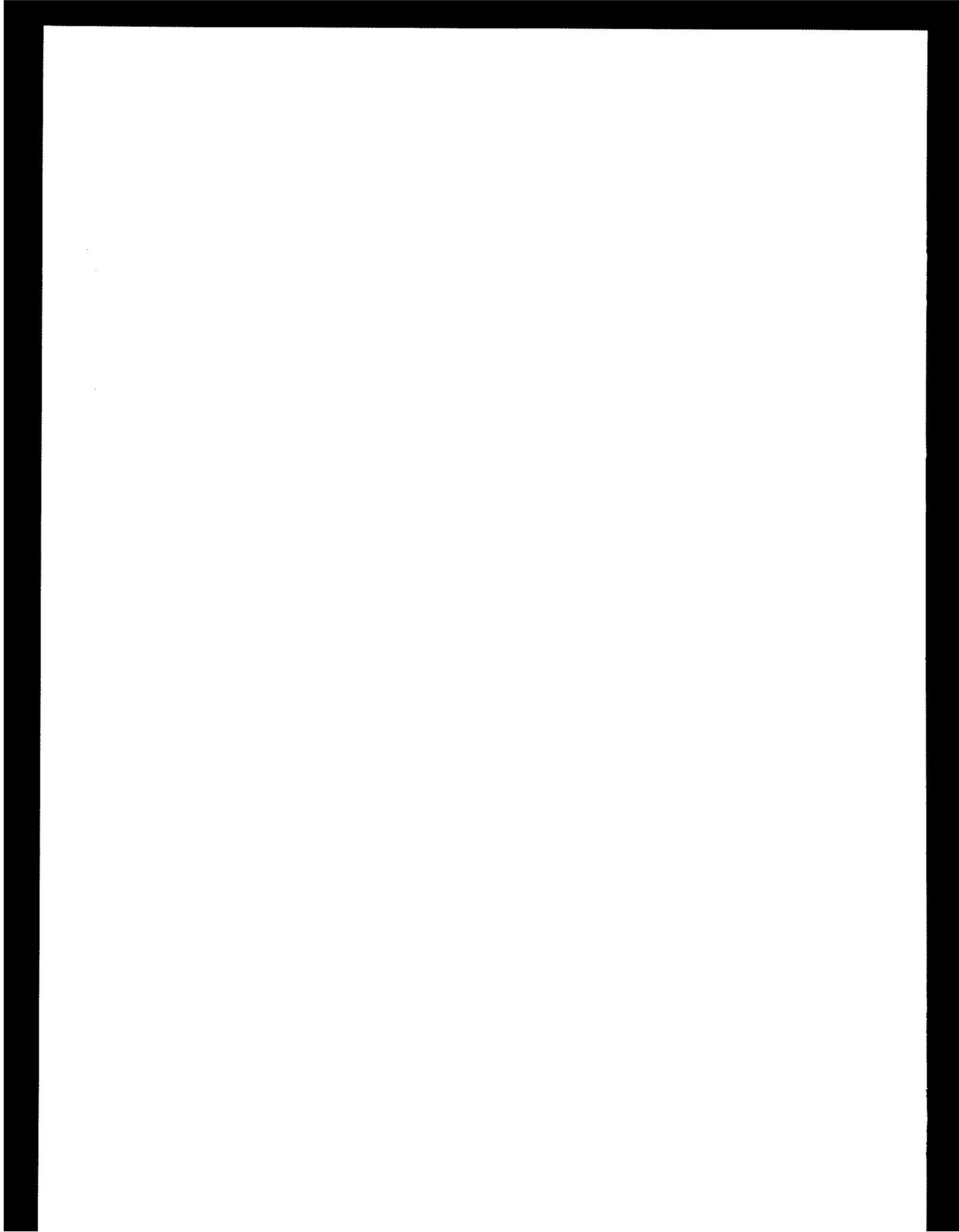
JUSTIFICACIÓN

Las Naciones Unidas, reconociendo los desastres naturales como una de las mayores amenazas a la vida humana y su desarrollo, designó el período 1,990-2,000 como la década internacional para la reducción de desastres naturales (International Decade for Natural Disaster Reduction / **IDNDR**), las metas de la década son incrementar el conocimiento mundial, promoviendo la prevención y reducción de los riesgos de desastres naturales, a través de la total aplicación de la ciencia y tecnología moderna.

La adversidad de los efectos de un terremoto afecta gran parte de la Tierra y la vulnerabilidad a este tipo de desastres se incrementa cada día a causa de la urbanización y el desarrollo, que ocupa cada vez más, grandes áreas propensas a los efectos de los terremotos. Con el objeto de minimizar la pérdida de vidas humanas, daños a la propiedad, mermas económicas y sociales causadas por terremotos, es esencial que estimaciones confiables de amenaza sísmica, estén disponibles para ingenieros y gente que toma decisiones en la planificación o mejoramiento del uso de la tierra, el diseño estructural y en la construcción de edificaciones e infraestructura civil.

El colapso de grandes obras de ingeniería, así como la destrucción parcial o total de ciudades en muchas partes del mundo, con un alto costo en vidas humanas y pérdidas materiales millonarias debido a movimientos sísmicos, es un hecho ineludible que amenaza constantemente la vida y el desarrollo humano.

Esto pone de manifiesto la urgente necesidad de conocer más el origen de estos fenómenos naturales que han azotado a la humanidad durante toda su existencia. Todo esto hace evidente la idea de que no es suficiente el diseño cuidadoso de las estructuras en sí mismas para lograr una buena garantía de su seguridad, por lo que es de suma importancia tener la visión clara de que el proyecto de una estructura debe ir precedido de un estudio cuidadoso de su entorno y más esencialmente, de los materiales y la situación sísmica del área o sitio sobre los cuales ha de asentarse la estructura, tales consideraciones deberían ser de primer orden en países altamente sísmicos y con densidades de población urbana considerables como lo es Guatemala.



CAPÍTULO I

CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA Y GEOLOGÍA

1.1 PLACAS TECTÓNICAS, FALLAS Y GENERACIÓN DE SISMOS

1.1.1 GENERALIDADES

Desde hace mucho tiempo se ha tratado de explicar el origen de los movimientos de tierra a través de diferentes teorías, pero no es si no hasta finales del siglo pasado e inicios del presente, cuando se establecieron estaciones sismológicas en varios países del mundo, que comienzan a surgir teorías satisfactorias en relación con los sismos.

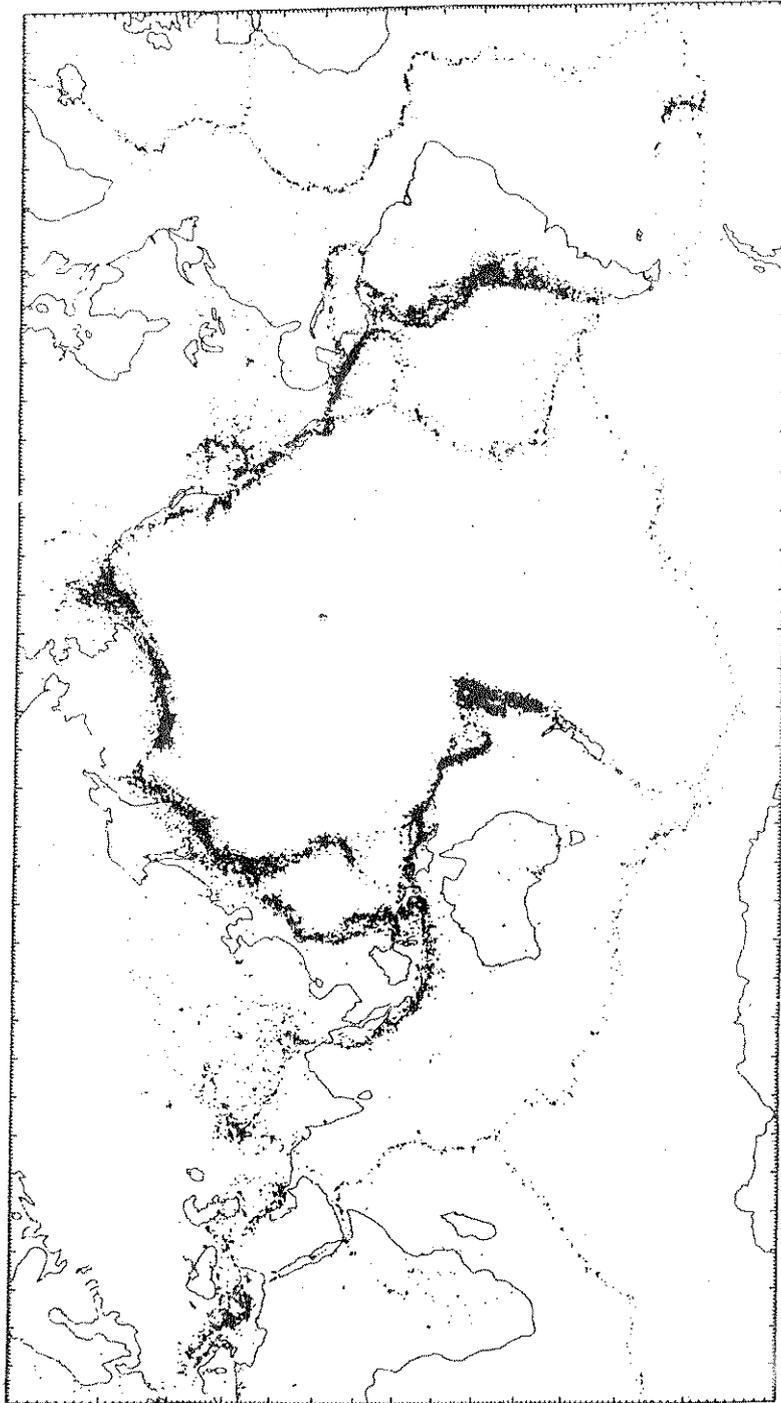
En 1,912 el científico alemán Alfred Wegener, dio a conocer su teoría "LA DERIVA DE LOS CONTINENTES" (Continental Drift), en la cual argumentaba que los continentes se desplazan como gigantescos bloques de corteza sobre un manto líquido. Dicha teoría se basó en rasgos de gran parecido entre ambos lados del océano Atlántico, tales como fósiles, rocas, estructura geológica y magnetismo. Pero sobre todo la extraordinaria similitud entre la costa occidental de África y la costa oriental de América del sur que encajan casi perfectamente como un rompecabezas. Para Alfred Wegener estos hechos demostraban que África y Sudamérica estuvieron unidos.

Según la teoría de Wegener, hace 200 millones de años, existía un único continente al cual llamó PANGEA (Todas las Tierras). Por alguna razón este continente empezó a fracturarse y separarse en fragmentos al comienzo del mesozóico (edad de los reptiles), hasta conformar la situación actual de los continentes y océanos.

La teoría de "LA DERIVA DE LOS CONTINENTES" fue desechada por mucho tiempo y tan solo se tomaba como una teoría curiosa. Sin embargo los conocimientos aportados por la investigación científica durante las últimas décadas en las ramas de Sismología, Geofísica, Geología y Oceanografía, han llegado a confirmar las ideas básicas de Wegener, quien con su argumentación dio lugar a la nueva teoría de "LA TECTÓNICA DE PLACAS", aceptada hoy en día por todo el mundo.

Con la aparición de aparatos capaces de registrar ondas sísmicas (sismógrafos) a principios del presente siglo, se pudo determinar en forma más o menos precisa la localización de focos sísmicos y sus profundidades, aunque éstos fueran lejanos. Poco a poco se pudo dibujar un mapa con la distribución mundial de los sismos. Los investigadores al elaborar un mapa de los focos de los sismos registrados durante algún tiempo, pudieron darse cuenta, que éstos se concentran siempre a lo largo de franjas angostas, indicando con esto, zonas de gran sismicidad. Estas franjas a su vez limitan o separan grandes regiones oceánicas y continentales que no presentan focos y por lo tanto una actividad sísmica mínima o nula. La distribución de los focos como se muestra en la figura 1.1, insinúa la división de la superficie terrestre en una serie de bloques o placas.

Así mismo, se estableció que los focos sísmicos se localizan también en el centro de los grandes océanos, en el Atlántico, Pacífico e Índico, donde mediante investigaciones recientes se ha descubierto la existencia de enormes cordilleras submarinas. De esta manera se comprobó que la sismicidad a escala mundial está restringida a estrechas franjas bien definidas y lejos de éstas la sismicidad es casi nula, ejemplo de esto son: el centro de África, este de Sudamérica, el centro y norte de Canadá, Escandinavia y grandes regiones de Australia donde casi nunca hay temblores, por lo tanto pueden considerarse como zonas tectónicamente estables.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

MAPA DE LA SISMICIDAD DE LA TIERRA

FIGURA
No.

1.1

1.1.2 ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

La Tierra de un diámetro de 12,740 Km, está constituida, por tres capas concéntricas principales que son las siguientes.

- a) El núcleo (interno y externo)
- b) El manto (interno y externo)
- c) La corteza

El centro del planeta lo constituye el núcleo interno, sólido y muy denso con un radio de aproximadamente 1,400 Km. El núcleo externo, se supone compuesto principalmente por metales de hierro y níquel fundidos; esta capa exterior al núcleo, se encuentra en estado líquido debido a las altas temperaturas y presiones, se supone de un espesor de 2,100 Km. Ver figura No. 1.2.

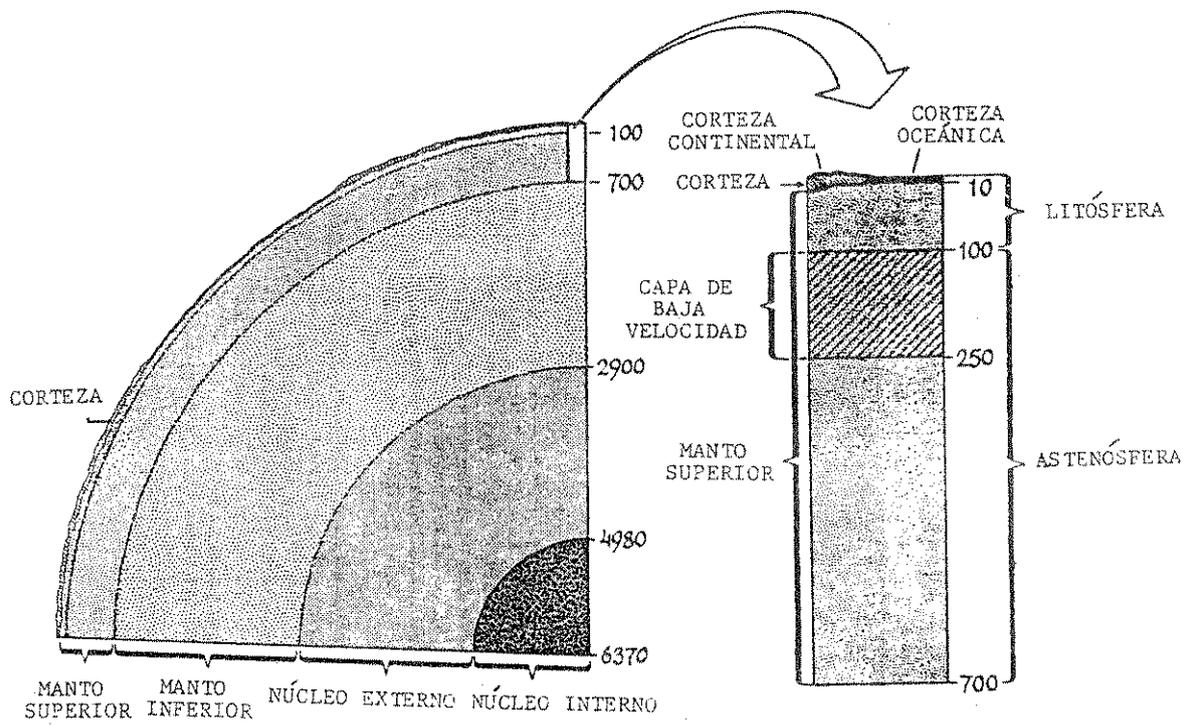
El manto es una masa sólida de rocas de composición variable con un espesor de 2,900 Km, esta capa se acerca aproximadamente a 40 Km de la superficie terrestre. La parte superior del manto, comprendida entre los 100 y 250 Km de profundidad, es conocida como Astenósfera la cual se caracteriza por una baja velocidad de propagación de ondas sísmicas, la Astenósfera se supone débil, parcialmente fundida y es capaz de deformarse y fluir plásticamente.

La corteza, o capa exterior del planeta, es muy delgada con relación al radio de la Tierra, comparable con el espesor de la cáscara de un huevo. La corteza es rígida y está constituida por rocas de basalto y granito de gran dureza y resistencia. El espesor y las características de la corteza difieren en los océanos y en los continentes. En los océanos la corteza está constituida por rocas de composición basáltica y es más densa y pesada que en los continentes, pero más delgada; el espesor varía entre 5 y 10 Km, pudiendo alcanzar el espesor en algunos lugares, valores máximos de 13 Km. En los continentes la corteza es más liviana que en el fondo oceánico y está constituida por rocas de composición granítica sobre una base de basalto, la corteza continental tiene un espesor promedio de 35 Km, pudiendo alcanzar valores de 75 Km bajo las cadenas montañosas.

La división entre la corteza y el manto viene dada por una superficie, donde se producen cambios de velocidad en la propagación de las ondas sísmicas, conocida como discontinuidad de MOHOROVICIC o MOHO, llamada así por el sismólogo yugoslavo que la descubrió. El MOHO se encuentra a una profundidad promedio de 35 Km y es la zona de transición entre las rocas cristalinas de la corteza y las rocas más densas, no cristalizadas del manto superior de la Tierra.

La corteza, aun siendo rígida es deformada, plegada y fracturada por fuerzas que tienen su origen en corrientes de convección térmica que se generan en el manto, fuerzas que han contribuido a configurar la superficie terrestre.

Los movimientos, desplazamientos y deformaciones que se producen en la corteza están ligados a la estructura mecánica de la Litósfera que es la envolvente externa y rígida del planeta. La Litósfera está compuesta por la corteza propiamente y la parte exterior del manto superior que se considera sólido y rígido, tiene un espesor aproximado de 100 Km y descansa sobre la Astenósfera. Según la teoría de la tectónica de placas, la Litósfera está dividida en placas litosféricas que incluyen la corteza y se mueven lateralmente sobre la Astenósfera.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

1.2

1.1.3 PLACAS TECTÓNICAS

Según la teoría de la tectónica de placas, la Litósfera está dividida, a manera de rompecabezas, en unas 17 placas principales que se desplazan lateralmente unas respecto de otras, impulsadas por corrientes de convección térmica que se generan en el manto. Ver figura 1.3.

Mediante investigaciones, los científicos descubrieron un gigantesco sistema montañoso que se extiende y ramifica, a manera de una inmensa costura, a través de todos los océanos, formando una cordillera oceánica continua de 40,000 Km de longitud. Las corrientes convectivas en el manto conducen material basáltico fundido, llamado MAGMA, desde el interior de la Tierra y lo fuerzan hacia la superficie a través y a lo largo del eje de la cordillera oceánica. Ver figura 1.4.

El material incandescente que asciende desde el manto, aflora a la superficie en la cima de la cordillera a través de la depresión central, llamada RIFT que se asemeja a una gigantesca fisura en la corteza terrestre. El material magmático se extiende sobre el fondo oceánico donde se enfría y solidifica, empujando a su vez a la corteza hacia ambos lados, a razón de varios centímetros por año (figura 1.4). Es así, como en el fondo de los océanos donde se encuentran estas cordilleras llamadas también DORSALES OCEÁNICAS, la corteza terrestre crece mediante el aporte de material magmático desde el manto superior. Las depresiones centrales en la cima de las cordilleras centro oceánicas, son así, el lugar activo a partir del cual se produce la expansión del suelo oceánico. Para el equilibrio global es necesario que el aporte de nuevo material a lo largo de la depresión central (RIFT) sea compensado y esto requiere que en otras zonas este material desaparezca de la corteza. En el manto existen corrientes convectivas ascendentes que aportan material, mientras otras descendentes consumen material y con esto se cierra el ciclo.

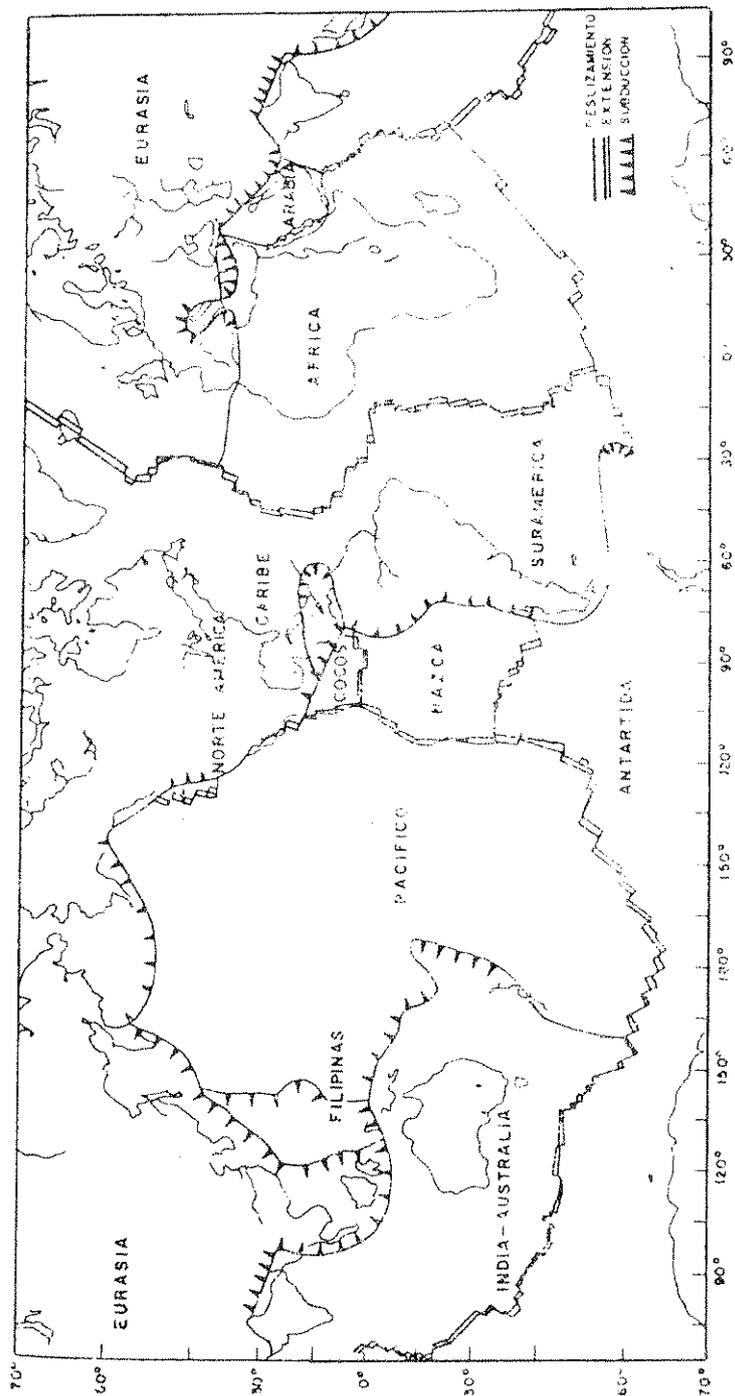
Unas placas tienden a separarse, así los continentes de África y América del Sur lo hacen a partir de la dorsal atlántica, en ella se genera nuevo material y se produce la expansión del fondo oceánico. Otras placas colisionan frontalmente, tal como sucede con el subcontinente Índico que empuja hacia el norte contra el continente asiático, el choque entre ambas placas ha provocado el levantamiento de los montes Himalayas, las montañas más altas del mundo. Otras veces la colisión frontal obliga a la sumersión de una placa bajo la otra, generalmente la placa oceánica, de material basáltico más denso y pesado, bajo la placa continental constituida por rocas más livianas de composición granítica y sedimentaria. Este es el caso de la placa de Nazca que se sumerge bajo la placa de Sudamérica, este proceso ha provocado el levantamiento de la cordillera de los Andes, el mismo caso sucede en Centroamérica con la placa de Cocos sumergiéndose bajo la placa del Caribe formando la cordillera volcánica. Mediante este proceso llamado de subducción se consume en el manto el material de la Litósfera. La zona buzante donde se produce la sumersión de la placa oceánica bajo la continental se denomina zona de subducción y se caracteriza por una trincherera o fosa marina profunda frente a la costa; ejemplo es la fosa Mesoamericana frente al istmo centroamericano que alcanza una profundidad de 6,000 m frente a Guatemala. Ver figura 1.5.

La placa subducida produce a su vez el levantamiento del borde de la placa continental y la consiguiente formación de sistemas montañosos tierra adentro. A lo largo de la zona de contacto entre ambas placas se generan grandes fuerzas de fricción; el aumento de temperatura y las altas presiones a que está sometido el material litosférico a medida que desciende, producen la fusión del mismo, parte del material fundido es transportado a la superficie en forma de magma y es la causa del intenso vulcanismo asociado con la subducción de las placas litosféricas.

En otros casos, las placas en la zona de contacto se desplazan en forma paralela y contraria, en este caso no se crea ni se destruye material de la corteza terrestre, a estas fallas, donde las placas adyacentes se desplazan lateralmente, se les llama fallas de transformación.

Así la placa del Pacífico se mueve a razón de 3 cm por año y con orientación norte con respecto a la placa de Norteamérica a lo largo de la conocida falla de San Andrés, en el estado de California, a su vez, la falla del Motagua en Guatemala, representa el límite entre las placas litosféricas del Caribe y Norteamérica, en la cual las placas se desplazan también lateralmente.

La tectónica de placas es así una hipótesis, que provee un modelo dinámico de convección térmica en la parte superior del manto y de circulación de material en la Litósfera, que es creado en las cordilleras oceánicas y destruido en las zonas de subducción. Es una teoría que explica satisfactoriamente los procesos tectónicos en la corteza terrestre.

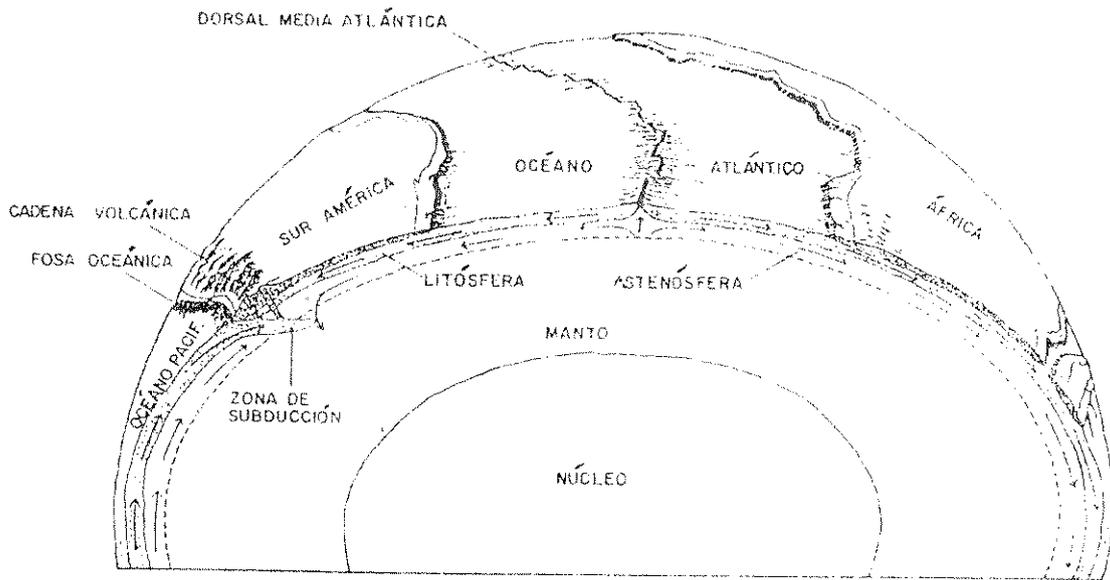


ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LAS PLACAS TECTÓNICAS

FIGURA
No.

1.3

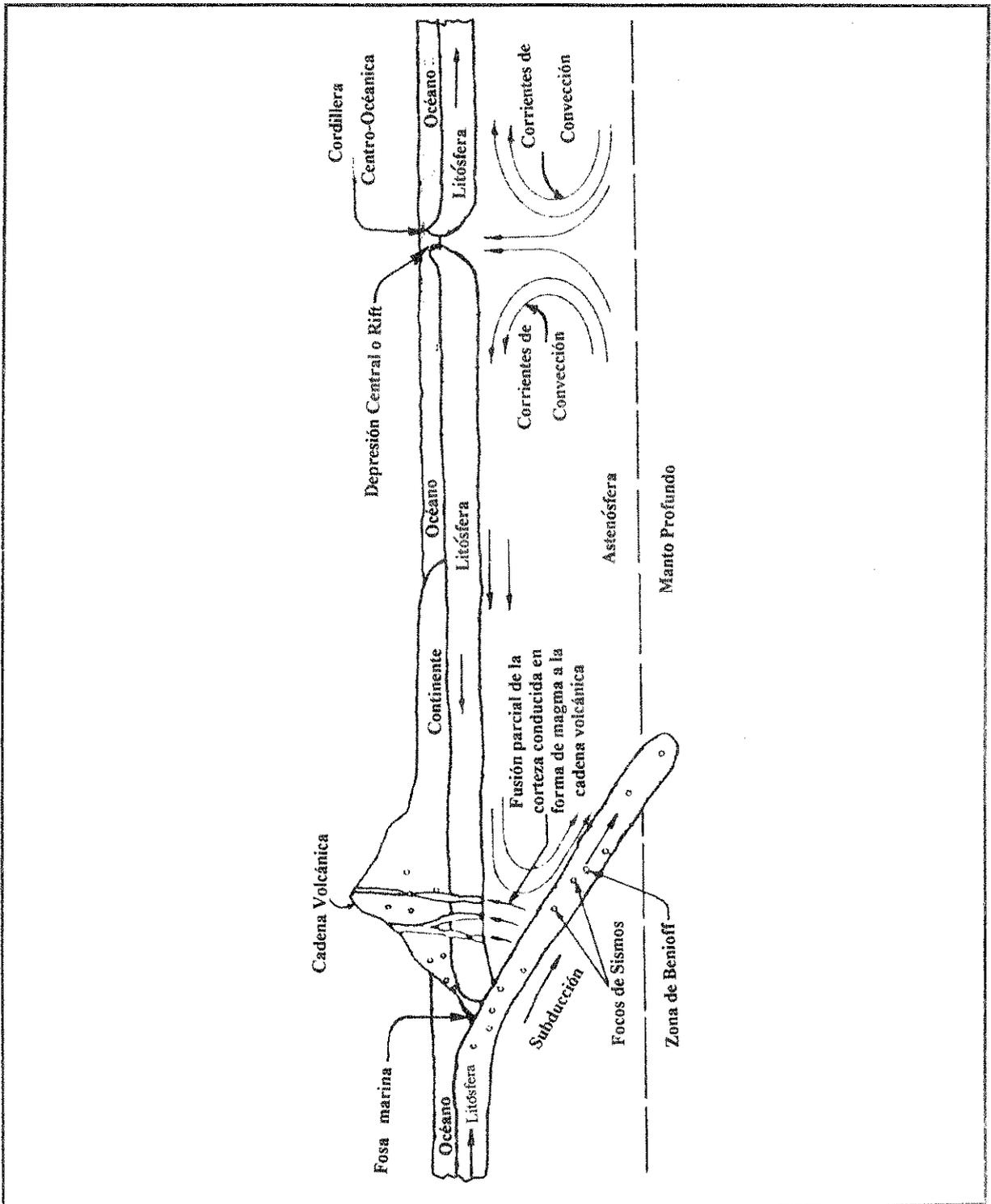


ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

MODELO DINÁMICO DE LA CORTEZA TERRESTRE

1.4



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA No.

FORMACIÓN Y SUBDUCCIÓN DE LA LITÓSFERA

1.5

1.1.4 FALLAS

De acuerdo con conceptos geofísicos modernos, la mayor parte de la actividad sísmica en el mundo está asociada, directa o indirectamente, con el movimiento relativo de las placas litosféricas y con su interacción a lo largo de las zonas de contacto. En los bordes entre bloques rígidos de litósfera (placas) se genera el 90% de los sismos registrados instrumentalmente, de los cuales el 75% ocurren en las zonas de subducción. No todos los sismos se generan en las propias zonas de contacto entre placas litosféricas adyacentes, muchos se originan en fallas geológicas producto del tectonismo local. No obstante, las fallas locales también están asociadas indirectamente al movimiento relativo entre placas litosféricas, pues los procesos tectónicos que las originan están relacionados con la interacción entre placas. A los eventos que se originan en las fallas geológicas locales se les denomina también sismos intraplaca.

Por efecto de este movimiento de placas se generan conmociones geológicas que dan lugar a las fallas, que no son más que rupturas, a lo largo de las cuales las paredes opuestas de la corteza terrestre se han movido una con relación a la otra.

El plano en las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos, acompañados de dislocaciones súbitas y violentas de roca, se llama **falla**.

Durante un sismo, un bloque de la corteza terrestre se desplaza respecto al bloque adyacente a lo largo del plano de falla. El plano de fractura está definido por su orientación, por el ángulo de buzamiento y la dirección del desplazamiento. El desplazamiento en la roca puede ser horizontal, vertical, lateral o combinado y se conoce como el rechazo de la falla.

1.1.4.1 TIPOS DE FALLAS

Se distinguen tres tipos de fallas, de acuerdo al movimiento relativo entre los bloques involucrados en ella:

- a) Transcurrente
- b) Normal
- c) Inversa Ver figura 1.6.

a) Transcurrente

Es una falla en la que se producen principalmente desplazamientos horizontales y los dos bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentidos opuestos. Ver figura 1.6.a.

b) Normal

Este tipo de falla es oblicuo respecto a la horizontal; en ella los bloques están sometidos a fuerzas de tensión; el bloque superior desciende respecto al inferior y se desliza hacia abajo siguiendo el ángulo de buzamiento de la falla. Ver figura 1.6.b.

c) Inversa

Es una contraria a la normal; en ella los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla y el bloque superior es forzado a deslizarse hacia arriba y asciende respecto al bloque inferior. Ver figura 1.6.c.

Como casos particulares de los anteriores se pueden mencionar las fallas: vertical y combinada.

d) Vertical

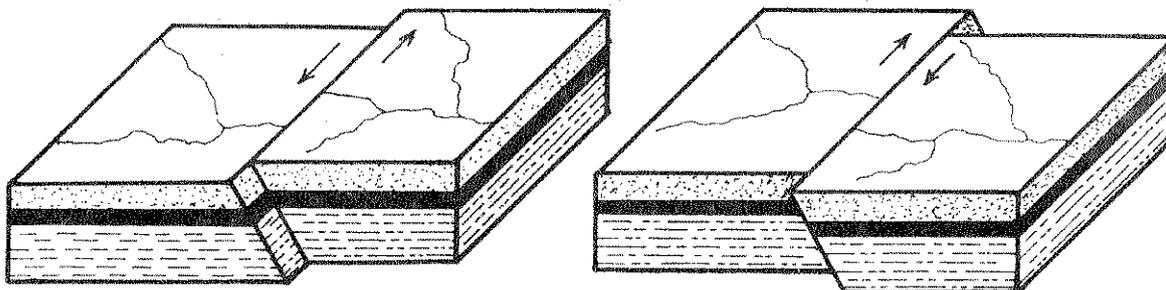
Es un caso particular de la normal y la inversa, en la cual el plano de falla y la dislocación son predominantemente verticales. Ver figura 1.6.d.

e) Combinada

Ocurre cuando simultáneamente se da el movimiento transcurrente combinado con cualquiera de los otros tres (normal, inverso o vertical). Ver figura 1.6.e.

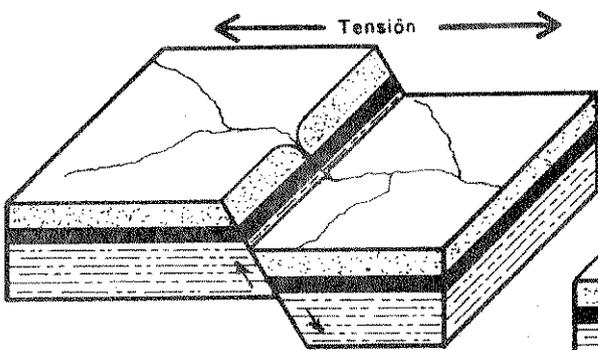
Los desplazamientos entre bloques a lo largo de una falla pueden ser del orden de pocos centímetros o alcanzar valores de varios metros, en la falla del Motagua, Guatemala, las dislocaciones alcanzaron valores de 3.5 m debido al terremoto de 1,976.

TRANSCURRENTE figura 6.1. a

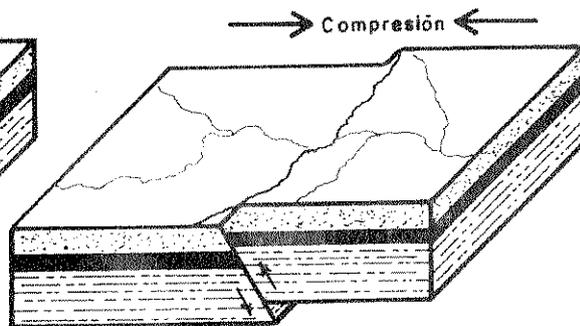


(movimiento lateral izquierdo)

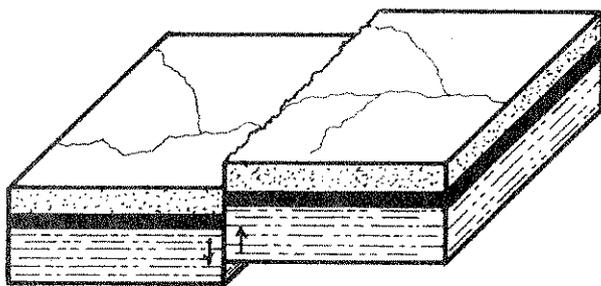
(movimiento lateral derecho)



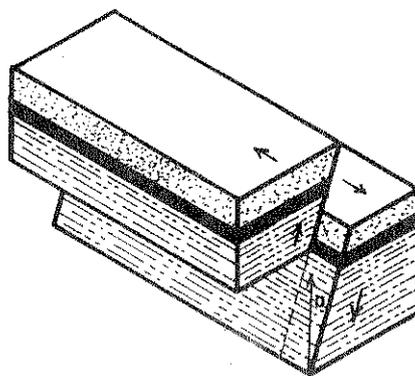
NORMAL figura 6.1. b



INVERSA figura 6.1. c



VERTICAL figura 6.1. d



COMBINADA figura 6.1. e

ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA	FIGURA No.
TIPOS DE FALLAS	1.6

1.1.5 GENERACIÓN DE SISMOS

Durante mucho tiempo la explicación del origen de los sismos se basó en teorías de ideas religiosas o mitológicas y no fue hasta el año de 1,907, después del terremoto de San Francisco, cuando surgió la primera teoría científica satisfactoria sobre la generación de sismos. Esta teoría llamada **Teoría del Rebote Elástico** (Elastic Rebound Theory), fue formulada por H. F. Reid, en la cual explica el mecanismo de generación de sismos y relaciona por primera vez, un terremoto con una falla geológica.

1.1.5.1 TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO

La corteza terrestre se considera sujeta a grandes esfuerzos asociados con deformaciones cortantes. La deformación elástica en la roca debido a estos esfuerzos es un proceso lento y gradual, que acumula en el material de la corteza enormes cantidades de energía elástica de deformación.

Cuando los esfuerzos superan el límite de resistencia de la roca, o cuando sobrepasan las fuerzas de fricción que mantienen estático a los dos bloques adyacentes, se produce la ruptura en la roca más débil o en la zona de mayor concentración de esfuerzos. Inmediatamente después de la ruptura la corteza tiende a recuperar su configuración no deformada a ambos lados de la falla, a partir del foco (punto de inicio de la ruptura) causando que la roca a ambos lados del mismo, se desplace en sentido opuesto y este rebote da origen al sismo.

Reid consideró que este rebote elástico era la causa inmediata del terremoto y su hipótesis, que da una explicación acertada del origen de estos fenómenos, ha sido confirmada a través de los años. Los sismos son el resultado de un proceso gradual de deformación elástica y de acumulación de esfuerzos hasta superar la resistencia del material, instante en que se inicia la relajación súbita de los esfuerzos en una extensa zona de ruptura de la roca. Cuando la falla sufre esta dislocación violenta, se libera energía elástica almacenada en la roca, gran parte de la cual es disipada en forma de calor, el cual es generado por la fricción del material. Una parte menor de la energía es irradiada en forma de ondas elásticas, conocidas como ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones y hacen vibrar el terreno, estas vibraciones son percibidas en la superficie como temblores.

1.2 MOVIMIENTO DEL TERRENO Y LOCALIZACIÓN DE SISMOS

La roca de la corteza terrestre tiene propiedades físicas que hacen que ésta se deforme y vibre elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella. Cuando la roca se fractura debido a la deformación de la corteza, se libera la energía acumulada en el material que se disipa en su mayoría en forma de calor, el resto se irradia en forma de ondas sísmicas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra en forma similar a las vibraciones producidas por el sonido en el aire o las ondas en una superficie de agua en reposo cuando cae un objeto sobre ella. Las ondas sísmicas se propagan a partir de la zona donde se inició la ruptura, llamada el foco o hipocentro, en todas direcciones, haciendo vibrar la superficie de la Tierra y son percibidas por las personas como temblores, eventos que se denominan terremotos cuando causan destrucción

1.2.1 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS

Existen dos tipos de ondas sísmicas principales:

- 1) Ondas internas o de cuerpo
- 2) Ondas de superficie

Las primeras se propagan a través del medio sólido de la Tierra y las segundas se propagan por la superficie terrestre.

1.2.1.1 ONDAS INTERNAS O DE CUERPO

Éstas se consideran ondas libres, debido a que tienen la libertad de propagarse en todas direcciones a través del interior de la Tierra. Se distinguen a su vez dos tipos de ondas internas o de cuerpo.

- a) Ondas primarias u ondas "P"
- b) Ondas secundarias u ondas "S"

a) ONDAS PRIMARIAS O "P"

Éstas hacen vibrar una partícula en el sentido de propagación de las ondas, su movimiento es similar al de las ondas sonoras, comprimiendo y dilatando alternativamente el medio sólido a través del cual viajan las ondas. A las ondas "P" se les conoce también como ondas longitudinales o de compresión.

b) ONDAS SECUNDARIAS O "S"

Éstas hacen vibrar una partícula en el sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas, produciendo esfuerzos de corte o cizalla en el medio sólido en que se propagan. A las ondas "S" se les denomina también como ondas transversales o de cizalla.

1.2.1.2 ONDAS DE SUPERFICIE

Al contrario de las ondas de cuerpo que se transmiten a través del interior de la Tierra, estas ondas se propagan por la superficie terrestre en forma análoga a como se propagan las ondas sobre el agua, el movimiento producido por las ondas de superficie está restringido a la parte superior de la corteza, a una profundidad de unos 30 Km. Las ondas de superficie a su vez se dividen en dos tipos:

- a) Ondas Love u ondas "L"
- b) Ondas Rayleigh u ondas "R"

a) ONDAS LOVE O "L"

Su movimiento es similar al de las ondas "S", haciendo vibrar la partícula horizontalmente en sentido perpendicular a la dirección de propagación, sin movimiento vertical.

b) ONDAS RAYLEIGH O "R"

Su movimiento es similar al de las ondas en la superficie del agua, haciendo vibrar una partícula sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente.

1.2.2 PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas depende de la densidad y propiedades elásticas de la roca y del material a través del cual se transmite.

Por su similitud a las ondas sonoras, cuando las ondas "P" emergen a la superficie desde el interior de la Tierra, una fracción pequeña puede ser transmitida a la atmósfera en forma de sonido (retumbo) perceptible por las personas y animales si su frecuencia se encuentra dentro del rango audible. Las ondas "P" se transmiten a mayor velocidad que las ondas "S", así las primeras ondas en llegar a la superficie son las ondas "P". Pocos segundos después arriban las ondas secundarias "S", que hacen vibrar la superficie horizontalmente. Las ondas "S" tienen mayor amplitud y contenido de energía y son las que causan mayor daño a las edificaciones. La velocidad de propagación aumenta con la profundidad y en el interior de la Tierra es mucho mayor, para las ondas "P" es del orden de 13.6 Km/h, mientras en la superficie es tan sólo de 5.5 Km/h o menos.

Las ondas de cuerpo viajan a su vez más rápido que las ondas de superficie y de estas últimas las ondas Love son más veloces que las ondas Rayleigh. Así, a medida que las ondas se alejan de la fuente que las provoca, los distintos tipos de onda se van separando y pueden ser diferenciados claramente en un sismograma. Cerca del foco, en cambio, todos los tipos de onda pueden estar mezclados, dando lugar a un sismograma complejo, difícil de interpretar.

Las propiedades físicas de los materiales determinan las características de las ondas sísmicas, así, cuando las ondas pasan a un medio de distinta densidad se modifica la velocidad de propagación y su trayectoria es desviada. Cambios discretos en la propagación de las ondas, comprueban la existencia de una discontinuidad entre capas y estratos. Así las trayectorias de las ondas sísmicas proporcionan información sobre la configuración interna del planeta y revelan su estructura de capas internas concéntricas.

Las ondas "P" pueden propagarse a través de medios sólidos y líquidos, las ondas "S" en cambio, sólo a través de medios sólidos, al no poder penetrar las ondas "S" más allá de una profundidad de 2,900 Km, revelan que a partir de dicha discontinuidad, el núcleo externo se encuentra en estado líquido. Los conocimientos que se tienen sobre la constitución interna de la Tierra, se derivan en gran parte, de la interpretación de los sismogramas, o sea de los registros de las ondas sísmicas, además de otros medios indirectos, como el magnetismo y la geología planetaria.

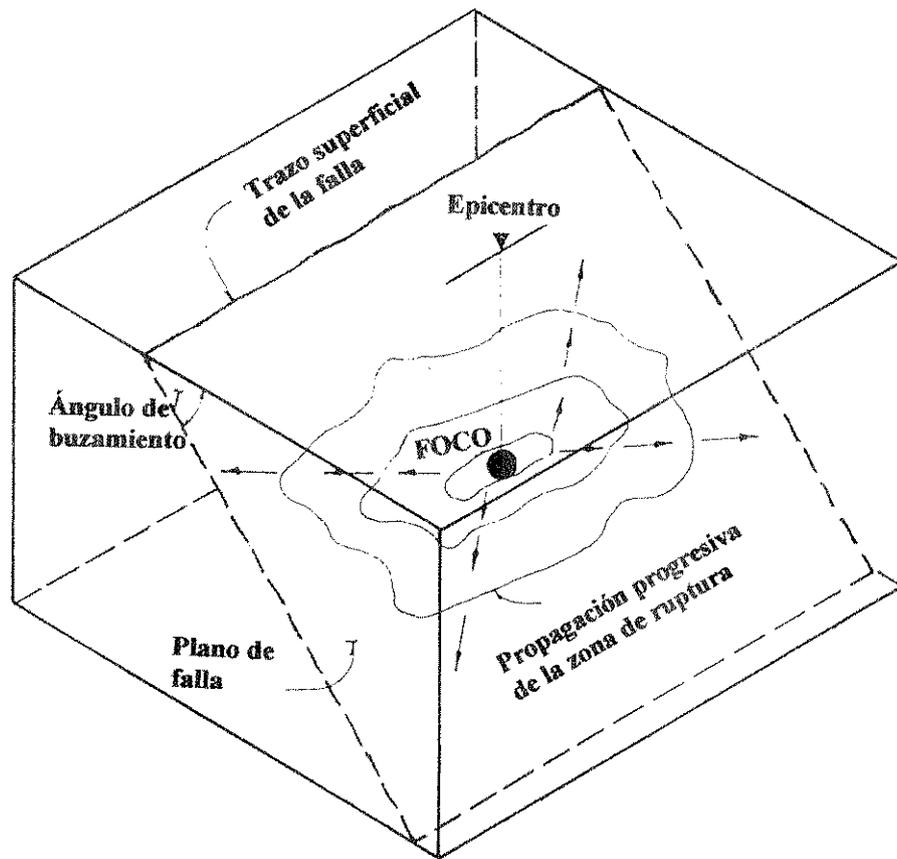
1.2.3 EPICENTRO E HIPOCENTRO

Cuando se produce la fractura de la roca en una zona de fallamiento, la energía liberada es radiada en forma de ondas sísmicas, éstas se propagan a través de un volumen de roca, partiendo de una zona extensa y compleja de ruptura y no de un punto definido como podría pensarse. No obstante, es conveniente determinar el sitio en el cual se inició la fractura de la roca y del cual se emanaron los pulsos de las ondas sísmicas, a este sitio se le denomina foco o hipocentro y se localiza a cierta profundidad bajo la superficie terrestre. Obviamente, la fuente sísmica no es puntual como lo sugiere el término foco, sino más bien, es un área extensa y compleja de dislocación de la roca. Foco o hipocentro es simplemente el punto donde se inicia la fractura y del cual emanan las primeras ondas sísmicas registradas por los sismógrafos. Ver figura 1.7.

La fractura se inicia en el hipocentro y se propaga en todas direcciones a lo largo del plano de falla. El punto situado en la superficie terrestre y que se proyecta directamente sobre el foco o hipocentro se llama epicentro, la zona donde se registra la máxima intensidad y los mayores daños se denomina área epicentral. La profundidad del foco tiene importancia práctica, pues un sismo de magnitud moderada pero de foco superficial puede causar grave destrucción si se localiza cerca de centros urbanos, en cambio, un evento de gran magnitud puede no causar daño, si el foco es profundo y se localiza en zonas despobladas. Como ejemplo de sismos destructivos de foco superficial, se tiene los terremotos de Managua en 1,972 y San Salvador en 1,986, con focos de 10 y 8 Km respectivamente, que asolaron las capitales de Nicaragua y El Salvador, causando numerosas víctimas y daños. Ver figura 1.7.

Se denominan sismos superficiales aquellos cuyo foco se sitúa entre 0 y 20 Km de profundidad, sismos de foco somero son aquellos cuya profundidad focal está comprendida entre 20 y 70 Km, intermedios con foco entre 70 y 300 Km y profundos con foco entre 300 y 700 Km bajo la superficie terrestre. La profundidad de los focos varía según la fuente sísmica en que se generan. En fallas de transurrencia y en fallas geológicas locales, la profundidad generalmente es superficial, de 5 a 20 Km. En las zonas de subducción, la profundidad de los focos es variable y aumenta gradualmente a medida que la placa oceánica se inclina y se sumerge bajo la placa continental, van desde superficiales en el océano frente a la costa, hasta profundos tierra adentro como en los Andes y en los arcos insulares del Pacífico. Ver figura 1.5.

La mayoría de los sismos catastróficos son superficiales o someros, con foco a menos de 50 Km de profundidad. En general, los sismos de foco superficial ocurren con mayor frecuencia y pueden ser muy destructivos cuando se generan en regiones densamente pobladas. En cambio, los sismos de foco profundo no suelen causar daños en la superficie terrestre, aunque existen excepciones. Por otro lado, los eventos de gran magnitud y foco somero pueden llegar a causar hasta cambios geológicos sobre áreas de gran extensión.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

HIPOCENTRO, PLANO DE FALLA Y PROPAGACIÓN DE ONDAS

1.7

1.2.4 LOCALIZACIÓN DE SISMOS

La localización de los focos sísmicos se basa en un principio: en el tiempo requerido por las ondas sísmicas para llegar desde la fuente al punto de observación. Es una medida directa de la distancia entre dos puntos, el epicentro y el punto de observación.

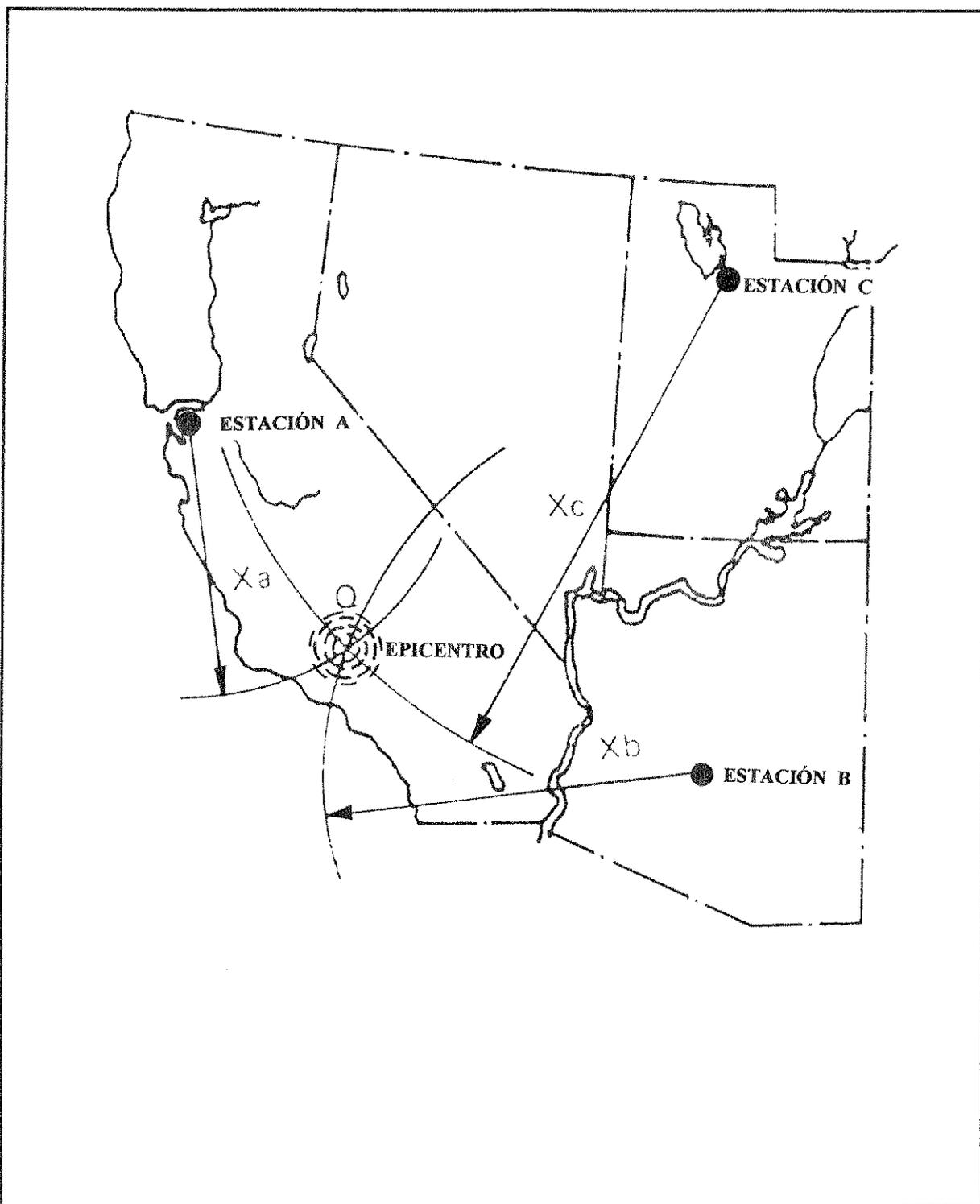
Con el tiempo y a través de métodos analíticos y experimentales, los sismólogos han determinado la velocidad con que se propagan las ondas sísmicas "P" y "S" a través de la roca en diferentes formaciones geológicas y a través de las capas internas de la Tierra. Estos resultados han sido recopilados en cuadros y gráficos que relacionan las velocidades de las ondas "P" y "S" en función de la distancia. Midiendo el intervalo de tiempo transcurrido entre el arribo de las ondas "P" y las "S" en el punto de observación correspondiente y conociendo las velocidades de propagación respectivas, se puede calcular la distancia del foco a la estación sismológica. Para las distancias moderadas puede asumirse velocidades constantes con valores típicos para las ondas, por ejemplo para las ondas "P" $V_p = 5.5 \text{ Km/s}$ y para las ondas "S" $V_s = 3.0 \text{ Km/s}$. Sin embargo, para obtener resultados más precisos es necesario tener un modelo de corteza, que no es más que el establecimiento de la velocidad promedio de propagación de las ondas sísmicas a través de determinado estrato de roca.

Mediante diferentes estudios, se ha llegado a determinar que las velocidades más altas se encuentran entre los 8 y 8.5 Km/s y corresponden a capas basálticas muy densas. En Guatemala, por diferentes razones geológicas, pero principalmente por la actividad volcánica tan intensa, posee una corteza muy estratificada, lo cual induce a tener un modelo de corteza muy complejo con diversidad de velocidades.

Si se cuenta únicamente con el registro de una estación sismológica, solo se podrá obtener la distancia al foco, pero no la posición ni orientación geográfica del mismo. Para determinar la posición exacta de un foco o hipocentro se requieren al menos los registros de tres estaciones sismológicas.

Se determina para cada estación la distancia y mediante un procedimiento similar al de triangulación, se localiza el epicentro para dicho foco. Se trazan en un mapa tres arcos de círculo, con centro en la estación sismológica y con radio igual a la distancia al foco, si las lecturas y los registros de las estaciones son precisos, los tres arcos de círculo se deberían intersectar en algún punto el cual es la posición geográfica del epicentro del foco. La longitud y latitud del foco se determinan así, combinando la información de los registros de varias estaciones sismológicas. Ver figura 1.8.

La profundidad del foco o hipocentro se determina en forma similar, pero es más difícil de establecer y generalmente se requieren registros de estaciones cercanas para hacerlo en forma precisa. La localización espacial de los focos sísmicos, graficando su distribución en proyección horizontal, permite determinar la sismicidad relativa de un país o región, también, la distribución en profundidad de los focos sísmicos da lugar a inferir las zonas de subducción de las placas oceánicas bajo las placas continentales. Ver figura 1.5.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA	FIGURA No.
DETERMINACIÓN DEL EPICENTRO DE UN SISMO	1.8

1.3 LOS SISMOS Y SU CLASIFICACIÓN

Los sismos se clasifican de acuerdo a la fuente que los provoca, de tal manera que se distinguen dos clases: los sismos artificiales y los sismos naturales. Para los objetivos del presente trabajo solo los sismos naturales son de interés.

El registro de los sismos es bastante antiguo ya que se han encontrado documentos que datan del 1,800 a.C., sin embargo, en ese entonces, el origen de los sismos era atribuido a un sin número de creencias religiosas o supersticiones que no tienen importancia científica. En 1,878 R. Hoer, científico alemán, propuso la clasificación de los sismos naturales según su origen, de la siguiente manera.

- 1) Sismos de colapsamiento, causados por el colapso de cavidades en el interior de la Tierra.
- 2) Sismos Volcánicos.
- 3) Sismos Tectónicos.

Estos dos últimos son los que tienen mayor importancia y a su vez pueden clasificarse de la siguiente manera.

- i) Según la profundidad del foco.
- ii) Según la distancia del epicentro al punto de observación.

1.3.1 CLASIFICACIÓN DE SISMOS SEGÚN SU ORIGEN

1.3.1.1 SISMOS TECTÓNICOS

Se caracterizan por deformaciones violentas de la corteza terrestre, generalmente a lo largo de fallas activas, lo mismo que por alabeo de la superficie terrestre. Se presentan desde grados inapreciables para las personas, hasta grandes catástrofes, propagándose a grandes distancias tanto sobre la superficie, como en el interior de la Tierra.

La teoría de la tectónica de placas, sugiere que las características esenciales de los sismos superficiales pueden ser convenientemente tipificadas, clasificándolas de acuerdo a su ambiente en la placa tectónica.

Las tres categorías usadas son las siguientes.

- 1) Dorsal
- 2) Interplaca
- 3) Intraplaca

La primera categoría se aplica a los sismos tipo dorsal, ocurren en zonas divergentes donde se genera nueva corteza oceánica o sea, en las zonas distensivas llamadas dorsales oceánicas (Rift).

La segunda categoría se aplica a los sismos principales, a lo largo de ejes de fosas y también, incluye aquellos que ocurren en fallas transformantes. Estos sismos son atribuidos a la falla de dislocación a gran escala del límite de una placa, a veces registran magnitudes mayores de ocho grados. Son del tipo dislocación-rumbo, si ocurren en una falla transcurrente y del tipo falla-buzamiento en el caso de los sismos de fosa en las zonas de subducción. En ambos casos el descenso en el esfuerzo está estimado en cerca de 30 bar, este valor es mucho más bajo que los determinados para sismos intraplaca y pueden indicar, relativamente baja resistencia en el límite de la placa. Este tipo de sismo tiende a repetirse frecuentemente, con un período de retorno típico de unos cuantos centenares de años. En Guatemala, estos sismos son generados a través de las fallas principales y la zona de subducción en la fosa de Mesoamérica.

El tipo intraplaca, el cual incluye la mayoría de los sismos que ocurren dentro de la placa, contrasta con el tipo interplaca en muchos aspectos. Los sismos de este tipo pueden registrar magnitudes moderadas cerca de siete grados, pero, no es probable que excedan la magnitud de ocho. El descenso del esfuerzo típico de estos terremotos, es de aproximadamente 100 bar, el cual es alto comparado con los descensos de esfuerzo en las sacudidas interplaca. Esto parece indicar que los esfuerzos de fricción o la resistencia de las rocas en la placa, son considerablemente mayores que en sus límites. La acumulación y liberación de esfuerzos dentro de la placa, lo que produce numerosas fracturas de varios tamaños, no están directamente relacionados con los movimientos de la placa. Estos sismos en Guatemala, son provocados por las fallas secundarias a través de la activación de las fallas principales.

La tabla 1.1, compara las características típicas de estos dos tipos de sismos y también de las características conocidas de los eventos tipo dorsal.

TABLA 1.1

CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS SUPERFICIALES DE ACUERDO A SU AMBIENTE EN LA PLACA TECTÓNICA (MELGAR, 1986)

LUGAR DE OCURRENCIA	POSIBLE MAGNITUD (M)	DESCENSO DE ESFUERZO	REPETICIÓN	OBSERVACIONES
Zona de Subducción, Falla Transcurrente Mayor (Inter-Placa)	8.5	30 bar	100 años	Regularidad (Periodicidad sísmica Reconocible)
Placa (Cuerpo) (Intraplaca)	7.5	100 bar	1,000-10,000 años	Periodicidad Compleja
Cordillera Oceánica (Arista) (Dorsal)	Pequeña en General	?	?	

1.3.1.2 SISMOS VOLCÁNICOS

Como su nombre lo indica, se deben a la actividad volcánica desde el ascenso del magma, así como su emplazamiento dentro de la corteza. Se caracterizan por la extrema violencia en su localidad y por una rápida disminución del movimiento del suelo al aumentar la distancia. Debido a que su foco es superficial, afecta a regiones poco extensas.

Se sabe que los sismos y los volcanes tienen origen similar, debido a que ambos se ubican en las regiones de debilidad de la corteza terrestre. Sin embargo, los sismos rara vez engendran una erupción.

En Guatemala, la cadena de volcanes activos es un área de peligro sísmico-volcánico, debido a que los sismos son más frecuentes aquí. Esto se debe a las gruesas capas de ceniza volcánica que amplifican los movimientos de tierra y las poblaciones se encuentran concentradas en los alrededores.

En el ascenso magmático, la corteza queda sujeta a resquebrajamiento o rompimientos que pueden inducir sismos precursores con magnitudes de hasta 6.5, como un ejemplo de este hecho, el sismo de 8 de abril de 1,902, cuyo epicentro se localizó a inmediaciones de Ocós, fue el detonante de una serie de sismos que fueron migrando hacia el volcán Santa María en Quetzaltenango, mismo que tuvo una erupción el 25 de octubre de ese mismo año. Eventos superficiales con magnitudes arriba de 6.5 ocurren desde hace 30 años en algunas regiones. De un total de 23 sismos 18, o sea el 78% ocurren a lo largo de la cadena volcánica activa y todos, excepto uno, ocasionaron graves daños locales. Tales terremotos altamente dañinos se pueden esperar en un promedio de cada cuatro años en algún lugar de Centroamérica.

La región entre la costa del Pacífico y la cadena de volcanes activos es una región de considerable peligro, porque las grandes zonas sísmicas subducidas, aunque con menos frecuencia que en la cadena volcánica, interactúan con gruesos aluviones costeros para producir daños de grandes dimensiones. Terremotos con magnitud de 7.5 a 8.0, ocurren con una frecuencia de entre 70 a 200 años en la mayoría de sitios a lo largo de la costa.

El 90% de los sismos fuertes son de origen tectónico y el 10% restante son de origen volcánico.

1.3.2 CLASIFICACIÓN DE SISMOS SEGÚN LA PROFUNDIDAD DEL FOCO

Según la profundidad del foco (hipocentro), los sismos se pueden clasificar en:

- Superficiales (someros): si la profundidad focal está entre 0 y 70 Km, un gran porcentaje es de origen volcánico.
- Intermedios (medianos): si la profundidad focal está entre 70 y 300 Km.
- Profundos: si la profundidad focal está a más de 300 Km.

1.3.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SISMOS SEGÚN LA DISTANCIA DEL EPICENTRO AL PUNTO DE OBSERVACIÓN

Existen dos tipos de clasificaciones según la distancia entre el foco del sismo y el punto del fenómeno:

CLASIFICACIÓN 1

- LOCALES: Si la distancia es menor de 1000 Km.
- TELESISMOS: Si la distancia es mayor de 1000 Km.

CLASIFICACIÓN 2

- LOCAL: Distancia menor de 100 Km.
- VECINO: Distancia entre 100 y 600 Km.
- CERCANOS: Distancia entre 600 y 1,200 Km.
- DISTANTES: Distancia entre 1,200 y 6,000 Km.
- LEJANOS: Distancia entre 6,000 y 12,000 Km.
- REMOTOS: Distancia mayor a 12,000 Km.

1.4 MAGNITUD, ENERGÍA E INTENSIDAD SÍSMICA

Existen dos parámetros importantes para designar el tamaño y la fuerza de un sismo, que son la magnitud y la intensidad.

1.4.1 MAGNITUD

La magnitud es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño del evento, relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. La magnitud es una constante única que se asigna a un sismo dado y es independiente del sitio de observación.

La magnitud es el parámetro más fácil de medir pues, a diferencia de la intensidad que varía con la distancia y la posición del observador, para un sismo dado, la magnitud es una constante única y representa una medida cuantitativa del tamaño del sismo, independientemente del sitio de observación. La magnitud se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas registradas en el sismograma correspondiente al evento.

En la práctica existen varias escalas de magnitud, según el tipo de onda en que se basa la medición de la amplitud. La escala original de magnitud es la desarrollada por Charles Richter en 1,935 para sismos locales en California. La escala de Richter está expresada en escala logarítmica y se designa con la letra "M". La magnitud de Richter se define como:

$$(1.1) \quad M = \log A - \log A_0$$

donde:

"A" es la máxima amplitud del trazo registrado en un sismómetro a cierta distancia del foco.

"A₀" es el trazo máximo para un evento tomado como patrón.

Richter, definió la magnitud de sismos locales como el logaritmo en base 10 de la máxima amplitud de onda sísmica, expresada en milésimas de milímetro (micrones), registrada en un sismómetro estándar, a una distancia de 100 Km del epicentro del evento. Debido a que la magnitud Richter está dada en escala logarítmica, un incremento de magnitud en una unidad significa un aumento de 10 veces en la amplitud de las ondas. Así, resulta que a igual distancia focal, un sismo de magnitud 6 produce en el sismograma una amplitud 10 veces mayor que uno de magnitud 5, uno de magnitud 7, 100 veces y uno de magnitud 8, mil veces mayor.

Teóricamente la magnitud no tiene límite superior, pero es obvio que está limitada por la resistencia de las rocas en la corteza terrestre y por la longitud de ruptura probable de la falla. La máxima magnitud M_s (magnitud de ondas de superficie) registrada hasta la fecha es de 8.9, que se considera actualmente como límite superior. En este siglo se han registrado sismos con la máxima magnitud mencionada, entre ellos uno frente a la costa de Sanriku Japón, en 1,933 y otro frente a la costa de Ecuador en 1,906.

Eventos de magnitud inferior a 5 se consideran pequeños, con magnitud entre 5.5 y 6.5 moderados, superiores a 7.0 como eventos grandes y con magnitud superior a 8.0 como muy grandes. Un sismo debe alcanzar una magnitud de 5.5 o mayor para producir daños de consideración. La magnitud no expresa el grado de daño que puede causar un sismo; un evento de magnitud muy grande puede no causar daños significativos si su foco es muy profundo o si está localizado en una región despoblada o en el océano, por otro lado, un sismo de magnitud moderada puede causar gran destrucción si el foco es superficial y se localiza en regiones pobladas o cerca de centros urbanos.

Además de la escala de magnitud de Richter, existen otras dos, también de uso frecuente. Los sismólogos distinguen entre magnitud (M_b) y magnitud (M_s), según sea medida ésta, tomando en cuenta la amplitud del trazo producido por las ondas de cuerpo (body waves) para la magnitud (M_b) y la amplitud de las ondas de superficie (surface waves) para la magnitud (M_s). La razón es que los sismos de foco profundo producen en los sismogramas trazos muy diferentes a los registrados para sismos de foco superficial, aun cuando la cantidad de energía liberada sea igual para ambos eventos. Sismos que producen pocas ondas de superficie o éstas son despreciables, en cambio sismos de foco superficial o somero, muestran ondas sísmicas de cuerpo y de superficie.

Así, se ha hecho práctica medir la amplitud para ambos tipos de onda y determinar la magnitud M_b y M_s respectivamente. Ninguna representa la magnitud Richter, pero ambas tienen importancia para describir el tamaño de un sismo. Las magnitudes M_s y M_b se determinan según las siguientes relaciones dadas en función de la amplitud del trazo "A" en micrones (10 E-6 metros) la distancia a la fuente sísmica "R", en grados de longitud y latitud y el período de la onda "T", en segundos:

$$(1.2) \quad M_s = \log A + 1.66 \log R + 2.0$$

$$(1.3) \quad M_b = \log (A/T) + 0.01 R + 5.9$$

Todos los logaritmos que se utilizan en sismología son de base 10.

Las dos magnitudes M_s y M_b están calibradas en tal forma que ambas arrojan un mismo valor cuando el sismo tiene una magnitud de 6.75. Para eventos grandes la magnitud M_s es mayor generalmente y para sismos de magnitud moderada y pequeña M_b es mayor. Una relación aproximada entre ambas magnitudes está dada por:

$$(1.4) \quad M_b = 2.5 + 0.63 M_s$$

Para uniformizar los valores de magnitud, se ha generalizado el normalizar la amplitud de las ondas de registros de la red sismográfica mundial estándar WWSSN (Worldwide Standard Seismograph Network). La magnitud M_s se basa en la amplitud máxima de las ondas de superficie con periodos de aproximadamente 20 segundos, la magnitud M_b se basa en la amplitud de las ondas de cuerpo con periodos cercanos a 1.0 segundo. Existe por tanto, una dependencia de las magnitudes M_s y M_b del contenido de frecuencias de las ondas irradiadas desde la fuente sísmica.

1.4.2 ENERGÍA SÍSMICA

La liberación de energía sísmica durante un terremoto es uno de los aspectos fundamentales en geofísica. Como se mencionó anteriormente, cuando se produce un sismo causado por la fractura de la roca a lo largo de una falla, gran parte de la energía de deformación acumulada en la roca se disipa en forma de calor y una parte menor es irradiada en forma de ondas sísmicas. Debido a que la magnitud de un sismo no representa la cantidad de energía liberada en sí, se ha tratado de correlacionar la energía sísmica liberada con la magnitud del sismo; una relación generalmente usada por los sismólogos es la expresión desarrollada por Gutenberg-Richter en 1,956:

$$(1.5) \quad \log E_s = 11.8 + 1.50 M_s$$

Donde " M_s " es la magnitud basada en las ondas de superficie (Surface Waves) y " E_s " es la energía sísmica irradiada por el sismo, medida en ergios. Aun cuando el valor es aproximado, constituye una manera valiosa de poder estimar la energía liberada por los sismos. Así un sismo de magnitud $M_s = 6$, libera una energía equivalente a 6.3×10^{20} ergios. Para comparación, los físicos estiman que la explosión nuclear en el atolón de Bikini en 1,946, liberó una energía equivalente a 0.1×10^{20} ergios. Esto significa que un sismo de magnitud 6.0, libera una energía equivalente a 63 bombas atómicas. Ver Tabla 1.2.

De esto, se puede inferir que a un aumento de magnitud M_s de una unidad, corresponde un aumento de energía liberada de por un factor aproximado de 31.50 y no de 10, como suele deducirse en forma errónea, debido a la escala logarítmica de base 10 de la magnitud, en la cual un aumento de una unidad significa un aumento de 10 veces en la amplitud de las ondas.

El 96% de la energía sísmica en el sistema global es liberada por los grandes sismos de magnitud 6.5 y mayor, de modo que los eventos pequeños contribuyen en grado insignificante a la liberación de energía. No obstante, los sismos de magnitud moderada 5.5 a 6.5 pueden llegar a ser muy destructivos cuando son superficiales y ocurren cerca de centros urbanos.

A mayor área de ruptura corresponde, en general, una mayor cantidad de energía liberada. A su vez, el área afectada por un sismo está en relación con la magnitud del evento; a mayor magnitud corresponderá una extensión mayor en el que el sismo es percibido, así mismo, será mayor el área en el que el evento causa daños y destrucción.

TABLA No. 1.2

EQUIVALENCIA DE ENERGÍA SÍSMICA LIBERADA PARA DIFERENTES MAGNITUDES

EVENTO		MAGNITUD	ENERGÍA LIBERADA X 10 E 20 ERGIOS	EQUIVALENCIA EN BOMBAS ATÓMICAS
Bomba atómica de Bikini		-----	0.1	1
Eventos Típicos		5.0	0.2	2
		6.0	6.3	63
		7.0	200.0	2,000
		8.0	6,300.0	63,000
		8.5	35,480.0	354,800
Año	Lugar			
1,986	San Salvador	5.4	0.8	8
1,972	Managua	6.2	12.6	126
1,983	Osa, Costa Rica	7.2	398.0	3,980
1,976	Guatemala	7.5	1,120.0	11,200
1,964	Alaska	8.2	12,600.0	126,000
1,960	Chile	8.6	50,000.0	500,000
1,906	Ecuador	8.9	141,000.0	1,410,000

1.4.3 INTENSIDAD

El parámetro intensidad, no es un valor único, como medida de la fuerza del movimiento de terreno causado por un evento sísmico y del grado en que la vibración es sentida y registrada en determinada localidad. La intensidad es una variable que depende del sitio de observación; generalmente es mayor en el área epicentral y disminuye en función de la distancia a la fuente.

Existen dos formas de describir y medir la intensidad.

1) La primera y más antigua es una apreciación subjetiva, no instrumental de los efectos aparentes producidos por un evento sísmico en un lugar dado; para esto se emplean escalas que asignan diferentes grados a la forma en que la vibración del terreno es sentida y según los daños causados a las edificaciones. La intensidad, expresada en grados de determinada escala, sigue siendo un parámetro empírico muy útil para describir los efectos de los terremotos.

2) La segunda, que pretende ser más racional, es una medida instrumental de la amplitud del movimiento del terreno y para ello se emplean parámetros tales como aceleración, velocidad y desplazamiento, que se obtienen de los registros de los instrumentos de movimiento fuerte o acelerógrafos. La aceleración, expresada en porcentaje de la gravedad terrestre, ha sido hasta la fecha la medida instrumental más generalizada y un parámetro para evaluar las fuerzas sísmicas inducidas en las estructuras. La aceleración máxima del terreno es un valor que representa la máxima sacudida de éste y por lo tanto, es un parámetro útil para evaluar la intensidad registrada en determinado sitio.

1.4.3.1 ESCALAS DE INTENSIDAD

La intensidad de un sismo se asigna mediante una apreciación subjetiva de los efectos producidos por el evento y por lo tanto, depende de la distancia del observador a la fuente sísmica. Existen diferentes escalas de intensidad, siendo la más difundida en el continente americano la escala de Mercalli Modificada (MM), que va desde grado I a grado XII. Ver Tabla 1.3.

Cada grado de intensidad va acompañado de una descripción de cómo es sentido el movimiento sísmico por las personas, de sus efectos y los daños ocasionados por el evento. De la tabla 1.3 se deriva lo siguiente.

- Para los grados inferiores MM del I al VI, el grado de intensidad se asigna según la percepción individual, es decir, según sea sentido el sismo por las personas.
- Para los grados intermedios MM del VII al X, según la severidad de los daños causados a las edificaciones.
- Para los grados superiores MM de XI al XII, según los efectos y cambios geológicos producidos por el evento.

El idioma español es el único que distingue entre movimientos sísmicos de baja intensidad, denominados temblores, o sea aquellos eventos que son percibidos por el hombre sin causar daño y sismos de alta intensidad, denominados terremotos, que son eventos sísmicos destructivos. El grado VII en la escala Mercalli Modificada (MM) corresponde a la transición de temblor a terremoto.

ESCALA MODIFICADA DE INTENSIDADES DE MERCALLI (MMI)¹

Intensidad	Denominación	A.C. (gals) ²	Descripción
I	Tembor insensible	< 0.5	Vibración no percibida por el hombre. Solo conocida por registros en sismógrafos sensibles a los movimientos débiles
II	Tembor muy ligero	0.5 a 2.5	Sentido por pocas personas. Estremecimiento análogo al del paso rápido de un carro. Pocas veces se puede apreciar la duración real de un temblor y menos definir la dirección del mismo. Más frecuentemente sentido en los pisos altos y sobre todo, estando despierto y en el silencio de la noche.
III	Tembor ligero	2.5 a 6.0	Movimiento sentido ligeramente por algunas personas fuera de los edificios. En el interior de los mismos es percibido por mayor número de personas. Se observan estremecimientos o balanceos de los objetos: pequeños golpeteos de la cristalería y vajillas que están tocándose ligeramente, como sucedería si pasase cerca un carro más o menos cargado sobre empedrado. Los líquidos en grandes vasijas se mueven ligeramente. El temblor puede despertar a alguien que duerma, sin causarle sobresalto.
IV	Tembor mediano	6.0 a 18 (0.012 g)	Sentido por mucha gente en la calle, a pesar de la agitación del tráfico ordinario. En el interior de las casas se puede sentir un estremecimiento análogo al producido por un mueble pesado al derribarse, en una cama, pareciera como el balanceo en una embarcación agitada por las olas, oscilación de objetos suspendidos poco pesados (cortinas, lámparas, etc.), los péndulos de los relojes se paran según la posición que guardan con relación a la dirección de propagación de las ondas sísmicas; los objetos poco estables, caen o cambian de posición ligeramente; los cuadros golpean en los muros o se tuercen; las vasijas llenas de líquido se derraman; puertas y ventanas golpean o se abren; generalmente las personas dormidas se despiertan y muchas personas salen al exterior de los edificios.
V	Tembor algo fuerte	18 a 40 (0.04 g)	Sentido por toda la gente, algunos creen estar a punto de ser derribados; los líquidos contenidos en depósitos se agitan notablemente y salpican al chocar las ondas con los bordes; caen algunos cuadros de las paredes y los libros suelen salirse de los anaqueles según sea la dirección de propagación de las ondas sísmicas; algunos cristales de ventanas y vidrieras suelen rajarse y azillarse; muebles y objetos estables cambian de lugar o ligeramente giran, algunas campanas de capillas suenan si la duración del temblor se prolonga. Hay algunos edificios en los que se producen grietas sin importancia y también se desprenden porciones de revestimiento de las paredes o cielos rasos. En los edificios de construcción deficiente o defectuosa, los estragos son por lo general más acentuados, sin que sean necesariamente alarmantes.
VI	Tembor fuerte	40 a 75 (0.07 g)	En el interior de los edificios se caen muchos objetos pesados. Muchas casas de mampostería sufren apreciables desperfectos, tales como grietas en los muros, caída de grandes porciones de revestimiento; desprendimiento y caída de tejas, rotura de chimeneas incluso su colapso completo; rotura de torres, campanarios, etc. Las campanas pesadas en los templos pueden llegar a sonar solas. Los edificios en mal estado por su construcción, por descuido o por la calidad de los materiales empleados en su construcción, sufren notablemente y algunos quedan inhabitables. Las construcciones erguidas con buena técnica, tanto en mampostería como en concreto y acero, resisten perfectamente estos sismos, en la misma forma que determinadas construcciones con armazón de madera o caña con revestimiento de arcilla, resisten sin mayor deterioro los impactos de los sismos de este grado. Ocasionalmente, el agua de las fuentes puede enturbiarse y en las orillas de las mismas pueden presentarse eyecciones de lodo o arena.
VII	Tembor muy fuerte	75 a 110 (0.09 g)	Plano general entre la gente. Los edificios mejor construidos crujen y se bambolean; numerosos cristales de puertas y ventanas así como de armarios o vitrinas se quebran; el follaje de las plantas se mueve como si soplasen viento de mediana intensidad; ocurre lo mismo con objetos ligeros fácilmente agitados; las puertas y ventanas se abren, así como armarios y libreras. Frecuentemente puede cambiar el caudal y hasta la composición de las aguas. Algunos edificios de construcción aparentemente segura pueden hundirse o derrumbarse en conjunto, así como las paredes aisladas pueden desplazarse en serie o secciones.
VIII	Tembor ruinoso	110 a 170 (0.14 g)	Las edificaciones sólidamente construidas, presentan rajaduras en los muros y observándose hundimientos parciales o totales. Las chimeneas de mampostería o concreto, sufren fracturas o desplomes con relación a su verticalidad. Las casas de madera pueden deformarse definitivamente. Las estatuas y objetos similares situados cerca del suelo se desvían, giran o tuercen sobre sus bases y muchos de ellos terminan por caerse. Los muros de piedra se derrumban; los troncos de árboles y en especial las palmeras, se balancean fuertemente como si fueran agitadas por vientos huracanados; dentro de las habitaciones hasta los muebles más pesados cambian de lugar y algunos pueden caer al suelo. El comportamiento de los edificios de concreto armado, al ser atacados por sismos de esta categoría, llegan a resistir estos sismos; en algunas ocasiones pueden ocurrir fallas en algunos miembros o secciones de estas edificaciones, pero aún así, se ha observado en general una buena resistencia, la cual, en el peor de los casos, permitirá la evacuación completa de sus habitantes sin que se llegue a lamentar desgracias personales durante dicha acción.
IX	Tembor destructivo	170 a 250 (0.21 g)	Prácticamente todos los edificios de mampostería se derrumban o sufren graves daños, quedando la mayoría inhabitables. Los edificios de características anti-sísmicas (concreto armado, estructuras de acero, etc.), resisten bastante bien estas vibraciones pero se pueden observar cuarteaduras importantes en los muros o tabiques así como caída total de revestimiento y la expulsión de bloques de ladrillos de los lienzos de paredes muy grandes. Las casas de madera sufren notablemente alcanzando desperfectos como desenganche de piezas, deslaminamiento de techos y a veces pueden desvenjarse totalmente.
X	Tembor muy destructivo	250 a 500	La mayor parte de los edificios mejor construidos y aun los de concreto y acero, quedan gravemente dañados o parcialmente destruidos; indudablemente con estos sismos, se puede poner a prueba la verdadera técnica de las construcciones anti-sísmicas. La violencia y las características de los movimientos de esta categoría, son de tal magnitud y presentan modalidades tan extraordinarias, que difícilmente se podrá clasificar los estragos de su acción destructora. Las presas y diques de estructura monolítica (construidos con óptimas normas de seguridad), sufren fallas en las formas más inconcebibles, generando catástrofes secundarias como inundaciones de valles y ciudades. Los terrenos poco consistentes, y aún más, si son húmedos, dan lugar a la apertura de grietas hasta varios metros de profundidad y diferentes anchuras, observándose desprendimientos de rocas y masas de tierra que en algunas ocasiones interrumpen los cauces de los ríos formando depósitos y lagos artificiales.
XI - XII	Tembor catastrófico	> 500	Los sismos de estos dos grados, aun cuando especifican el grado de destrucción que proporcionan, por no tener experiencias concretas de sus efectos, no es posible puntualizar en detalle la magnitud de la destrucción a que pueden dar lugar la consideración de un terremoto que tiene vistas de cataclismo.

TABLA 1.3

¹ Adaptado de documento INTENSIDADES SÍSMICAS elaborado por el INSIVUMEH (sin fecha)

² A.C. = Aceleración Armónica. El "GAL" es la unidad de aceleración armónica que se usa en esta escala, y es el equivalente de un centímetro por segundo cuadrado (y valores de a/g)

1.4.3.2 OTRAS ESCALAS DE INTENSIDAD

En un principio se utilizó la escala de Rossi-Forel, publicada en 1,883, que presentaba 10 grados, pero no permitía una buena distinción entre eventos fuertes y muy fuertes; esta escala fue revisada y modificada por Mercalli en 1,902 y ampliada de 10 a 12 grados por sugerencia de Cancani y presentada en forma más elaborada por Sieberg en 1,923 llamada escala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg). En 1,931 Wood y Newmann en Estados Unidos la revisaron y le llamaron Escala de Mercalli Modificada o simplemente "Escala MM" a la cual ya se hizo referencia. Posteriormente fue revisada por Richter, quién la llamó "Escala de Mercalli Modificada versión 1,956"; a esta última le hicieron algunas modificaciones y le llamaron "Escala MSK" por sus autores (Medredev-Sponheuer-Karnik) en 1,964 y por último esta escala fue reordenada por R. J. Brazeo en 1,979 y actualmente es la utilizada. Además existe la escala Japonesa "JMA" (Japan Meteorological Agency) de siete grados.

El rango de intensidades MM de I a VI no es relevante en términos de riesgo sísmico. El 90% del daño ocasionado por los terremotos corresponde a eventos con intensidad grado VII al IX, expresada en escala Mercalli Modificada (MM).

A pesar del progreso de la sismología instrumental, la escala de intensidad continúa siendo importante como indicación aproximada de la fuerza del sismo en un sitio dado, ello a pesar de ser solo una medida subjetiva.

El hecho de que la escala de intensidad siga jugando un papel importante se debe en gran parte a que todos los sismos anteriores al año 1,900 y aun un número considerable de eventos posteriores, se han clasificado con base en el grado de intensidad. Por otro lado, las observaciones macrosísmicas continúan siendo la manera más sencilla para determinar la distribución superficial de los efectos y daños ocasionados por un terremoto, que se evalúan dando un grado de intensidad. Además la intensidad es útil para cartografiar mediante las isosistas la forma de irradiación de la energía sísmica y para determinar el área epicentral. No obstante se debe hacer énfasis en el hecho de que la intensidad sólo constituye un parámetro descriptivo y es considerado un complemento de los datos instrumentales.

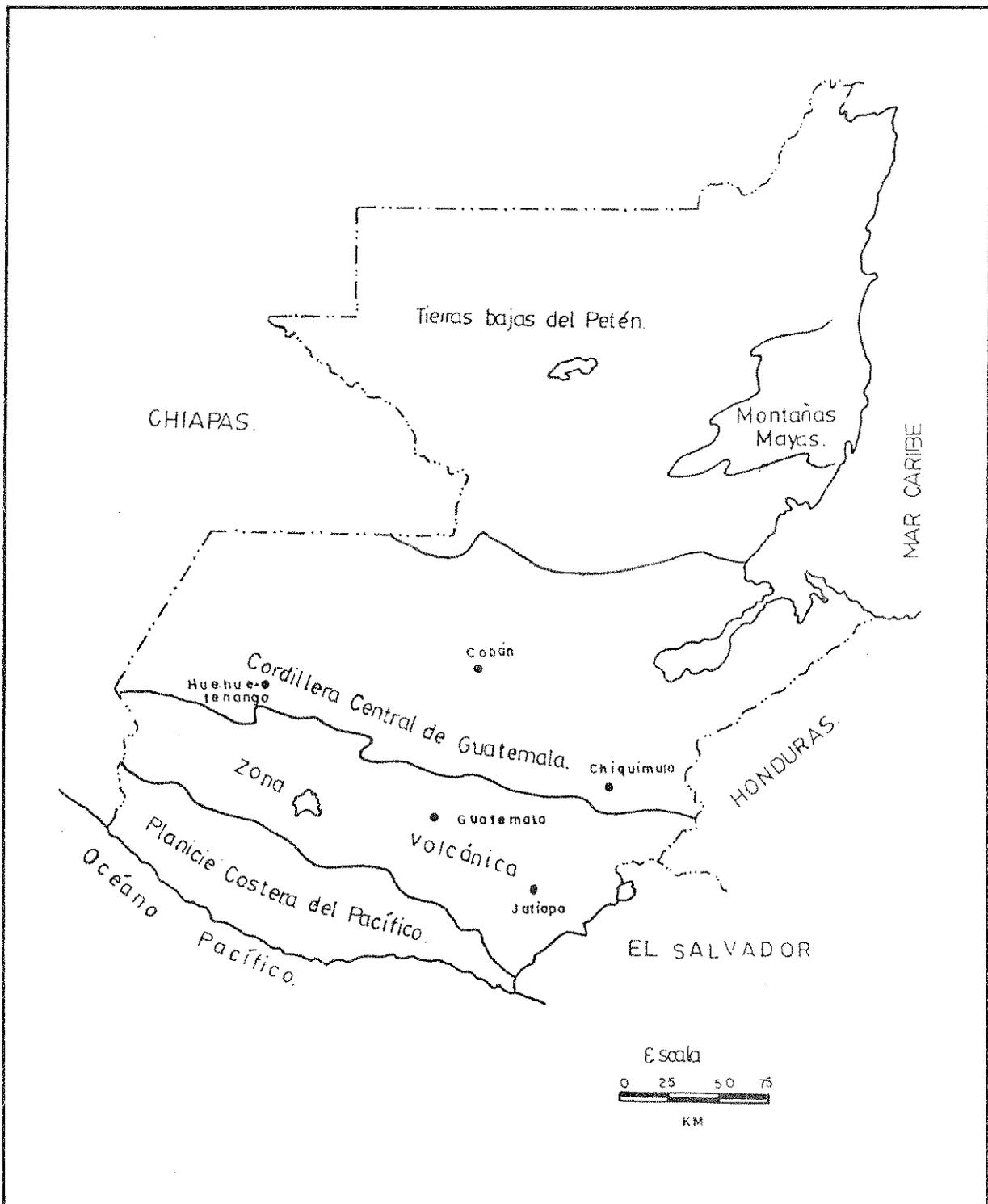
1.5 PROVINCIAS FISOGRÁFICAS DE LA REPÚBLICA DE GUATEMALA

En Guatemala destacan dos rasgos estructurales, el primero, es un arco este-oeste convexo hacia el sur, que se extiende desde Chiapas México hasta el mar Caribe y que está constituido por rocas cristalinas y sedimentarias de edades Paleozóicas y Mesozóicas. El segundo, es un alineamiento de orientación noroeste-sureste, que está constituido por rocas volcánicas Terciarias y Cuaternarias, sobresaliendo una fila de conos volcánicos.

En el territorio nacional se distinguen cuatro provincias fisiográficas, las cuales están caracterizadas por su morfología, así como por las rocas que las constituyen. Ver figura 1.9.

- 1) Planicie costera del Pacífico: se localiza a lo largo del litoral Pacífico, está constituida por los productos de la erosión de la cordillera volcánica y tiene un ancho de 50 Km.

- 2) El cinturón volcánico: cubre la parte occidental, sur y oriental del país. Esta región se caracteriza por sus altas montañas, su cadena de volcanes y las rocas volcánicas terciarias. En esta faja también destacan enormes depresiones que contienen los lagos de Atitlán, Amatitlán y Ayarza, así como anchos valles planos constituidos por depósitos de pómez Cuaternarios. Entre estos valles están los de San Marcos, Quetzaltenango, Tecpán, Quiché, Chichicastenango y Guatemala.
- 3) Cordillera Central: es un cordón de rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias plegadas, esta cordillera se extiende a través del centro del territorio nacional.
- 4) Tierras bajas de Petén: esta provincia está constituida por sedimentos Mesozóicos y Terciarios, suavemente plegados; las elevaciones promedio son de 100 m. En los sedimentos carbonáticos se ha desarrollado el karst, lo cual ha dado lugar a una topografía muy accidentada.



<p>ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA</p>	<p>FIGURA No.</p>
<p>PROVINCIAS FISIGRÁFICAS DE LA REPÚBLICA DE GUATEMALA</p>	<p>1.9</p>

1.6 FALLAS GEOLÓGICAS EN GUATEMALA

Desde el punto de vista tectónico, Guatemala está ubicada dentro de la zona de convergencia de tres placas tectónicas, la de Norteamérica, del Caribe y de Cocos.

De acuerdo con el conocimiento actual sobre la interacción de las placas, la del Caribe se desplaza hacia el este de la placa de Norteamérica en forma transcurrente, lo cual está evidenciado por el gran sistema de fallas del Polochic-Motagua y la sismicidad característica de esta zona. Hacia el sur, la placa de Cocos, se sumerge (subduce) bajo la placa del Caribe, lo cual ha dado lugar a la fosa mesoamericana, el vulcanismo y la sismicidad, tanto marina como continental; la subducción de la placa de Cocos no ocurre de manera uniforme sino en segmentos, habiéndose estimado que frente a las costas de Guatemala, la subducción ocurre en tres segmentos.

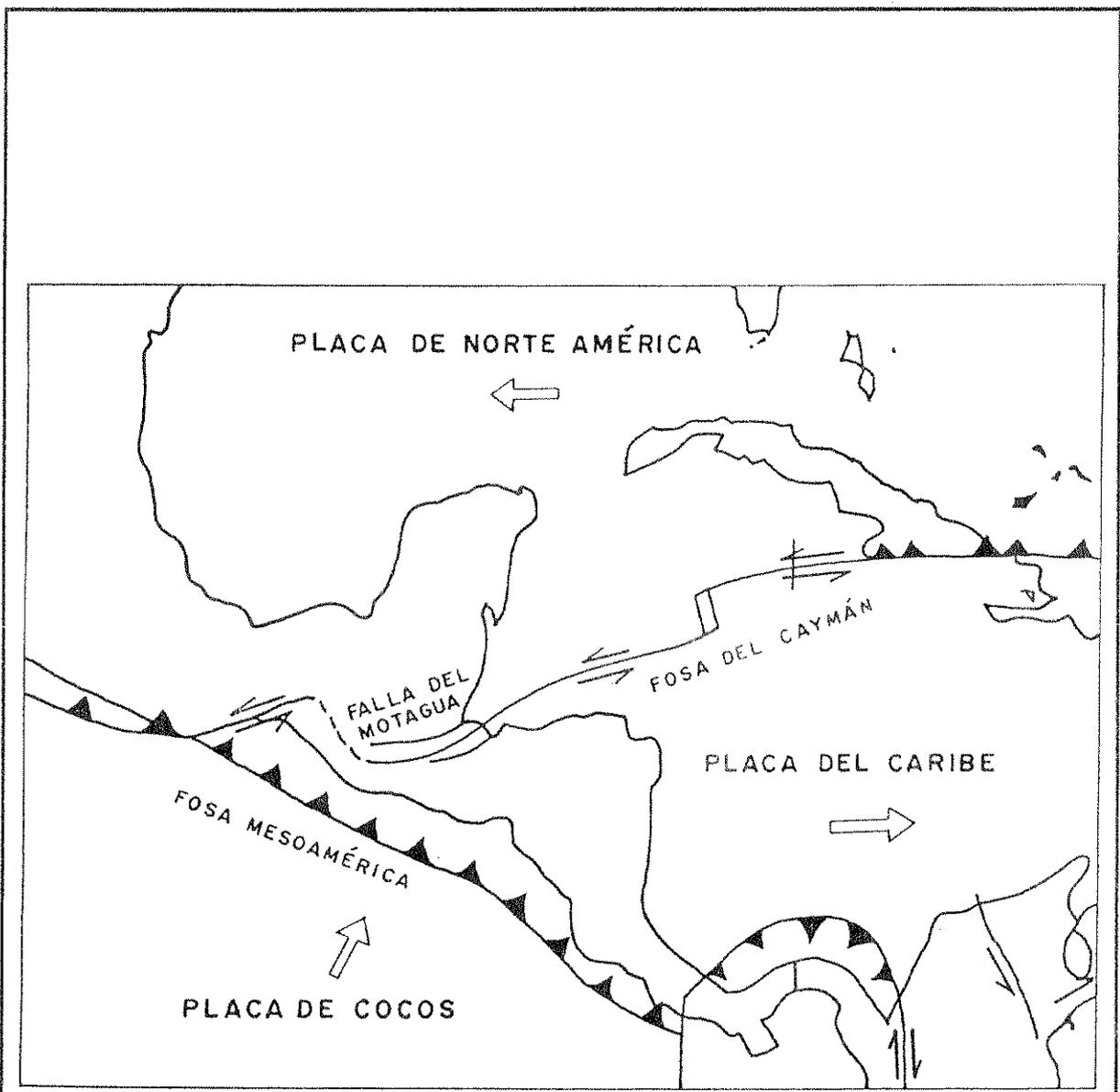
Conjuntamente, debido al límite de transcurrencia entre las placas de Norteamérica y la del Caribe, se han desarrollado otros sistemas de fallas de gran importancia, tal es el caso de: Chixoy-Polochic, Motagua-San Agustín y Jocotán-Chamelecón.

En cuanto a la zona de subducción, a todo lo largo de la costa sur, la principal característica es la segmentación de la placa de Cocos, en bloques con igual dirección de desplazamiento pero distintos grados de inclinación. Esto se manifiesta en el escalonamiento de la cadena volcánica y fallamientos transversales con direcciones nordeste y noroeste, de movimiento lateral izquierdo; como lo son las fallas de Palín y el río Paz. Estas últimas se intersectan con fallamientos longitudinales paralelos a la zona de subducción; considerados como prolongaciones de la gran depresión de Nicaragua y que en Guatemala se encuentran en gran parte cubiertos por depósitos de material volcánico. Ejemplo de esto es la falla de Jalpatagua de movimiento lateral derecho.

La interacción de las tres placas tectónicas antes mencionadas, han generado dentro de la placa del Caribe, esfuerzos tensionales, los cuales han provocado grandes sistemas de fallas normales de orientación norte-sur aproximadamente, estos sistemas de fallas han desarrollado estructuras escalonadas del tipo Graben-Horst, entre estos sistemas estructurales están el graben de la ciudad capital de Guatemala, limitada al este y oeste por los sistemas de fallas de Santa Catarina Pinula y Mixco, respectivamente y los grabens de San José Pinula e Ipala.

Las fallas secundarias de Mixco y Santa Catarina Pinula, tienen un importante riesgo geológico debido a su proximidad a las áreas urbanas y áreas de futura expansión de la ciudad de Guatemala, fallas secundarias comparables se sitúan en sus cercanías, su presencia es detectada por cinturones locales de actividad microsismica y por zonas de abundante extensión de roturas en la superficie. Estas fallas tienden a ser más cortas y sus roturas son de deslizamiento. Muchas de estas fallas son geológicamente jóvenes y causantes de temblores de tamaño moderado, aunque su activación puede generar temblores de mayor intensidad, tal como se supone provocaron los terremotos que destruyeron la ciudad capital de Guatemala en los años 1,917-1,918, los cuales tuvieron su origen en las fallas secundarias situadas al sur de la ciudad, dentro de la zona que contiene al lago de Amatitlán.

Vale la pena mencionar, que son las fallas geológicas secundarias transversales y longitudinales, las que han generado más sismos destructores, sesenta y uno (61) en Centro América; seguido de la zona de subducción con veintiséis (26) y los grandes fallamientos del norte entre ellos la falla del Motagua, únicamente cuatro (4). Ver figuras 1.10 y 3.3 del capítulo III.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA	FIGURA No.
MARCO TECTÓNICO REGIONAL	1.10

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA AMENAZA SÍSMICA (MEPAS)

2.1 AMENAZA, VULNERABILIDAD Y RIESGO SÍSMICO

Las fuentes sísmicas pueden generar sismos de diferentes características, tales como magnitud, distancia epicentral, profundidad focal y frecuencia de vibraciones; dependiendo del grado en que se presenten dichas características, una región puede estar más o menos **amenazada** o estar totalmente libre de amenaza.

Las ondas sísmicas que se generan durante cualquier evento sísmico, producen aceleraciones en el terreno, las cuales afectarán a las obras civiles existentes que se encuentren dentro de la zona de influencia del sismo, tales como: viviendas, edificios, presas, acueductos, puentes, carreteras, aeropuertos, etc. Cuando estas obras civiles no están construidas de acuerdo a las aceleraciones a las que pudieran estar sometidas durante un evento sísmico, se dice que son **vulnerables**; también son vulnerables obras civiles bien diseñadas, asentadas en zonas donde el suelo está propenso a fallar, por ejemplo deslizamientos, desprendimientos, licuefacción, etc.

Si se consideran los dos aspectos antes mencionados en forma conjunta o sea, **amenaza+vulnerabilidad**, para una zona o región determinada, se puede establecer el riesgo sísmico, lo cual presupone un buen conocimiento de la sismicidad de la zona estudiada y de las fuentes sísmicas que la afectan, así como el comportamiento de suelo y rocas ante el paso de ondas sísmicas a través de ellos, lo cual debe ser correlacionado con la calidad de las construcciones existentes, para estimar si son o no sismorresistentes.

La evaluación de la amenaza sísmica y la de la vulnerabilidad de una obra civil son los dos componentes de un análisis de riesgo sísmico.

2.1.1 Definiciones

1) **Amenaza sísmica:** probabilidad que el parámetro de movimiento del suelo (aceleración, velocidad, desplazamiento, intensidad) en un sitio y en un intervalo de tiempo determinado, sea excedido.

2) **Vulnerabilidad:** el grado, medido en daños que puedan sufrir todo tipo de emplazamientos (estructuras civiles, líneas de conducción, ciudades o asentamientos humanos, cultivos, bosques, campos de explotación etc.) al ser afectado por una determinada acción (un sismo para este caso). Puede ser expresada en una escala en la que un valor, representa ningún daño y el máximo valor pérdida total; o como la probabilidad de pérdida total al presentarse determinada sollicitación.

3) **Riesgo sísmico:** probabilidad conjunta de la amenaza sísmica en sí y la respuesta de la estructura civil al ser sometida a la correspondiente sollicitación dinámica (sismo).

$$(2.1) \quad \text{Riesgo sísmico} = \text{amenaza sísmica} + \text{vulnerabilidad}$$

El conocimiento del riesgo sísmico es un factor crucial para la evaluación de las consecuencias desastrosas de un terremoto, asimismo para la planificación de códigos de diseño antisísmico y la puesta en práctica de medidas de protección y prevención.

En el presente trabajo, se tratará únicamente el problema de la amenaza sísmica para fines de diseño sismorresistente de las estructuras que pudieran emplazarse en el departamento de Santa Rosa.

2.2 ANÁLISIS DE LA AMENAZA SÍSMICA

La estimación de la amenaza, debido a los terremotos, fue conocida anteriormente como análisis del riesgo sísmico. Actualmente, se redefinió como análisis de la amenaza sísmica a fin de distinguirla del riesgo sísmico. La evaluación de amenaza sísmica puede realizarse en forma determinística y probabilística.

La mejor aproximación para la evaluación de la amenaza sísmica de un sitio sería conocer la historia de los sismos que hayan sacudido esa región, mejor aún si dichos datos se conocen por varios siglos o milenios. Lamentablemente esto no es posible en la mayoría de las regiones de la tierra, adicionalmente, hasta la fecha ha sido imposible predecir los terremotos de una manera determinística. El enfoque determinístico no toma en cuenta las incertidumbres en tamaño, localización y atenuación de los eventos sísmicos y tan sólo adopta los valores más conservadores de dichos parámetros. Los parámetros de diseño evaluados por medio de este enfoque son generalmente tan altos que las estructuras resultantes no son económicamente factibles, razón por la cual se ha incorporado la metodología probabilística al diseño sismorresistente, la cual permite predecir la futura actividad sísmica en términos de probabilidades.

La validez de los resultados de un análisis probabilístico de amenaza sísmica depende de muchos factores, principalmente de la calidad y cantidad de los datos usados. Cornell, en 1,968 desarrolló un método para que el ingeniero obtenga las relaciones entre algunos parámetros del movimiento del terreno como Intensidad Mercalli Modificada, velocidad pico, aceleración pico, periodo de retorno, etc. El tipo de información necesaria para desarrollar el método consiste en el promedio de la actividad sísmica de las fuentes cercanas al sitio, incluyendo el número de eventos mayores de cierta magnitud de interés. El método está diseñado para integrar la influencia individual de fuentes potenciales de terremotos a la distribución de intensidad (o aceleración) máxima probable. La ventaja del método es su rapidez y simpleza, lo que permite al analista llevar a cabo varios análisis para estudiar el efecto de diferentes distribuciones de fuentes y sus respectivas actividades. Varios investigadores se han dedicado a mejorar el procedimiento original de Cornell y han aportado algunas variantes a la metodología. Se han desarrollado varios programas de computadora como el programa **EQRISK**, **PRISK** Y **NPRISK** este último es el que se utilizará en el presente trabajo.

A continuación se esquematiza los pasos a seguir para realizar la MEPAS.

- 1) Identificación y delimitación de las fuentes sísmicas.
- 2) Determinación de la actividad sísmica de las fuentes.
- 3) Establecimiento de una relación de atenuación.
- 4) Integración de los efectos en el sitio de estudio.

2.3 IDENTIFICACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS

Esta es la primera etapa de la evaluación probabilística de la amenaza sísmica. En las regiones de alta actividad sísmica las fuentes sísmicas son fácilmente identificables con registros de eventos ocurridos, sin embargo, en la mayoría de los casos, la ocurrencia de sismos no se puede correlacionar confiablemente a fuentes ya que los datos históricos son escasos e imprecisos (posibles errores en la determinación de epicentros, profundidades y magnitudes) o inexistentes.

Existen diferentes técnicas para definir las fuentes sísmicas en el espacio, una de éstas, combina la información geológica, tectónica y la historia sísmica; otra lo hace a partir únicamente de la información geológica y tectónica disponible y una última a partir de los datos sísmicos, cuando la información geológica y tectónica es insuficiente o inexistente.

En general, la información geológica puede suministrar restricciones importantes en definir y caracterizar las fuentes sísmicas en los siguientes términos.

- ¿ Dónde existen evidencias geológicas de terremotos anteriores ?
- ¿ Geológicamente, dónde es probable que ocurran los futuros terremotos ?
- ¿ Con qué frecuencia ocurren los sismos y de qué magnitud ?
- ¿ Dónde se encuentran los límites de placas tectónicas ?

Geoméricamente Cornell idealizó tres tipos de fuentes sísmicas, las cuales se muestran en la figura 2.1 y se modelan como:

- a) Fuentes puntuales.
- b) Fuentes lineales.
- c) Fuentes areales.

Se consideran como fuentes puntuales aquellas donde la relación de la distancia de la fuente al sitio, comparada con las dimensiones de la falla, es muy grande o cuando se tiene una gran concentración de terremotos en un área muy pequeña. Cuando se observan alineaciones importantes que permitan definir una falla de dimensiones apreciables, a la cual se le pueda asociar la sismicidad de la zona, se les modela como fuentes lineales. Finalmente, las fuentes areales se utilizan para modelar la sismicidad en zonas donde hay una gran cantidad de alineaciones tectónicas que puedan ser consideradas como responsables de la sismicidad de la zona, se considera que el modelaje de las fuentes sísmicas como fallas (líneas) o zonas de fallas, es físicamente la más razonable representación de localización potencial de futuros terremotos.

Otros investigadores (Larsson & Mattson) han desarrollado un modelo volumétrico que contiene muchas fuentes puntuales. En la definición del análisis de amenaza, es necesario para cada fuente, definir:

- 1) Localización.
- 2) Tipo y tamaño.
- 3) La tasa anual de terremotos.

En este trabajo, las fuentes sísmicas son definidas usando los datos geológicos, tectónicos y los datos observados de las ubicaciones de terremotos; se determina el tipo y tamaño de la fuente, siendo además importante su ubicación por medio de coordenadas geográficas o cartesianas. El programa NPRISK, admite el modelaje de las fuentes sísmicas areales como cuadriláteros en un plano, así como también el modelaje de fuentes lineales como fallas de manera muy conveniente.

2.4 DETERMINACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DE LAS FUENTES

La actividad sísmica se evalúa en términos del número de eventos sísmicos y la frecuencia de ocurrencia de sus correspondientes magnitudes que pueden ocurrir en la fuente en una unidad de tiempo. La determinación de la actividad sísmica se basa generalmente en los registros históricos e instrumentales de los sismos. Desgraciadamente como se mencionó antes, esta información puede ser imprecisa, además no es homogénea en el tiempo, ya que en épocas pasadas solo se registraban sismos de gran magnitud debido a las distribuciones de población, falta de instrumentos o simplemente falta de interés. Para la evaluación de la actividad sísmica hay que examinar los eventos y utilizar solo la parte más reciente del registro, la cual se puede considerar homogénea.

Información geológica y sísmica adicional vuelve a ser aquí de vital importancia. La razón de deslizamiento de una falla determina la cantidad de energía de deformación que se está acumulando en la falla para una posterior liberación. Un sismo puede ser cuantificado por la magnitud momento (M_w) una cantidad derivada del momento sísmico del evento (M_0) que a su vez es proporcional a la energía liberada. Se han propuesto relaciones de frecuencia de ocurrencia de eventos descritos por M_w y por su M_0 que se basan en el conocimiento de la razón de deslizamiento de la fuente.

2.4.1 DETERMINACIÓN DE MODELOS DE RECURRENCIA Y OCURRENCIA TEMPORAL DE LOS SISMOS

Para cada fuente sísmica se evalúa un modelo de recurrencia de eventos y un modelo de ocurrencia temporal de los mismos. Para el modelo de recurrencia de los sismos se utiliza la relación frecuencia-magnitud de Richter y para el modelo de ocurrencia temporal, se usa el proceso estocástico de Poisson.

2.4.1.1 MODELO DE RECURRENCIA DE LOS SISMOS

Para cada fuente sísmica se estima la tasa de ocurrencia de eventos sobre un nivel umbral, usando la frecuencia observada de sismos. Para este efecto, se utilizan las relaciones de frecuencia magnitud, que correlacionan la frecuencia de ocurrencia de los temblores con sus magnitudes; tales relaciones también se conocen como relaciones de recurrencia. A partir de estas relaciones se puede evaluar el intervalo de tiempo promedio entre temblores de determinadas magnitudes.

Las frecuencias pueden ser presentadas como valores únicos, como valores de frecuencia acumulativa. Larsson & Mattson 1,987, consideran que el método de frecuencia acumulativa es más apropiado.

Estas relaciones acumulativas indican si un terremoto excede un determinado valor de magnitud y no si está en un cierto intervalo de magnitud; consecuentemente, pueden ser utilizadas para los análisis de riesgo sísmico donde el enfoque es evaluar pérdidas que generan sismos de una determinada magnitud o mayores.

En general, las observaciones presentan una distribución exponencial para la frecuencia única:

$$(2.2) \quad N = a \exp(-\beta M)$$

Donde:

N: No. de eventos.

M: Magnitud.

a: Es una medida, del número de eventos sobre una magnitud dada.

β : Es una medida de la severidad sísmica.

Esta expresión procede de la clásica relación presentada por Richter:

$$(2.3) \quad \log(N) = a - bM$$

Donde N es el número de terremotos observados durante T años, en el intervalo de magnitudes seleccionado; a y b son constantes a determinar y M la magnitud.

El coeficiente "a" representa el logaritmo del número total de temblores que tienen una magnitud mayor o igual a cero. El coeficiente "b", es un parámetro de gran importancia ya que es el reflejo de las condiciones físicas de una región sísmica determinada. Un alto valor de "b", indica una proporción relativamente alta de bajas magnitudes. Una evaluación precisa de "b", es requisito para la calidad de los resultados de un análisis de amenaza.

Si los datos de las fuentes individuales en una región son escasos, el valor de "b", en la ecuación anterior, se determina considerando los datos de varias o todas las fuentes sísmicas de regímenes sísmicos similares y que pertenecen a una región sismotectónicamente homogénea y bien delimitada.

Se ha observado que la relación lineal de Gutenberg y Richter no se ajusta a la distribución de magnitudes en el rango de altas y bajas magnitudes, por lo que diversos investigadores proponen modificar la relación truncándola en el límite inferior y superior. Esto es debido a que no siempre se pueden registrar los sismos muy pequeños (por falta de sensibilidad o existencia misma del equipo sismológico) y los registros de los sismos de gran magnitud son, por lo general, escasos debido a sus grandes períodos de recurrencia.

Se propone como límite inferior un valor tal que, terremotos de magnitudes más pequeñas que la especificada, ocasionen un daño potencialmente despreciable y de esa manera puedan ser descartados, para efectos de diseño de ingeniería. El límite superior se propone sobre la base de la suposición de la existencia de un valor de magnitud máxima regional finita. Dicho valor puede ser establecido utilizando información geológica o del registro sísmico histórico.

2.4.1.2 MODELOS DE OCURRENCIA

Los modelos probabilísticos usados para la ocurrencia de sismos, utilizados en la MEPAS pueden ser dependientes o independientes respectivamente. Cornell y muchos investigadores en el presente utilizan el modelo homogéneo de Poisson. Sin embargo, no se puede negar la validez de las teorías de rebote elástico que implican la dependencia de la ocurrencia de un evento sísmico con otros eventos sísmicos pasados.

En este trabajo se asume que la distribución de los sismos con respecto al tiempo es Poissoniana. El modelo de Poisson para la ocurrencia temporal de los sismos fue propuesta originalmente por Cornell. En el inciso 2.7 del presente capítulo se hace mención de los modelos estadísticos existentes y más utilizados.

El modelo de Poisson exige que las siguientes suposiciones sean válidas para los sismos.

- Los eventos son independientes espacialmente.
- Los eventos son independientes temporalmente (en el tiempo).
- La probabilidad de que dos eventos sísmicos tengan lugar al mismo tiempo y en el mismo lugar es casi cero.

La primera suposición implica la ocurrencia o no-ocurrencia de otro evento sísmico en algún otro sitio.

La segunda suposición implica que los eventos sísmicos no tienen memoria en el tiempo, de igual manera que para el espacio en la primera suposición.

La tercera suposición implica que para un pequeño intervalo de tiempo "t", más de un evento sísmico no puede ocurrir en un mismo punto.

2.5 ESTABLECIMIENTO DE UNA RELACIÓN DE ATENUACIÓN

El modelo de atenuación es fundamental, debido a que es la única expresión con que se cuenta para describir el efecto producido en un sitio lejos de la fuente sísmica, debido a la ocurrencia de un evento en la fuente sísmica. Las relaciones de atenuación se expresan como una función matemática que relaciona un parámetro de movimiento fuerte del terreno (roca o suelo firme), como por ejemplo, la aceleración pico, con los parámetros que caracterizan el sismo, generalmente la magnitud y la distancia de la fuente al sitio. Las relaciones de atenuación deberían reflejar las condiciones geológicas y estructurales del medio de propagación y los mecanismos focales, aunque comúnmente no se incluyen en ellas las variables independientes que tomen en cuenta estos factores.

La aceleración en el sitio depende principalmente de dos valores:

- 1.- La magnitud del terremoto (M)
- 2.- La distancia hipocentral (Rh)

Las relaciones de atenuación son ecuaciones empíricas obtenidas a partir de un análisis de regresión de los valores de aceleración pico del terreno contra la magnitud y distancia, obtenidos de registros de los acelerogramas de diversos sitios que se han agrupado según características comunes.

Se hace conveniente escoger alguna de las diversas relaciones de atenuación que se han dado a conocer en la literatura técnica.

Estas relaciones son generalmente, de la forma:

$$(2.4) \quad A = b1 \exp(b2 \cdot M) \cdot (Rh + b4)^{-b3}$$

Donde :

A = Máxima aceleración del terreno en cm / s² o m / s²

Rh= Distancia hipocentral desde la fuente al sitio en Km

M = Magnitud

b1, b2, b3 y b4 son constantes que dependen de la región.

Las fórmulas de atenuación se basan en registros de aceleraciones para las zonas en que se tienen datos, pero en zonas en las que no existen hay que recurrir a modelos teóricos, modelos semi-empíricos y modelos basados en observaciones de intensidad. Las relaciones de atenuación permiten estimar en forma aproximada la aceleración máxima del terreno en un sitio dado situado a cierta distancia de la falla causativa o de la fuente sísmica, además proporcionan un medio aproximado para la estimación de la máxima intensidad probable durante futuras sacudidas sísmicas y son, por lo tanto, la base para la determinación de la amenaza sísmica.

La atenuación no es igual para todas las regiones y está en función de las características físicas del medio y de las formaciones geológicas a través de las cuales se propagan las ondas. Existen regiones en las cuales la atenuación es menor, por lo cual en ellas se pueden esperar mayores intensidades en un área de mayor extensión; consecuentemente la cuantía de daños se incrementa.

Debido a la escasa información de movimiento fuerte en los mayores eventos sísmicos y la inexistencia de registros de aceleraciones en Guatemala, ha sido imposible desarrollar una relación de atenuación específica para el territorio nacional. Esto ha provocado que en las investigaciones y trabajos sobre mapas de isoaceleración, se hayan tenido que utilizar relaciones de atenuación de otras regiones, en las cuales se supone alguna similitud geológica con Guatemala.

2.5.1 RELACIONES DE ATENUACIÓN UTILIZADAS EN GUATEMALA

1) Relación de Oliveira:

$$(2.5) \quad A = b_1 \exp(b_2 M) (R_h + 25)^{-b_3}$$

A= máxima aceleración del terreno en Gales (cm/s^2).

$b_1 = 1230$

$b_2 = 0.80$

$b_3 = 2$

M= magnitud

R_h = distancia hipocentral en Km

2) Relación de McGuire:

$$(2.6) \quad A = b_1 \exp(b_2 M) (R_h + 25)^{-b_3}$$

A= máxima aceleración del terreno en Gales (cm/s^2).

$b_1 = 472.3$

$b_2 = 0.278$

$b_3 = 1.202$

M= magnitud

R_h = distancia hipocentral en Km

3) Relación de Donovan:

$$(2.7) \quad A = b_1 \exp(b_2 M) (R_h + 25)^{-b_3}$$

A= máxima aceleración del terreno en Gales (cm/s^2).

$b_1 = 1080$

$b_2 = 0.5$

$b_3 = 1.32$

M= magnitud

R_h = distancia hipocentral en Km

4) Relación de Esteva & Villaverde:

$$(2.8) \quad A = b_1 \exp(b_2 M) (R_h + 40)^{-b_3}$$

A= máxima aceleración del terreno en Gales (cm/s²).

$$b_1 = 5600$$

$$b_2 = 0.8$$

$$b_3 = 2$$

M= magnitud Richter (Mb).

R_h= distancia hipocentral en Km.

Recientemente se ha establecido una relación de atenuación para la región centroamericana y México, la cual ha sido desarrollada por el proyecto llamado "Reduction of Natural Disasters in Central America. Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation. Seismic Zonation and Earthquake Hazard Assessment", el cual es patrocinado por NORSAR, The Research Council of Norway.

La relación de atenuación propuesta, fue desarrollada por Climent et al. en 1,994 y publicada en el reporte técnico No. 2-17 titulado "Spectral Strong Motion Attenuation in Central America", para lo cual fue utilizada una base de datos compilada durante los cuatro años del proyecto y además se utilizaron datos del estado de Guerrero, México. Esta es la primera vez que se desarrolla una relación de atenuación específica para Centroamérica y con datos de la región, este documento fue publicado en agosto de 1,994.

5. **Relación de atenuación de Climent et al.,1,994. Propuesta para Centro América:**

$$(2.9) \quad \ln A = C_1 + C_2 M + C_3 \ln R_h + C_4 R_h + C_5 S + \ln \varepsilon$$

A= máxima aceleración del terreno en (m / s²)

M= magnitud del momento sísmico.

R_h= distancia hipocentral.

S= factor de suelo (0 para sitios rocosos y 1 para sitios con suelo).

$\ln \varepsilon$ = término de la distribución normal del error (δ).

C₁, C₂, C₃, C₄ y C₅= constantes.

Los valores para las constantes con una frecuencia de 40 Hz, la cual corresponde al PGA (peak ground acceleration) o sea la aceleración máxima del terreno, son los siguientes.

$$C_1 = -1.360$$

$$C_2 = 0.553$$

$$C_3 = -0.537$$

$$C_4 = -0.00302$$

$$C_5 = 0.279$$

$$\delta = 0.75$$

Esta relación está expresada en forma linealizada (logarítmica) basada en el modelo del movimiento del terreno, al igual que las anteriores, con la diferencia de que éstas últimas están expresadas en forma potencial, que es lo más común.

2.6 INTEGRACIÓN DE LOS EFECTOS EN EL SITIO DE ESTUDIO

La metodología utilizada para evaluar la amenaza sísmica propuesta por Cornell en 1,968, establece que las relaciones de frecuencia-magnitud acumulativa de las diferentes fuentes se transforman en una distribución acumulativa de magnitudes, que a su vez, con la ayuda de relaciones de atenuación, dan como resultado una distribución de aceleraciones. Éstas se integran en el espacio tomando en cuenta su geometría y localización con respecto al sitio y se integran en el tiempo considerando el proceso de generación de sismos como un modelo probabilístico de Poisson con tasas medias de ocurrencia independientes de las magnitudes.

De este procedimiento se obtiene una relación entre un nivel de aceleración máxima del terreno especificada "a" o mayor, producido en el sitio debido a la influencia de todas las fuentes y su período de retorno (con eventos de todo el rango de magnitudes que puedan darse en esa fuente, de frecuencias según su actividad sísmica y ocurriendo en cualquier punto de la fuente). O sea, se plantea con esta relación, una distribución de ocurrencia para la variable aleatoria "A" de la aceleración pico.

Finalmente, los resultados se expresan como la probabilidad de que la aceleración máxima del terreno "A" (ocurrencia de un evento cualquiera adverso) exceda un valor especificado "a" en un lapso "L" (que puede representar la vida útil de las estructuras o cualquier lapso de tiempo especificado). La cual está dada mediante la siguiente ecuación:

$$(2.10) \quad q = 1 - \exp(-L/T)$$

donde, q es la probabilidad acumulada de que "A" > "a" ocurra en un lapso de tiempo "L", "T" es el período de retorno para las aceleraciones iguales o mayores a "a" y $\exp = e$, el cual representa la base del sistema de los logaritmos naturales.

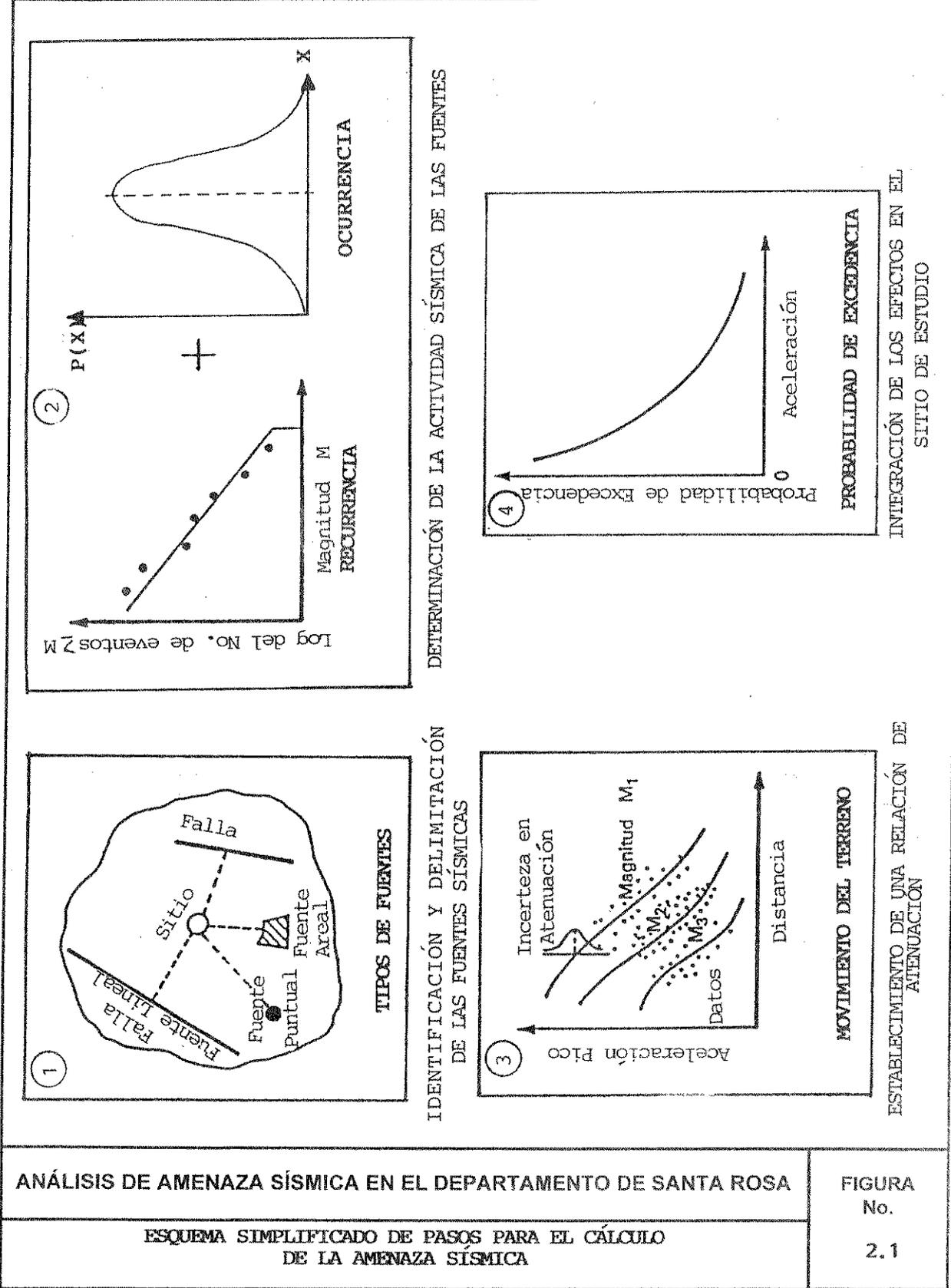
Vale la pena recalcar que los períodos de retorno que se calculan para los parámetros pico del suelo (o para la intensidad de las vibraciones del suelo) por este método, no son representativos de ningún evento sísmico en particular, sino que son el resultado de una integración de las combinaciones de factores y efectos (fuentes, magnitudes de eventos, distancia, tiempo, actividad) capaces de producir un parámetro pico del suelo de cierta magnitud para determinado sitio.

Dicho de otra manera, la amenaza se evalúa al aplicársele el teorema de la probabilidad total:

$$(2.11) \quad P(A > a, \text{ en el tiempo } t)$$

o sea que la probabilidad de que el valor de la aceleración máxima del terreno "A" exceda n veces un valor o nivel especificado de "a" en un sitio durante el tiempo t. Esta expresión se evalúa para cada una de las fuentes y se integra para la amenaza total.

Como ya se mencionó antes, la probabilidad de excedencia de un nivel de aceleración es calculada para todos los eventos y no puede ser asociada a un evento en particular. Consecuentemente, las interpretaciones potenciales de los resultados en términos de una descripción detallada del movimiento fuerte del terreno y la respuesta y daños estructurales que inducen suelen ser muy variadas. Debido a la complejidad de los cálculos, las muchas variables y la gran cantidad de combinaciones posibles, se hace indispensable para poder integrar los efectos en el sitio, de un programa de computación (software) para modelar dichos efectos. En el presente trabajo de tesis se utilizó el programa noruego NPRISK (Dahle, 1,994). Ver figura 2.1.



2.7 MODELOS ESTADÍSTICOS PARA DETERMINAR LA AMENAZA SÍSMICA

Los tres parámetros necesarios para una predicción exitosa de un sismo son: la localización esperada del evento, su magnitud y el tiempo de ocurrencia. Se ha tenido cierto éxito en predecir los dos primeros parámetros (sitio y magnitud) no obstante es el último parámetro, el tiempo esperado de ocurrencia, el que se ha escapado a una determinación científica, siendo a la vez el que tiene mayor impacto social pues permite tomar medidas preventivas y de evacuación.

En la década de 1,970 a 1,980, el énfasis de la investigación en el campo de la predicción de terremotos se centraba en una determinación a corto plazo del tiempo de ocurrencia de futuros sismos. Sin embargo, a principios de los años 1,980 el énfasis en este campo ha cambiado de una estimación determinista de la fecha de ocurrencia, hacia una determinación de la misma en términos de probabilidades. En este sentido la aplicación de la estadística se ha constituido en una herramienta muy importante para evaluar la probabilidad de que ocurran terremotos fuertes, aun cuando este método no permite la fecha exacta de ocurrencia.

Casualmente ha sido la información estadística de registros históricos e instrumentales, la que ha permitido identificar zonas en los bordes de las placas con quietud sísmica prolongada y por lo tanto, con alta probabilidad de ocurrencia de eventos mayores. La base del método lo constituye el análisis de la historia sísmica del país o región, el número de eventos, la frecuencia de ocurrencia y su magnitud. Asumiendo que la sismicidad general de la región no varía, se pueden estimar las probabilidades de futuros eventos. Entre más largo sea el período para el cual se tienen registros exactos, mayor será la exactitud del método. Obviamente, el pronóstico de los terremotos en términos probabilísticos son de poca utilidad práctica para iniciar preparativos de emergencia y evacuación a corto plazo, pero permiten la evaluación científica de la amenaza sísmica.

Entre los modelos estadísticos para determinar la amenaza sísmica, también llamados modelos de recurrencia, existen los dependientes y los independientes. Entre los independientes el más usual es el modelo de Poisson, que tradicionalmente ha servido de base para la determinación de la distribución probabilística de eventos sísmicos, considera que los sismos ocurren de un modo aleatorio y son eventos independientes entre sí en el espacio y en el tiempo, o sea, que la ocurrencia de un evento sísmico no está influenciado por eventos pasados, ni afecta la ocurrencia de eventos futuros.

Al modelo de Poisson se le designa un modelo "sin memoria", pues no considera el tiempo transcurrido desde el último gran evento. Sin embargo, no se puede negar la validez de las teorías de rebote elástico que implican la dependencia de la ocurrencia de un evento sísmico con otros eventos pasados. Por ejemplo, si ha ocurrido un sismo recientemente, significa que se ha liberado energía y los esfuerzos han disminuido, por lo tanto, no es de esperar otro evento en un futuro cercano; a medida que transcurre el tiempo se acumulan nuevamente los esfuerzos en la roca y aumenta la probabilidad de ocurrencia de un sismo mayor.

Esta situación, ha llevado a emplear, para la determinación de la amenaza sísmica, otros modelos estadísticos llamados modelos dependientes o con memoria, entre los cuales se puede mencionar el modelo de Markov. Éste se basa en la propiedad clásica de una cadena de eventos de naturaleza aleatoria, en la cual el estado actual del sistema depende del estado anterior.

En términos de ocurrencia de sismos se puede decir, según este modelo, que la probabilidad de tener un sismo en un período dado depende de si se ha observado un sismo durante el período anterior, o sea, que la probabilidad de ocurrencia del próximo evento depende del tiempo transcurrido desde el último evento mayor. En otros modelos estadísticos se modela el tiempo de espera entre dos eventos consecutivos como una distribución Weibull; también la distribución gamma es comúnmente usada para incorporar los modelos Bayesianos a la determinación de la amenaza sísmica. Recientemente se han desarrollado modelos en los cuales se puede predecir el tiempo al próximo evento y otros en los que se puede predecir la magnitud del próximo evento. Los modelos de tiempo predecible asumen que un terremoto ocurrirá cuando el esfuerzo acumulado llega a un cierto valor. Suponiendo que la razón de acumulación de esfuerzos es constante, el lapso hasta la próxima ocurrencia sísmica es predecible, no así su magnitud. El modelo de magnitud predecible asume que después de cada evento los esfuerzos en la zona de ruptura disminuyen a cero. La magnitud del próximo evento es proporcional al tiempo transcurrido desde el último evento, a mayor tiempo, mayor magnitud. Aunque estos modelos son obviamente más realistas que los independientes, tienen que ser usados muy cautelosamente. Requieren para su descripción, de la evaluación de varios parámetros para los cuales existe en este momento una base de datos reducida. La incertidumbre que estos modelos pueden introducir a la MEPAS puede ser mayor que si se utilizara una distribución independiente, práctica y simple, como la de Poisson.

2.8 BASE DE DATOS SÍSMICOS

Una de las tareas más importantes en el inicio de una evaluación de la amenaza sísmica, es la decisión sobre qué base de datos sísmicos servirá de fundamento para el análisis. Existen varias bases de datos sísmicos que pueden servir para el objetivo de este trabajo y una de las tareas fundamentales fue la definición de los criterios de selección de la base de datos más adecuada para el presente estudio.

Se contó con varios catálogos, a saber.

- CATÁLOGOS TELESÍSMICOS DEL USGS
(Servicio Geológico de los Estados Unidos de América)
- CATÁLOGO SISMICO DEL CEPREDENAC
(Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central)
- CATÁLOGOS NO INSTRUMENTALES CON BASE DE DATOS HISTÓRICA.
- CATÁLOGO SÍSMICO DE INSIVUMEH
(Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología)

Cabe señalar, que los catálogos de datos instrumentales poseen, en general, información muy similar, esto es de esperarse, pues todos registran los mismos sismos. Sin embargo es conveniente resaltar que algunos son más completos que otros. Además, otra consideración importante, es la uniformidad de los datos y los métodos de determinación de parámetros del sismo son uniformes al utilizar una misma base de datos. Adicionalmente, el uso de diferentes catálogos de datos sísmicos, implica una transformación de datos, especialmente en magnitud y profundidad.

Por último, se tomó la decisión de utilizar la base de datos del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología **INSIVUMEH**, entre otras razones por recomendación de expertos conocedores en sismología. Esta base de datos fue depurada para obtener valores de magnitud mayores o iguales a 2.50, ya que sismos menores a esta magnitud, no representan ninguna amenaza.

2.9 PROGRAMA "NPRISK" (método probabilístico)

El NPRISK será el programa de computación (software) que se usará para la integración de los efectos en el sitio, última parte de la Metodología para la Evaluación Probabilística de la Amenaza Sísmica (MEPAS) en el departamento de Santa Rosa.

El nuevo programa NPRISK (Dahle, 1,994) ha sido creado para satisfacer los requerimientos de un programa capaz de procesar en detalle los datos de entrada para el modelaje de amenaza sísmica, haciendo justicia a los datos sismológicos y geológicos adquiridos en los más recientes estudios.

Basado en la metodología de los programas EQRISK (1,976) Y FRISK (1,978) del USGS (U.S. Geological Survey) creados por McGuire e incorporando una estructura Bayesiana de árbol lógico el NPRISK, además incluye las siguientes características notables.

- Datos de entrada, fuentes sísmicas de fallas y zonas en un área uniforme pueden incorporarse conjuntamente en un solo modelo sísmico de fuentes. Zonificaciones múltiples pueden incorporarse mediante el uso apropiado de pesos.

- Por cada fuente, la tasa de actividad anual, el valor-b, la profundidad focal y la magnitud máxima se puede especificar variables aleatorias independientes en forma de histograma.

- La atenuación se puede especificar por medio de un juego de pesos de diferentes relaciones variando uno o más coeficientes o el factor Sigma.

- La atenuación desde un sitio seleccionado a una falla particular puede variarse con las características tectónicas de la falla y con ello la posición y orientación en una región sísmica no homogénea.

- La dependencia del área de ruptura de una falla se puede especificar por medio de un juego de pesos de diferentes relaciones, derivado de los datos de diferentes regiones tectónicas del mundo.

- La geometría no planar de las fallas puede modelarse para curvaturas tanto horizontales como verticales.

- Para cualquier falla, un rango de posibles geometrías puede ser ingresado mediante la asignación de pesos de acuerdo con la información geológica disponible.

- Los sitios para los cuales se va a calcular la amenaza sísmica pueden representarse por medio de una cuadrícula, rejilla o retícula (grid), aun si se encuentran a unos pocos kilómetros unos de otros, también puede hacerse para un solo punto. Las localizaciones de los sitios junto con las localizaciones de las zonas fuentes y fallas geológicas, se pueden especificar tanto en coordenadas cartesianas (UTM por ejemplo) como también en coordenadas geográficas (latitud y longitud).

- Para cualquier nivel de probabilidad de excedencia anual, se pueden calcular valores de movimiento sísmico correspondientes a límites arbitrarios de confianza estadística, así como también valores esperados.

2.9.1 ESTRUCTURA DEL PROGRAMA NPRISK

Datos de entrada.

El archivo de entrada del NPRISK consiste en tres bloques principales, estructurados de la siguiente manera.

- Un primer bloque donde se especifican los parámetros generales de entrada, llamado A.
- Un segundo bloque que especifica los parámetros de las áreas fuente, llamado B.
- Un tercer bloque que especifica los parámetros de las fallas fuente, llamado C.

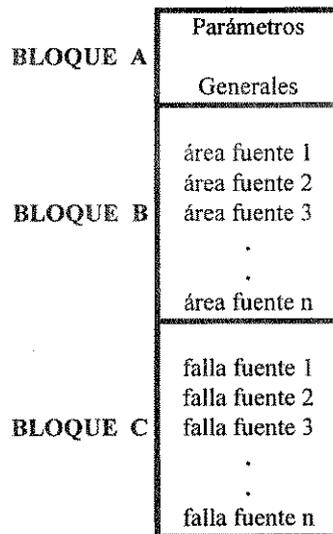


FIGURA 2.2

ESTRUCTURA DEL ARCHIVO DE ENTRADA DEL NPRISK.

Los bloques de entrada B y C se repiten cuantas veces áreas y fallas fuente haya.

El bloque de parámetros generales (bloque A) contiene los datos tales como: título, discretización de longitudes, discretización de rangos de magnitud sísmica, valores de confiabilidad estadística, número de probabilidades de niveles de excedencia, niveles de excedencia, número de relaciones de atenuación para zona fuente y para falla fuente, número de zonas, número de fallas, sistema de coordenadas (cartesianas o geográficas), número de puntos en el eje x (longitud) y en el eje y (latitud), etc.

El bloque B, parámetros de las áreas fuente, contiene datos tales como: número de cuadriláteros que definen las zonas de las áreas fuente, el peso asignado a las áreas, la magnitud mínima de las fuentes, número de variaciones de la tasa de actividad de la fuente sísmica, número de variaciones del valor-b de la fuente sísmica, número de variaciones de la profundidad focal de la fuente sísmica, número de variaciones de la magnitud máxima de la fuente sísmica, pesos asociados con la tasa de actividad sísmica, el valor-b para cada zona especificada, pesos asociados con el valor-b, profundidad focal en Km. de las zonas, pesos asociados con las profundidades focales, valores de máxima magnitud, pesos asociados con la máxima magnitud, etc.

El bloque C, parámetros de las fallas fuente, contiene datos tales como: geometría de las fallas, número de puntos para definir el plano horizontal y vertical de la falla, número de relaciones de atenuación de la falla, lista de los pares ordenados (latitud y longitud) que definen el perfil de la falla, magnitud mínima de la fuente sísmica, número de variaciones de la tasa de actividad sísmica de la falla fuente, número de variaciones del valor-b de la fuente sísmica, número de variaciones de la profundidad focal de la falla fuente, número de variaciones de la magnitud máxima de la falla fuente, número de magnitudes características definidas para cada falla, pesos asociados con la tasa de actividad sísmica, lista de valores-b definidas para cada fuente, pesos asociados con los valores-b, lista de los valores de la profundidad focal en Km. para cada falla, pesos asociados a los valores de máxima magnitud, magnitudes características asociadas con las fallas, pesos asociados con las magnitudes características, etc.

2.9.2 SALIDA DEL PROGRAMA NPRISK

El archivo de salida del programa NPRISK contiene cuatro secciones principales: las primeras tres describen el problema de la amenaza sísmica, tal como se encuentra en el archivo de entrada y la sección final presenta los resultados del análisis de amenaza sísmica del NPRISK.

La primera sección del archivo de salida provee información general del problema que está siendo analizado, la cual es independiente de cualquier dato específico. Por lo tanto se repite el título, seguido de la discretización de parámetros, los niveles de confianza estadística, los valores de movimiento del terreno examinados y los valores de probabilidad de excedencia anual.

La segunda sección del archivo de salida provee información regional de los parámetros sísmicos de atenuación y relaciones de ruptura de la falla, se encuentra encerrado entre líneas de asteriscos el título "REGIONAL SEISMIC PARAMETERS". Si hay fuentes sísmicas de falla se indica el grupo de relaciones de atenuación en forma secuencial seguidos por la magnitud de las relaciones de área de ruptura de la falla acompañados de sus pesos estadísticos.

La tercera sección del archivo de salida provee información de las características sísmicas de la fuente, encerrado entre líneas de asterisco aparece el título "SEISMIC SOURCE CHARACTERISTICS". Si hay zonas fuente, sus características son descritas primero en términos de coordenadas geométricas o cartesianas, según sea el caso, magnitudes mínimas, tasa de actividad sísmica, valor-b, profundidad focal y magnitud máxima. Los pesos estadísticos para los últimos cuatro parámetros se incluyen en la salida después de los correspondientes valores del histograma. Si hay fuentes con antecedentes, las características son presentadas en forma similar, excepto por la ausencia de coordenadas. Las áreas de todas las subzonas y zonas sísmicas son impresas por último.

Para fallas fuente, sus características son presentadas en secuencia de sus posibles configuraciones geométricas con sus respectivos pesos. Para cada geometría posible de falla, los perfiles de falla y el buzamiento son listados, seguidos por una lista de índices y pesos identificando las relaciones de atenuación particulares, relativas a la geometría de la falla. Las propiedades sismológicas se presentan a continuación, de la misma manera como se hizo para las zonas de fuentes sísmicas.

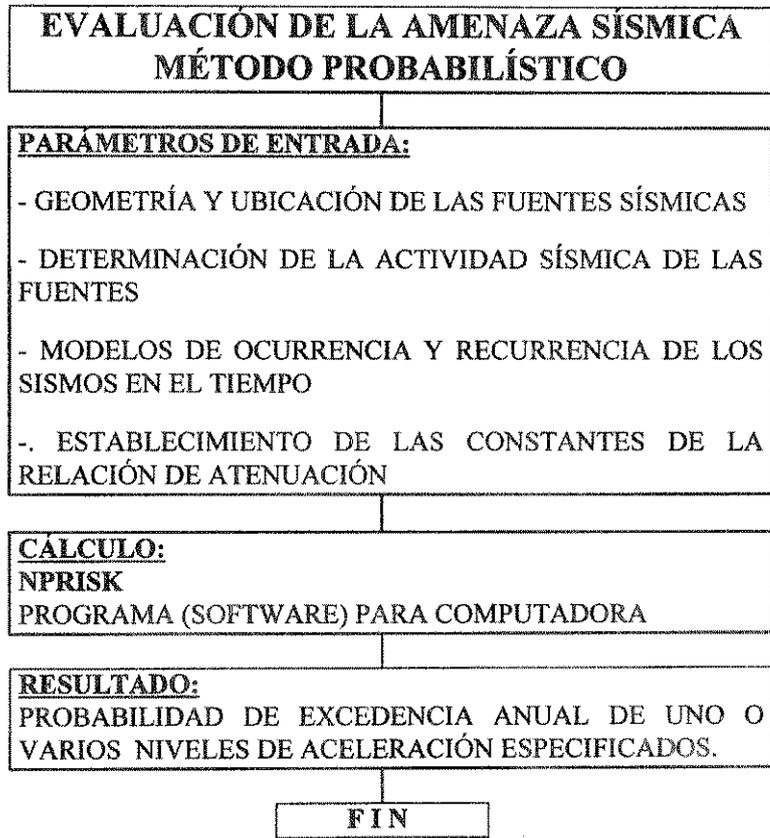
La cuarta sección de la salida del archivo, presenta los resultados del análisis de amenaza sísmica bajo el título del mismo nombre (HAZARD ANALYSIS). Para cada localización de sitio especificado en la cuadrícula, rejilla o retícula (grid), los resultados son listados en el orden siguiente: primero, para cada valor escogido de movimiento del terreno, el número anual esperado de excedencias es presentado fuente por fuente; luego, para cada valor de movimiento del terreno escogido, la probabilidad anual de excedencia esperada es listada junto con las figuras para los niveles de confianza estadística requeridos.

Finalmente, para cada uno de los niveles de amenaza sísmica seleccionados, los valores de movimiento del terreno esperados y varios percentiles de confianza estadística son tabulados. Si para una amenaza y nivel de confianza estadística particular, el valor de movimiento del terreno asociado, está fuera del rango de la serie de valores de movimiento del terreno examinados, esto se indica imprimiendo el número 1000000 (Ver Capítulo 5, inciso 5.2).

Los valores de movimiento del terreno, están dados en términos de aceleración máxima del terreno PGA (Peak Ground Acceleration) en m/seg^2 .

2.9.3 METODOLOGÍA DEL NPRISK

Las bases para la ingeniería sísmica moderna en análisis de amenaza sísmica fueron establecidas por Cornell en 1,968, quién reconoció la necesidad para el diseño sísmico, basado en un método que tomara en cuenta las incertezas intrínsecas asociadas con el fenómeno de los terremotos. Desde entonces tanto las técnicas geológicas como sismológicas, así como el entendimiento del análisis de amenaza sísmica han mejorado substancialmente y ahora se utiliza información variada tanto de fuentes sísmicas como geológicas. La figura 2.3 describe los pasos que involucra el cálculo de la amenaza sísmica y la figura 2.4 describe el formalismo del árbol lógico usado también en el NPRISK para el análisis probabilístico de la amenaza sísmica.



**FIGURA 2.3
SECUENCIA DE LOS PASOS QUE INVOLUCRA EL
CÁLCULO DE LA AMENAZA SÍSMICA**

2.9.3.1 FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA

El modelo de ocurrencia de los movimientos de tierra que exceden un nivel especificado “z” en un sitio en particular, se asume como un proceso Poissoniano. Si la ocurrencia de terremotos es un proceso de Poisson, y si la probabilidad que cualquier evento aleatorio sísmico “Z” en un sitio producirá un movimiento del terreno que exceda un nivel especificado “z”, es independiente de la ocurrencia de otros eventos, entonces la probabilidad que un movimiento cualquiera del terreno de nivel “Z” exceda un movimiento de nivel especificado “z” en un sitio en una unidad de tiempo está expresado como:

$$P(Z > z) = 1 - e^{-v(z)}$$

donde, v(z) es el número promedio de eventos por unidad de tiempo en la cual “Z” excede “z”, la cual corresponde a la relación (2.10) de este capítulo.

La tasa de recurrencia de terremotos se asume siguiendo la relación acumulativa Gutenberg-Richter:

$$\log N(M) = a - bM$$

donde, $N (M)$ es el número de eventos por año con magnitud mayor o igual a M . Esta relación indica la similitud entre sismos y corresponde a la relación (2.3) de este capítulo.

El parámetro de la tasa de actividad "a" está obligado a variar substancialmente de una fuente sísmica a otra y para la región centroamericana el valor-b también debería esperarse que varíe significativamente.

En el análisis de amenaza sísmica, una versión modificada de esta relación es utilizada, la cual involucra dos límites de magnitud, un límite inferior de magnitud (M_{LOW}) y un límite superior de magnitud (M_{MAX}) para las fuentes sísmicas, un parámetro de pendiente $\beta = b \ln (10)$ que describe la relación entre el número de pequeños y grandes sismos y un parámetro de tasa de actividad $A = a (M_{LOW})$ el cual describe el número de eventos en la región fuente con magnitud igual o mayor a M_{LOW} .

La regla general es que los sismos menores a la magnitud mínima (típicamente entre 4 y 5) no representan peligro para las edificaciones.

Con la especificación de la ocurrencia de un evento de magnitud M_i en una fuente y una distancia R_j de la fuente al sitio, la probabilidad de excedencia del movimiento del terreno del nivel "Z" necesita estar definida como una relación de atenuación.

De los registros de estudios sobre movimiento del terreno, una distribución log-normal se encontró para generalizar la consistencia de los datos, obteniendo una forma como la siguiente.

$$(2.14) \quad \ln Z = C1 + C2 M_i + C3 \ln R_j + C4 R_j$$

donde "Z" es la variable del movimiento del terreno y de $C1$ hasta $C4$ son constantes o coeficientes empíricos determinados, para más detalles ver la relación (2.9) de este capítulo. Un estimado de la distribución de varianza también puede obtenerse de los datos de registro.

2.9.3.2 FORMALISMO DEL ÁRBOL LÓGICO

En un modelo general de amenaza sísmica, las distribuciones discretas con su peso correspondiente, se ingresan para las siguientes variables.

<u>FUENTE AREAL</u>	<u>FUENTE FALLA</u>
Atenuación	Atenuación
Magnitud máxima	Magnitud máxima
Profundidad focal	Profundidad focal
Valor-b	Valor-b
Tasa de actividad	Tasa de actividad
	Geometría

Los parámetros de atenuación se asignan simultáneamente para todas las fuentes areales, mientras que pueden ser separadamente asignadas para fallas individuales, dependiendo de la dirección de los efectos y de la naturaleza del fallamiento.

Para ambas fuentes sísmicas individuales, áreas y fallas, los parámetros de variabilidad de magnitud máxima, profundidad focal, valor-b, tasa de actividad sísmica, etc. pueden ser introducidos como se muestra en la figura 2.4 (árbol lógico).

Por cada nudo terminal de las ramas del árbol lógico que fluyen desde la fuente n , teniendo el modelo los parámetros $S_n(m)$, NPRISK calcula la probabilidad de las funciones de peso $P[S_n(m)]$. Estas funciones de peso son entonces utilizadas para construir las distribuciones de probabilidad de las variables aleatorias $V_n(z)$, las cuales representan el número promedio de eventos por unidad de tiempo en el cual el nivel "Z" de movimiento del terreno es excedido y por lo tanto la suma es la siguiente.



La distribución de probabilidad de $V(z)$ es casi log-normal para problemas reales de amenaza sísmica de cualquier complejidad y la estimación de este promedio y varianza, permite que los niveles de confianza para los valores de excedencia, sean calculados eficientemente.

DISPERSIÓN DE
LA ATENUACIÓN

RELACIÓN DE
ATENUACIÓN

TASA DE
ACTIVIDAD
SÍSMICA

VALOR-b

PROFUNDIDAD
FOCAL

MAGNITUD
MÁXIMA

MODELO DE FUENTE SÍSMICA
(AREAL O LINEAL)

ÁRBOL LÓGICO

ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

ESQUEMA DE ÁRBOL LÓGICO PARA LAS FUENTES SÍSMICAS

2.4

CAPÍTULO III

ÁREA DE ESTUDIO

3.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

El departamento de Santa Rosa se encuentra al sur-oriente de la república de Guatemala y tiene un área aproximada de 2,995 Km², colinda al norte con los departamentos de Guatemala y Jalapa, al este con el departamento de Jutiapa, al sur con el océano Pacífico y al oeste con el departamento de Escuintla (ver figura 3.1). Santa Rosa está dividida en 14 municipios y cuenta con una población de 246,698 habitantes según censo de 1,994 realizado por el Instituto Nacional de Estadística (INE), distribuidos de la siguiente manera.

TABLA 3.1

MUNICIPIOS Y SUS CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS Y DEMOGRÁFICAS

MUNICIPIO	CABECERA MUNICIPAL	Elevación msnm	Área km ²	Habitantes por Municipio	Densidad habitante/km ²
Cuilapa	Cuilapa *	893.31	365	22,438	61.47
Barberena	Barberena	1,195.00	294	31,573	107.39
Santa Rosa de Lima	Santa Rosa de Lima	946.52	67	11,667	174.13
Casillas	Casillas	1,071.06	185	16,554	89.48
San Rafael las Flores	San Rafael las Flores	1,330.25	84	6,192	73.71
Oratorio	Oratorio	954.79	214	15,177	70.92
San Juan Tecuaco	San Juan Tecuaco	475.00	80	6,100	76.25
Chiquimulilla	Chiquimulilla	294.05	499	37,679	75.51
Taxisco	Taxisco	214.38	428	20,779	48.55
Santa María Ixhuitán	Santa María Ixhuitán	1,290.00	113	17,099	151.32
Guazacapán	Guazacapán	261.33	172	12,245	71.19
Santa Cruz Naranjo	Santa Cruz Naranjo	1,170.00	97	8,964	92.41
Pueblo Nuevo Viñas	Pueblo Nuevo Viñas	1,270.00	190	15,829	54.58
Nueva Santa Rosa	Nueva Santa Rosa	1,001.25	67	24,402	364.21

* Cabecera departamental. Ver figura 3.2.

El aspecto físico del departamento es variado, toda vez que el terreno se encuentra en la zona orográfica meridional del país. La cordillera principal está compuesta de cerros formados de rocas eruptivas, tanto antiguas como relativamente recientes, sin que se manifiesten sierras bien pronunciadas, teniendo depresiones al descender el terreno al litoral. Es por tal motivo que sus valles profundos y altiplanicies de consideración, barrancos, llanuras, etc., dan al departamento un carácter especial que dispone de toda clase de terrenos, formados en su orogénesis de los períodos Terciario y Cuaternario, cuenta con varios volcanes como los son el Tecuamburro, Jumaytepeque, Miraflores, Cruz Quemada y Cerro Redondo.

3.1.1 VÍAS DE COMUNICACIÓN

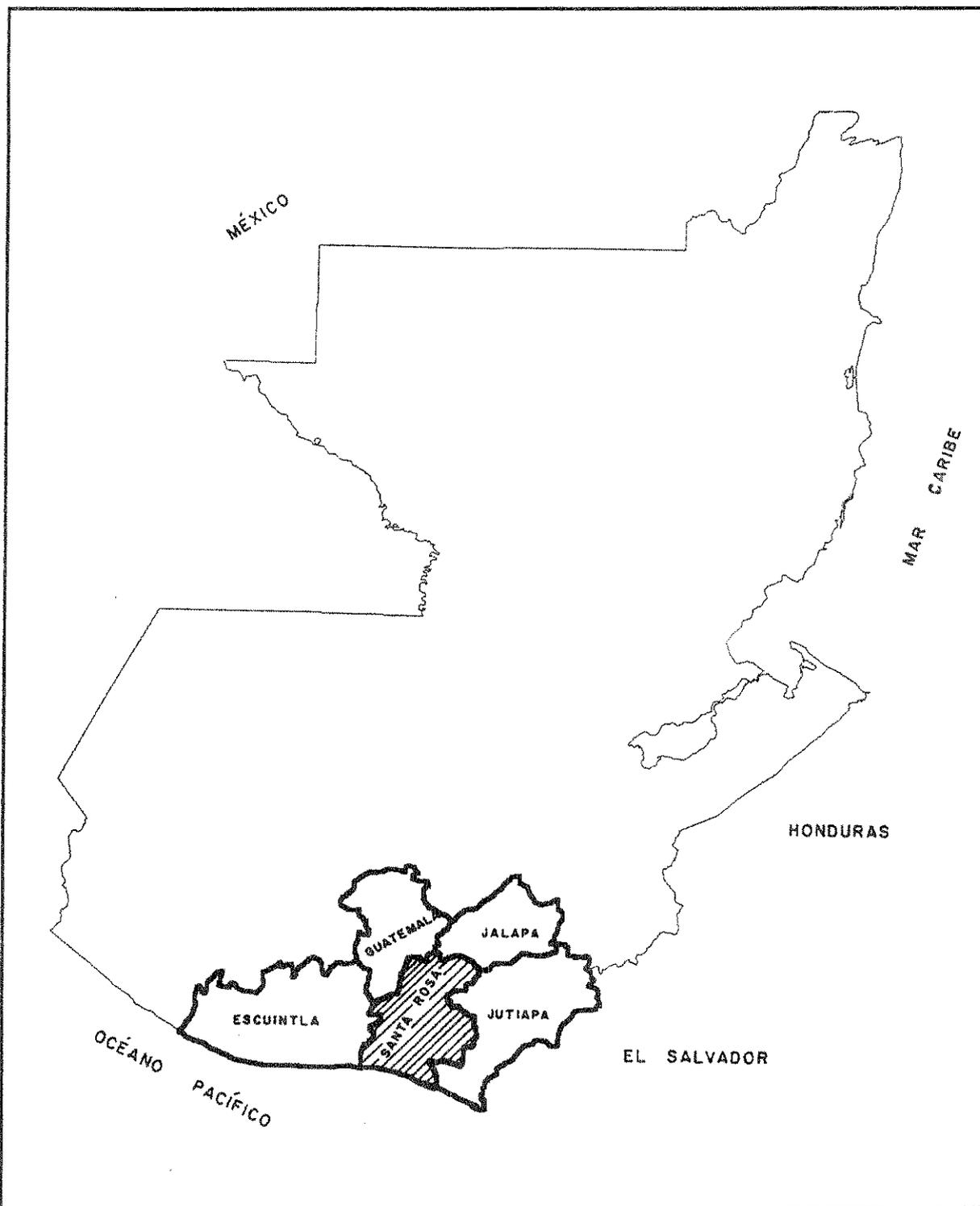
Las principales carreteras que atraviesan el departamento de Santa Rosa, son la interamericana CA-1 y la internacional del Pacífico CA-2, la ruta nacional 22 o CA-8, así como departamentales, municipales y caminos vecinales que unen a sus poblados entre sí y con los municipios y departamentos vecinos.

3.1.2 CLIMA

El clima es subtropical, con estación seca de noviembre hasta abril y estación lluviosa de mayo a octubre, la temperatura media es de 24° C, llegando hasta 35° C en la parte del litoral y en las partes altas puede llegar a temperaturas menores a 10° C por la noche. El ambiente es húmedo con un grado de 76% de humedad relativa, la precipitación media es de alrededor de 1,550 mm anuales y en algunos lugares montañosos hasta 2,000 mm por año, en general el clima puede clasificarse como húmedo semicálido.

3.1.3 HIDROGRAFÍA

El departamento de Santa Rosa se encuentra en su totalidad dentro de la vertiente del océano Pacífico, por lo que todos sus ríos desembocan en la costa sur. Cuenta con dos ríos principales entre los que destaca el río Los Esclavos, como el más grande de todo el departamento con 144.3 Km de longitud y un promedio de 15.8 m³/s de caudal, hasta la estación La Sonrisa localizada en el municipio de Cuilapa, este río tiene importancia histórica y económica ya que sobre él se construyó el puente de Los Esclavos en el año de 1,579 que todavía existe; actualmente funciona una presa hidroeléctrica para la generación de energía. Como segundo río en importancia por su caudal está el río Aguacapa con una longitud de 40.55 Km de longitud y un caudal promedio de 11.1 m³/s hasta la estación Agua Caliente, localizada en el municipio de Pueblo Nuevo Viñas. Otros ríos secundarios son San Antonio, Tapalapa, Pinula, Las Cañas, Las Margaritas, todos ellos afluentes del río Los Esclavos. En la parte sur dos ríos pequeños que son el Paso Hondo y el Talpetate, así como el canal natural de Chiquimulilla en el cual desembocan todos estos ríos. Cuenta también con varias lagunas, de las cuales la más importante es la laguna de Ayarza, que se encuentra al norte de departamento, en el municipio de Casillas con un área de 14 Km² y una elevación sobre el nivel del mar de 1,410 m; otras lagunas más pequeñas son la laguna El Pino, en el municipio de Barberena con un área de 0.7 Km² y una elevación sobre el nivel del mar de 1,016 m y la laguna de Ixpaco en las faldas de volcán Tecuamburro.



<p>ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA</p>	<p>FIGURA No.</p>
<p>LOCALIZACIÓN Y COLINDANCIAS DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA</p>	<p>3.1</p>



MUNICIPIOS:

1. CUILAPA
2. BARBERENA
3. SANTA ROSA DE LIMA
4. CASILLAS
5. SAN RAFAEL LAS FLORES
6. ORATORIO
7. SAN JUAN TECUACO
8. CHIGUIMULILLA
9. TAXISCO
10. SANTA MARIA IXHUATÁN
11. GUAZACAPÁN
12. SANTA CRUZ NARANJO
13. PUEBLO NUEVO VIÑAS
14. NUEVA SANTA ROSA

ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

MUNICIPIOS DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

3.2

3.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA

3.2.1 GENERALIDADES

Guatemala puede ser dividida estructuralmente en 4 diferentes provincias fisiográficas, como ya se mencionó en el capítulo uno, las cuales se manifiestan claramente en la distribución de la formación geológica (ver figura 1.9) así como en el paisaje y su relieve. Estas provincias geológicas de sur a norte son las siguientes.

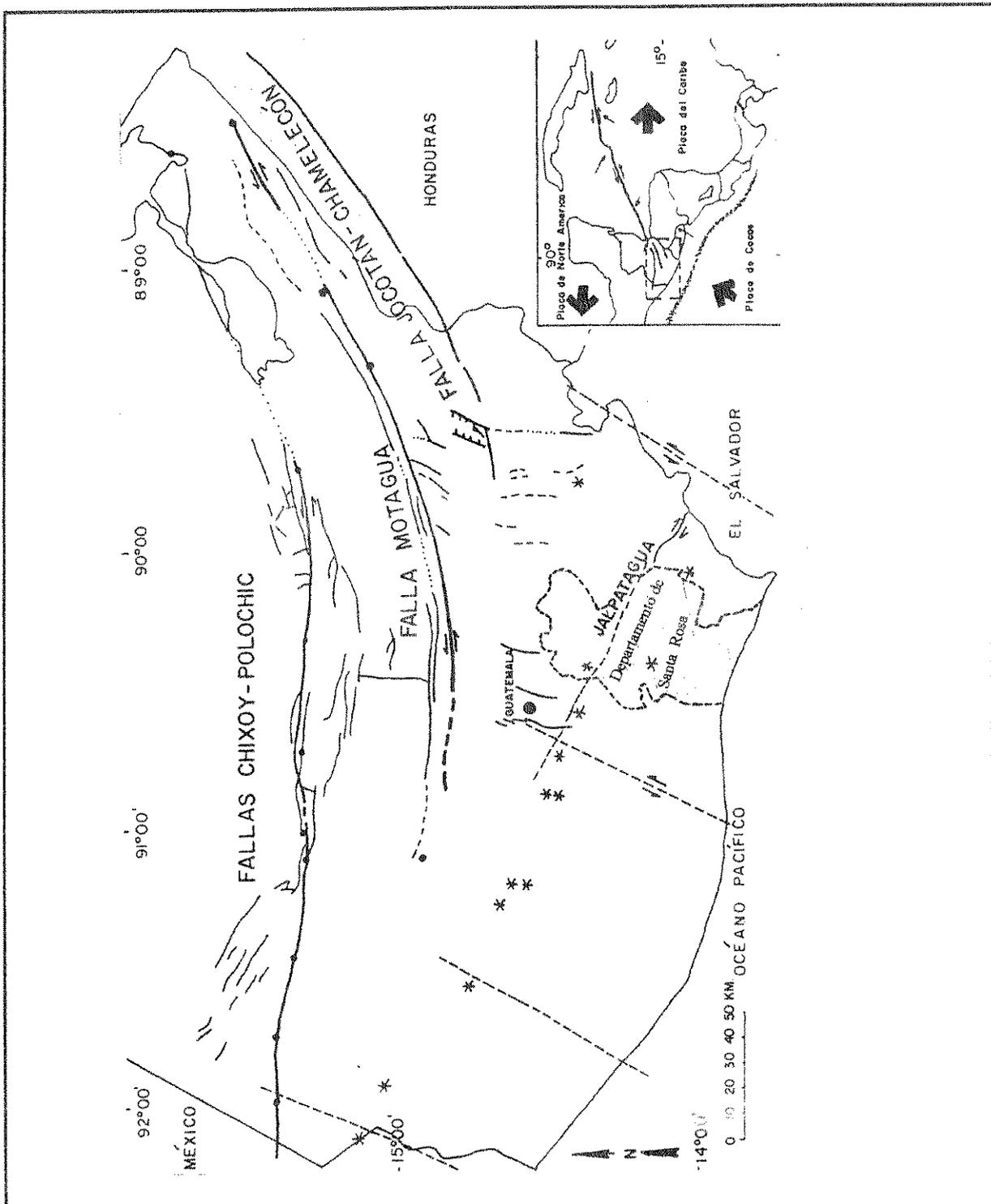
- 1) Planicie costera del Pacífico.
- 2) El cinturón volcánico.
- 3) Cordillera central.
- 4) Las tierras bajas de Petén.

El departamento de Santa Rosa se encuentra localizado sobre las 2 primeras provincias fisiográficas:

La planicie costera del Pacífico, se localiza a lo largo del litoral Pacífico y se levanta con una pendiente suave hasta el pie de la cadena volcánica, donde se marca muy claramente el límite a una altura de 500 metros, tiene un ancho promedio de 50 Km aunque en el departamento de Santa Rosa es más estrecho y la mayoría del material es casi exclusivamente de origen volcánico proveniente del cinturón volcánico.

El cinturón volcánico, cubre la parte occidental, sur y oriental del país. Esta región se caracteriza por sus altas montañas, su cadena de volcanes y las rocas volcánicas del Terciario. En esta faja también destacan enormes depresiones entre ellas la de Ayarza, en el departamento de Santa Rosa, así como anchos valles planos constituidos por depósitos de pómez cuaternarios.

Desde el punto de vista geotectónico la falla principal que atraviesa el departamento de Santa Rosa es la falla de Jalpatagua, la cual es un fallamiento longitudinal paralelo a la zona de subducción en el océano Pacífico, se encuentra aproximadamente a 15 Km al norte de la cadena volcánica y es considerada una prolongación de la gran depresión de Nicaragua, está en gran parte cubierta por depósitos volcánicos. La falla de Jalpatagua tiene dirección N 45-60 O de movimiento lateral derecho (ver figura 3.3), además hay un sistema de fallas transversales de orientación norte con movimiento lateral izquierdo, el cual se conecta perpendicularmente con la falla de Jalpatagua y se presume han sido causantes de intensos enjambres sísmicos en el departamento.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA No.

MARCO TECTÓNICO DE GUATEMALA

3.3

3.2.2 LITOLOGÍA GENERAL

Las unidades litológicas que dominan en el departamento de Santa Rosa son básicamente rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario.

3.2.2.1 ROCAS VOLCÁNICAS DEL TERCIARIO

Durante el Mioceno y el Plioceno se formó una extensa meseta volcánica compuesta principalmente de gruesos depósitos de pómez riolítica y dacítica provenientes de aludes candentes, procedentes de fracturas y no de conos centrales. Estos depósitos, se encuentran interstratificados con algunas coladas de lava y con capas gruesas de sedimentos tobáceos fluviales, así como depósitos de diatomita. Las rocas terciarias volcánicas consisten en lavas y tobas cuya composición varía desde basalto a riolita. Algunas tobas son ignimbritas del tipo sillar y frecuentemente aparecen intercaladas con sedimentos tobáceos. En esta parte de la región, las rocas volcánicas terciarias han sido clasificadas bajo el nombre de grupo Padre Miguel por Bukart y Crane (1,965).

3.2.2.2 ROCAS VOLCÁNICAS DEL CUATERNARIO

Representan una inmensa cantidad de depósitos piroclásticos que forman una vasta y gruesa cubierta sobre las rocas precuaternarias (terciarias). Estos materiales están constituidos por una alternancia de depósitos de caída de cenizas, flujos de lava y flujos de piroclásticos, estando separados unos de otros muchas veces por paleosuelos. Los depósitos de caída presentan una buena graduación y se han adaptado al relieve preexistente manteniendo su espesor casi constante, no así su tamaño de partículas, el cual se hace más pequeño a medida que se aleja del centro de emisión. Los depósitos de flujo se encuentran en las depresiones y se caracterizan por no presentar ninguna graduación en sus partículas. En algunos de los fondos de los barrancos se encuentran depósitos aluviales, consistentes de fragmentos de pómez, andesita y basaltos, formando lentes elongados de espesores hasta de 25 metros.

3.2.3 GEOLOGÍA DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

3.2.3.1 INTRODUCCIÓN

Los primeros trabajos de geología del sudeste de Guatemala fueron realizados por A. Dollfus y E. Mont-Serrat en 1,868, seguido por un mapeo de reconocimiento de Karl Sapper a principios de 1,900. La historia volcánica del altiplano guatemalteco de Howell Williams en 1,960, es el mejor estudio de la geología de la región sur de Guatemala. A.R. McBirney y G. Dengo en 1,964 también hicieron un reconocimiento a gran escala del sudeste de Guatemala. Un mapeo detallado de varios cuadrángulos de la porción sudeste del país fue completado por Crane en 1,965, Clemons en 1,966. Trabajos de la parte norte del cuadrángulo de San José Pinula fueron completados por Carr et. al., en 1,969, Malone et. al., en 1,970 y Lamarre et. al., en 1,971. Mapas del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa y Cuilapa, han sido realizados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los estudios geológicos en el departamento de Santa Rosa, fueron compilados por J. H. Reynolds en 1,975 basado en los trabajos de campo llevados a cabo por estudiantes de la Universidad Dartmouth College, USA, desde 1,973 a 1,975 por: Struhsacker, E., Stimson J.P., Page R.G., Cleary J.G., Reynolds H.J., Nelson C.E., Hyde D. S. y, Dann J.C., en los cuadrángulos de Nueva Santa Rosa, Cuilapa. Duffield W.A. et. al., 1,991, publica el Estudio de la geología y potencial geotérmico del área del volcán Tecuamburro y otros dos trabajos, el Estudio geológico y geofísico de la laguna de Ayarza, un lago caldera de Guatemala de Poppe L.J. et. al., 1,974, y el de Erupciones explosivas de las calderas de Ayarza al sudeste de Guatemala de Peterson P.S. et. al., efectuado en 1,984 y el Mapa geológico a escala 1:250,000 de Bonis, S., de 1,993, conforman el material de apoyo que servirá fundamentalmente para describir la geología del departamento. Ver figura 3.4.

3.2.3.2 DESCRIPCIÓN DE LA GEOLOGÍA

El área del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa, está situado entre las coordenadas geográficas: Latitud 14°20' y 14°30' N y Longitud 90°15' y 90°30' W, el cual presenta las unidades geológicas que de las más antiguas a las más recientes se mencionan: tres unidades intrusivas del Terciario inferior reconocidas como granitos, dioritas y riolacitas pórfidas que afloran principalmente en el área central y al oeste del caserío El Bosque, que dista unos 12 km de la población de Barberena; cuatro unidades intermedias de tobas vítricas de dacita, biotita y de ceniza riolacita córnea; otra unidad de tobas soldadas de riolita, riolacita y traquítica petrificada cubren la esquina noreste y pequeños afloramientos dispersos aparecen en la parte centro superior del cuadrángulo; seis unidades con flujos de lavas de riolita autobrechadas, tobas de andesita y latita, riolacítica vítrica, andesitas y basaltos, constituyen la última expresión del Terciario, distribuidas en la parte central principalmente. En el Cuaternario, los depósitos aluviales cubren más de un tercio del cuadrángulo y en menor proporción las unidades que comprenden las cenizas y flujos El Carmen, las cenizas y flujos Quebracho, cenizas y flujos Cerro Alto, las cenizas y flujos del volcán Jumaytepeque y las cenizas y flujos de Cerro Redondo. Por último, es de mencionar una serie de 31 conos volcánicos cineríticos formados atrás del frente volcánico asociados a las unidades agrupadas de cenizas y flujos El Carmen, Quebracho, Cerro Alto, Jumaytepeque y Cerro Redondo, mismas que serán descritas con más detalle al final de éste capítulo.

La geología de la parte nororiental del departamento de Santa Rosa, de acuerdo con el mapa geológico a escala 1: 250,000 (Bonis, S., 1,993) comprende principalmente rocas volcánicas del Terciario y cubriendo la región proximal oeste y sur de la laguna de Ayarza, rocas volcánicas del Cuaternario. Ver figura 3.4.

Inferido de la distribución de las unidades geológicas más antiguas al reciente de Terciario en la porción oriental del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa, las rocas que afloran al nororiente del departamento objeto de estudio, vienen siendo también las tobas vítricas de dacita, biotita y ceniza riódacítica, algunas de ellas, soldadas y petrificadas.

Las rocas del Cuaternario en esta misma porción nororiental, están asociadas a la actividad eruptiva de las calderas cubiertas por la laguna de Ayarza en la que se distinguen tres grandes unidades denominadas: 1) Unidad basal de caída mixta, 2) Unidad Intermedia mixta y de caída Pinos Altos y 3) Ceniza de Tapalapa. La unidad basal de caída mixta alcanza un espesor de 8 m y lo constituye ceniza de pómez riolítica con una pseudolaminación de oleadas piroclásticas rasantes en depósitos locales situados en la parte media superior de la unidad. La unidad mixta intermedia, comprende piroclásticos de flujos riolíticos y de caída pliniana de igual composición geoquímica. Una capa de suelo de espesor casi uniforme de 70 cm de grosor, separa ambos depósitos. A los depósitos del flujo riolítico se les atribuye una edad de $27,000 \pm 1600$ años atrás. La ceniza de Tapalapa tiene una distribución uniforme de 5 m de espesor, mostrando un delgada capa de aproximadamente 30 cm de caída de ceniza nombrada Sabana Redonda. La parte superior de la ceniza Tapalapa es de color rosado y a toda la unidad se le data de hace $25,000 \pm 500$ años atrás. Más adelante en este mismo capítulo, se describe con más detalle, la geología y geofísica de la laguna de Ayarza.

El cuadrángulo de Cuilapa se localiza directamente al sur del Nueva Santa Rosa, en las coordenadas geográficas: Lat. $14^{\circ}10'$ a $14^{\circ}20'$ N y Long. $90^{\circ}15'$ a $90^{\circ}30'$ W. Las unidades terciarias más antiguas son plutónicas de cuarzodiorita, diorita de horblenda, granito monzonita de cuarzo y riódacita pórfida. Estas unidades plutónicas afloran escasamente en un área de pocos kilómetros, distantes 3 y 4 km al norte y nordeste de la cabecera departamental de Santa Rosa, Cuilapa.

Las unidades del Terciario medio inferior lo constituyen principalmente rocas de andesita sin dividir que cubren las porciones nordeste, centro y sudeste del cuadrángulo. Las tres unidades andesíticas; cubren aproximadamente un tercio del área del cuadrángulo. Otras tres unidades de flujos de lava de andesita nombradas Cerro El Sordo y Piedra Grande así como Basalto San Francisco fueron depositadas en el Terciario medio superior, estando distribuidas principalmente en la porción central del cuadrángulo. Dispersos en dichas unidades hay numerosos lahares cubriendo quebradas y depresiones. El basalto Los Bijagues y andesitas Buena Vista constituyen la última manifestación del Terciario Superior.

Las andesitas Buena Vista están distribuidas entre las unidades del Terciario Medio y llegan a cubrir un área máxima de aproximadamente 5 km^2 . Las andesitas y basaltos Ixhuatán, se les considera transicionales del Terciario a Cuaternario y cubren un área aproximada de 25 km^2 en la región sudeste del cuadrángulo. El municipio de Santa María Ixhuatán es la referencia de localización. Otras tres unidades de andesitas y basaltos pertenecen al Cuaternario-Terciario y se encuentran distribuidas en una franja de aproximadamente 4 km E-W y 16 km N-S en el extremo oeste del cuadrángulo.

Los volcanes Tecuamburro y Jumaytepeque, los conforman flujos de andesitas y basalto. El primero presenta depósitos de deslizamiento; dichos volcanes se localizan en la parte sur central (Tecuamburro), en la esquina noreste (Jumaytepeque). El volcán Tecuamburro, se eleva aproximadamente unos 800 metros sobre las áreas que lo rodean y no se tiene un récord de actividad; puede ser considerado como un estratovolcán pequeño o como un gran domo endógeno y exógeno mixto. Sus flancos superiores están formados principalmente por coladas de lava, mientras que las inferiores por brechas laháricas. La forma erosional del volcán Tecuamburro, ha sido interpretada como una indicación de que su edad es del Pleistoceno. Menciona el estudio geológico-geotérmico del volcán y áreas vecinas (W.A. Duffield et. al., 1,991), que las edades radiométricas obtenidas, no son más antiguas que el Pleistoceno Tardío y podrían ser más jóvenes como del Holoceno.

Otra unidad más joven de pómez y sedimentos interestratificados, cubre la ribera del río Los Esclavos al sur entre Ixhuatán y el volcán Tecuamburro. Aparece otra unidad de pómez depositada a lo largo de una franja transversal rellenando el valle del río Los Esclavos y entre la carretera vecinal de la laguna de Ixpaco, Pueblo Nuevo Viñas y el entronque con la carretera Panamericana, se asocian a depósitos piroclásticos de 12 erupciones de la caldera de Amatitlán, (Egger A., 1,974; Wunderman R., 1,978) y cuyas edades se consideran entre los 300,000 a 23,000 años pasados.

Otros depósitos piroclásticos de menores dimensiones están distribuidos de 3 a 7 km al sudeste de la hidroeléctrica Los Esclavos y dos pequeños remanentes a 4 km al este de la cabecera departamental. Otros flujos de ceniza dacítica del Cuaternario, se asocian a un foco eruptivo del complejo volcánico Ixhuatán. Por lo menos una docena de depósitos de lahares, están asociados a corrientadas de lodo escombros de coladas de lava basálticas, inducidos por actividad tectónica de la falla de Jalpatagua y otras fallas menores dispuestas de manera transversal a la de Jalpatagua. De la docena de depósitos laháricos, tan sólo dos alcanzan abarcar un área de entre 1 y 2 km² aproximadamente. El complejo volcánico de andesitas Ixhuatán, consiste principalmente en coladas de lava y brecha lahárica de andesita de plagioclasa y piroxeno, moderadamente porfirítica. También incluye coladas piroclásticas silíceas las cuales están expuestas en el cañón del río Los Esclavos, al este del volcán Tecuamburro. Se infiere que la unidad es del Pleistoceno y Plioceno. Una lava basáltica dio una edad de K-Ar 1.16 ± 0.050 Ma.

El vulcanismo monogenético conocido como "vulcanismo atrás del frente volcánico" -VAFV-, que se manifestó en el departamento de Santa Rosa, lo constituye una cantidad cercana al centenar de conos de escoria, producto del ascenso en forma de bolsas magmáticas provenientes del manto y distribuidos a lo largo de zonas de debilidad o fisuras del fallamiento de Jalpatagua, principalmente entre las poblaciones de Barberena y Cuilapa. La mayoría de dichos conos de escoria, tienen entre 50 y 120 m de altura y desde 100 m hasta 1,750 m de diámetro, formados por superposición desde delgadas (3 a 10 cm) hasta gruesas capas de escoria (2 a 3 m de espesor). Este vulcanismo también derramó grandes volúmenes de lava cubriendo extensas regiones. Sería demasiado extenso describir en este trabajo todas las unidades de basalto, por lo que sólo se hará mención de las más importantes: Basalto El Zapote, Los Esclavos, Marisol, Cerro Hondo, Quebracho, Cerro Alto, Cerro Redondo y Las Viñas.

Entre 3.5 y 13 km al nor-noroeste del volcán Tecuamburro, existe otra unidad de coladas de lava interdigitadas de andesita moderadamente porfirítica de plagioclasa, augita y olivino, originadas en dos conos cineríticos o monogenéticos de escoria, erosionados y fallados. Una muestra de lava, dio una edad K-Ar de 0.800 ± 0.61 Ma (Duffield et. al., 1,991).

En la parte central del mapa geológico del cuadrángulo de Cuilapa, aparece una unidad de andesita denominada Piedra Grande que se le reconoce como un estrato volcánico fallado y muy erosionado que consiste principalmente en coladas de lava y brechas laháricas de andesita de plagioclasa, hipersteno y augitas, moderadamente porfirítica. Gran parte de las rocas al centro oeste de la unidad, están completamente alteradas por acción hidrotermal. La unidad incluye también, lavas e ignimbritas dacíticas menores que contienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda, sanidino y augita. Se infiere que la unidad es del Pleistoceno y posiblemente, en parte, del Plioceno. Algunas lavas podrían estar intercaladas con las andesitas del cerro El Sordo.

La unidad geológica más joven en todo el departamento se le denomina como aluvión que rellena los valles y terrazas fluviales, habiendo subunidades tales como los depósitos en los ríos Los Esclavos, La Plata (afluente del río Aguacapa), Amapa (afluente de Los Esclavos) y Quebrada Noalco y en la laguna de El Pino entre los más representativos.

Cabe mencionar que existen zonas activas de fumarolas, principalmente en la laguna de Ixpaco, que es un cráter conformado por un anillo de tobas de lapilli y cenizas sin consolidar, muy alterados por acción hidrotermal y que forman un anillo alrededor del cráter freático. Las tobas se presentan estratificadas con una cresta topográfica que separa buzamientos hacia dentro y afuera. Una capa orgánica del anillo de tobas, fue datada de 2910 ± 70 años por carbono catorce. El cráter está ocupado por la laguna de Ixpaco cuyo pH es 3.0. En la orilla de la laguna se hallan fumarolas y lodo hirviendo y en su superficie se puede observar efectos de circulación de fluidos térmicos.

A pocos kilómetros al oeste de la laguna de Ixpaco se encuentran muchas fumarolas en el piso del cráter, en El Chupadero hay fuentes termales y fumarolas lo mismo que en los flancos del volcán Tecuamburro y a lo largo del río Los Esclavos. La geotermometría de gas y agua caliente investigada por Goff et al, 1,989, sugiere que la temperatura del subsuelo varía entre 150° y 300°C a una profundidad estimada entre 2 y 3 km. Se ha establecido que la temperatura aumenta hacia el volcán Tecuamburro e Ixpaco, lo cual evidencia que la fuente de calor en la corteza superior, está concentrada en dicha área. Se cree con cierta reserva, que unos 50 km^3 de magma fueron erupcionados por varios cráteres cercanos unos a otros y cuyo centro es el volcán Tecuamburro, durante los últimos 100,000 años pasados y varios km^3 de la cantidad mencionada, pudieron haber sido erupcionados en los últimos 38,300 años o menos.

Algunas manifestaciones térmicas se localizan a lo largo de fallas y otras se infiere que están localizadas por permeabilidad de fallas. Los fluidos termales cercanos a cráteres como el caso de Ixpaco, pueden moverse por zonas verticales permeables. Otros fluidos pueden seguir zonas subhorizontales de las partes inferiores y superiores de coladas de lava. La zona se considera como un área de substancial potencial de energía geotérmica comercial (Duffield et. al., 1,989 y Goff et. al., 1,989). La laguna de Ayarza se localiza en la región nororiental del departamento de Santa Rosa, dicha laguna ocupa una depresión en forma de ocho, orientada del este a oeste y geovulcanológicamente se les considera como Las Calderas de Ayarza. La más pequeña de las dos, se localiza al este y es considerada la más antigua; se formó por una erupción pliniana de magma mixto, la porción de transporte y caída contiene pómez riolítica (75.2% SiO_2) y fragmentos de basalto (52% SiO_2) que están depositadas en capas homogéneas de color y bandeamiento (Peterson, P.S. and Rose W.I., 1,985). El depósito de caída es extenso teniendo un volumen aproximado de 0.10 Km^3 equivalente a roca densa, la unidad es de considerable interés petrológico debido a que el basalto contiene fenocristales prístinos y cristales comprimidos de hornblenda cálcica. Virtuales radios de $^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$ de riolita y basalto al final de los miembros, sugieren una fuente magmática común. La datación del depósito de ceniza y flujo de la pómez mixta ha sido de $27,000 \pm 1,600$ años atrás

La secuencia de erupciones piroclásticas jóvenes de Ayarza, culminó con la formación de la caldera oeste. Estas secuencias riolíticas consisten en erupciones plinianas de transportación aérea y flujos de ceniza. Esta última unidad es de grano fino y de origen probablemente freatomagmática. Una gruesa capa de material de caída está interstratificada con la unidad de flujo y ceniza. El volumen estimado de estas secuencias ha sido calculado con un mínimo de 2 Km³ y un registro de datación de la unidad de ceniza y flujo da 23,100 ± 500 años atrás, obtenido con ¹⁴C., la edad de formación de la caldera oeste se le reconoce como la última actividad de Ayarza.

La geoquímica de elementos mayores de la riolitas son muy similares a otras unidades silíceas de América Central Septentrional, el contenido de elementos trazas y menores permite distinguir todas las riolitas de cada una de las otras. Radios de isótopos de estroncio de la riolita mixta, confirma que toda la roca radiogénica cortical antigua, no está envuelta en la petrogénesis de riolitas en la América Central Septentrional.

Otro estudio geológico y geofísico de la laguna de Ayarza (Poppe, L.J., et. al., 1984) confirma la evidencia de actividad eruptiva y tectónica postcaldera. La batimetría de la laguna surge del estudio de sedimentos. La caldera oeste presenta bordes escalonados y tiene una base de relleno plana de 240 m de profundidad. La pequeña y más antigua, está principalmente rellena por abanicos aluviales entrelazados y conectada a la caldera mayor por medio de un canal profundo.

Datos sísmicos de reflexión indican que los últimos 170 m de la línea del lecho, están parcialmente rellenos por sedimentos sin perturbación tectónica en la cuenca central y que el estrato del edificio de pre-erupción está parcialmente colapsado a lo largo del anillo de fallas y la otra parte presenta un colapso más caótico. Estos sedimentos se han acumulado durante los últimos 23,000 años con una tasa de sedimentación mínima de 7 metros por cada 1,000 años. Los nueve metros superiores de estos sedimentos están compuestos de más de un 50% de turbiditas, interstratificados con laminaciones de arcilla y limo, conteniendo separadamente capas de diatomeas y ceniza. Los sedimentos del fondo tienen más de 1% de materia orgánica, un promedio del 4% de pirita y abundante gas orgánico, todo lo cual demuestra que los sedimentos del fondo son anoxíficos.

Aunque delgados horizontes de ceniza (<0.50 cm) son comunes, sólo un grueso horizonte de ceniza primaria (7-16 cm) fue identificada en un testigo de un núcleo de perforación. Alteraciones en la mineralogía y variaciones en las incrustaciones de diatomeas sugieren una actividad hidrotermal rica en magnesio. Ver figuras 3.4 y 3.5.

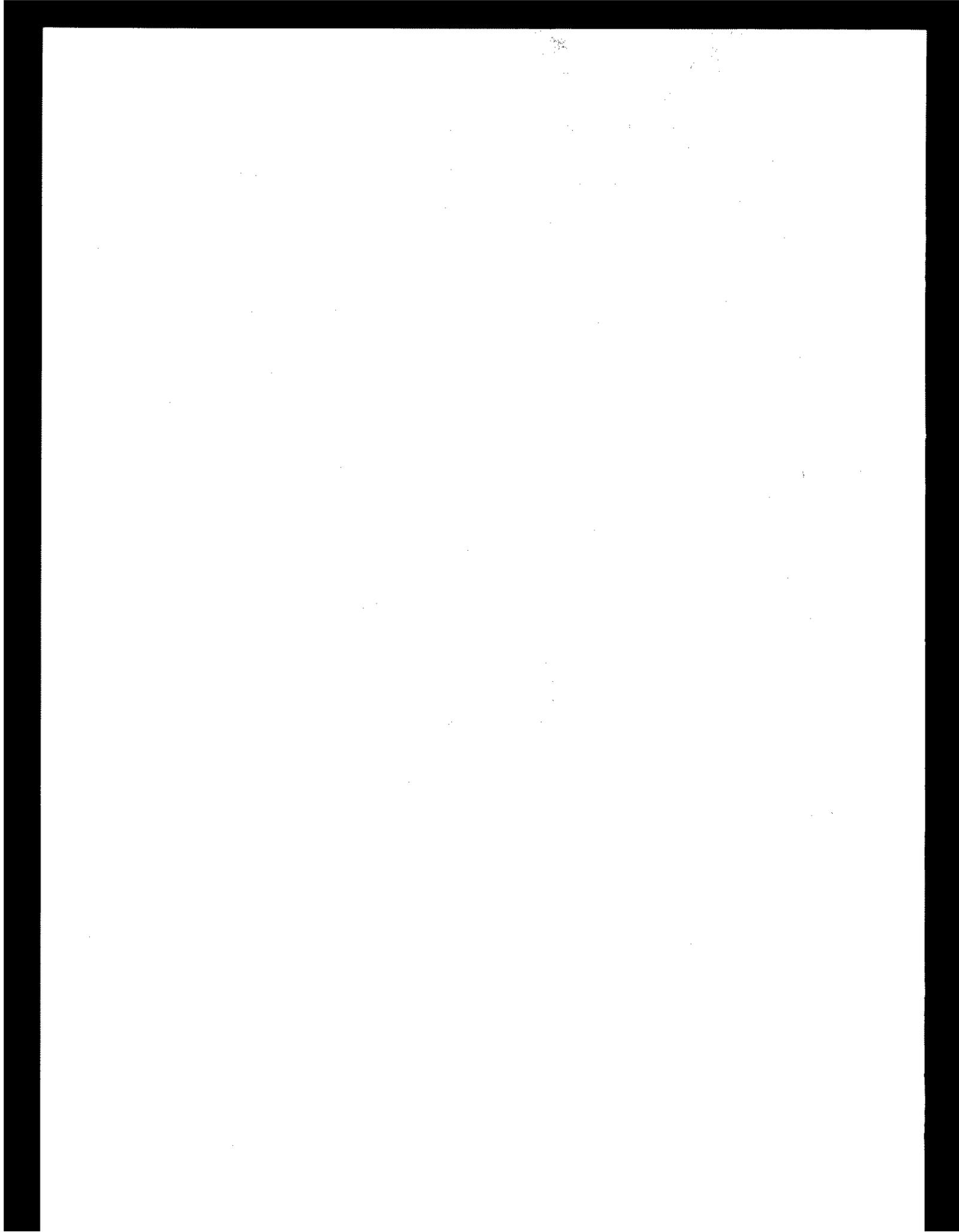
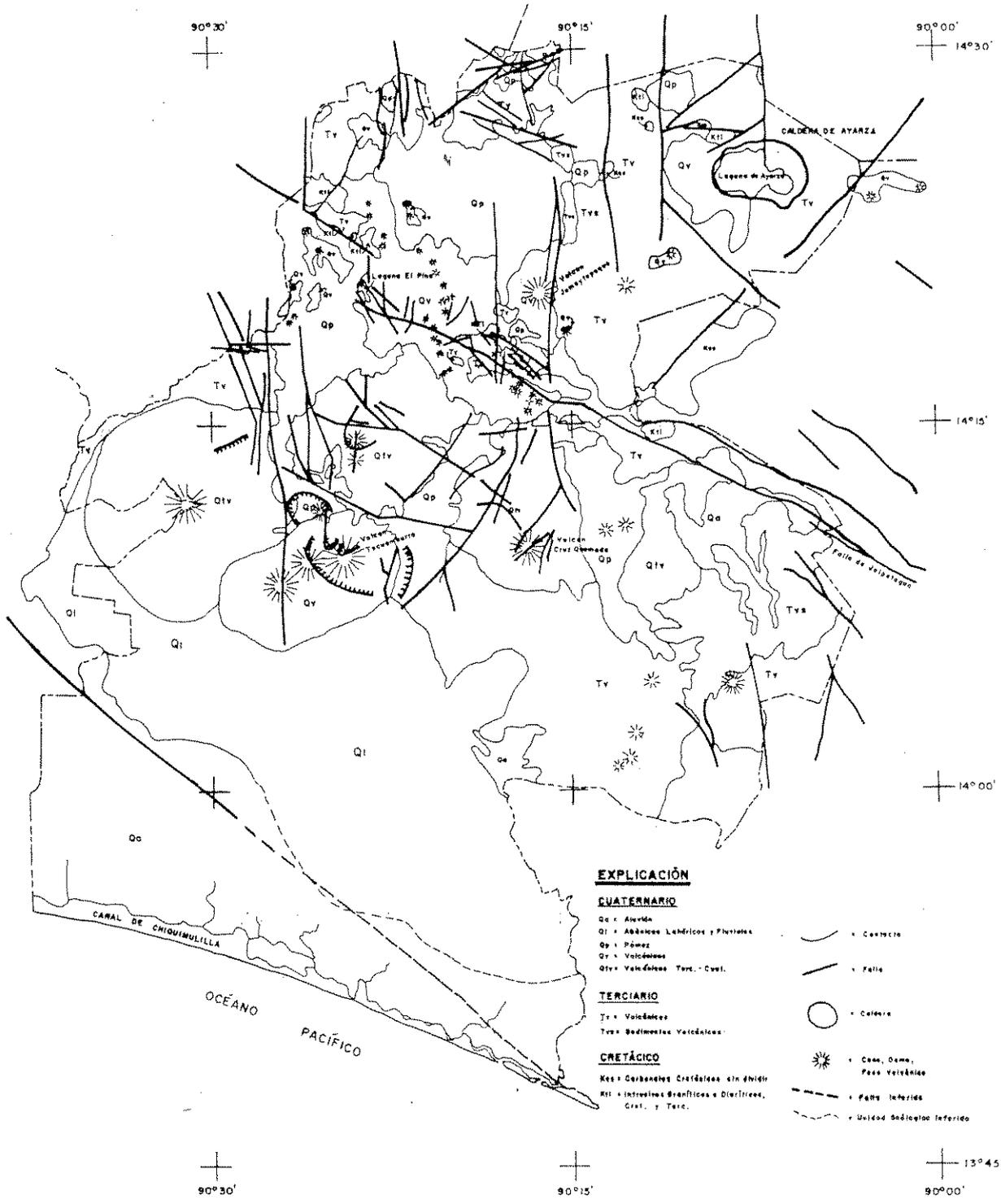


FIGURA N. 3. 8

MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA



EXPLICACIÓN

CUATERNARIO

- Qa = Aluvión
- Ql = Aluviones Lohélicos y Fluviales
- Qp = Pómez
- Qv = Volcánicos
- Qiv = Volcánicos Terci. - Cuat.

TERCIARIO

- Tv = Volcánicos
- Tvs = Sedimentos Volcánicos

CRETÁCICO

- Kcs = Carbónales Cretáceos sin dividir
- Kst = Intrusivos Graníticos y Dioríticos, Cret. y Terci.

- - - - - = Contacto
- = Falla
- = Caldera
- ☼ = Cona, Osmo, Pico Volcánico
- - - - - = Falla interior
- - - - - = Unidad Sedimentaria Inferior

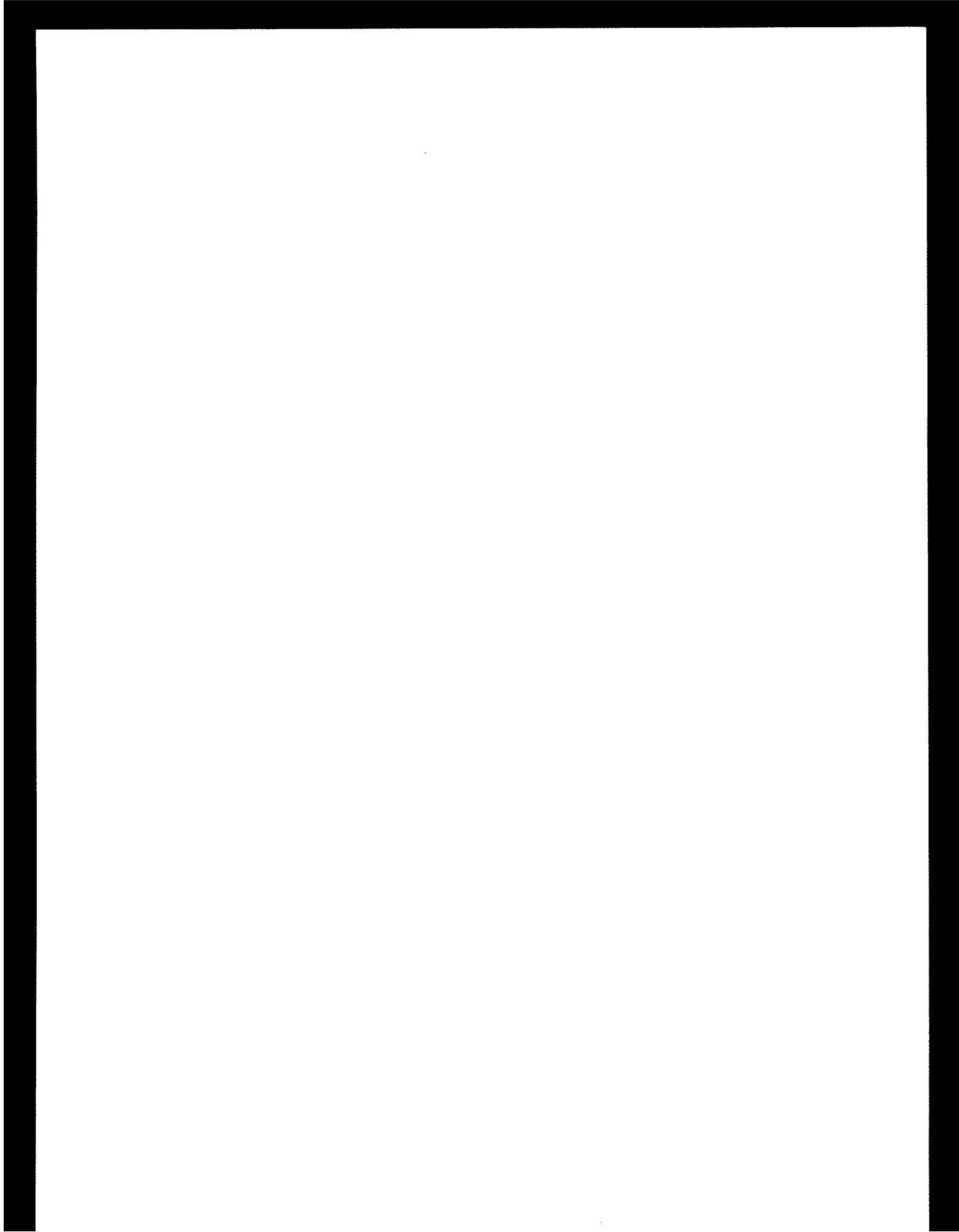
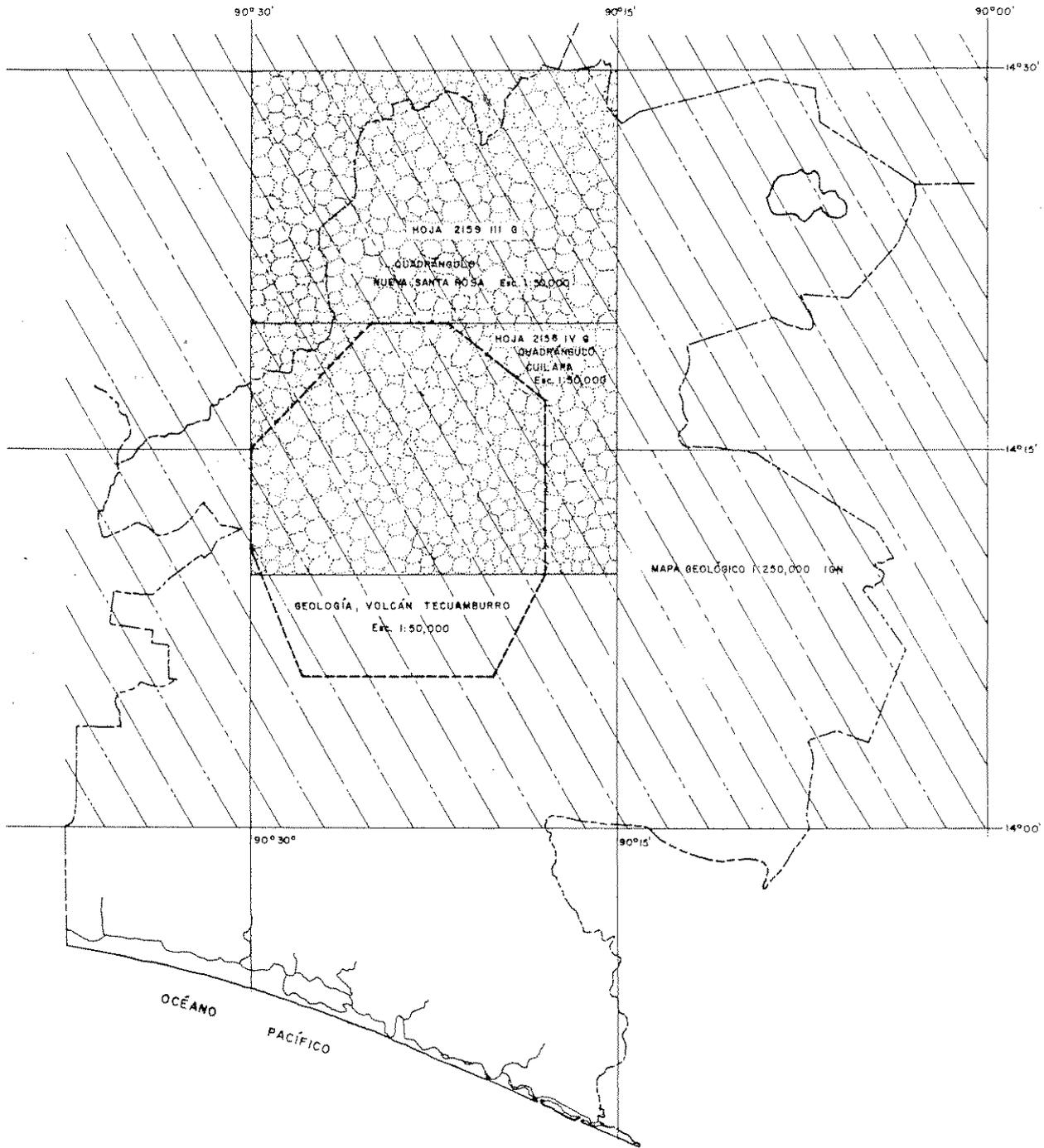
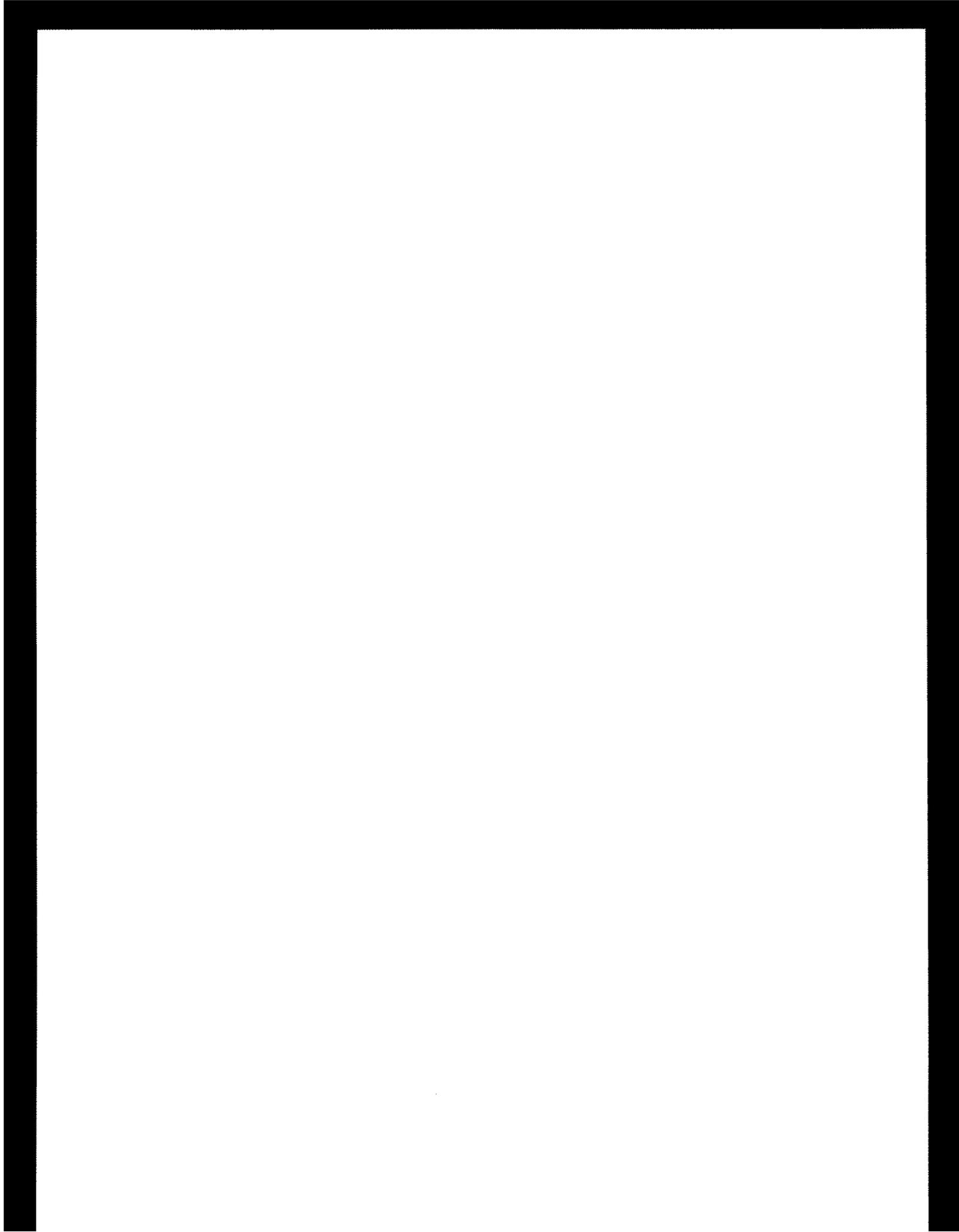


FIGURA N. 3.4

LOCALIZACIÓN DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA





3.2.3.3 VOLCANES MÁS IMPORTANTES DEL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

VOLCÁN JUMAYTEPEQUE

Nombre: JUMAYTEPEQUE
Ubicación: JURISDICCIÓN MUNICIPAL DE NUEVA SANTA ROSA.
Altura: 1,915 m.s.n.m.
Pos. Geo. Lat. 14°20'20" N y Long. 90°16'15" W

Localizado en la esquina sudeste del mapa del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa, está un cono compuesto, construido sobre el flanco de una escarpa de falla terciaria de tobas y andesitas. El volcán se eleva unos 800 m de sus alrededores y tiene un radio de aproximadamente 2 km. El volumen del cono y sus flujos están en el orden de 1 a 2 km. No se le observan conos cineríticos. Cerca de la cima en la pendiente del cono aproximadamente a unos 30° hay indicios de actividad explosiva por un depósito de tefra además tiene bien formado su cráter lo que obviamente permite catalogarlo de Cuaternario. No se hace mención de este volcán en el catálogo de los Volcanes Activos del Mundo (1,958). Se cree que no ha tenido actividad en tiempos históricos y su mayor ciclo de actividad precedió a la deposición de los flujos y ceniza de pómez, bloqueando el río Los Esclavos y formando la cuenca de Nueva Santa Rosa. Antes de la construcción del Jumaytepeque, aparentemente el río Los Esclavos drenaba al sur, donde ahora el volcán está emplazado. La erupción del Jumaytepeque rellenó el viejo canal del río, forzándolo a seguir otra ruta, formando un lago en la cuenca de Nueva Santa Rosa que pudo alcanzar unos 200 m de profundidad. El lago cubrió hasta una elevación de 1,000 m y al oeste del antiguo canal encontró una brecha de salida. La erosión en el lado oeste del cerro La Vieja Portezuela se produjo después de Jumaytepeque. Un lado de la colina es muy empinada y no se ha encontrado basalto en los afloramientos, lo que indica que esta colina se formó después de los flujos lávicos de Jumaytepeque. No hay a lo largo del actual canal del río Los Esclavos, flujos basálticos arriba de los 900 m de elevación.

Muchos de los basaltos de Jumaytepeque son muy fáciles de distinguir de todos los otros basaltos del departamento de Santa Rosa, dado el gran número de fenocristales de plagioclasa perfectamente alineados. Se estima la presencia de un 40 a 50% de cristales de plagioclasa de 1 mm de diámetro y 10% de cristales de olivino del mismo tamaño. Los otros basaltos del área, generalmente tienen entre 10% y 20% de fenocristales y muestras de bloques permiten distinguirlas fácilmente. En color, el basalto de Jumaytepeque es gris a negro y usualmente algo vesicular. Cuando los cristales de feldespato están alterados, dan una apariencia de color blanco. El flujo más notable de la gran masa de flujos se localiza al este del volcán.



VOLCÁN CERRO REDONDO

Nombre: CERRO REDONDO
Ubicación: MUNICIPIO DE BARBERENA, SANTA ROSA.
Altura: 1,267 m.s.n.m.
Pos. Geo: Lat. 14°22'53" N; Long. 90°25'46" W.

El grupo Cerro Redondo consiste de un reciente cono cinerítico llamado Volcán Cerro Redondo, así como también el cerro de Los Bueyes que dista 1.5 Km al SE. El cerro El Cementerio queda adyacente al sur del cerro de Los Bueyes y del cráter del Cerro Redondo. Al menos dos flujos de lava basáltica se derramaron del cráter de Cerro Redondo hacia el lado sudeste del volcán. Así como el grupo Cerro Alto, sus cráteres muestran un alineamiento con orientación NW-SE.

VOLCÁN CERRO ALTO

Nombre: CERRO ALTO
Ubicación: MUNICIPIO DE BARBERENA, SANTA ROSA
Pos. Geo: Lat. 14°21'33" N y Long. 90°23'48" W
Altura: ~1,340 m.s.n.m

Cerro Alto consiste de cuatro cráteres alineados NW-SE, localizados en la esquina sudoeste del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa. Cerro Alto es el cráter más joven de la parte oeste del cuadrángulo. A un tercio de kilómetro al sudeste, tiene dos viejos conos de ceniza escoriacea. Dos (2) kilómetros al noroeste de Cerro Alto hay una colina cónica de suaves pendientes. Un gran cono de escoria utilizado como cantera en el lado sur, representa a un cono mucho más antiguo. El Cerro Gordo es un pequeño cono mapeado por Egger, 1,971; que se encuentra en el cuadrángulo de Amatitlán, orientado NW-SE del grupo de Cerro Alto.

CONOS CINERÍTICOS EL CARMEN

Nombre: EL JUNQUILLO
Ubicación: SANTA CRUZ NARANJO, STA. ROSA.
Altura: ~ 1,460 ms.n.m.
Pos. Geo. Lat. 14°20'10" N y Long. 90°20'12" W.

El grupo El Carmen-El Bosque, es una línea de conos y flujos de lava extendidos con algunos pequeños conos al norte del cono cinerítico Agua Blanca. La mayor parte quedan al sur de la laguneta El Junquillo. Muchos de los conos de este grupo tienen cimas muy bien redondeadas y también son relativamente más antiguos que Cerro Alto y Cerro Redondo. Sin embargo, el cerro El Cementerio tiene un cráter mucho más joven. La laguneta El Junquillo está formada en la cima de la colina, probablemente debido al colapso de la cámara magmática.

3.3 MARCO TECTÓNICO

3.3.1 MARCO TECTÓNICO GENERAL

El departamento de Santa Rosa forma parte de la región continental de la Placa del Caribe y obviamente está influenciada por las grandes fallas tectónicas Polochic-Motagua-Jocotán-Chamelecón que constituyen los bordes con la Placa de Norteamérica. Al sur en el océano Pacífico el territorio departamental está afectado por la Placa de Cocos que subduce a la del Caribe a lo largo de la fosa mesoamericana dando como resultado un perfecto ejemplo de zona de subducción donde se exhiben nutridos focos superficiales de sismicidad (Carr, M. 1,984). Dicho lo anterior, no se puede negar que la actividad de estas fallas tectónicas constituye una amenaza potencial para el departamento de Santa Rosa, pero aún más peligrosa, es la tectónica local, constituida por la falla de Jalpatagua y otras transversales y longitudinales que, en tiempos históricos, han producido varios eventos sísmicos destructivos (terremoto del 08/03/1,913 que destruyó la cabecera departamental, Cuilapa) debido a la frecuencia de los movimientos tectónicos y el emplazamiento de densos núcleos poblacionales a lo largo de su traza. Williams decía (1,964, p.53) "que ninguna falla oblicua es más impresionante que la falla de Jalpatagua, la cual puede ser trazada por algunas decenas de kilómetros a través de grandes y rectos valles al norte de los volcanes de Moyuta y Tecuamburro y más aún al oeste de Guatemala".

La traza de la falla de Jalpatagua coincide con la cadena de grupos de volcanes cineríticos que se extienden desde el borde limítrofe con El Salvador hasta la esquina sudeste del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa y Amatitlán (Egger, 1,971). Estos conos de ceniza ocurren en grupos alineados de norte a sur (Bonenberger, 1,968) y en conos aislados cercanos a trazas de falla. Grandes volcanes como Jumaytepeque se encuentran emplazados, adyacentes a la falla de Jalpatagua sobre una falla norte-sur. Ver figura 1.10.

Se tiene conocimiento de fallas transversales a la de Jalpatagua, provocados probablemente por cambios bruscos en el sumergimiento de la Placa de Cocos, creando discontinuidades que separan segmentos de la litósfera, creando depresiones y alzamientos llamados grabens y horts que proporcionan excelentes altiplanos y valles en los que fueron asentadas poblaciones sin estimar el grado de amenaza, riesgo sísmico y deslizamientos, como ya se ha experimentado. Las erupciones volcánicas de Jumaytepeque y Tecuamburro no han ocurrido en tiempos históricos, sin embargo, el fenómeno es recurrente aunque pasen siglos e incluso milenios de quietud.

Por todo lo anteriormente expuesto, son principalmente las fallas geológicas, los deslizamientos de masas de suelo y en menor proporción las erupciones volcánicas, los que en diferente magnitud representan una amenaza y peligrosidad para el departamento de Santa Rosa.

3.3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

El departamento de Santa Rosa está localizado en una región de horsts y grabens controlados por espacios cerrados de fallas orientadas N-S y fisuras, además de la impresionante falla de Jalpatagua orientada NW-SE. La roca basamento es un plutón granítico del Terciario Temprano. La intrusión de este plutón en algunos sedimentos volcánicos formó una superficie inconforme y erosionada, sobre la cual se depositaron flujos y tobas en el Terciario Tardío. En algunos lugares, recientes conos cineríticos y flujos están emplazados sobre el basamento de granito.

Dos horst y dos grabens controlan la mayor parte de la topografía. De norte a sur pequeños desplazamientos de falla están paralelos a la carretera CA -1, al oeste del cuadrángulo de Nueva Santa Rosa y el borde de un horst al este, se extiende desde el cuadrángulo de Amatitlán. Los buzamientos de falla se orientan al sur a través de Cerro Alto y dos pequeños conos cineríticos están en el flanco sur de éstos. Adyacente y controlando el valle de Aguacapa se encuentra un graben rellenado de pómez el cual se extiende al este del volcán Cerro Redondo.

El borde de falla buza desde Fraijanes hasta Cerro Redondo pasando por dos cráteres más antiguos al sur. En la vecindad de Cerro Redondo la falla de Jalpatagua intersecta el graben, dando lugar al levantamiento de un bien definido complejo de cráteres y conos cineríticos. La existencia de varios cráteres paralelos alineados, sugiere que esta área de la falla Jalpatagua, está compuesta de una serie agrupada de fallas escalonadas. Esta hipótesis, fue sustentada por la evidencia de una escarpa en Cerro Redondo. En muchas secciones transversales realizadas a través de la escarpa, varias zonas de fallas paralelas se notaron más que simples desplazamientos.

Los desplazamientos combinados de Jalpatagua y fallas N-S, fueron suficientes para exponer el basamento granítico en los alrededores del cerro El Bosque. En la cresta de El Bosque, está expuesto un horst el cual se extiende en dirección norte hacia el cuadrángulo de San José Pinula. Bordeando éste horst al este se encuentra una falla normal, la cual buza del norte de El Carrizal hacia el sur en dirección a Santa Cruz el Naranjo. Cerca de Salitre, la falla está cubierta de pómez y flujos. Sin embargo, H. Williams sugiere que esta falla puede estar asociada con el alineamiento de cono cineríticos que vienen del sur de Agua Blanca hasta Barberena.

Más al este hay otro graben grande, bordeado en el oeste por la falla del Carrizal y al este por una falla normal de fuerte pendiente orientada norte sur, corriendo a lo largo de la base de los acantilados arriba de El Chupadero. La cuenca de Santa Rosa de Lima, es resultado de un asentamiento de falla y rellenado de pómez y aluvión. Este rellenamiento, fue grandemente favorecido por la obstrucción al sur de la cuenca en el Terciario Tardío y por flujos Cuaternarios. Los cráteres de dichos flujos se encuentran a largo de una alineación E-W, extendiéndose desde la laguneta El Junquillo hasta Pueblo Nuevo Viñas, incluyendo el volcán Jumaytepeque.

3.3.2.1 DIACLASAS

El diaclasamiento o fractura es muy común en las rocas del Terciario del departamento de Santa Rosa. Sin embargo, sólo una tendencia regional significativa es evidente. El granito del Terciario, ceniza cornubianita y tobas dacíticas líticas, exhiben una fuerte tendencia de diaclasamiento E-W. Las diaclasas, están fuertemente escalonadas, de 10 cm a varios metros y a menudo controlan la altitud de los más recientes rellenos de diques de basalto y andesita. En la geología del sudeste de Guatemala, Howel Williams y otros, sugieren que el fallamiento norte-sur puede ser debido a la compresión norte-sur y subsecuente extrusión volcánica. Sin embargo, no hay una explicación satisfactoria de la mayoría de las recientes diaclasas, como ha sido sugerido.

3.3.2.2 DESLIZAMIENTOS

Al norte de la finca El Carmen (82.00, 89.00; UTM) hay una gran zona resquebrajada por deslizamientos y fracturas anulares. En lugares propicios se han disparado muy recientes desplazamientos. Una zona de gruesa capa de arcilla de alteración subyace a esta área lo que le da movilidad.

A pocos kilómetros (unos 4 km) de la cabecera municipal de Oratorio, por la ruta CA-8, en dirección a Jalpatagua, la carretera corta por espacio de 1.5 km un voluminoso depósito de deslizamiento de lava andesítica alterada y arcilla laterítica rojiza-amarillenta. Visto en fotos aéreas, este depósito tiene la apariencia de una colada de lava, sin embargo, lo constituye una masa caótica en forma de lóbulo de varios kilómetros pendiente abajo hasta la planicie del valle. Pequeños caseríos y haciendas, están emplazadas en dichos depósitos.

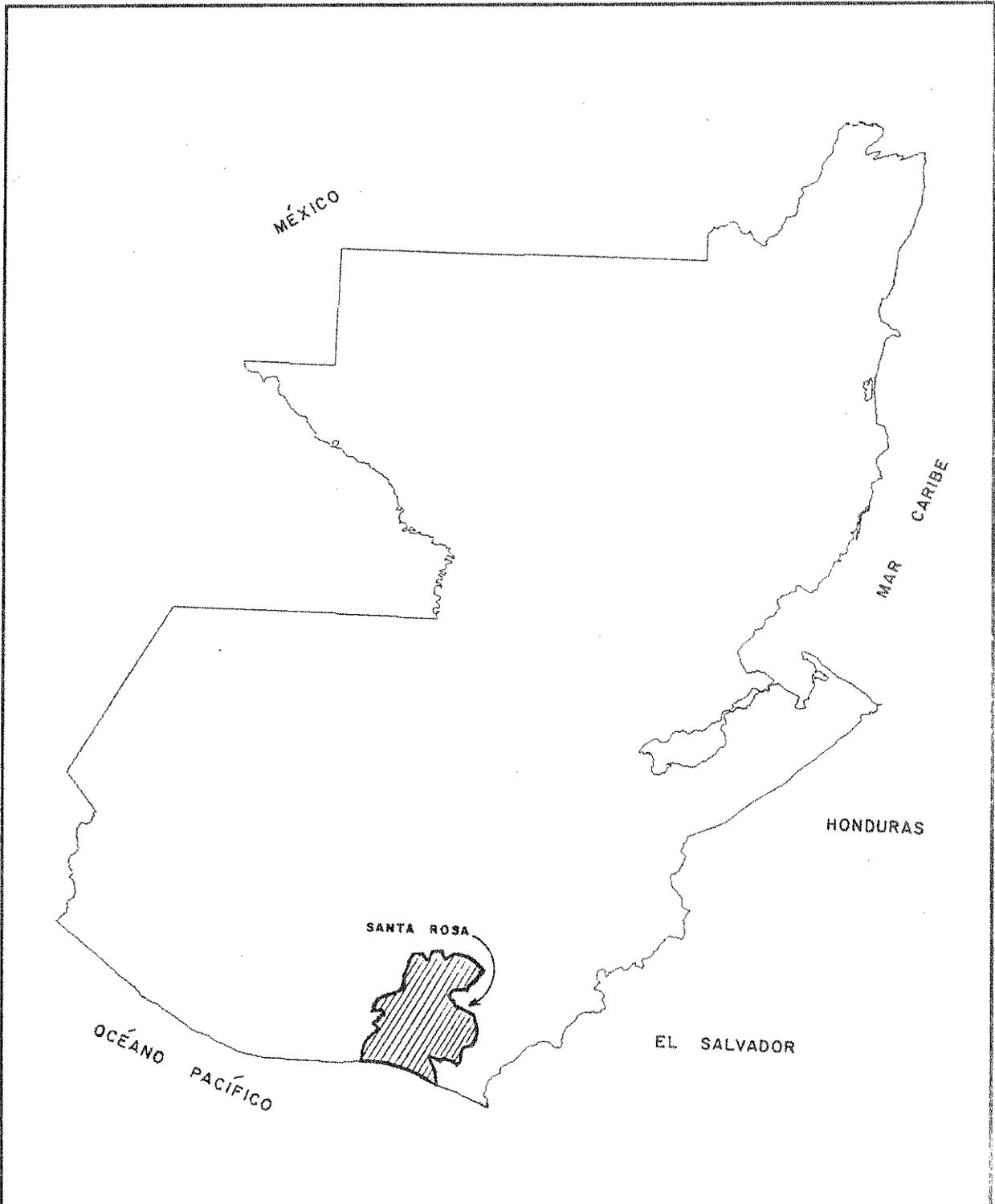
3.4 DEFINICIÓN DEL ÁREA DE INFLUENCIA

Se definirá el área de influencia que afecta sísmicamente al departamento de Santa Rosa, como todas las fallas que de un modo directo o indirecto amenazan el departamento. Aunque las fallas lejanas por grandes que éstas sean, tienen poca influencia directa sobre el departamento, no dejan de ser una amenaza potencial para éste, ya que los efectos en términos de intensidad aunque sean leves, siempre tiene consecuencias psicológicas sobre la población y costosos daños en construcciones antiguas y débiles que incluso podrían llegar al extremo de tener que demolerlas por los daños sufridos. Por otro lado estas grandes fallas tienen la característica de abarcar grandes extensiones y de liberar inmensas cantidades de energía, por lo que tienen el poder de activar otros sistemas de fallas relativamente lejanos, por lo que estas fallas constituyen una amenaza indirecta pero constante a cualquier otro sistema de fallas lejano.

Por otro lado están las fallas que se encuentran dentro del área de estudio propiamente dicha, que como se mencionó con anterioridad son mucho más peligrosas aun cuando sus magnitudes sean mucho más pequeñas y sus focos poco profundos y es precisamente esto lo que los hace localmente muy destructivos, además de ser mucho más frecuentes y cercanos a regiones muy pobladas, como ejemplo típico de esto, se tienen los terremotos de Uspantán el 11 de octubre de 1,985 y Pochuta el 18 de septiembre de 1,991. Por lo anteriormente expuesto, el área de influencia está dada por todas las fallas principales de Guatemala y en mayor grado la estructura geotectónica del propio departamento. Ver figuras 3.3 y 3.5.

3.5 DEFINICIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio que se ha definido para el presente trabajo es el departamento de Santa Rosa en toda su extensión territorial. El departamento cuenta con una geología muy compleja y una sismicidad propia muy activa, debido a su misma estructura geológica, como ya se ha hecho referencia en el presente capítulo, lo cual lo hace una región interesante y propicia para llevar a cabo cualquier tipo de estudio sísmológico y geológico. Ver figura 3.6.



ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA	FIGURA No.
ÁREA DE ESTUDIO	3.6

CAPÍTULO IV

EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 IMPORTANCIA DE LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

Hay dos aspectos que satisfacer en cuanto a la amenaza sísmica se refiere. El primero es la seguridad de las estructuras contra las fuerzas destructivas del movimiento del terreno y la segunda es la seguridad del sitio donde las instalaciones o infraestructura están asentadas. Muchos países expuestos a terremotos han hecho estimaciones de amenaza sísmica, dando como resultado códigos de construcción, normas o regulaciones a través del uso de mapas de zonificación. En contraste, ha sido muy poca la atención que se ha prestado a la seguridad de los sitios en donde las estructuras han de asentarse, en forma de regulaciones o en función del uso de la tierra.

La seguridad de un lugar durante un terremoto está determinada por la amenaza geológica, expresada como deslizamientos de tierra, correntadas de lodo, licuefacción, movimiento de fallas. Estimaciones de este tipo de amenazas naturales se han realizado en varios países, en una gran variedad de formas, pero en pocas ocasiones han sido llevadas a la práctica en forma de regulaciones o códigos.

La importancia de tener lugares seguros contra los efectos de un terremoto, ha ganado gran reconocimiento en los últimos años entre ingenieros, sismólogos, geotecnistas y hasta en usuarios de la tierra, en regiones con actividad sísmica en el mundo. Esta preocupación se justifica totalmente debido a las desastrosas consecuencias que tienen los grandes deslizamientos de tierra, la licuefacción y otros durante un terremoto, así como el terremoto mismo, ya que se tiene plena certeza de que muchas grandes ciudades y regiones densamente pobladas en el mundo, están expuestas a un alto riesgo en caso de terremotos futuros que muy probablemente ocurrirán.

Todo lo anterior sustenta la importancia de la evaluación de la amenaza sísmica, ya que a través de este tipo de estudios es posible prever daños severos en estructuras, infraestructura y pérdidas humanas; así como también ayuda a la planificación del uso de la tierra y de nuevas obras de ingeniería tan importantes para el desarrollo socio-económico de un país. Además el sólo hecho de estar en regiones altamente sísmicas y activas, como el departamento de Santa Rosa, justifica cualquier evaluación que se haga a este respecto, debido principalmente a que el departamento cuenta con importantes vías de comunicación, puentes, líneas de transmisión eléctrica, unidades de producción agrícola, un importante proyecto hidroeléctrico en el río Los Esclavos y numerosas poblaciones a lo largo de la cadena volcánica y vecinas a fallas altamente activas como la falla de Jalpatagua.

4.2 APLICACIÓN DEL MEPAS

4.2.1 DATOS SISMOLÓGICOS Y ANÁLISIS

Antes de entrar en detalle a la aplicación del MEPAS, se hace necesario una explicación previa. Las fuentes sísmicas tales como zonas y fallas, así como también los parámetros de actividad sísmica y los pesos estadísticos, han sido tomados de los trabajos de maestría del Ing. Mario Villagrán, debido a que en los mismos se ha depurado y compilado un catálogo sísmico con más de 3,500 eventos sísmicos desde el año 1,505, de magnitud mayor o igual 3.5, además se han considerado todos los aspectos geológicos, tectónicos, sismológicos e históricos regionales y locales en dicha depuración.

Por otro lado cabe mencionar que para el análisis sísmico se tomaron únicamente eventos sísmicos ocurridos en el siglo XX con más de 2,500 eventos. (Apéndice 1, Problems Related Seismic Hazard in Central América, Mario Villagrán, June 1,995).

4.2.2 IDENTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS

4.2.2.1 IDENTIFICACIÓN DE FUENTES SÍSMICAS

La situación tectónica de América Central, indica que la actividad sísmica no sólo es superficial, sino también hay actividad profunda. Para los propósitos de esta tesis, la sismicidad en Guatemala ha sido dividida en tres diferentes tipos de zonas como fuentes areales, según su profundidad focal: una superficial o somera de hasta 50 Km de profundidad, una intermedia entre 50 y 125 Km y una profunda de 125 o más Km, así como también 5 fallas específicas como fuentes sísmicas lineales.

La sismicidad superficial, intermedia y profunda, fue dividida en 16 zonas sísmicas (fuentes areales) y 5 fallas específicas (fuentes lineales), de acuerdo a los siguientes criterios.

- La sismicidad en cada fuente areal debe ser razonablemente uniforme y distribuida, la cual está limitada por el tamaño de la zona en las áreas donde la sismicidad varía regionalmente.
- Cada zona debe ser suficientemente grande para permitir una asignación estable de los parámetros de recurrencia.
- Las zonas deben cubrir todas las áreas donde la sismicidad puede influir en la amenaza sísmica de un sitio.
- La zonificación debe ser consistente con la geología regional y los límites tectónicos.
- Las fallas deben incluirse únicamente cuando hay suficiente evidencia sísmológica y geológica disponible y si su sismicidad puede influenciar la amenaza sísmica.
- Cuando no todos los requerimientos pueden ser alcanzados, se ha de buscar un balance de criterios entre los diferentes principios geológicos, tectónicos y sísmicos.

4.2.1.2 DELIMITACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS

Los estudios de amenaza sísmica tienen diferentes requerimientos que van más allá de los propiamente regionales, con énfasis en área local. Los dos tipos principales de fuentes sísmicas que en el presente trabajo de tesis se consideran son las siguientes.

- **Zonas de fuentes sísmicas (fuentes areales):** se da en los casos donde una porción considerable de área (zona) experimenta actividad sísmica, la cual no puede ser atribuida a una estructura geológica específica y definida.
- **Fallas específicas (fuentes lineales):** se da en los casos donde hay información sísmica y suficiente evidencia geológica que garantiza la existencia de fallas activas.

4.2.2.3 ZONIFICACIÓN DE ÁREAS SÍSMICAS

En la figura 4.1, puede observarse la ubicación de las zonas sísmicas en la república de Guatemala:

Zona 1. Zona de subducción 1. Viene de México a aproximadamente 90.5° de longitud oeste hacia Guatemala y contiene sismicidad superficial. (Profundidad < 50 km).

Zona 2. Zona de subducción 2. Es una continuación de la Zona 1, también con sismicidad superficial continúa hacia El Salvador. (Profundidad < 50 km).

Zona 3. Cadena volcánica oeste. Actividad sísmica superficial volcánica (principalmente de los volcanes Tacaná y Santiaguito) y tectónica posiblemente de la continuación del sistema de la falla de Jalpatagua. (Profundidad < 50 km).

Zona 4. Caldera de Atitlán. Sismicidad tectónica superficial, también parte de la cadena volcánica. (Profundidad < 50 km).

Zona 5. Ciudad Guatemala. Actividad sísmica superficial volcánica (principalmente del complejo volcánico Fuego-Acatenango-Pacaya) y tectónica. (Profundidad < 50 km).

Zona 6. Sistema de Jalpatagua. Sismicidad superficial a lo largo de la falla de Jalpatagua con una longitud aproximada de 60 Km, se extiende desde la orilla este del graben de la ciudad de Guatemala hasta El Salvador. (Profundidad < 50 km).

Zona 7. El Salvador-Honduras. Sismicidad superficial de muchas fuentes indefinidas. (Profundidad < 50 km).

Zona 8. Sistema de Motagua-San Agustín. Sismicidad superficial, esta zona divide al país en dos. Su extensión va desde la parte superior noreste del graben de la ciudad de Guatemala hasta el mar Caribe, ocupa un ancho de superficie de aproximadamente 50 Km. (Profundidad < 50 km).

Zona 9. Sistema Jocotán-Chamelecón. Representa la sismicidad superficial en los alrededores del sistema de falla del mismo nombre. Está localizada en la intersección de las fronteras de tres países conformados por Guatemala, El Salvador y Honduras. (Profundidad < 50 km).

Zona 10. Sistema Chixoy-Polochic. Sismicidad superficial a lo largo del sistema de falla del mismo nombre. Viene de México a Guatemala. (Profundidad < 50 km).

Zona 11. México-Guatemala. Sismicidad superficial principalmente en las áreas de los departamentos de Huehuetenango y El Quiché. (Profundidad < 50 km).

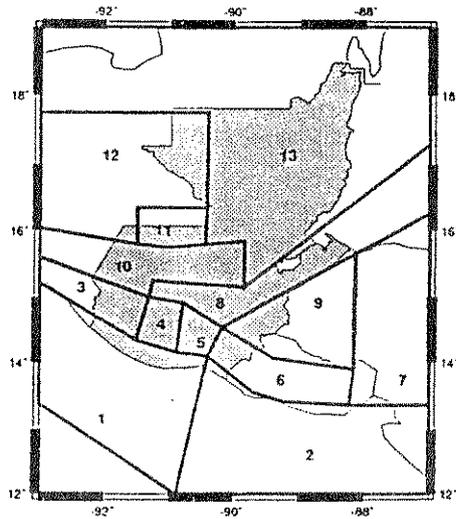
Zona 12. Frontera Norte México-Guatemala. Sismicidad superficial en una gran área, principalmente en el territorio mexicano. (Profundidad < 50 km).

Zona 13. Norte Lejano. Incluye toda la sismicidad superficial que se localiza en el norte lejano de Guatemala-México y la frontera con Belice. Ésta probablemente sea la zona menos afectada sísmicamente de la región. (Profundidad < 50 km).

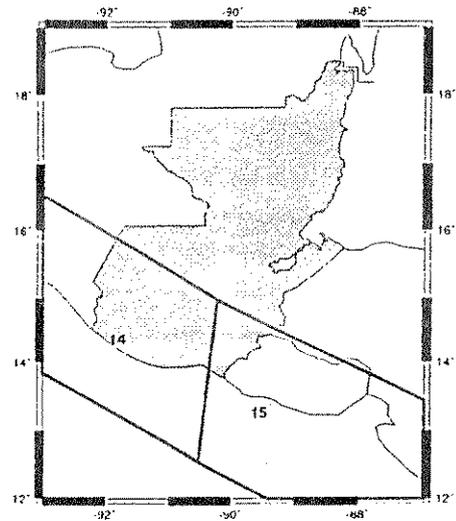
Zona 14. Zona de subducción 3. Zona de sismicidad intermedia que cubre aproximadamente la misma longitud que la zona 1. (50 Km < profundidad < 125 Km)

Zona 15. Zona de subducción 4. Zona de sismicidad intermedia que cubre aproximadamente la misma longitud que la zona 2. (50 Km < profundidad < 125 Km)

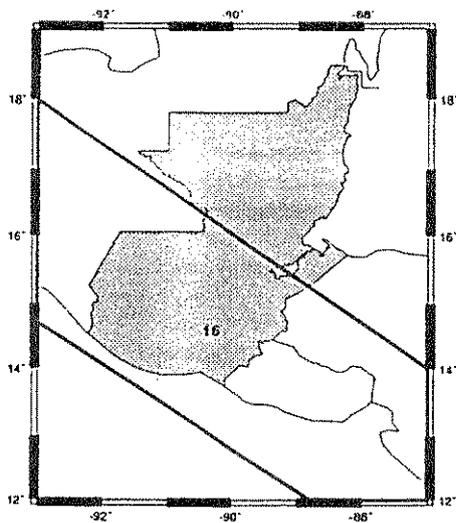
Zona 16. Zona de subducción 5. Zona de sismicidad profunda que cubre aproximadamente toda la mitad sur del país e incluye parte de México, El Salvador y la parte sur de Honduras. (Profundidad > 125 km)



ZONIFICACIÓN SÍSMICA SOMERA
Profundidad < 50 Km



ZONIFICACIÓN SÍSMICA INTERMEDIA
50 < Profundidad < 125 Km



ZONIFICACIÓN SÍSMICA PROFUNDA
Profundidad > 125 Km

Modificado de Villagrán M. G. , 1995.

ANÁLISIS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

FIGURA
No.

ZONIFICACIÓN SÍSMICA

4.1

4.2.2.4 FALLAS ESPECÍFICAS

En concordancia con los criterios expuestos anteriormente referente a las fallas (fuentes lineales) que el departamento de Santa Rosa contiene y está rodeado de muchas fallas, pero sólo algunas están claramente identificadas con suficiente evidencia geológica, así como sísmicamente activas.

Los sistemas de fallas que están identificados geológicamente y sísmicamente activos, que tienen algún efecto amenazante en el departamento de Santa Rosa son:

- Falla 1.** Sistema Chixoy-Polochic.
- Falla 2.** Sistema Motagua.
- Falla 3.** Sistema Jalpatagua.
- Falla 4.** Sistema Mixco.
- Falla 5.** Sistema Santa Catarina Pinula.

Ver figura 3.3 capítulo anterior (marco tectónico de Guatemala).

4.2.3 DETERMINACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DE LAS FUENTES

4.2.3.1 MODELO DE RECURRENCIA DE LOS SISMOS

Como se menciona en el capítulo II, sección 2.3.1, del presente trabajo de tesis, hay que estimar una tasa de recurrencia de eventos sísmicos sobre un nivel de umbral, usando la frecuencia observada de los sismos. En el presente trabajo se han tomado los valores propuestos por el trabajo de maestría del Ing. Mario Villagrán (Problems Related to Seismic Hazard in Central America, June 1, 1995) en el cual se ha hecho un estudio profundo de la historia sísmica registrada en Guatemala.

De acuerdo a la zonificación y a los cinco sistemas de fallas establecidas, los valores de los parámetros de recurrencia utilizados pueden verse en las siguientes tablas.

ZONA	Valor-A	Valor-b	M max	M min	Valor- N	Profundidad	Area
1	5.34	1.00	7.50	5.00	4.37	25.00	55207
2	5.03	1.00	7.50	5.00	2.14	25.00	66198
3	3.76	1.00	6.00	5.00	0.58	25.00	10766
4	4.32	1.00	6.00	5.00	0.56	25.00	5114
5	4.41	1.00	7.50	4.50	2.57	25.00	4281
6	5.07	1.00	7.50	4.50	3.72	25.00	15432
7	4.00	1.00	7.50	5.00	1.00	25.00	37382
8	4.61	1.00	7.50	5.00	0.79	25.00	32058
9	3.92	1.00	7.50	5.00	0.26	25.00	23857
10	4.10	1.00	7.50	5.00	0.13	25.00	23081
11	4.64	1.00	7.50	5.00	0.44	25.00	7264
12	4.22	1.00	7.50	5.00	0.53	25.00	51244
13	3.95	1.00	7.50	5.00	0.28	25.00	155889
14	4.73	0.80	7.50	5.00	5.37	80.00	83110
15	4.32	0.80	7.50	5.00	3.63	80.00	88200
16	4.24	0.84	7.50	5.00	1.96	150.00	219833

TABLA 4.1. Parametrización de recurrencia de las zonas sísmicas, conteniendo los Valores-A, Valores-B, magnitudes máximas, magnitudes mínimas, Valores-N, Valores de profundidad y la extensión de cada una en Km².

FALLA	Valor-A	Valor-B	M max	M min	Valor-N	Profundidad	Longitud
1	1.20	0.60	7.00	5.00	0.016	10.00	170
2	1.56	0.60	7.60	5.00	0.036	15.00	101
3	1.90	0.60	7.00	4.50	0.158	15.00	51
4	1.50	0.60	6.50	4.50	0.063	10.00	30
5	1.50	0.60	6.50	4.50	0.063	10.00	20

TABLA 4.2. Parametrización de recurrencia de los sistemas de falla, conteniendo los Valores-A, Valores-B, magnitudes máximas, magnitudes mínimas, Valores-N, profundidades y longitud de las fallas en Km.

4.2.3.2 MODELO DE OCURRENCIA

El modelo de ocurrencia utilizado para este trabajo de tesis es el modelo Poissoniano de la distribución de sismos con respecto al tiempo, tal y como se mencionó en el capítulo II, sección 2.3. Las zonas de fuentes sísmicas areales, así como las fallas, fuentes sísmicas lineales, fueron modeladas asumiendo el modelo Poissoniano de ocurrencia de sismos, basándose en la estadística instrumental de sismos disponible.

4.2.4 ESTABLECIMIENTO DE UNA RELACIÓN DE ATENUACIÓN

La relación de atenuación escogida para el cálculo probabilístico de la amenaza sísmica es la desarrollada por Climent et. al., 1994. Quien aplicando un método de regresión Bayesiano de los registros de movimiento fuerte del terreno de El Salvador, Costa Rica y Nicaragua, con algunos registros adicionales de Guerrero, México, obtuvo dicha relación, que actualmente es la más reciente y única obtenida con datos de la región centroamericana. Ver capítulo II sección 2.4 del presente trabajo.

4.2.5 INTEGRACIÓN DE LOS EFECTOS EN EL SITIO DE ESTUDIO

Para la integración de los efectos en el sitio de estudio, en este caso, la extensión territorial que ocupa el departamento de Santa Rosa en la república de Guatemala, los cuales comprenden: identificación y delimitación de las fuentes sísmicas (fallas areales, lineales, oblicuas, puntuales, etc.), determinación de la actividad sísmica de las fuentes (base de datos sísmicos y determinación del modelo de recurrencia), ocurrencia de los sismos (modelos de distribución probabilística: Bayesianos, Poissonianos, Marcovianos, etc.) y el establecimiento de una relación de atenuación (movimiento fuerte del terreno) en el presente trabajo de tesis, ha sido utilizado el modelo de programación **NPRISK** (Dahle, 1,994) para el efecto, el cual se ha detallado en forma amplia en el capítulo II, sección 2.8.

CAPÍTULO V

PRESENTACIÓN DE RESULTADOS Y SU APLICACIÓN AL DISEÑO SISMORRESISTENTE

5.1 GRAFICACIÓN DE MAPAS DE ISOACELERACIÓN CON DIFERENTES PERÍODOS DE RETORNO PARA EL DEPARTAMENTO DE SANTA ROSA

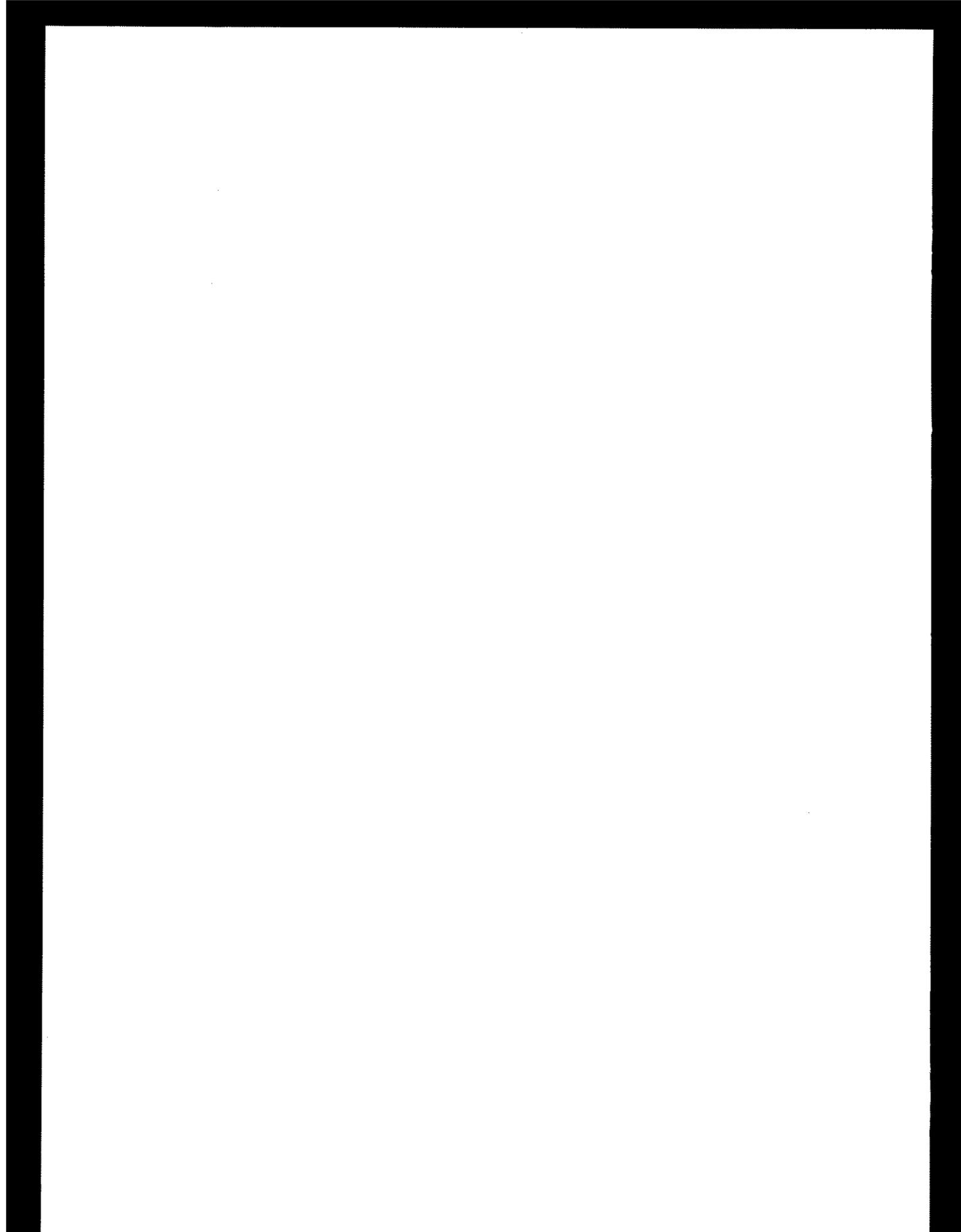
Las siguientes gráficas muestran los mapas de isoaceleración en m/s^2 , con diferentes períodos de retorno del departamento de Santa Rosa, después de haber integrado todos los efectos sísmicos que tienen influencia en el área de estudio, los cuales se ingresaron en el programa computacional noruego NPRISK y éste a su vez, arrojó los resultados en términos de aceleración máxima del terreno (PGA) para cada punto en la retícula (grid) y con diferentes períodos de retorno, para el departamento de Santa Rosa, dicha retícula cuenta con 63 puntos que cubren el área de interés, estos puntos sirvieron de base para interpolar y plotear las isolíneas de aceleración, para los diferentes períodos de retorno que se muestran en los mapas de isoaceleración. Ver figuras 5.1.a, 5.1.b, 5.1.c, 5.1.d y 5.1.e.

5.2 RESULTADOS DEL ANÁLISIS PROBABILÍSTICO CON EL PROGRAMA "NPRISK"

En esta sección se muestran los resultados de la integración de todos los efectos sísmicos en el sitio de estudio, se presenta solamente un punto para ilustrar los resultados de salida del programa NPRISK. El punto escogido, es el más cercano a la cabecera departamental, Cuilapa, el cual se considera el más representativo de todos, ya que cercano a él también se encuentran otras ciudades importantes del departamento, así como infraestructura valiosa para el país.

La división del departamento en una cuadrícula (grid) se llevó cabo utilizando distancias de 0.10 grados, tanto en el sentido de las longitudes como en el de las latitudes. En el sentido de la longitud oeste va desde 90.00° hasta 90.70° y en el sentido de la latitud norte va desde 13.70° hasta 14.60° , lo cual significa que en el sentido de las longitudes hay 7 divisiones y en el sentido de las latitudes hay 9, lo que representa un total de 7×9 divisiones o sea 63 puntos en total, lo cual corresponde al mismo número de resultados calculados por el programa NPRISK, para cubrir todo el departamento de Santa Rosa, estos puntos fueron utilizados en la sección anterior para interpolar y plotear las líneas de isoaceleración mostrados en los mapas de la sección anterior.

En esta sección únicamente se presenta el archivo de salida del programa NPRISK, en el punto ya mencionado, como una ilustración de lo que hace el programa para cada uno de los puntos de la retícula y adicionalmente se presenta una gráfica semilogarítmica y un cuadro, los que resumen e ilustran de mejor manera los resultados de salida de dicho archivo.



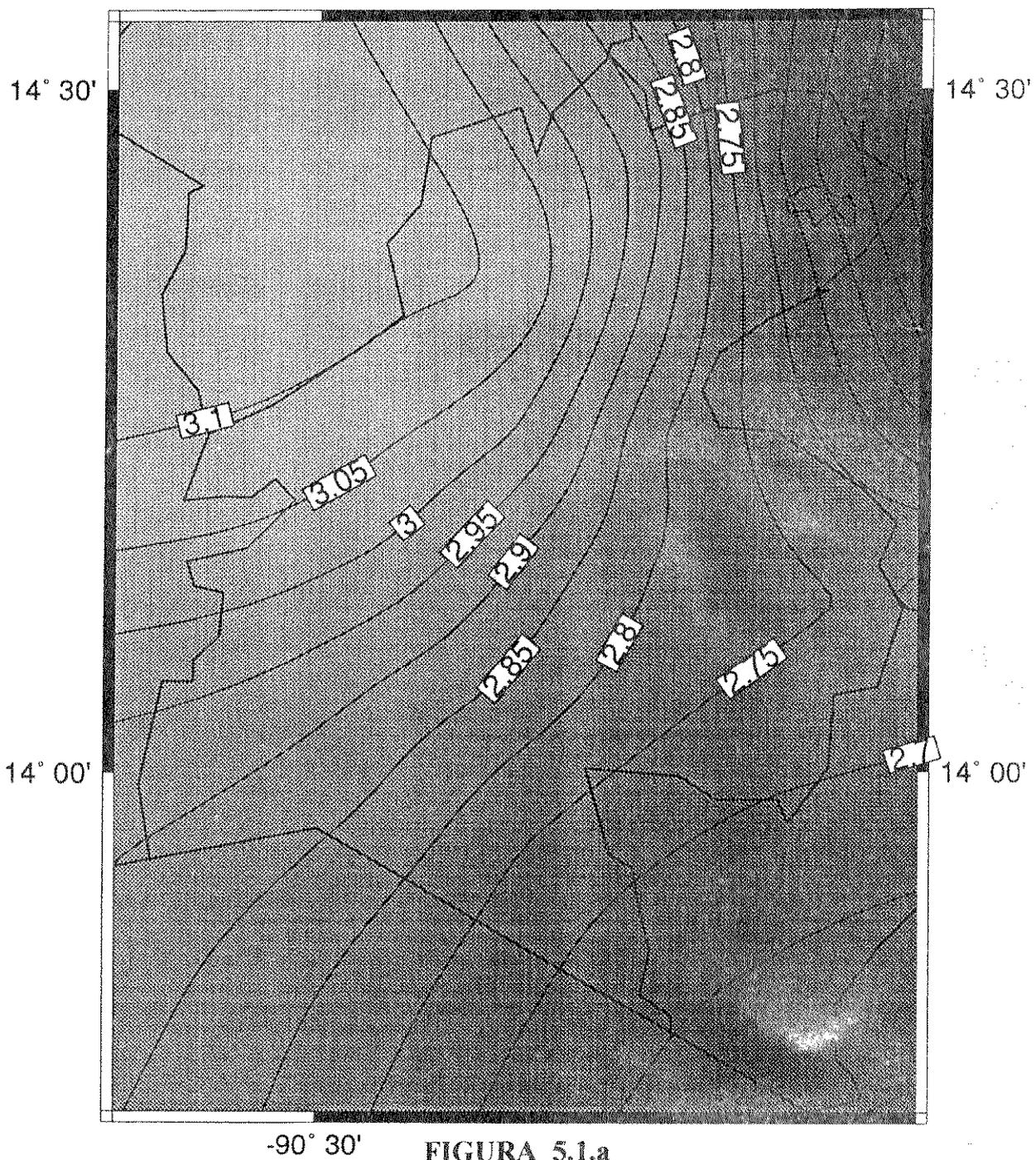
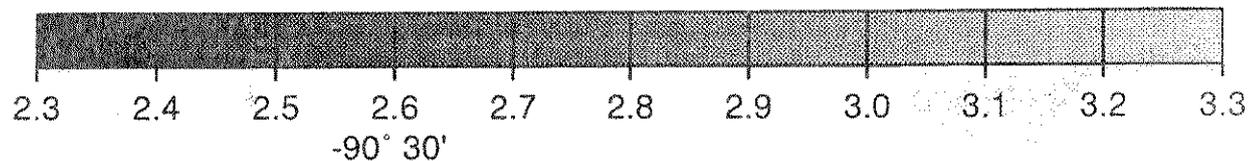


FIGURA 5.1.a

MAPA DE ISOACELERACIÓN PARA UN PERÍODO DE RETORNO DE 50 AÑOS

Aceleraciones máximas esperadas del terreno en (m/seg^2) en el departamento de Santa Rosa

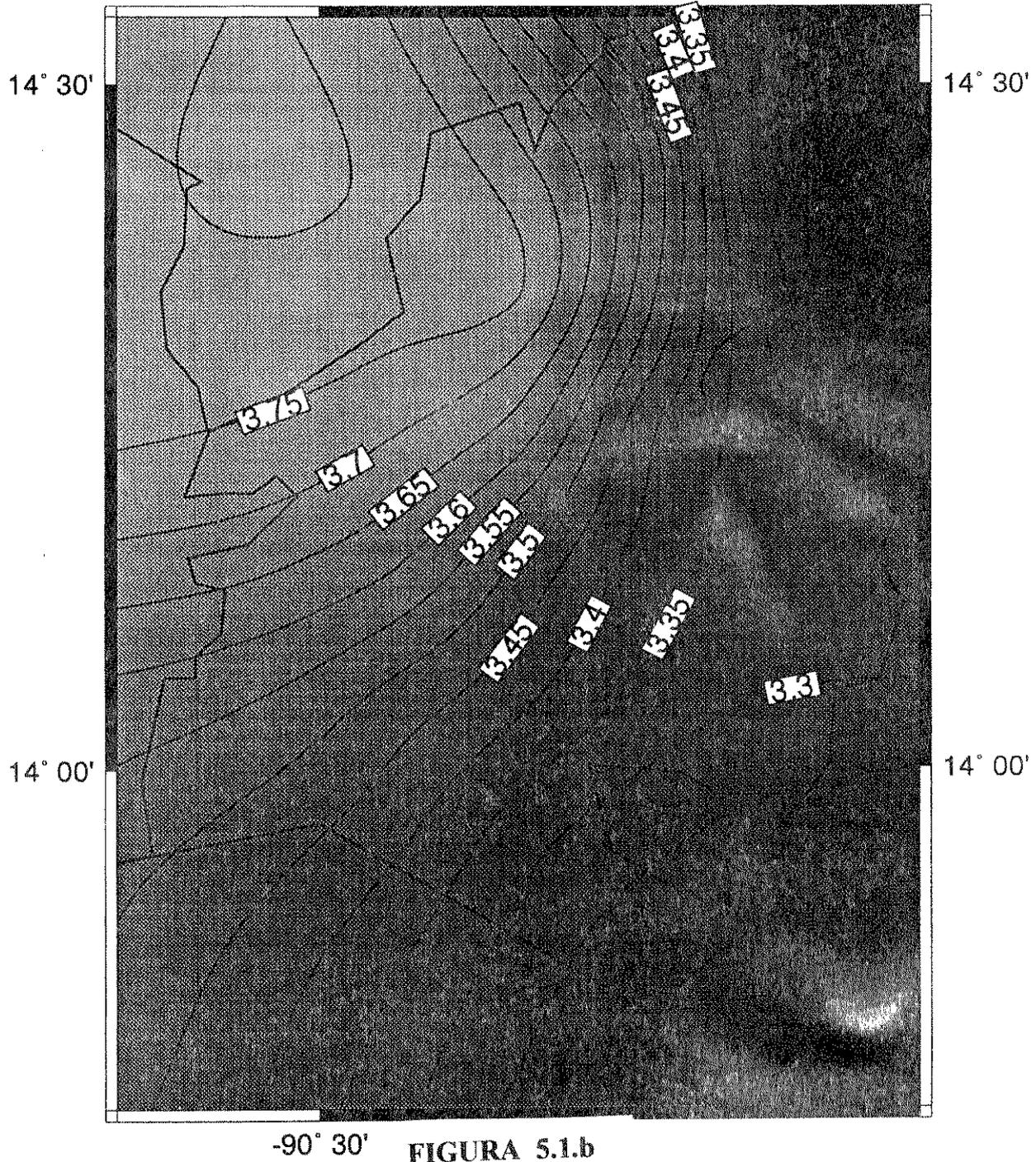
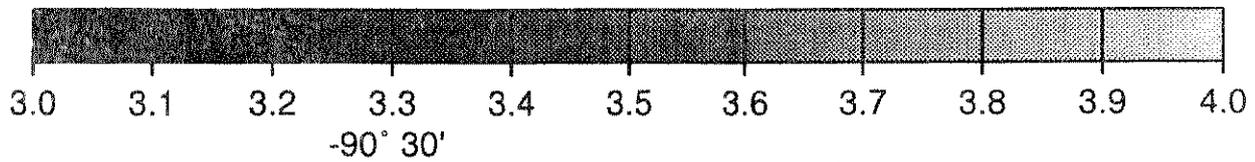


FIGURA 5.1.b
MAPA DE ISOACELERACIÓN PARA UN PERÍODO DE RETORNO DE 100 AÑOS

Acceleraciones máximas esperadas del terreno en (m/sec²) en el departamento de Santa Rosa

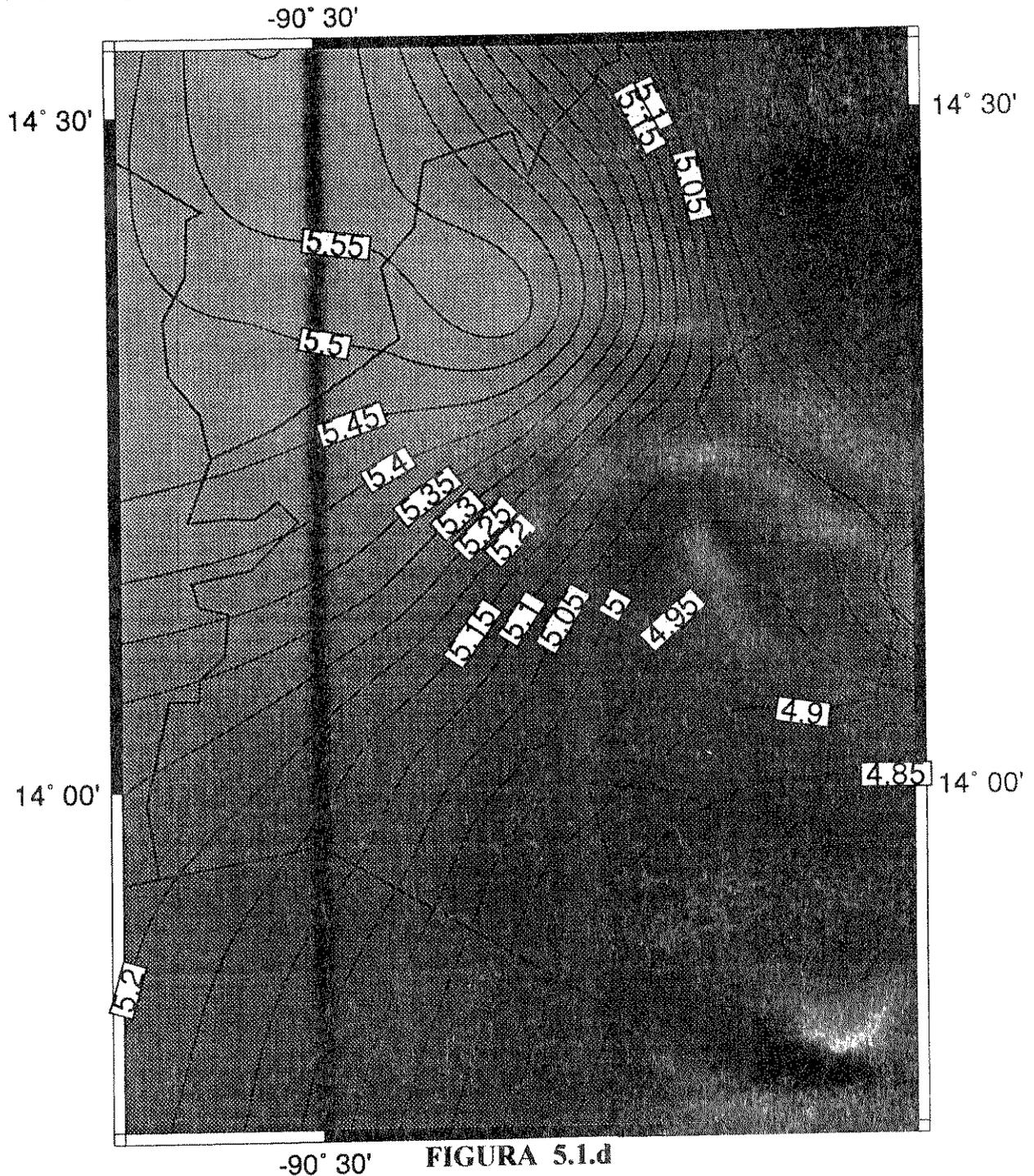
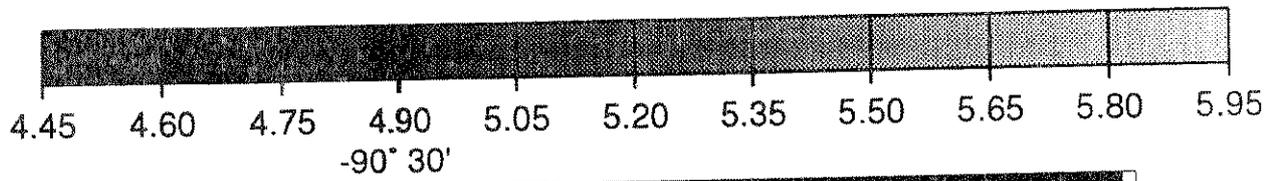


FIGURA 5.1.d
MAPA DE ISOACELERACIÓN PARA UN PERÍODO DE RETORNO DE 500 AÑOS

Acceleraciones máximas esperadas del terreno en (m/sec^2) en el departamento de Santa Rosa

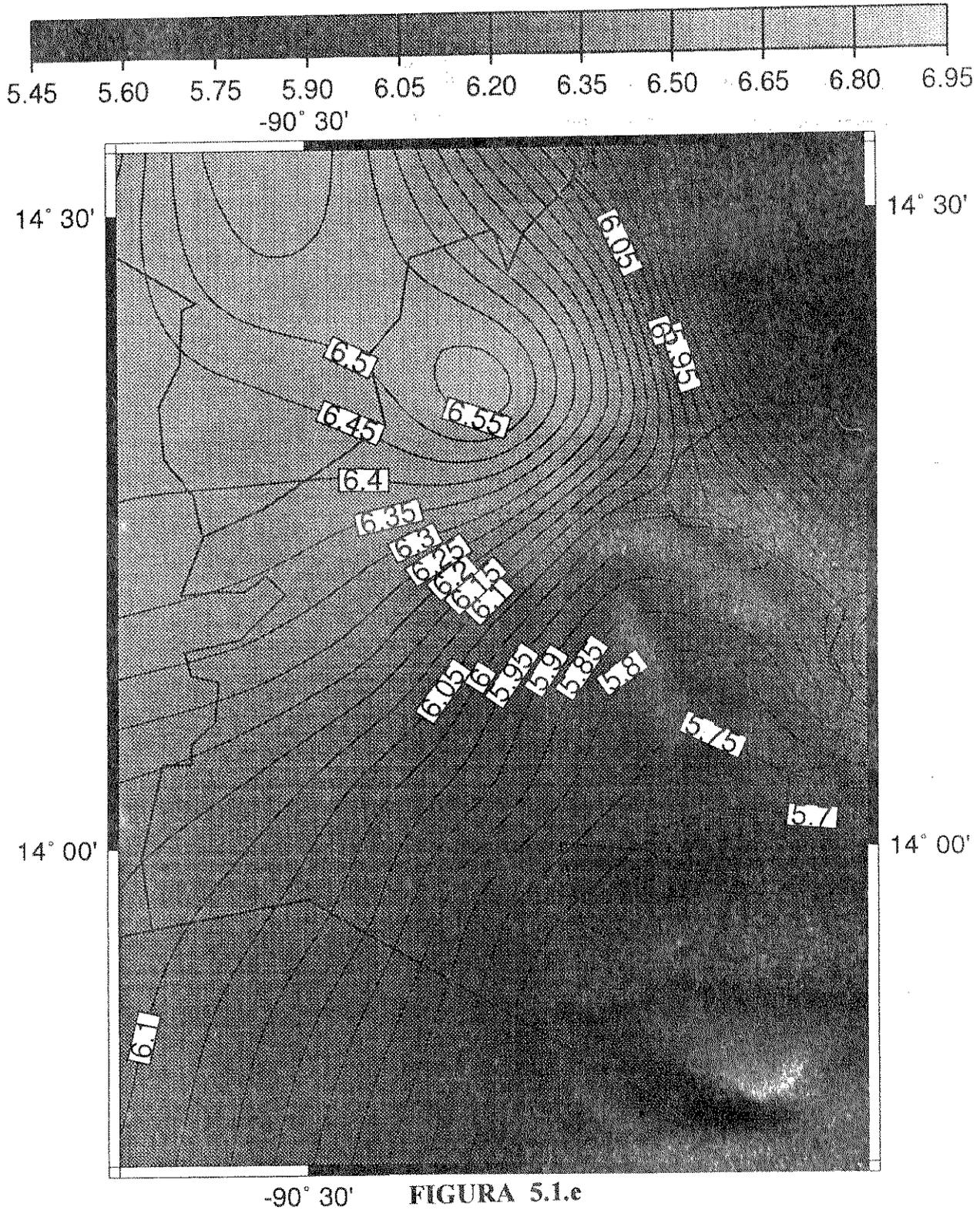


FIGURA 5.1.e
MAPA DE ISOACELERACIÓN PARA UN PERÍODO
DE RETORNO DE 1,000 AÑOS

Acceleraciones máximas esperadas del terreno en (m/seg²) en el departamento de Santa Rosa

***** Version 1.1 of NPRISK *****

Module created in December, 1994 at NORSAR

NPRISK SEISMIC HAZARD ANALYSIS: Seismic Hazard F. Chavarría, Departamento de Santa Rosa

DISCRETIZATION PARAMETERS: 25 1.00 0.10

STATISTICAL CONFIDENCE LEVELS: 0.10 0.50 0.90

STANDARD DEVIATIONS COMPUTED: -1.28 0.00 1.28 -1.00 1.00

GROUND MOTION VALUES EXAMINED: 0.10 0.25 0.50 1.00 2.00 4.00 8.00 12.00

EXCEEDANCE PROBABILITY VALUES: 0.0200 0.0100 0.0040 0.0020 0.0010

***** REGIONAL SEISMIC PARAMETERS *****

ZONE ATTENUATION:	C1	C2	C3	C4	C5	C6	SIG	WEIGHT	RONE	C7	C8	C9
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.500	0.300	6.000	0.000	0.000	0E+00
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.600	0.400	6.000	0.000	0.000	0E+00
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.700	0.300	6.000	0.000	0.000	0E+00

FAULT ATTENUATION:	CF1	CF2	CF3	CF4	CF5	CF6	CFSIG
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.500
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.600
	-1.360	0.553	-0.537	-0.003	0.000	0.000	0.700

LOG RUPTURE AREA:	ARUPT	BRUPT	WEIGHT
	-4.150	1.000	1.000

***** SEISMIC SOURCE CHARACTERISTICS *****

GROSS ZONE 1	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.89	12.00	-90.41	14.11
GROSS ZONE 1	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	13.38	-90.89	14.16
GROSS ZONE 1	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	14.00	-91.52	14.34
GROSS ZONE 1	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.01	15.21	-93.00	15.21
AREA ZONE WEIGHT : 1.00					
MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00					
ACTIVITY RATE/YR : 2.1900 4.3700 8.7400					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
B VALUE : 0.90 1.00 1.10					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00					
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20					
MAXIMUM MAGNITUDE : 7.00 7.50 8.00					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
GROSS ZONE 2	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-88.00	12.00	-87.00	12.00
GROSS ZONE 2	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-89.00	12.00	-87.00	13.30
GROSS ZONE 2	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.00	12.00	-88.26	13.30
GROSS ZONE 2	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.20	12.00	-89.70	13.56
GROSS ZONE 2	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.89	12.00	-90.41	14.11
AREA ZONE WEIGHT : 1.00					
MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00					
ACTIVITY RATE/YR : 1.1000 2.1400 4.2800					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
B VALUE : 0.90 1.00 1.10					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00					
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20					
MAXIMUM MAGNITUDE : 7.00 7.50 8.00					
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20					
GROSS ZONE 3	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	15.21	-91.52	14.34
GROSS ZONE 3	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	15.60	-91.32	14.99
AREA ZONE WEIGHT : 1.00					
MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00					

ACTIVITY RATE/YR : 0.2800 0.5750 1.1500
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.90 1.00 1.10
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 4 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.52 14.34 -90.89 14.16
GROSS ZONE 4 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.32 14.99 -90.79 14.91

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
ACTIVITY RATE/YR : 0.3300 0.6610 1.2200
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.90 1.00 1.10
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 5 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.89 14.16 -90.41 14.11
GROSS ZONE 5 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.79 14.91 -90.18 14.54

AREA ZONE WEIGHT : 0.75
MAGNITUDE THRESHOLD: 4.50
ACTIVITY RATE/YR : 1.2600 2.5700 5.1400
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.90 1.00 1.10
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 6 SUB-ZONE COORDINATE DATA -89.70 13.56 -88.26 13.30
GROSS ZONE 6 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.41 14.11 -88.17 13.91
GROSS ZONE 6 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.18 14.54 -89.40 14.08

AREA ZONE WEIGHT : 0.50
MAGNITUDE THRESHOLD: 4.50
ACTIVITY RATE/YR : 1.8600 3.7200 7.4000
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.90 1.00 1.10
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.50 7.00 7.50
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 7 SUB-ZONE COORDINATE DATA -88.26 13.30 -87.00 13.30
GROSS ZONE 7 SUB-ZONE COORDINATE DATA -88.17 13.91 -87.00 14.00
GROSS ZONE 7 SUB-ZONE COORDINATE DATA -88.14 15.66 -87.00 16.27

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
ACTIVITY RATE/YR : 0.5000 1.0000 2.0000
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.90 1.00 1.10
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 8 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.18 14.54 -87.00 16.27
 GROSS ZONE 8 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.19 14.55 -87.00 17.30
 GROSS ZONE 8 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.79 14.91 -89.84 15.15
 GROSS ZONE 8 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.32 14.99 -91.25 15.24

AREA ZONE WEIGHT : 0.60
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.4000 0.7940 1.6000
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 7.00 7.50 8.00
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 9 SUB-ZONE COORDINATE DATA -89.40 14.08 -88.17 13.91
 GROSS ZONE 9 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.18 14.54 -88.14 15.66

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.1400 0.2630 0.5100
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 10 SUB-ZONE COORDINATE DATA -89.84 15.15 -89.85 15.85
 GROSS ZONE 10 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.24 15.23 -90.45 15.80
 GROSS ZONE 10 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.25 15.24 -91.03 15.75
 GROSS ZONE 10 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.32 14.99 -91.51 15.80
 GROSS ZONE 10 SUB-ZONE COORDINATE DATA -93.00 15.60 -93.00 16.04

AREA ZONE WEIGHT : 0.60
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.0700 0.1260 0.2500
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 11 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.03 15.75 -90.45 15.80
 GROSS ZONE 11 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.51 15.80 -90.43 16.35
 GROSS ZONE 11 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.50 16.34 -91.00 16.34

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.2200 0.4370 0.8800
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 12 SUB-ZONE COORDINATE DATA -93.00 16.04 -91.51 15.80
 GROSS ZONE 12 SUB-ZONE COORDINATE DATA -93.00 17.75 -91.50 16.34
 GROSS ZONE 12 SUB-ZONE COORDINATE DATA -91.00 17.75 -91.00 16.34
 GROSS ZONE 12 SUB-ZONE COORDINATE DATA -90.41 17.75 -90.43 16.35

AREA ZONE WEIGHT : 1.00

MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.2600 0.5250 1.0500
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.20 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 13	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-89.84	15.15	-87.00	17.30
GROSS ZONE 13	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-89.85	15.85	-87.00	19.00
GROSS ZONE 13	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.45	15.80	-88.00	19.00
GROSS ZONE 13	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.41	17.75	-89.00	19.00
GROSS ZONE 13	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	17.75	-93.00	19.00

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.1400 0.2820 0.5600
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.90 1.00 1.10
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 10.00 25.00 40.00
 WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 5.50 6.00 6.50
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 14	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	13.83	-90.54	12.55
GROSS ZONE 14	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	16.53	-90.23	14.97

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 2.6000 5.3700 10.0000
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.65 0.80 0.95
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 50.00 80.00 110.00
 WEIGHTS : 0.50 0.30 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 7.80 8.30 8.80
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 15	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-89.42	12.00	-87.00	12.00
GROSS ZONE 15	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.54	12.55	-87.00	13.42
GROSS ZONE 15	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-90.24	14.96	-90.23	14.97

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 1.8150 3.6300 7.3000
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.65 0.80 0.95
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 50.00 80.00 110.00
 WEIGHTS : 0.50 0.30 0.20
 MAXIMUM MAGNITUDE : 7.80 8.30 8.80
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 16	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	14.70	-88.77	12.00
GROSS ZONE 16	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	16.00	-87.00	12.00
GROSS ZONE 16	SUB-ZONE COORDINATE DATA	-93.00	18.00	-87.00	14.00

AREA ZONE WEIGHT : 1.00
 MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
 ACTIVITY RATE/YR : 0.9800 1.9600 3.9000
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 B VALUE : 0.69 0.84 0.99
 WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
 SOURCE DEPTH : 125.00 150.00 200.00

WEIGHTS : 0.50 0.40 0.10
MAXIMUM MAGNITUDE : 7.00 7.50 8.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20

GROSS ZONE 1 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 33580.0
GROSS ZONE 1 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 10737.1
GROSS ZONE 1 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 10821.8
GROSS ZONE 1 TOTAL AREA 55138.9

GROSS ZONE 2 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 15600.3
GROSS ZONE 2 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 17653.1
GROSS ZONE 2 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 15824.8
GROSS ZONE 2 SUB-ZONE 4 EXACT AREA 17037.9
GROSS ZONE 2 TOTAL AREA 66116.2

GROSS ZONE 3 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 10751.6
GROSS ZONE 3 TOTAL AREA 10751.6

GROSS ZONE 4 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 5108.1
GROSS ZONE 4 TOTAL AREA 5108.1

GROSS ZONE 5 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 4276.1
GROSS ZONE 5 TOTAL AREA 4276.1

GROSS ZONE 6 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 11955.6
GROSS ZONE 6 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 3457.4
GROSS ZONE 6 TOTAL AREA 15413.0
GROSS ZONE 7 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 9529.5
GROSS ZONE 7 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 27806.9
GROSS ZONE 7 TOTAL AREA 37336.3

GROSS ZONE 8 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 20016.9
GROSS ZONE 8 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 8628.5
GROSS ZONE 8 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 3373.4
GROSS ZONE 8 TOTAL AREA 32018.8

GROSS ZONE 9 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 23827.2
GROSS ZONE 9 TOTAL AREA 23827.2

GROSS ZONE 10 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 7693.3
GROSS ZONE 10 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 1791.1
GROSS ZONE 10 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 2160.9
GROSS ZONE 10 SUB-ZONE 4 EXACT AREA 11407.6
GROSS ZONE 10 TOTAL AREA 23052.9

GROSS ZONE 11 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 3817.5
GROSS ZONE 11 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 3437.6
GROSS ZONE 11 TOTAL AREA 7255.1

GROSS ZONE 12 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 20240.2
GROSS ZONE 12 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 21158.6
GROSS ZONE 12 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 9782.2
GROSS ZONE 12 TOTAL AREA 51180.9

GROSS ZONE 13 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 41143.7
GROSS ZONE 13 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 29697.0
GROSS ZONE 13 SUB-ZONE 3 EXACT AREA 35411.3
GROSS ZONE 13 SUB-ZONE 4 EXACT AREA 49445.0
GROSS ZONE 13 TOTAL AREA 155697.0

GROSS ZONE 14 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 83007.6
GROSS ZONE 14 TOTAL AREA 83007.6

GROSS ZONE 15 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 38162.2
GROSS ZONE 15 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 49929.4
GROSS ZONE 15 TOTAL AREA 88091.6

GROSS ZONE 16 SUB-ZONE 1 EXACT AREA 75504.6
GROSS ZONE 16 SUB-ZONE 2 EXACT AREA 144058.3
GROSS ZONE 16 TOTAL AREA 219562.9

FAULT NO. 1 GEOMETRY NO. 1 WEIGHT: 0.40
FAULT STRIKE PROFILE -91.000 15.400 -90.700 15.400 -90.100 15.350
FAULT DIP PROFILE 0.000 -30.000 0.000 0.000
ATTENUATION INDEX: 1 2 3
WEIGHTS : 0.30 0.40 0.30

MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
ACTIVITY RATE/YR : 0.800E-02 0.160E-01 0.320E-01
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.50 0.60 0.70
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 10.00 20.00
WEIGHTS : 0.50 0.50
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.50 7.00 7.50
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
CHARACTERISTIC NO. : 0.000E+00
WEIGHTS : 1.00

FAULT NO. 2 GEOMETRY NO. 1 WEIGHT: 0.40
FAULT STRIKE PROFILE -90.700 14.850 -90.300 14.800 -90.000 14.800 -89.500 15.100
FAULT DIP PROFILE 0.000 -30.000 0.000 0.000
ATTENUATION INDEX: 1 2 3
WEIGHTS : 0.30 0.40 0.30

MAGNITUDE THRESHOLD: 5.00
ACTIVITY RATE/YR : 0.180E-01 0.360E-01 0.720E-01
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.50 0.60 0.70
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 5.00 15.00
WEIGHTS : 0.60 0.40
MAXIMUM MAGNITUDE : 7.00 7.50 8.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
CHARACTERISTIC NO. : 0.000E+00
WEIGHTS : 1.00

FAULT NO. 3 GEOMETRY NO. 1 WEIGHT: 0.50
FAULT STRIKE PROFILE -90.400 14.400 -90.000 14.150 -89.900 14.050
FAULT DIP PROFILE 0.000 -30.000 0.000 0.000
ATTENUATION INDEX: 1 2 3
WEIGHTS : 0.30 0.40 0.30

MAGNITUDE THRESHOLD: 4.50
ACTIVITY RATE/YR : 0.790E-01 0.158E+00 0.316E+00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.50 0.60 0.70
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 5.00 15.00 25.00
WEIGHTS : 0.30 0.50 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
CHARACTERISTIC NO. : 0.000E+00
WEIGHTS : 1.00

FAULT NO. 4 GEOMETRY NO. 1 WEIGHT: 0.00

FAULT STRIKE PROFILE -90.570 14.550 -90.650 14.500 -90.580 14.400
FAULT DIP PROFILE -10.000 -25.000 0.000 -0.500
ATTENUATION INDEX : 1 2 3
WEIGHTS : 0.30 0.40 0.30

MAGNITUDE THRESHOLD: 4.50
ACTIVITY RATE/YR : 0.320E-01 0.630E-01 0.126E+00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.50 0.60 0.70
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 5.00 10.00 15.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
CHARACTERISTIC NO. : 0.000E+00
WEIGHTS : 1.00

FAULT NO. 5 GEOMETRY NO. 1 WEIGHT: 0.25
FAULT STRIKE PROFILE -90.480 14.650 -90.510 14.600 -90.530 14.500
FAULT DIP PROFILE -10.000 -25.000 0.000 -0.500
ATTENUATION INDEX : 1 2 3
WEIGHTS : 0.30 0.40 0.30

MAGNITUDE THRESHOLD: 4.50
ACTIVITY RATE/YR : 0.320E-01 0.630E-01 0.126E+00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
B VALUE : 0.50 0.60 0.70
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
SOURCE DEPTH : 5.00 10.00 15.00
WEIGHTS : 0.40 0.40 0.20
MAXIMUM MAGNITUDE : 6.00 6.50 7.00
WEIGHTS : 0.20 0.60 0.20
CHARACTERISTIC NO. : 0.000E+00
WEIGHTS : 1.00

***** RESULTS OF HAZARD ANALYSIS *****

RESULTS FOR SITE LOCATION -90.300° 14.280°

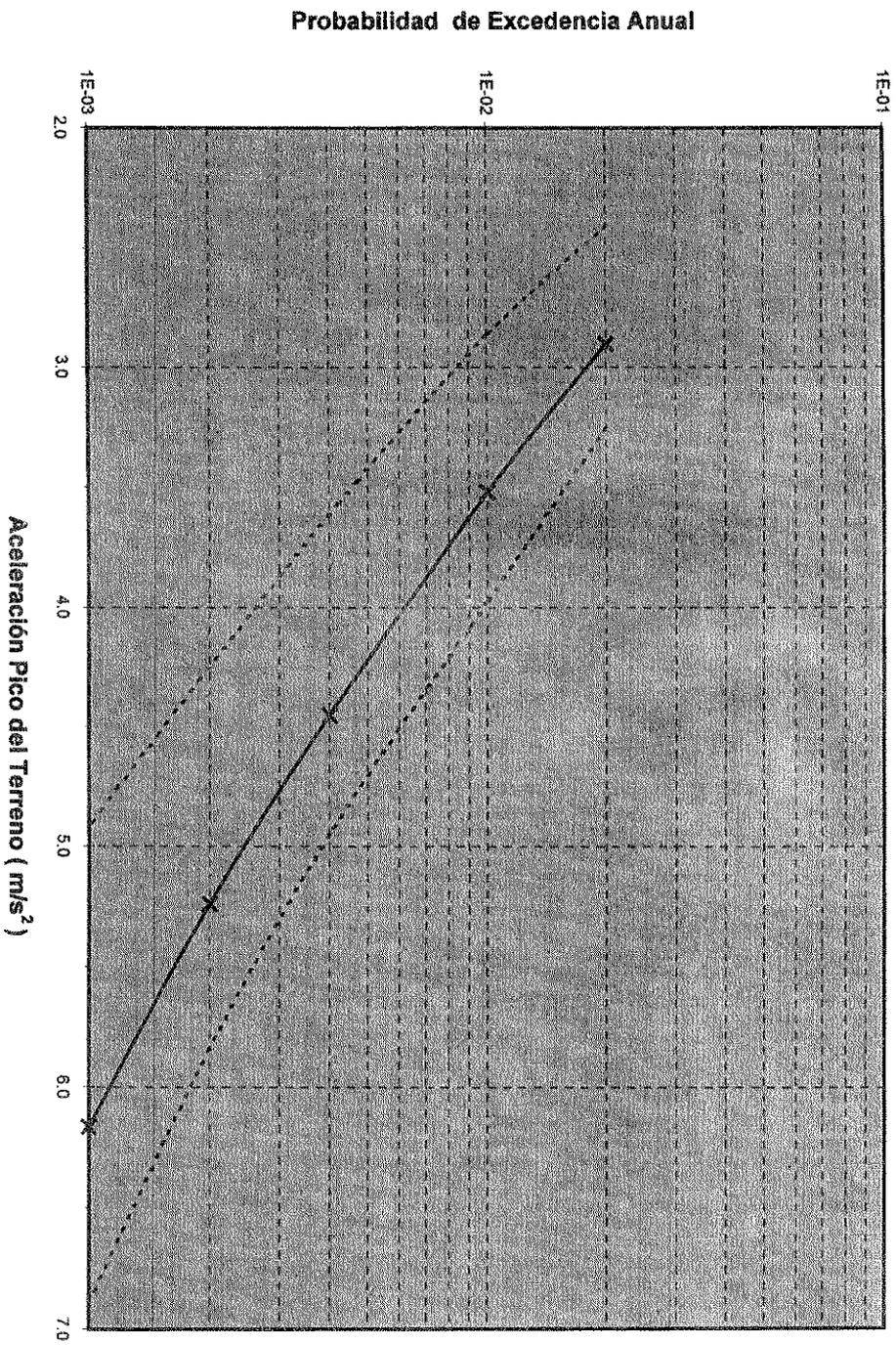
GROUND MOTION:	0.1000	0.2500	0.5000	1.0000	2.0000	4.0000	8.0000	12.0000
ZONE 1 E(NO/YR):	0.367E+01	0.144E+01	0.394E+00	0.647E-01	0.643E-02	0.391E-03	0.145E-04	0.167E-05
ZONE 2 E(NO/YR):	0.152E+01	0.530E+00	0.140E+00	0.232E-01	0.235E-02	0.147E-03	0.563E-05	0.660E-06
ZONE 3 E(NO/YR):	0.445E+00	0.134E+00	0.228E-01	0.184E-02	0.749E-04	0.154E-05	0.150E-07	0.672E-09
ZONE 4 E(NO/YR):	0.677E+00	0.435E+00	0.149E+00	0.223E-01	0.156E-02	0.548E-04	0.958E-06	0.633E-07
ZONE 5 E(NO/YR):	0.208E+01	0.167E+01	0.863E+00	0.234E+00	0.328E-01	0.251E-02	0.109E-03	0.135E-04
ZONE 6 E(NO/YR):	0.156E+01	0.625E+00	0.175E+00	0.291E-01	0.291E-02	0.177E-03	0.659E-05	0.762E-06
ZONE 7 E(NO/YR):	0.459E+00	0.590E-01	0.504E-02	0.215E-03	0.463E-05	0.476E-07	0.181E-09	0.191E-11
ZONE 8 E(NO/YR):	0.320E+00	0.145E+00	0.507E-01	0.990E-02	0.106E-02	0.653E-04	0.235E-05	0.260E-06
ZONE 9 E(NO/YR):	0.238E+00	0.104E+00	0.290E-01	0.434E-02	0.345E-03	0.148E-04	0.338E-06	0.271E-07
ZONE 10 E(NO/YR):	0.624E-01	0.222E-01	0.446E-02	0.418E-03	0.197E-04	0.472E-06	0.549E-08	0.280E-09
ZONE 11 E(NO/YR):	0.352E+00	0.975E-01	0.146E-01	0.104E-02	0.383E-04	0.719E-06	0.651E-08	0.270E-09
ZONE 12 E(NO/YR):	0.163E+00	0.206E-01	0.187E-02	0.883E-04	0.221E-05	0.280E-07	0.160E-09	0.403E-11
ZONE 13 E(NO/YR):	0.658E-01	0.982E-02	0.121E-02	0.794E-04	0.282E-05	0.527E-07	0.483E-09	0.206E-10
ZONE 14 E(NO/YR):	0.445E+01	0.197E+01	0.613E+00	0.115E+00	0.137E-01	0.104E-02	0.497E-04	0.665E-05
ZONE 15 E(NO/YR):	0.278E+01	0.116E+01	0.361E+00	0.698E-01	0.854E-02	0.671E-03	0.331E-04	0.452E-05
ZONE 16 E(NO/YR):	0.131E+01	0.396E+00	0.805E-01	0.905E-02	0.580E-03	0.214E-04	0.440E-06	0.336E-07
FAULT 1 E(NO/YR):	0.664E-02	0.399E-02	0.134E-02	0.220E-03	0.182E-04	0.789E-06	0.179E-07	0.142E-08
FAULT 2 E(NO/YR):	0.156E-01	0.128E-01	0.716E-02	0.224E-02	0.388E-03	0.369E-04	0.192E-05	0.257E-06
FAULT 3 E(NO/YR):	0.866E-01	0.808E-01	0.600E-01	0.283E-01	0.763E-02	0.117E-02	0.102E-03	0.187E-04
FAULT 4 E(NO/YR):	0.000E+00							
FAULT 5 E(NO/YR):	0.173E-01	0.153E-01	0.947E-02	0.310E-02	0.504E-03	0.416E-04	0.182E-05	0.216E-06

HAZARD EXPECTED:	0.100E+01	0.100E+01	0.949E+00	0.462E+00	0.759E-01	0.632E-02	0.329E-03	0.473E-04
0.10 CONFIDENCE :	0.100E+01	0.999E+00	0.866E+00	0.302E+00	0.361E-01	0.222E-02	0.779E-04	0.797E-05
0.50 CONFIDENCE :	0.100E+01	0.100E+01	0.943E+00	0.439E+00	0.673E-01	0.512E-02	0.230E-03	0.287E-04
0.90 CONFIDENCE :	0.100E+01	0.100E+01	0.983E+00	0.605E+00	0.124E+00	0.118E-01	0.679E-03	0.103E-03
0.1587 CONFIDENCE :	0.100E+01	0.999E+00	0.887E+00	0.329E+00	0.415E-01	0.267E-02	0.990E-04	0.106E-04
0.8413 CONFIDENCE :	0.100E+01	0.100E+01	0.977E+00	0.567E+00	0.108E+00	0.979E-02	0.535E-03	0.780E-04

SELECTED HAZARD LEVELS:	0.02000	0.01000	0.00400	0.00200	0.00100
GROUND MOTION EXPECTED:	2.901161	3.520006	4.453300	5.238857	6.162986
0.10 CONFIDENCE:	2.317065	2.752802	3.457034	4.088943	4.719233
0.50 CONFIDENCE:	2.772402	3.340647	4.226610	4.934578	5.761132
0.90 CONFIDENCE:	3.420575	4.160567	5.198536	6.152524	7.281579
- 1.0 SIGMA AT 0.159 CONFIDENCE:	2.405382	2.865988	3.612938	4.251960	4.919111
+1.0 SIGMA AT 0.841 CONFIDENCE:	3.255153	3.975285	4.951219	5.840964	6.890598

***** END OF NPRISK COMPUTATION *****

FIGURA 5.2
Resultados para el Sitio Latitud + 14.28°, Longitud - 90.30°
Departamento de Santa Rosa, Guatemala



—x— valores de aceleración esperada
..... +/- 1.0 sigma

TABLA No. 5.1

**RESUMEN DE RESULTADOS DEL ARCHIVO DE SALIDA DEL PROGRAMA
NPRISK**

"P" PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA ANUAL	0.020	0.010	0.004	0.002	0.001
"T" PERÍODO DE RETORNO EN AÑOS	50	100	250	500	1,000
"PGA" ACELERACIÓN MÁXIMA DEL TERRENO (m / s²)	2.9012	3.5200	4.4533	5.2389	6.1630

5.3 PROPUESTA DE ACELERACIÓN DE DISEÑO

Después de obtener los resultados finales del programa computacional **NPRISK**, se pretende establecer una aceleración de diseño para el área del departamento de Santa Rosa, la cual esté basada en los resultados más puntuales que se obtienen de una evaluación para un área restringida geográficamente a un departamento o a una región específica, y no en general para toda la república de Guatemala.

Basados en las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, publicada por la **AGIES** (Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica) que en relación para sismos de diseño estructural dice así: Para efectos de estas normas, se especifica los sismos para diseño estructural por medio de espectros de respuesta sísmica simplificados, llamados "espectros de diseño". Los sismos de diseño se denominan aquí "básico", "frecuente" y "extremo". Por ser el sismo básico de diseño, el de aplicación y uso general, es este criterio el que se utiliza en este trabajo para establecer la aceleración de diseño.

Definición. El "sismo básico de diseño" se define como un sismo que tiene un 90% de probabilidad de no ser excedido en un período de 50 años. Con el sismo básico de diseño se establece primero, la aceleración máxima del terreno (**PGA**) que provocaría dicho sismo y luego una aceleración máxima efectiva (**A₀**), la cual se utiliza para establecer el espectro básico de diseño. La aceleración "máxima efectiva" (**A₀**) del terreno durante un sismo es una reducción de la aceleración máxima del terreno (**PGA**) ya que esta ocurre una sola vez durante un sismo; consecuentemente, la aceleración "máxima efectiva" (**A₀**) intenta representar al conjunto de pulsos grandes de un sismo. No hay un acuerdo general sobre cuánto deba ser la reducción, pero generalmente se utilizan valores de entre 70% y 90% de la aceleración pico del terreno o sea entre 0.70 y 0.90 del **PGA**. Las normas estructurales de diseño y construcción entre sus comentarios hacen notar que la aceleración efectiva (**A₀**) escogida para las zonas 4.1 y 4.2 del mapa de macrozonificación sísmica de Guatemala, con índice de sismicidad $I_0=4$, es de 0.30 g, el cual es ciertamente bajo según resultados de estudios recientes de sismicidad, por lo que recomiendan incrementarlo en un 15%, lo cual significaría aproximadamente una aceleración máxima efectiva (**A₀**) de 3.4335 m / s² o sea 0.35 g.

Siguiendo el concepto del sismo básico de diseño, se presenta el siguiente cuadro donde se calcula que las aceleraciones máximas del terreno PGA, obtenidas en la sección anterior, tengan una probabilidad del 90 % de no ser excedidas en 50 años. Utilizando la ecuación 2.10, del capítulo II, $q = 1 - e^{-(L/T)}$ se obtienen los resultados de probabilidad de no excedencia en un período de 50 años, que aparecen en la siguiente tabla, a manera de ejemplo se obtendrá el resultado de probabilidad de una de las aceleraciones.

Por ejemplo, si se desea saber cuál es la probabilidad de que la aceleración pico del terreno (PGA) de 3.52 m/s^2 , con un período de retorno de 100 años y una probabilidad de excedencia anual de 0.010, (ver tabla 5.2 segunda columna, abajo), no sea excedida en 50 años. Entonces utilizando el segundo término del lado derecho de la ecuación 2.10 ($e^{-(L/T)}$), el cual representa la probabilidad de que en un período de "L" años, "A" no exceda el valor de aceleración especificado "a", donde: "e" es la base del sistema de los logaritmos naturales ($e = 2.71828182846\dots$), "L" = período o lapso de no-excedencia en años y "T" = período de retorno en años, por lo tanto la probabilidad de que la aceleración especificada no sea excedida en 50 años es $P(A \leq 3.52 \mid L=50) = 2.71828182846^{-(50/100)} = 0.60653 \cong 0.61$ o en términos porcentuales 61 % de probabilidad de no ser excedido en 50 años.

TABLA No. 5.2

PROBABILIDAD DE NO-EXCEDENCIA EN UN PERÍODO DE 50 AÑOS

	0.020	0.010	0.004	0.002	0.001
	50	100	250	500	1,000
	2.9012	3.5200	4.4533	5.2389	6.1630
	37 %	61 %	82 %	90 %	95 %

Al obtenerse los resultados de la tabla anterior, se puede observar que el resultado que interesa en términos del concepto del sismo básico de diseño es la aceleración máxima del terreno (PGA) de 5.2389 m/s^2 , la cual tiene un período de retorno de 500 años y una probabilidad de no ser excedida en 50 años del 90%, por lo tanto el sismo básico de diseño es aquel sismo que provocaría dicha aceleración máxima.

Por otro lado, para poder aplicar la función del espectro de diseño recomendado por las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, hay que establecer una aceleración efectiva (A_0), la cual es una fracción de la aceleración máxima del terreno, como ya se mencionó, está entre 0.70 y 0.90 del PGA y por no haber un criterio definido con relación a cuánto debe ser la reducción, aquí se tomará el promedio del intervalo de reducción o sea 0.80 PGA. Por lo tanto la aceleración efectiva (A_0) para el departamento de Santa Rosa sería $0.80(5.2389) = 4.1911 \text{ m/s}^2$, lo que equivale aproximadamente al 43% de la gravedad o 0.43 g.

Por lo tanto, para el diseño estructural sismorresistente se propone una **aceleración efectiva (A_0)** de cuando menos **0.40 g**, para toda la extensión territorial del departamento de Santa Rosa.

5.4 APLICACIÓN AL DISEÑO SISMORRESISTENTE

El concepto básico del diseño sismorresistente, es proveer a una estructura, suficiente capacidad sísmica comparada con la respuesta de la estructura a un terremoto o sismo esperado. En otras palabras:

5.1) La respuesta de la estructura al sismo \leq La capacidad sísmica de la estructura

este concepto es comúnmente introducido a través de los diferentes códigos o normas de construcción, que existen en diferentes países del mundo, con diferentes formulaciones cada uno. La capacidad sísmica de la estructura (lado derecho de la desigualdad) se refiere puramente al campo del diseño estructural, el cual no se abordará aquí, por estar fuera de los alcances del presente trabajo, sin embargo, no habrá un buen diseño estructural, sin conocer las fuerzas sísmicas a las cuales estará sometida la estructura durante un sismo esperado, por lo que aquí se hará énfasis en la parte que corresponde a la respuesta sísmica de la estructura (lado izquierdo de la desigualdad), la cual está dentro del campo del análisis estructural y tiene relación con el contenido del presente trabajo, así como los métodos de análisis sísmico en forma breve.

Los problemas que surgen para representar adecuadamente el comportamiento sísmico de una estructura son numerosos aun en análisis muy sofisticados. Con el objeto de obtener el beneficio máximo hasta del método más sencillo de análisis, es esencial la comprensión de las características de respuesta dinámica de las estructuras.

La manera en que una estructura responde a una excitación dinámica dada, depende de la naturaleza de la excitación y de las características dinámicas de estructura, esto es, de la manera como almacena y disipa la energía vibratoria. La excitación sísmica puede ser descrita en términos de desplazamiento, velocidad o aceleración, las cuales varían con el tiempo. Cuando esta excitación es aplicada a la base de una estructura, produce una respuesta dependiente del tiempo en cada uno de los elementos de la estructura, que puede ser descrita en términos de movimiento o fuerza. Esta respuesta es siempre mayor que la del movimiento de excitación, o sea que, el movimiento de excitación del suelo es amplificado por la estructura, esto se debe a que las estructuras no son ciento por ciento rígidas, si lo fueran el movimiento de la estructura sería igual al de suelo.

Para propósitos de ingeniería estructural, se ha desarrollado un tipo de espectro llamado espectro de respuesta, el cual ha probado ser muy útil en el diseño y análisis de estructuras. En muchas formas la respuesta elástica de una estructura a un movimiento sísmico, puede aproximarse al comportamiento de un oscilador simple con un grado de libertad, cuyo período fundamental o natural es el mismo que el de la estructura.

El oscilador simple consiste en una masa unida a un resorte que permanece en el intervalo elástico lineal cuando se sujeta a una vibración. El tamaño, la configuración y los materiales que componen la estructura, determinan su período o frecuencia natural. El sismo entonces, tenderá a excitar a la estructura (edificio) en condiciones de resonancia, en el período o frecuencia natural. Debido a que ninguna vibración estructural es 100% eficiente, ya que va acompañada por pérdida gradual de energía a través de fricción y generación de calor, el proceso de vibración puede ser descrito como el de un oscilador amortiguado, donde el grado de amortiguamiento está expresado como un porcentaje del amortiguamiento crítico. El amortiguamiento crítico es el valor en el cual la respuesta del oscilador deja de ser periódica. El amortiguamiento, también causa que el período natural del oscilador se incremente, pero en amortiguamientos menores al 20%, este efecto es despreciable.

El movimiento forzado, en este caso un sismo, induce al oscilador (estructura) de cierto período natural (T_0) y amortiguamiento (ξ) a vibrar. En algún punto en el tiempo este movimiento del oscilador (estructura), medido como el desplazamiento relativo del oscilador con respecto al movimiento del terreno, alcanza un máximo. Este máximo es de interés práctico para el análisis estructural y puede ocurrir en cualquier momento durante un sismo y depende de cuando este movimiento sísmico, esté más cerca del período natural (T_0) del oscilador o estructura y como su amplitud varía con el tiempo. Por definición, el movimiento máximo del oscilador representa el valor de la ordenada máxima del espectro de respuesta, en el período natural (T_0). Sometiendo diferentes osciladores con diferentes períodos naturales y el mismo amortiguamiento a una misma excitación sísmica o movimiento de tierra, otros puntos en el espectro de respuesta, pueden ser determinados y construir una envolvente de respuestas máximas.

Una forma simplificada de convertir los desplazamientos relativos a velocidad y aceleración es: si el desplazamiento en "X" del oscilador (estructura) se asume como una función de movimiento sinusoidal de frecuencia angular (ω), amplitud (A) y tiempo (t), entonces,

5.2)	$X = A \text{ sen } (\omega t)$	Desplazamiento
------	---------------------------------	----------------

la frecuencia angular es igual a 2π veces la frecuencia o 2π dividido por el período. En la función de movimiento sinusoidal la velocidad y la aceleración son simplemente,

5.3)	$dx/dt = A \omega \text{ cos } (\omega t)$	Velocidad
------	--	-----------

5.4)	$d^2x/dt^2 = -A \omega^2 \text{ sen } (\omega t)$	Aceleración
------	---	-------------

en otras palabras, para derivar la máxima respuesta de velocidad, se multiplica (ω) por la máxima respuesta del desplazamiento y para derivar la máxima respuesta de aceleración, se multiplica (ω^2) por la máxima respuesta del desplazamiento.

Debido a que el comportamiento de un sismo es realmente complicado y el desplazamiento relativo (RD) de un oscilador simple no es puramente un movimiento sinusoidal, la velocidad y la aceleración calculadas a través de las ecuaciones (5.2) y (5.3) no son velocidades y aceleraciones reales; estas son llamadas Pseudo Relative Velocity (PSRV) y Pseudo Absolute Acceleration (PSAA). PSAA está en realidad muy cerca de la verdadera aceleración absoluta del oscilador, mientras PSRV puede ser totalmente diferente de la velocidad relativa. La verdadera velocidad relativa (RV) es generalmente calculada separadamente cuando se hacen procesamientos de registros de sismos. El uso de PSRV y PSAA permite una muy útil, bien aproximada y conveniente interpretación de los espectros de respuesta.

La importancia de los espectros de respuesta, radica en que se puede estimar cuánto una estructura amplificará el movimiento de tierra o sismo en términos de aceleración, dependiendo de su período natural y amortiguamiento, lo cual es crucial para el diseño sismorresistente, en el sentido de poder estimar las fuerzas a las cuales se verá sometida una edificación durante un terremoto o sismo esperado.

Las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, publicadas por la Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica (AGIES) en 1,996, proveen un espectro de diseño de amplificación dinámica (figura 5.4) recomendado para Guatemala, además de otras normas de importancia para el análisis y diseño de estructuras, algunas de las cuales serán tratadas seguidamente para darle aplicación práctica a los resultados obtenidos en este trabajo.

En forma general y resumida, las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, establecen los siguientes aspectos sísmicos.

ÍNDICE DE SISMICIDAD (I_0). Es una medida relativa de severidad esperada del sismo en una localidad. Incide sobre el nivel de protección sísmica que se hace necesario para diseñar la obra o edificación.

Para efectos de las normas, el territorio de Guatemala se divide en macrozonas caracterizadas por su índice de sismicidad que varía desde $I_0 = 2$ hasta $I_0 = 4$ (ver fig. 5.3, mapa de macrozonificación sísmica). También existe un índice de sismicidad $I_0 = 5$, el cual no aparece en el mapa de macrozonificación sísmica, ya que se refiere a condiciones locales dentro de las macrozonas, tales como flancos de barrancos, terrenos inclinados, franjas de terrenos falladas o fisuradas, arenales o suelos granulares saturados, litorales, riberas y playas; estas microzonas son llamadas zonas de precaución y deben clasificarse como $I_0 = 5$. Ver Tabla 5.4.

NIVEL DE PROTECCIÓN SÍSMICA. Es una medida del grado de protección suministrada al público y los usuarios de las obras nuevas y existentes contra los riesgos derivados de las sollicitaciones de carga y de amenazas naturales (sismos y otros). Los niveles de protección establecidos son cinco A, B, C, D, y E; el nivel C se subdivide en C1 y C2. Siendo A el nivel más bajo y E el nivel más alto de protección sísmica. El nivel de protección sísmica se establece en función del índice de sismicidad (I_0) y la clasificación de la obra. Las obras se clasifican como: Crítica, Esencial, Importante, Ordinaria y Utilitaria. El nivel de protección sísmica sirve para establecer límites de deformación sísmica, requisitos de diseño, método de análisis y sistemas constructivos adecuados, de acuerdo a cada nivel de protección. Ver Tabla No. 5.3, Nivel de protección sísmica.

SISMOS PARA DISEÑO ESTRUCTURAL. Se especifican los sismos para diseño estructural, por medio de espectros de respuesta sísmica simplificados llamados "**Espectros de Diseño**". Los sismos de diseño se denominan: Básico, Frecuente y Extremo. El sismo básico es el de aplicación general, los otros dos son para aplicaciones alternas o para aplicaciones especiales, en proyectos que requieren más análisis que el sismo básico de diseño. Para propósitos de aplicación del presente trabajo, sólo se tratará con el sismo básico de diseño.

SISMO BÁSICO DE DISEÑO. Se define como un sismo que tiene un 90% de probabilidad de no ser excedido en un período de 50 años.

ESPECTRO BÁSICO DE DISEÑO. Se utiliza para el sismo básico de diseño y se construye con la siguiente función:

$$5.5) \quad S_a(T) = A_0 D(T)$$

FUNCIÓN $S_a(T)$: representa la respuesta sísmica máxima de un oscilador elástico simple. La función está expresada como fracción de la aceleración de la gravedad.

PARÁMETRO A_0 : representa la aceleración máxima efectiva del terreno, correspondiente al sismo básico de diseño. Este parámetro es una reducción de la aceleración pico del terreno (Peak Ground Acceleration PGA) o sea la aceleración máxima absoluta. Se acostumbra hacer la reducción que varía entre 0.70 y 0.90, porque la aceleración pico del terreno ocurre una sola vez durante el sismo.

PARÁMETRO T: es el período de vibración del oscilador y representa el período fundamental de vibración de la estructura.

FUNCIÓN D(T): representa la amplificación dinámica de la respuesta máxima del oscilador elástico simple y es función del parámetro (T). La función D(T) depende del tipo de perfil de suelo en el sitio de construcción. Ver figura 5.4, funciones de amplificación dinámica.

Comentario. En Guatemala, hasta la fecha es casi inexistente la información sísmológica para obtener espectros sísmicos propios y en consecuencia, las correspondientes funciones de amplificación dinámica. Las funciones de amplificación que recomiendan las normas, corresponden a valores genéricos sugeridos en la sección 6.4 del "Seismic Design of Concrete Structures" CBE- Comité Euro-Internacional du Béton (1,987).

PERFILES DE SUELO: para establecer el espectro del sismo de diseño, para estas normas se definen tres perfiles de suelo. Ver figura 5.4.

Perfil de Suelo S1: satisface cualquiera de las siguientes condiciones.

Roca de cualquier clase; tal material puede caracterizarse por velocidades de onda de corte mayores que 800 metros por segundo.

Suelo rígido cuyo basamento rocoso está a menos de 50 metros de profundidad y constituido por cenizas volcánicas, arenas, gravas densas o arcillas firmes.

Perfil de Suelo S2: satisface cualquiera de las siguientes condiciones.

Suelo firme, cuyo basamento rocoso está a más de 50 metros de profundidad y cuyos depósitos son cenizas volcánicas, suelos granulares densos, limos densos o arcillas firmes.

En general, suelos firmes y estables cuyos perfiles no clasifican como S1 ni como S3.

Perfil de Suelo S3: satisface cualquiera de las siguientes condiciones:

Depósitos de más de 10 metros de espesor de cenizas, arenas o limos desde suelos hasta de densidad media.

Depósitos de más de 10 metros de espesor de arcillas blandas o semi-blandas con o sin estratos arenosos intermedios.

En general, perfiles de suelo donde la velocidad de onda de corte del depósito es menor de 200 metros por segundo.

En caso de duda se tomará el resultado más crítico de suponer perfil S2 y S3.

TABLA 5.3

NIVEL DE PROTECCIÓN SÍSMICA

INDICE DE SISMICIDAD I_0	CLASIFICACIÓN DE LA OBRA				
	CRÍTICA	ESENCIAL	IMPORTANTE	ORDINARIA	UTILITARIA
5	E	E	D	C2	C1
4	E	D	C2	C1	B
3	D	C2	C1	B	B
2	C2	C1	B	B	A

Tomado de las Normas Estructurales de Diseño y Construcción recomendadas para la república de Guatemala, (AGIES, 1,996).

CLASIFICACIÓN DE OBRA. Para propósitos de las normas, toda obra nueva o existente se clasifica en una de cinco categorías como lo muestra la tabla 5.3, atendiendo al impacto socioeconómico que implique la falla o cesación de funciones de la obra. Para efectos de clasificación las normas consideran las obras y edificaciones como sistemas o complejos funcionales independientemente del número de unidades estructurales que constituyan la obra. Sin embargo, los componentes del conjunto podrán subclasificarse en categorías diferentes dependiendo de su función específica dentro del conjunto o sistema.

OBRAS CRÍTICAS. Obras críticas para el país son aquellas que por su naturaleza son indispensables para el desenvolvimiento socioeconómico de grandes sectores de la población. También son aquellas que de fallar o colapsar pondrían en peligro directa o indirectamente a gran número de personas. Son ejemplos de obras críticas los componentes principales de grandes centrales energéticas, presas de gran tamaño y grandes puentes, así como otras obras similares.

OBRAS ESENCIALES. Son aquellas que deben permanecer operantes durante y después de un desastre o evento natural adverso. Pertenecen a esta categoría las obras estatales o privadas especificadas a continuación. Hospitales con instalaciones de emergencia, de cuidado intensivo y / o quirófanos. Instalaciones de defensa civil, de bomberos, de policía y de comunicaciones asociadas con la atención de desastres. Plantas de energía e instalaciones conexas; instalaciones de captación y tratamiento de agua; instalaciones de importancia estratégica, centrales de comunicación, líneas troncales de transmisión eléctrica, líneas de abastecimiento de agua a ciudades y villas, puentes sobre carreteras de primer orden; aquellas obras que las autoridades estatales o municipales declaren específicamente como tales.

OBRAS IMPORTANTES. Son aquellas que albergan o pueden afectar a gran número de personas, donde los ocupantes estén restringidos de desplazarse; aquellas donde se prestan servicios importantes (pero no esenciales después de un desastre) a gran número de personas o entidades; obras que albergan valores culturales reconocidos o equipo de alto costo.

Pertencen a esta categoría entre otras, las obras que se enumeran a continuación: las obras del estado que son esenciales, todos los edificios educativos y guarderías, públicos y privados; todos los hospitales, sanatorios, centros y puestos de salud públicos y privados que no clasifican como esenciales; garajes de vehículos de emergencia, prisiones, museos y similares, todos los edificios de 5 pisos o más, todos los edificios de más de 3,000 metros cuadrados de área interior (excluyendo estacionamientos), teatros, cines, templos, auditorios, mercados, restaurantes y similares que alojen más de 300 personas simultáneamente, obras de infraestructura que no sean esenciales incluyendo sub-estaciones eléctricas, líneas de alto voltaje, circuitos principales de agua, drenajes colectores, puentes de carretera, centrales de telecomunicaciones, obras en las que hay fabricación y/o almacenamiento de materiales tóxicos, explosivos e inflamables.

OBRAS ORDINARIAS. Son aquellas que no responden a las definiciones de obras críticas, esenciales, importantes o utilitarias. Son ejemplo de obra ordinaria la construcción menor, también la vivienda, comercios, edificios industriales y agrícolas que por su volumen, tamaño e importancia no tengan que asignarse a otra clasificación.

OBRAS UTILITARIAS. Aquellas obras que albergan personas de manera incidental y que no tienen instalaciones de estar, de trabajo o habitables, obras auxiliares de infraestructura. Pertencen a esta categoría obras como las enumeradas a continuación: instalaciones agrícolas o industriales de ocupación incidental y bodegas excepto las mencionadas en el párrafo de obras importantes, obras de redes de infraestructura de ocupación incidental que de fallar no interrumpen el funcionamiento del sistema.

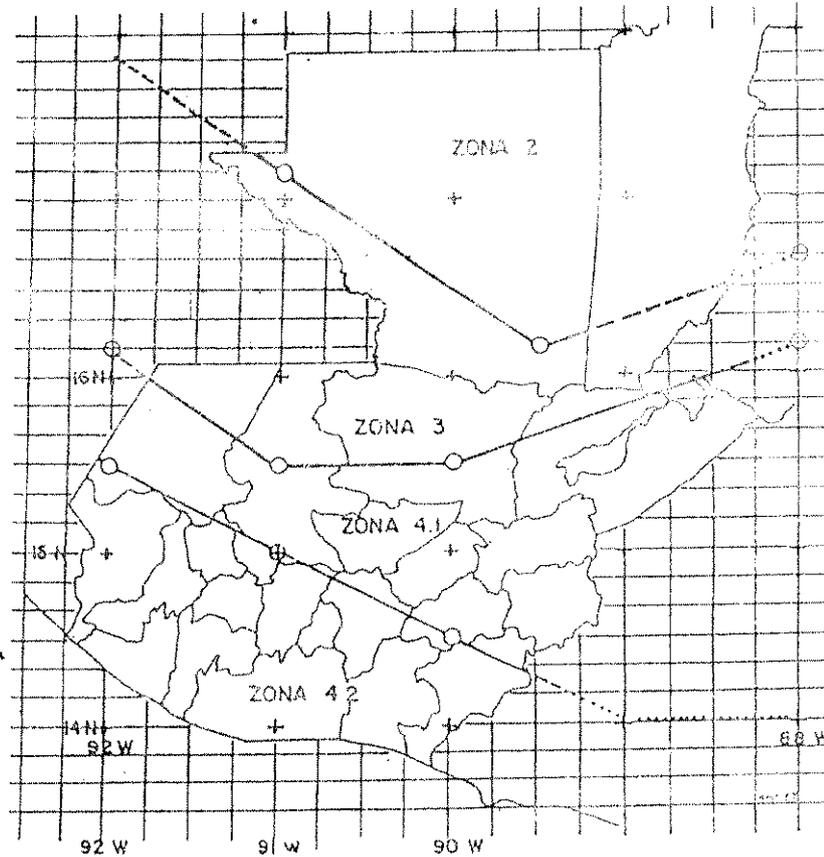
En caso de duda para clasificar una obra utilitaria, ésta se clasificará como ordinaria.

TABLA 5.4

ÍNDICE DE SISMICIDAD Y ACELERACIÓN EFECTIVA SEGÚN ZONA

ZONA	I_0	A_0	OBSERVACIONES
2	2	0.10 g	Cuando sea necesario interpolar, hacerlo sobre líneas norte - sur.
3	3	0.10 a 0.30 g	
4.1	4	0.30 g	
4.2	4	0.30 g	

Tomado de las Normas Estructurales de Diseño y Construcción recomendadas para la república de Guatemala, (AGIES, 1996).



La retícula en este mapa coincide con el mapa 1:50,000 de la república

FIGURA 5.3

MAPA DE MACROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE GUATEMALA

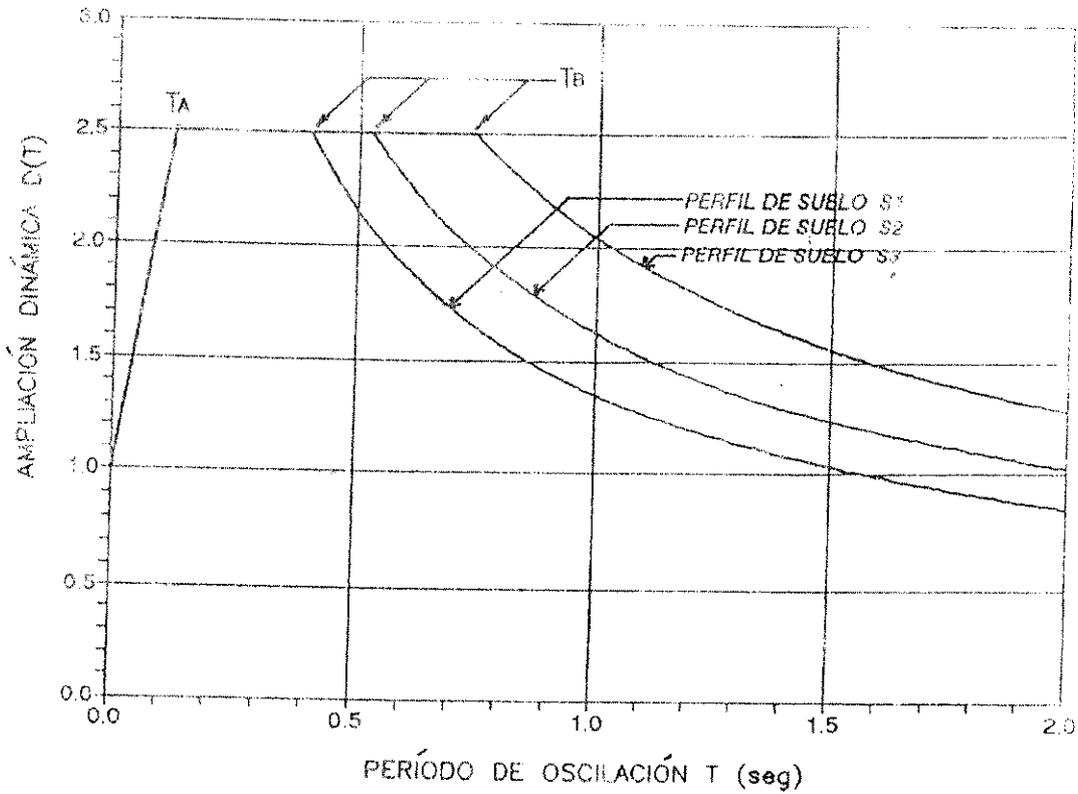
Tomado de las Normas Estructurales de Diseño y Construcción recomendadas para la república de Guatemala, (AGIES, 1996).

FIGURA 5.4

FUNCIONES DE AMPLIFICACIÓN DINÁMICA Y PERÍODOS SEGÚN PERFIL DE SUELO

FUNCIÓN DE AMPLIFICACIÓN DINÁMICA	
Cuando $T < T_A$	$D(T) = 1.0 + 1.5 T / T_A$
Cuando $T_B \leq T \leq T_A$	$D(T) = 2.5$
Cuando $T_B \leq T$	$D(T) = 2.5 (T_B / T)^{0.67}$

	PERFIL DEL SUELO		
	S1	S2	S3
T_A	0.12	0.12	0.12
T_B	0.40	0.52	0.74



Tomado de las Normas Estructurales de Diseño y Construcción recomendadas para la república de Guatemala, AGIES, (1996).

5.4.1 MÉTODOS DE ANÁLISIS SÍSMICO

Los diferentes métodos para determinar las fuerzas sísmicas en estructuras, caen dentro de dos categorías distintas.

- a) análisis de fuerzas estáticas equivalentes
- b) análisis dinámico

5.4.1.1 ANÁLISIS DE FUERZAS ESTÁTICAS EQUIVALENTES

Estos métodos aproximados se han desarrollado debido a las dificultades que implica llevar a cabo análisis dinámicos con apego a la realidad. Los códigos de práctica se basan inevitablemente en un enfoque de fuerzas estáticas más simple, e incorporan grados de refinamiento variables, en un intento por simular el comportamiento real de la estructura. Básicamente emplean una forma burda para determinar la fuerza horizontal "total" (Cortante en la Base o Cortante Basal) V , en una estructura:

$$5.6) \quad V = m a$$

donde m es la masa de la estructura y a es la aceleración sísmica horizontal; a fluctúa dependiendo del valor de amplificación dinámica $D(T)$, y de la aceleración efectiva que se haya escogido, mientras que V es aplicada en la estructura por medio de una regla simple que engloba su distribución vertical. En un edificio, esto generalmente, consiste en cargas puntuales horizontales en cada concentración de masa, por lo general concentradas en cada nivel de piso. Así las fuerzas sísmicas y los momentos en las estructuras se determinarán utilizando cualquier análisis estático apropiado y los resultados son adicionados a los correspondientes a las cargas gravitacionales normales.

Una característica importante en los requisitos de carga equivalente en la mayoría de los códigos antiguos en práctica aún hace algunos años, es que las fuerzas sísmicas calculadas son considerablemente menores que aquellas que pueden realmente ocurrir en los sismos más grandes que se presentan en las áreas de interés, debido a la imposición de aceleraciones dentro del intervalo de 0.05 g a 0.20 g, sin la utilización de un espectro apropiado de diseño. Las fuerzas calculadas mediante análisis dinámicos más rigurosos, basados en una excitación sísmica real, pueden ser diez veces mayores que las obtenidas bajo previsiones de carga estática señaladas en códigos o reglamentos de construcción. Está ampliamente reconocido que deberían tomarse en cuenta requisitos de carga estática más realistas y como ya se ha comprobado en códigos más avanzados, la tendencia se mueve en esa dirección.

Las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, también incluyen el método antes mencionado, el cual lo llaman "Método de la carga sísmica equivalente".

MÉTODO DE LA CARGA SÍSMICA EQUIVALENTE

Entre los requerimientos para este método, califican todos aquellos edificios o edificaciones con nivel de protección B regulares o irregulares y aquellos con nivel de protección C y D, que clasifiquen como regulares en planta y en elevación, en las normas se especifica las condiciones que se deben cumplir para que clasifiquen como tales.

Adicionalmente los edificios no deberán exceder 50 metros sobre el nivel del suelo y su período de vibración fundamental empírico no excederá 1.5 segundos.

CORTANTE BASAL ESTÁTICO EQUIVALENTE

EXPRESIÓN BÁSICA. El edificio se considerará fijo en la base y se diseñará en cada dirección de análisis para resistir como mínimo el cortante basal estático equivalente (V_B) de acuerdo con la siguiente expresión:

$$5.7) \quad V_B = C_S W_S$$

donde:

W_S es el peso de la parte de la masa de la edificación capaz de generar fuerzas inerciales que contribuyan al cortante basal. El peso W_S incluirá como mínimo la carga muerta total de la edificación. En almacenes o bodegas incluirá como mínimo un 25% de la carga viva. El analista también incluirá otras cargas vivas que estén rígidamente ancladas a la estructura. Las masas líquidas que no sobrepasen el 5% del peso total de la edificación se añadirán simplemente al peso W_S ; en otros casos se verificarán las componentes hidrodinámicas.

C_S es el coeficiente sísmico de diseño, en cada dirección del análisis se establecerá de la manera siguiente.

$$5.8) \quad C_S = \frac{S_a [T]}{R} \quad \text{si } T \geq T_A$$

$$5.9) \quad C_S = \frac{S_a [T]}{1 + (R-1) T/T_A} \quad \text{si } T < T_A$$

donde:

R es el Factor de Reducción de respuesta sísmica; se utiliza para establecer las solicitaciones sísmicas de diseño. El valor de R dependerá del sistema estructural que los diseñadores escojan. El valor R se determinará mediante la ecuación:

$$5.10) \quad R = 1.2 R_0 Q$$

donde:

R_0 es un factor genérico de reducción de respuesta sísmica; depende de las características genéricas del sistema estructural seleccionado por el diseñador.

Q es el Factor de Calidad Sismo-resistente; es específico para cada proyecto en particular y para cada dirección del análisis. Su valor numérico se integrará para cada dirección del análisis mediante la expresión:

$$5.11) \quad Q = 1.00 + 0.01 \sum q_i$$

si el valor de Q baja a menos de 0.80, en cualquier dirección de análisis, deberá modificarse el proyecto de forma que el factor Q alcance a ser por lo menos 0.80.

Los lineamientos y metodología para encontrar los valores de los factores R_0 y Q, se encuentran claramente especificados en las normas.

T_A es uno de los períodos de vibración que definen el espectro sísmico de diseño.

T es el período fundamental de vibración de la edificación, al período T puede asignársele el valor genérico empírico T_E .

Para edificios en general:

$$5.12) \quad T_E = 0.09 h_N / \sqrt{L}$$

donde:

h_N es la altura total del edificio, desde la base o nivel del terreno medida en metros; la base es el primer nivel de la edificación restringido de vibrar libremente (usualmente el nivel de plaza).

L es la distancia entre los ejes estructurales extremos en la dirección de análisis, medida en metros.

DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE FUERZAS SÍSMICAS

El cortante basal V_B se distribuirá a lo alto del edificio de acuerdo a la expresión siguiente:

$$5.13) \quad F_j = CV_j V_B$$

donde:

F_j es el cortante en el nivel j de la edificación, el nivel j es el nivel actual en consideración

$$5.14) \quad CV_j = \frac{W_j h_j^k}{\sum_{i=1}^n (W_i h_i^k)}$$

k depende del período de la edificación:

- para períodos de 0.5 segundos o menos, $k = 1$
- para períodos mayores a 0.5 segundos, $k = 0.75 + 0.5 T$

W_i , W_j es el peso asignado al nivel "i" (cualquier nivel) o al nivel "j" (nivel actual en consideración) de la edificación.

h_i , h_j es la altura en metros del nivel "i" (cualquier nivel) o del nivel "j" (nivel actual en consideración) sobre la base de la edificación; la base es el primer nivel de la edificación restringido de vibrar libremente (usualmente el nivel de plaza).

5.4.1.2 ANÁLISIS DINÁMICO

Para las estructuras grandes o complejas, los métodos estáticos de análisis sísmico no son suficientemente aproximados, por lo que muchas autoridades demandan análisis dinámicos para varios tipos y tamaños de estructuras específicos. Varios métodos de diferente complejidad han sido desarrollados para el análisis sismodinámico de estructuras. Todos ellos tienen en común la solución de ecuaciones de movimiento, así como las relaciones estáticas comunes de equilibrio y rigidez. Para cualquier estructura con más de tres grados de libertad, tales análisis son llevados a cabo, por métodos matriciales en computadoras.

Las tres técnicas principales que se usan normalmente para el análisis dinámico son:

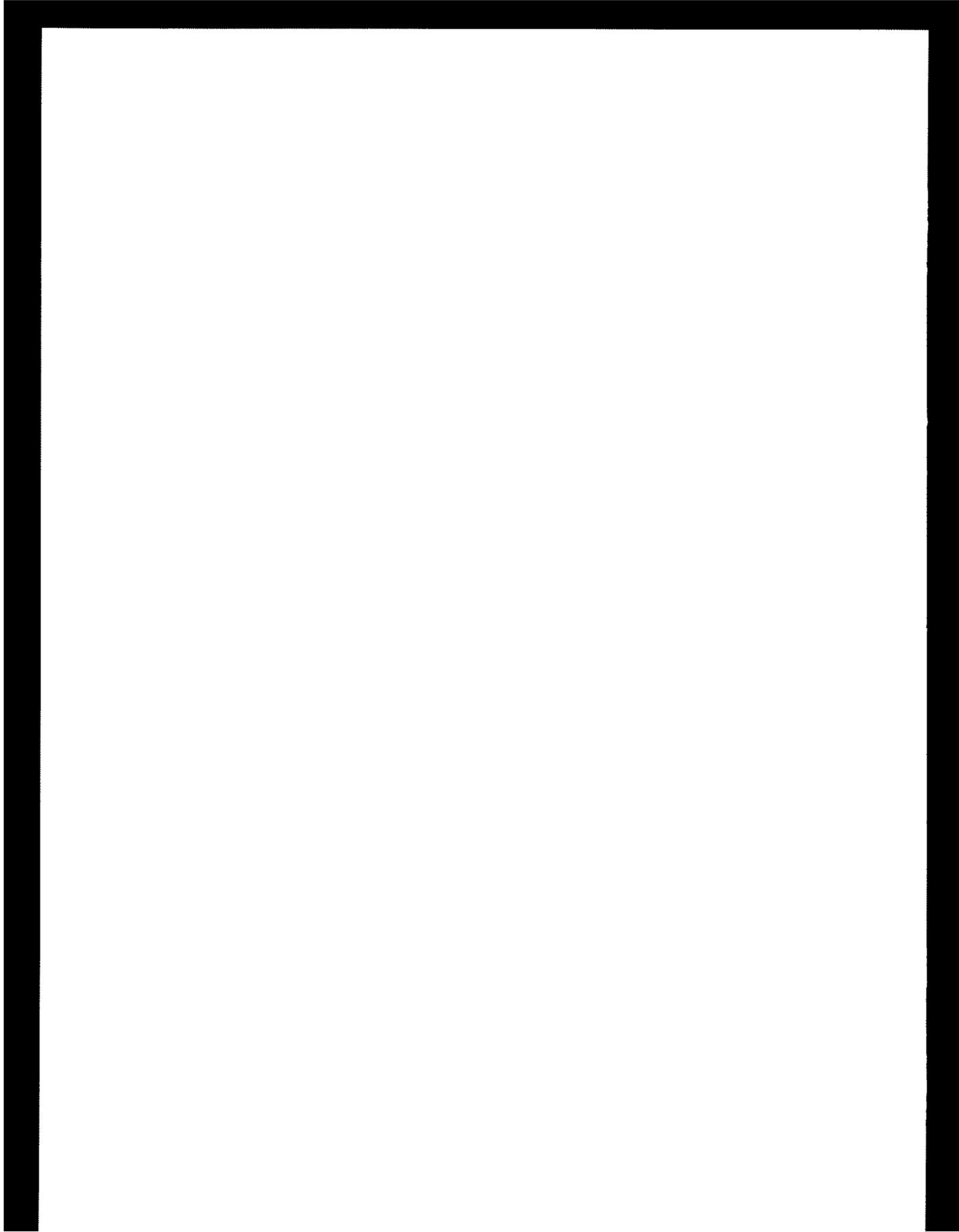
- i) integración directa de las ecuaciones de movimiento por el procedimiento "paso a paso".
- ii) análisis modal, y
- iii) técnicas de espectro de respuesta.

Las normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala, contemplan el método del análisis modal, para edificios o edificaciones con nivel de protección C y D, irregulares en elevación, pero regulares en planta, y edificios irregulares en planta. Para propósitos de este trabajo no se entrará en detalles con este método análisis dinámico, únicamente se describirá en forma muy general.

El análisis modal es una técnica más limitada que la integración directa de ecuaciones, ya que depende de la separación artificial de los modos normales de vibración y de la combinación de fuerzas y desplazamientos asociados por superposición con un número elegido de ellos. Como con las técnicas de integración directa, puede aplicarse a la estructura los acelerogramas de sismos reales y con ello determinar una historia de esfuerzos, aunque debido al uso de la técnica de superposición, estará limitada al comportamiento lineal del material. Aunque el análisis modal puede proporcionar cualquier grado de precisión para el comportamiento lineal, incorporando todas las respuestas modales, usualmente dicha aproximación se realiza empleando solamente los primeros modos con el objeto de ahorrar tiempo de cálculo. Se tienen problemas al analizar sistemas en que los modos no pueden separarse en forma válida; por ejemplo, cuando existe acoplamiento entre los nodos.

La limitación más seria de los análisis lineales es que no indican con precisión cuáles miembros requieren la ductilidad máxima. En otras palabras, el patrón de los esfuerzos elásticos más altos no es necesariamente el mismo que el patrón de deformaciones plásticas en una estructura sísmica. Para estructuras de cierta envergadura en zonas de alto riesgo sísmico, es necesario acudir a menudo al análisis dinámico no lineal.

En el pasado casi no había oportunidad de hacer una elección de los métodos de análisis, principalmente debido a la falta de programas de computadoras apropiados y económicos. A la fecha, la mayoría de las estructuras sismorresistentes, aun en California, han sido analizadas bajo una carga estática equivalente derivada de un código de práctica. Pero esta situación está cambiando. Hoy en día están siendo elaborados más y más programas de análisis dinámico eficientes y económicos para computadoras cada vez más rápidas y muchas oficinas de diseño cuentan ya con tales programas. Algunos clientes así como los nuevos reglamentos en algunos países, exigen ya actualmente el empleo de análisis dinámico.



CONCLUSIONES

- 1- El establecimiento de la amenaza sísmica, es el primer y más importante paso en la reducción del riesgo sísmico.
- 2- Existe en Guatemala, una red sismológica muy pobre, con la cual es imposible generar datos suficientemente confiables, que permitan una evaluación precisa de la amenaza sísmica.
- 3- No existen mapas de zonificación de la amenaza sísmica en el ámbito nacional, por lo que no se puede estimar el riesgo sísmico en ninguna parte del país.
- 4- No existe localmente suficiente tecnología para llevar a cabo estudios más profundos en materia de amenaza sísmica.
- 5- Existe poca transferencia de tecnología hacia el país de programas computacionales de modelos de amenaza sísmica.
- 6- Existe poco interés por parte de los gobiernos para invertir en investigación sísmica y tecnología en el país.
- 7- Son insuficientes o inexistentes los programas de entrenamiento y educación nacional tendientes a mejorar la capacidad técnica y científica del país, en materia sísmica.
- 8- Poco interés público para la educación y entrenamiento de la población más vulnerable en caso de un terremoto, con el objeto de disminuir víctimas potenciales.
- 9- Ausencia total de un sistema propio de seguridad y de medios para compensar social y materialmente los daños causados por terremotos.
- 10- Falta de control sobre la calidad de las construcciones, nuevas y antiguas ya existentes, para disminuir la vulnerabilidad en las zonas urbanas.
- 11- Falta de un código estructural y de construcción basado en estudios confiables de amenaza y riesgo sísmico locales, específico para la república de Guatemala.



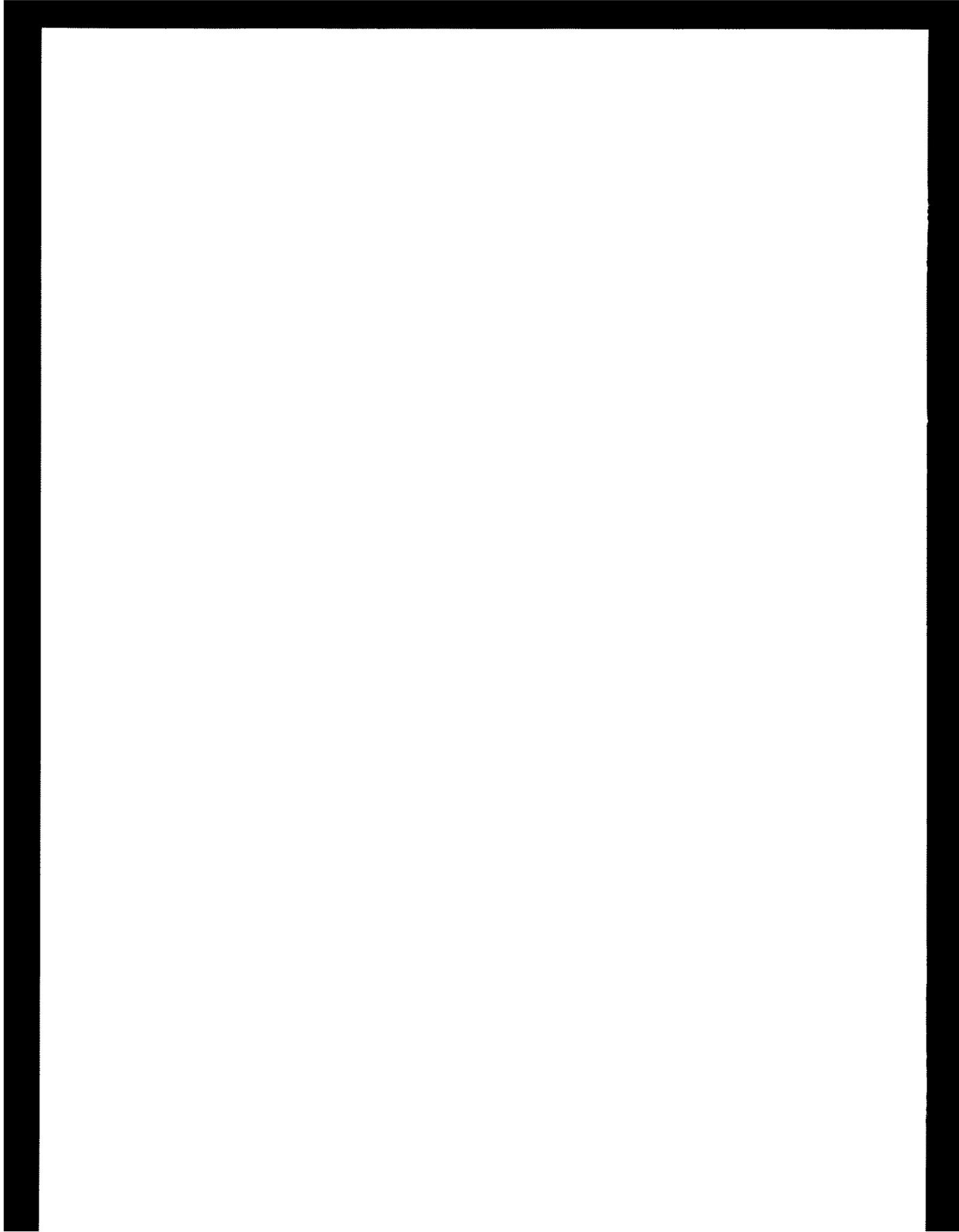
RECOMENDACIONES

- 1- Establecer el grado de amenaza y riesgo sísmico en las diferentes regiones del país.
- 2- Elaborar mapas de zonificación y microzonificación, donde así lo amerite, de amenaza y riesgo sísmico de la república de Guatemala.
- 3- Mejoramiento y actualización de las normas de diseño y construcción antisísmicos, a través de la obtención de datos de amenaza y riesgo sísmico confiables.
- 4- Creación de un código de diseño y construcción antisísmico, para la república de Guatemala.
- 5- Hacer campañas de sensibilización pública sobre los desastres naturales, sus consecuencias y las medidas preventivas mínimas de mitigación.
- 6- Complementar los estudios y mapas geológicos de la república de Guatemala, para apoyar y mejorar la calidad de los estudios sísmicos referentes a amenaza y riesgo sísmico, en las diferentes regiones del país.
- 7- Promover estrategias en la planificación del uso de la tierra, tomando en cuenta la amenaza sísmica y la ocurrencia de otro tipo de desastres naturales.
- 8- Implementar una red de acelerógrafos a escala nacional y de ser posible en toda Centro América, para poder desarrollar ecuaciones de atenuación y espectros de diseño propios de la región.
- 9- Para obras civiles clasificadas como críticas y algunas esenciales, se debería realizar un estudio específico de amenaza sísmica, tal como se plantea en este trabajo de tesis.



BIBLIOGRAFÍA

- **ACI, Committee 318, 1,989**, Building code requirements for reinforced concrete structures (ACI-318) Detroit, Michigan, USA: American Concrete Institute.
- **AGIES, 1,996**, Normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala. Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica.
- **ANSI, A58.1, 1,982**, Minimum design loads for buildings and other structures. 1430 Broadway, New York, New York 10018. American National Standards Institute, Inc.
- **CARR M. J. y STOIBER R.E., 1,977**, Geological setting of destructive earthquakes en Central America. Geological Society of America Bulletin.
- **CARR M. J., 1,976**, Underthrusting and quaternary faulting in northern Central America: Department of Geology, Rutgers College, New Jersey.
- **CENAPRED, JICA y UNCRD., 1,992**, Simposio Internacional sobre Prevención de Desastres Sísmicos: México D.F.
- **CORNELL A., 1,968**, Engineering seismic risk analysis: Bulletin of the Seismological Society of America, USA.
- **DOWRICK D. J., 1,984**, Diseño de estructuras resistentes a sismos para ingenieros y arquitectos, editorial Limusa, S.A., México, D.F.
- **DUFFIELD W. A., et. al., 1,991**, Geology and geothermal potential of Tecuamburro volcano area, Guatemala.
- **EGGERS A. A., 1971**, The geology and petrology of the Amatitlán quadrangle, Guatemala.
- **LAPORTE PIRIE M., 1,985**, Estudios recientes en la evaluación de la amenaza sísmica: III seminario nacional de Geotécnica, San José, Costa Rica.
- **LIANO QUEZADA F., 1,983**, Estudio y aplicación de aceleración sísmica en Guatemala: Tesis de graduación de ingeniería civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de San Carlos de Guatemala, USAC, Guatemala.
- **LIGORRÍA J. P., 1,995**, Some aspects of seismic hazard assessment in Guatemala, Master of Science Thesis, Institute of solid earth physics, U. of Bergen, Norway.
- **McGUIRE, 1,976**, EQRISK, Evaluation of earthquake risk to site. United States Department of Interior Geological Survey.
- **NEWMARK N. and ROSENBLUETH E., 1,971**, Fundamentals of earthquake engineering. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. USA.
- **PETERSON P. S., et. al., 1,985**, Explosive eruptions of the Ayarza calderas, southeaster Guatemala.
- **POPPE L. J., et. al., 1,984**, A geophysical and geological study of Laguna de Ayarza, A Guatemalan caldera lake.
- **REYNOLDS J. H., 1,975**, The geology of Nueva Santa Rosa quadrangle, Guatemala.



BIBLIOGRAFÍA

- **ACI, Committee 318, 1,989**, Building code requirements for reinforced concrete structures (ACI-318) Detroit, Michigan, USA: American Concrete Institute.
- **AGIES, 1,996**, Normas estructurales de diseño y construcción recomendadas para la república de Guatemala. Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica.
- **ANSI, A58.1, 1,982**, Minimum design loads for buildings and other structures. 1430 Broadway, New York, New York 10018. American National Standards Institute, Inc.
- **CARR M. J. y STOIBER R.E., 1,977**, Geological setting of destructive earthquakes en Central America. Geological Society of America Bulletin.
- **CARR M. J., 1,976**, Underthrusting and quaternary faulting in northern Central America: Department of Geology, Rutgers College, New Jersey.
- **CENAPRED, JICA y UNCRD., 1,992**, Simposio Internacional sobre Prevención de Desastres Sísmicos: México D.F.
- **CORNELL A., 1,968**, Engineering seismic risk analysis: Bulletin of the Seismological Society of America, USA.
- **DOWRICK D. J., 1,984**, Diseño de estructuras resistentes a sismos para ingenieros y arquitectos, editorial Limusa, S.A., México, D.F.
- **DUFFIELD W. A., et. al., 1,991**, Geology and geothermal potential of Tecuamburro volcano area, Guatemala.
- **EGGERS A. A., 1971**, The geology and petrology of the Amatitlán quadrangle, Guatemala.
- **LAPORTE PIRIE M., 1,985**, Estudios recientes en la evaluación de la amenaza sísmica: III seminario nacional de Geotécnica, San José, Costa Rica.
- **LIANO QUEZADA F., 1,983**, Estudio y aplicación de aceleración sísmica en Guatemala: Tesis de graduación de ingeniería civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de San Carlos de Guatemala, USAC, Guatemala.
- **LIGORRÍA J. P., 1,995**, Some aspects of seismic hazard assessment in Guatemala, Master of Science Thesis, Institute of solid earth physics, U. of Bergen, Norway.
- **McGUIRE, 1,976**, EQ-RISK, Evaluation of earthquake risk to site. United States Department of Interior Geological Survey.
- **NEWMARK N. and ROSENBLUETH E., 1,971**, Fundamentals of earthquake engineering. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. USA.
- **PETERSON P. S., et. al., 1,985**, Explosive eruptions of the Ayarza calderas, southeaster Guatemala.
- **POPPE L. J., et. al., 1,984**, A geophysical and geological study of Laguna de Ayarza, A Guatemalan caldera lake.
- **REYNOLDS J. H., 1,975**, The geology of Nueva Santa Rosa quadrangle, Guatemala.



- **RICHTER C. F., 1958**, Elementary Seismology: California Institute of Technology. W.H. Freeman and Company, San Francisco and London.
- **SAUTER F., 1989**, Introducción a la sismología: Costa Rica. Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- **TOBAR C. A., LÓPEZ L. F., PÉREZ C., FLORES O., y LUNA J.R., 1993**, Evaluación de la amenaza para la ciudad de Guatemala (informe final), Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, CESEM, Facultad de Ingeniería, USAC.
- **VILLAGRÁN M.G., 1993**, Sismología, conceptos fundamentales, principales sismos del siglo XX en Guatemala. INSIVUMEH.
- **VILLAGRÁN M.G., et. al., 1994**, Seismic Hazard assessment for Guatemala city, Tech. Report 2-19, INSIVUMEH, Guatemala and NORSAR, Norway.
- **WEYL R., 1980**, Geology of Central America. Second completely revised edition: Geologisch-Palaontologisches Institut der Universität Gießen. Gerbruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

