

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE NICARAGUA, MANAGUA
UNAN-MANAGUA**

**RECINTO UNIVERSITARIO RUBÉN DARÍO
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍAS
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGÍA
INGENIERÍA GEOLÓGICA**



MONOGRAFÍA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA

**Actualización de la Cartografía Geológica y Evaluación del Efecto de Sitio en
la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus Alrededores, Juigalpa-
Chontales**

Elaborado por: Br. Daniela Isabel Gómez Díaz

Br. Betzaida Joliveth Hernández Herrera

Tutor: Msc. Gema Velásquez Espinoza

Asesor: PhD. Edwin Obando

Managua, Julio de 2016

"Hay hombres que luchan un día y son buenos. Hay otros que luchan un año y son mejores. Hay quienes luchan muchos años y son muy buenos. Pero hay los que luchan toda la vida: esos son los imprescindibles."

Brecht, Bertolt

Dedicatoria

Al único creador de los cielos y la tierra DIOS por ser quien abre brechas de camino en mi vida y a quien le debo todo incluyendo mi linda Familia.

A mi familia que me ha instado y brindado su apoyo incondicional en las buenas y en las malas durante el desarrollo de mi vida. Así mismo, la dedico a mis pequeños sobrinos por ser la alegría de la casa y el mejor entretenimiento en los momentos libres.

A mi madre por sus valiosos consejos y amor incondicional. De igual manera, aunque no esté presente físicamente y con todo mi amor y admiración la DEDICO a mi padre por inculcarme buenos valores y haberme enseñado a luchar por lo que uno anhela, GRACIAS.

A mi hermana Yurit Gómez por ser como una segunda madre, una hermana y una amiga, por su confianza y sus valiosas palabras de aliento que marcaron mi vida. Así mismo a todos mis hermanos porque son el tesoro que Dios me dio.

Daniela Isabel Gómez Díaz

En primer lugar le doy muchísimas gracias a mi padre celestial porque gracias a él éste trabajo se pudo realizar, sabiendo y tomando en cuenta que sin él no habríamos hecho nada y ahora sí poder decir hasta aquí nos ha ayudado Dios, no tengo palabras como agradecerle, pero de corazón te digo GRACIAS MI DIOS por darme la oportunidad de haber cumplido esta meta y a ti principalmente te dedico éste trabajo.

A mi familia:

A mis padres Fanny Herrera y José Hernández, a mis hermanos Allan Herrera, Damaris Gutiérrez, Yuner Hernández, Melvin, Dayling y Jared, a mi cuñada María auxiliadora Úbeda; a ellos por ser esas personas que Dios permitió que estuviesen a mi lado, les doy las gracias por apoyarme en el transcurso de la carrera.

A doña Lesbia Dávila por sus consejos y de igual manera apoyarme.

A mis amigos:

Laura Solís, Douglas Hernández, al matrimonio Arce Silva, al matrimonio Vásquez Arce, a la señora Mercedes Hernández, don Arnulfo y doña Blanca, y la verdad que si empiezo a mencionar a todas esas personas que forman parte de mi vida no termino por eso aunque no los mencione pero con mucha sinceridad les digo GRACIAS y que Dios me los empape de muchas bendiciones.

En especial quiero agradecerle mucho a mi compañera de trabajo Daniela Isabel Gómez Días por haberme dado la oportunidad de trabajar en ésta monografía, yo te deseo lo mejor y que sea Dios guiándote en todas las áreas de tu vida junto a tus seres queridos y que lo que vayas a emprender lo hagas con muchos éxitos, Dios te bendiga.

Betzaida Joliveth Hernández Herrera

Agradecimientos

Le damos gracias a Dios por habernos dado la oportunidad de culminar con éxito éste trabajo.

A nuestra familia por el apoyo que brindaron para empezar y terminar la monografía.

A nuestra tutora Msc. Gema Velásquez Espinoza por habernos guiado en todo el transcurso de nuestro trabajo, por haber estado con nosotras hasta en los momentos difíciles de la monografía, con mucha sinceridad le decimos GRACIAS por sus consejos, por su comprensión, por su apoyo y que Dios la bendiga.

A la UNAN-FAREM por habernos dado la oportunidad de realizar éste trabajo, gracias por el apoyo que nos brindaron.

Al PhD. Edwin Obando por haber apoyado este trabajo como asesor, para el procesamiento de todos los datos sísmicos, gracias profesor.

Al jurado calificador por sus valiosas recomendaciones para el mejoramiento de este trabajo.

Al Instituto de Geología y Geofísica (IGG-CIGEO/UNAN-Managua) por habernos apoyado en la realización de las secciones delgadas.

Al maestro Mario Chávez por sus valiosas recomendaciones y aportes durante la elaboración del trabajo monográfico.

A los ing. Eddy Herrera y Gessner Grillo por habernos apoyado en las visitas de campo en el área de la geología.

Al ing. Cesar Aguilera por sus consejos.

Al Sr. Francisco Vásquez por apoyar en la elaboración de las secciones delgadas.

Y por último nuestro más sincero agradecimiento a todos nuestros amigos que nos brindaron su amistad en especial a Rosa Cano.

Daniela Gómez & Betzaida Hernández

RESUMEN

El área de estudio se ubica al SW del municipio de Juigalpa, departamento de Chontales; tiene una extensión de 16 km², incluyendo la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos – FAREM, Chontales.

El procedimiento que se llevó a cabo para esta investigación consistió en un levantamiento geológico y mediciones de microtemores. Cabe mencionar que las mediciones de microtemores, fueron realizadas únicamente en el sitio donde se realizará una construcción de casa hacienda de una planta.

El trabajo geológico de campo permitió identificar tres unidades litológicas las cuales son: unidad de depósito aluvial, unidad de Riolita Ignimbrítica, y unidad de Basalto, de origen volcánico; estructuralmente estas unidades se encuentran afectadas por dos fases de deformación que definen el panorama estructural del área; tales fases corresponden a dos patrones de fallamiento NW-SE y NE-SW estos se encuentran dominado por dos estructuras regionales que conciernen a la cordillera de Amerrisque y a la cordillera de Isabelia (Hunting, 1971 en Hodgson, 2002).

Con el análisis e interpretación de las mediciones de microtemores aplicando la técnica de Nakamura se logró conocer el modo de vibrar del suelo en términos de frecuencia y por ende el período de vibración fundamental de lo que se puede estimar que existe efecto de sitio, también se propuso un modelo de velocidad de ondas de corte mediante el modelamiento de la función de transferencia teórica.

Así mismo con la metodología utilizada para el análisis sísmico (método probabilístico para evaluación de amenaza sísmica) se obtuvo la aceleración máxima del terreno correspondiente a 0.23 g para un período de retorno de 475 años.

TABLA DE CONTENIDO

CAPITULO I INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del problema	2
1.2. Justificación	2
1.3. Objetivos	4
1.3.1. Objetivo General.....	4
1.3.2. Objetivos Específicos	4
1.4. Localización y Generalidades del Área.....	5
1.4.1. Ubicación.....	5
1.4.2. Vías de Acceso.....	5
1.5. Antecedentes.....	7
1.6. Alcances	10
1.7. Metodología.....	10
1.7.1. Etapa de Gabinete.....	10
1.7.2. Etapa de Campo.....	12
1.7.3. Etapa de Procesamiento e Interpretación de los Datos obtenidos en campo.....	14
CAPITULO II. MARCO TEÓRICO.....	22
2.1. Geografía Física	22
2.2. Geología	23
2.2.1. Geotectónica de América Central.....	23
2.2.2. Ambiente Tectónico-Sísmico de Nicaragua.....	25
2.2.3. Geología Regional de Nicaragua.....	28
2.2.2.1. Grupos Litológicos de la Región Central	30
2.3. Aspectos Conceptuales	31
2.3.1. Cartografía Geológica	31
2.3.2. Petrografía.....	32
2.3.3. Geología Estructural.....	33
2.3.4. Ondas Sísmicas	35
2.3.4.1. Definición de Ondas Sísmicas	35
2.3.5. Velocidad de Ondas de Corte	36
2.3.6. Efecto de Sitio	37

2.3.6.1. Evaluación del Efecto de Sitio	37
2.3.7. Microtremores (Ruido Ambiental)	38
2.3.7.1. Características de los microtremores	38
2.3.7.2. Ventajas del uso de microtremores	39
2.3.8. Espectro de Diseño	39
2.3.9. Razón Espectral H/V	41
2.3.9.1. Técnica de Nakamura (1989)	41
2.3.9.2. Ventajas y Limitaciones de la técnica de Nakamura, (1989)	43
2.3.10. Período de Vibración Fundamental del Suelo	44
2.3.12. Función de Transferencia Teórica (FTT)	45
2.3.13. Amenaza Sísmica	48
2.3.14. Método Probabilístico para el cálculo de Amenaza Sísmica	49
2.3.15. Aceleración Pico o Efectiva (PGA)	52
CAPITULO III. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	53
3.1. Geología Local	53
3.1.1. Unidades litológicas.....	54
3.1.2. Geología Estructural.....	61
3.1.2.1. Entorno Estructural del Área de Estudio	61
3.1.2.2. Fases de Deformación	63
3.1.2.3. Fase NW – SE	63
3.1.2.4. Fase NE- SW	70
3.2. Respuesta de Sitio.....	76
3.2.1 Comparación de la FTE con la FTT.....	82
3.3. Amenaza Sísmica	86
3.3.1. Máxima Aceleración Pico	88
DISCUSIÓN.....	91
CONCLUSIÓN.....	93
RECOMENDACIÓN.....	96
BIBLIOGRAFÍA.....	98
ANEXOS.....	104

ANEXO

Anexo I A. Mapa Geológico	105
Anexo I B. Mapa Estructural	105
Anexo I C. Mapa de Pendiente	105
Anexo II A. Mapa de Zonificación	106
Anexo II B. Gráficas de FTE	107
Anexo II C. Graficas de FTT	110
Anexo II D. Tabla No. 4. Periodos y Aceleraciones de las Propuestas	112
Anexo II E. Tabla No.5. Registros de Terremotos para la propuesta ao. 1	113
Anexo II F. Tabla No.6. Datos utilizados para Elaboración de Rosa de Fractura	113

LISTA DE TABLAS

Tabla No. 2-1. Sismos ocurridos cercanos al área de esta investigación	27
Tabla No. 3-1. Representación de los valores de F_0 , $A_{\text{máx}}$ y T_0 de los puntos	78
Tabla No. 3-2. Parámetros incluidos para la elaboración de la FTT	83
Tabla No. 3-3. Longitud de Fallas, Parámetros y Potencial Sísmico de las fallas	97

LISTA DE FIGURAS

Figura No.1-1. Localización del área de estudio	6
Figura No.1-2. Ubicación de los puntos de medición	11
Figura No.1-3. Instrumentos técnicos en la ejecución de levantamiento	14
Figura No.1-4. Diagrama de roseta de fracturas en el software Stereonet	15
Figura No.1-5. Procesamiento de los datos en campo	16
Figura No.1-6. Software Geopsy	17
Figura No.1-7. Software GeoExplorer	18
Figura No.1-8. Software Deepsoil	19
Figura No.1-9. Software Seisrisk III	20
Figura No.2-1. Marco tectónico de América central	24
Figura No. 2-2. Sismicidad regional de Nicaragua	26
Figura No. 2-3. Mapa de ubicación de los sismos ocurridos cerca del sitio	27
Figura No. 2-4. Mapa de las provincias geológicas de Nicaragua	29
Figura No. 2-5. Esquema de la definición de la Cartografía (ICA 1995)	31
Figura No. 2-6. Tipos de rocas y régimen en una zona de falla	33
Figura No. 2-7. Representación de los esfuerzos	34
Figura No. 2-8. Representación de los tipos de fallas	34
Figura: No. 2-9. Representación de los diferentes tipos de ondas sísmicas	36
Figura No. 2-10. Ejemplo de fuentes generadoras de microtemores	38
Figura No. 2-11 Espectro de diseño; RNC-07 Nicaragua	40
Figura No. 2-12. Nomenclatura para un depósito de suelo estratificado	46
Figura No. 3-1. Diagrama de roseta de fractura NW - SE	64
Figura No. 3-2. Diagrama de roseta de fractura NE - SW	70

Figura No. 3-3. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 1	77
Figura No. 3-4. Notese que en esta FTE no hay un pico dominante	78
Figura No. 3-5. Gráfico H/V mostrando la frecuencia dominante del sitio	79
Figura No. 3-6. Promedio general de las curvas H/V	80
Figura No. 3-7. Familias Espectrales	81
Figura No.3-8. Columna del comportamiento dinámico del suelo	83
Figura No.3-9. Modelo de Velocidad de ondas de Corte del punto 8	84
Figura No.3-10. Resgistros de terremotos	85
Figura No.3-11. Sismicidad y estructuras geológicas para el análisis de Amenaza Sísmica	87
Figura No. 3-12. Mapa de aceleraciones esperadas para el área de estudio	88
Figura No.3-13. Comparación de Espectros	89

LISTA DE FOTOS

Foto No.1-1. Obsérvese espesor de suelo	12
Foto No.1-2. Equipo utilizado para la toma de datos	13
Foto No.2-1. Obsérvese Mesas de Hato Grande de Juigalpa, Chontales	22
Foto No.3-1. Nótese unidad de basalto	54
Foto No.3-2. Obsérvese el afloramiento de la unidad Basáltica	55
Foto No.3-3. Representación macroscópica de la unidad basalto	55
Foto No.3-4. Representación de textura Glomeroporfídica	56
Foto No.3-5. Representación de la unidad Riolita Ignimbrítica	57
Foto No.3-6. Estructura fiamme en la unidad Riolita Ignimbrítica	58
Foto No.3-7. Representación macroscópica de la Riolita Ignimbrítica	58
Foto No.3-8. Sección delgada de la unidad Ignimbrítica Riolítica	59
Foto No.3-9. Esferulita rellena de zeolita; B: Esferulita rellena de cuarzo	59
Foto No.3-10. Representación de una matriz arcillo – limoso	60
Foto No.3-11. Representación de la diferencia de tamaño de los clastos	61

Foto No.3-13. Obsérvese los diferentes indicadores cinemáticos	65
Foto No.3-14. Panorama de los diferentes indicadores cinemáticos	66
Foto No.3-15. Sistema conjugado de fractura y geometría de fracturas	67
Foto No. 3-16. Indicadores cinemáticos de la falla Hato Grande I	67
Foto No. 3-17. Indicadores cinemáticos	68
Foto No.3-18. Escarpe de la falla Hato Grande II	69
Foto No.3-19. Panorama estructural de algunos indicadores cinemáticos	71
Foto No.3-20. Escalonamiento leve en el espejo de falla	72
Foto No.3-21. Sistema conjugado de fractura compresiva y extensiva	73
Foto No 3-22. Indicadores de la falla San Miguelito II	74
Foto No. 3-23. Otros indicadores tales como fracturas paralelas	74
Foto No.3-24. Geometría de fracturas	75
Foto No.3-25. Tránsito de animales que afectaron algunos registros	76

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

El estudio de las condiciones geológicas locales y de efecto de sitio ha sido una de las herramientas importantes para evaluar y predecir el comportamiento dinámica de los suelos al paso de las ondas sísmicas, que por la amplificación de estas, han causado daños y el colapso de la infraestructura, provocando así pérdidas humanas. Como parte del trabajo de investigación monográfico y con la colaboración con de la Universidad Autónoma de Nicaragua (UNAN FAREM-Chontales) en el municipio de Juigalpa propiamente en la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores se realizó una actualización de cartografía geológica a escala 1: 20,000 y se evaluó el efecto de sitio en un sector donde se establecerá una construcción; como parte integral de dicho trabajo también se valoró la amenaza sísmica.

El trabajo de investigación contempla principalmente la identificación y descripción de unidades litológicas y estructurales; resultados obtenidos de mediciones de microtemores utilizando la técnica de nakamura H/V, con el fin de conocer el periodo de vibración del suelo, y en conjunto a ello, un modelo teórico de la función de transferencia teórica (FTT) y velocidad de onda de corte que permitió tener una idea del perfil estratigráfico del suelo desde el punto de vista sísmico. También se estimó la máxima aceleración esperada en el terreno (PGA) por el método probabilístico de Amenaza Sísmica para un periodo de retorno de 475 años utilizando fallas geológicas localizadas en los alrededores del municipio, tomando en cuenta los registros de actividad sísmica.

La toma de decisiones repercute sobre el medio en que se dan los asentamientos humanos, es por ello que es de vital importancia conocer la interacción de medio geológico con las ondas sísmicas, puesto, que estas dependerán fundamentalmente de las propiedades del medio y de las dimensiones de la falta de homogeneidad o irregularidades que se encuentren en su trayectoria, (Grajales, 2003).

1.1. Planteamiento del problema

La cartografía geológica en Nicaragua, se ha realizado en base a fotografías aéreas a escala regional, lo cual facilita tener una mejor visión regional del sitio, pero dificulta la identificación de algunas estructuras que sólo pueden identificarse a una escala a semi detalle; además la veracidad de la información geológica del sitio de interés es media, esto se da por la poca asistencia que ha existido para realizar trabajos de campo. De igual manera no existe un estudio de efecto de sitio que respalde la elaboración de una obra civil en el área de estudio.

Con este trabajo de investigación se actualizo la información geológica a escala 1:20,000 y se determinó el comportamiento dinámico del suelo (periodo fundamental de vibración, amplitud relativa y estimar espesores de suelo mediante de propagación de ondas), así mismo se evaluó la amenaza sísmica para obtener la máxima aceleración del suelo, lo cual es de base para la implementación de una edificación para el diseño, acorde al contexto geológico-sísmico en que se emplazará.

1.2. Justificación

En el sitio de esta investigación no se ha encontrado una documentación que represente una actualización local de la cartografía geológica y una evaluación del efecto de sitio.

En la medida en que un país cuente con información cartográfica actualizada sobre la geología a detalle y sobre la respuesta dinámica del suelo ante un evento sísmico, se tendrán mayores opciones para tomar decisiones y definir políticas en cuanto al manejo y uso del suelo y así evitar daños en las edificaciones y por ende desastres por terremotos.

La realización de estudios técnicos para la caracterización de un sitio donde se construirá una obra civil es obligatoria y está estipulado en el RNC-07(Reglamento Nacional de la Construcción), máximo tratándose de obras públicas tales como será el caso de la edificación que se pretende construir en la estación biológica

Francisco Guzmán Pasos, ya que la caracterización de sitio permite la adecuada planificación y construcción de la obra según a las condiciones del terreno donde se ubicará.

Con fines de evitar daños por el movimientos sísmico del suelo e incrementar la seguridad sismo-resistente de futuras edificaciones, se ha elaborado un estudio de efecto de sitio que proporciona parámetros dinámicos importantes como la amplificación relativa y el periodo dominante del movimiento del suelo, los cuales, deben ser tomados en cuenta por el ingeniero estructural al momento de diseñar la obra civil, ya que si el periodo del edificio coincide con el periodo del suelo, se produce el fenómeno de resonancia y este fenómeno puede causar el colapso parcial de las construcciones.

La presente Investigación se orientó a la identificación y caracterización de las unidades geológicas, patrones estructurales y la evaluación del efecto de sitio y amenaza sísmica, obteniendo así un modelo geológico en el área de La Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores de Juigalpa, Chontales.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

- ▶ Realizar una actualización cartográfica geológica y una evaluación del efecto de sitio en el área de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores, Juigalpa – Chontales.

1.3.2. Objetivos Específicos

- ▶ Definir las unidades litológicas del área de estudio a través de un levantamiento geológico.
- ▶ Identificar y caracterizar los patrones estructurales que predominan en el área de la Estación Biológica y sus alrededores.
- ▶ Determinar el periodo fundamental de vibración y amplificaciones relativas del suelo a través de la técnica de Nakamura en el sitio donde se implementará la construcción en la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos.
- ▶ Estimar si existe efecto de sitio en el área donde se implementará la construcción en la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos.
- ▶ Evaluar la amenaza sísmica en términos de aceleración (PGA) con el método probabilístico.

1.4. Localización y Generalidades del Área

1.4.1. Ubicación

El sitio de estudio se ubica en el departamento de Chontales, propiamente a 12 Km al SW del municipio de Juigalpa (3152-III), entre las coordenadas UTM 1333000 – 1336000 N y 667000 – 669000 E, a escala 1: 50,000 editado por INETER, (1988). Con una extensión territorial 16 Km² y una altura de 658 m.s.n.m.

El área limita al Norte con la comarca de San Miguelito, al Sur con la Punta Moropotente, al Este de igual manera con comarca de San Miguelito y al Oeste Las Cuchillas.

1.4.2. Vías de Acceso

Para acceder al sitio de esta investigación es necesario viajar hacia el municipio de Juigalpa-Chontales, que se sitúa a 139 km de la ciudad capital; siguiendo desde Managua la Carretera Panamericana a través de vehículos particulares o rutas colectivas que se dirigen al municipio, tales como: Rama, Santo Tomas y Juigalpa. Posteriormente se sigue un camino de segundo orden de 12 km al SW del municipio, hasta llegar al área de estudio (Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos).

Mapa de Localización

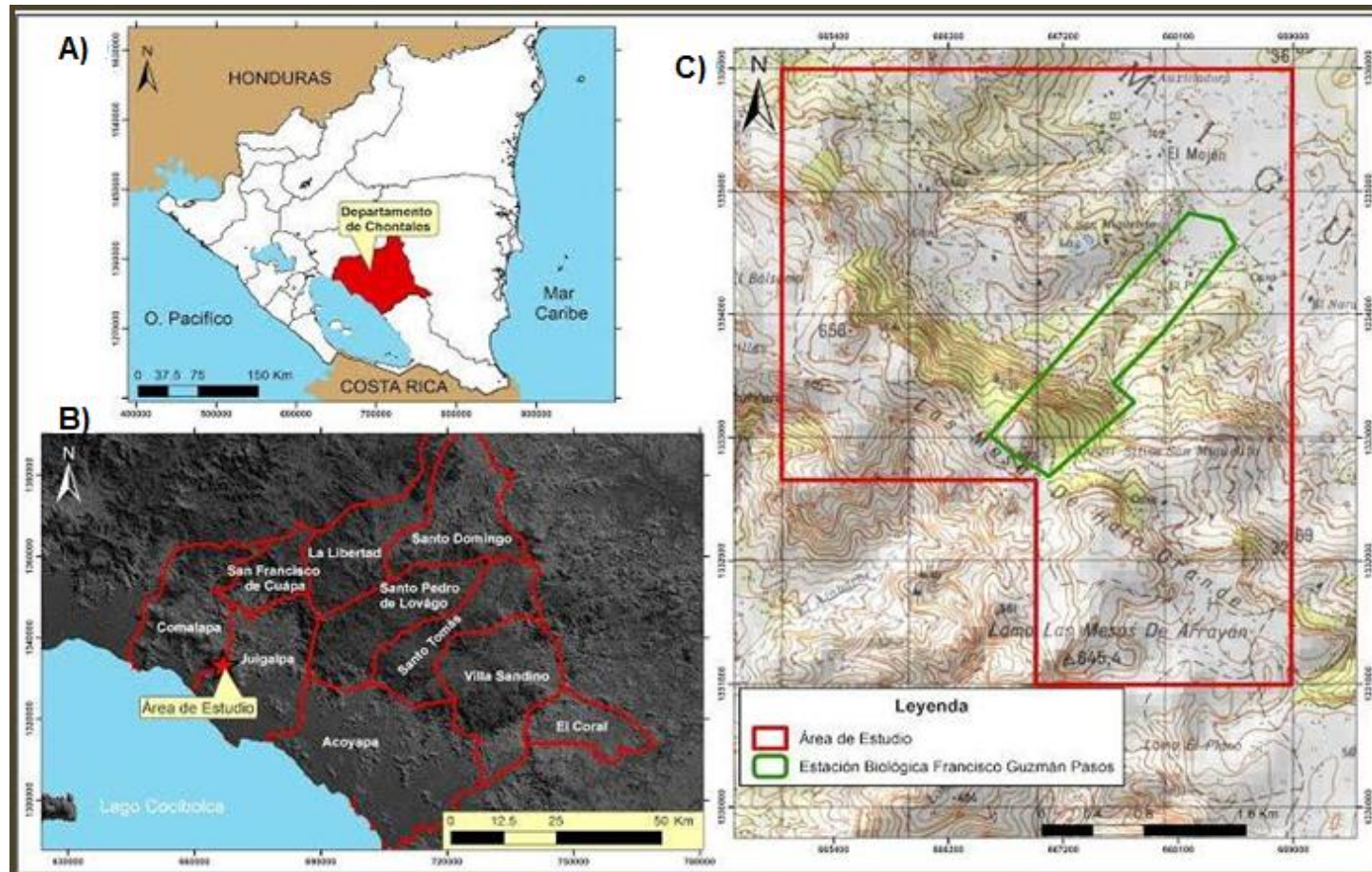


Figura No. 1-1. Localización del área de estudio: A. República de Nicaragua y límites departamentales. B. Departamento de Chontales, y C. El polígono de color rojo muestra la localización del sitio de interés; al SW de la hoja topográfica de Juigalpa, Chontales cubriendo un área de 16 Km² y el polígono de color verde representa la zona de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos.

1.5. Antecedentes

A continuación se hace referencia a algunos informes geológicos y sísmicos relacionados a este estudio.

McBirney & Williams., (1965): Establecieron tres divisiones para los productos volcánicos lo cual se distinguen por presentar diferentes tipos de rocas y por su geomorfología, dichas divisiones son: Sección inferior: compuesto por sedimentos volcánicos, brechas laháricas, lava andesítica y basáltica; una serie intermedia conocida como serie Matagalpa constituida por lava andesítica-dacítica y depósitos piroclásticos de edad mioceno inferior; y un tercer grupo formado por rocas de tipo ignimbrita andesítica y dacítica e intercalación de toba y delgadas capas de lava basálticas.

Hodgson, G., (2000): se le da el nombre al tercer grupo de McBirney & Williams 1965; subdividiéndolo en dos subgrupo que son: Grupo Coyol Superior en donde se pueden encontrar las siguientes litologías: Lava y Aglomerado Superior, Toba e Ignimbrita-Riolítica, Basalto, Andesita y Aglomerado; el Grupo Coyol Inferior con una litología constituida por Tobas, Ignimbritas Dacíticas y Andesitas.

Belsuzari M. y Sevilla R., (1988): realizó un informe geológico del área del Norte de Juigalpa a escala 1:20,000 cubriendo un área de 20 Km²; con el fin de justificar altos valores de anomalías de oro (Au) en sedimentos. Dicho autor describe dos unidades geomorfológicas que son:

Montañas Onduladas: que se caracterizan por estar bien disectadas, presentando cerros bien redondeados de poca altura y otros en forma de mesas con suaves pendientes con algunos escarpes de pocos metros de elevación.

Valle de Erosión: está caracterizado por tener cauces profundos en forma de V con flancos escarpados en las partes altas, y en la parte media es más amplia y rellena por sedimentos aluvionales, y en la parte más baja es atravesada por ríos que presentan una forma ondulada. Se reconocen dos sistemas de fallas principales NW a SE y otro NE a SW.

Garayar J., (1971): elaboró un estudio sobre la geología y los depósitos minerales de la región de Chontales y Boaco. Hizo una descripción de las unidades litológicas y mineralógicas de las formaciones del grupo Coyol. Estructuralmente define dos sistemas de falla con orientación NW-SE y NE-SW, de los cuales sólo calculó un desplazamiento de 10 a 200 m en el sistema con dirección NE a SW. De igual manera hace mención que los centros de emisión de las rocas basálticas son de dos tipos: calderas de colapso y otros centrales que son cráteres, que aún conservan una forma cónica erosionada. Como parte del estudio de dicho autor confeccionó el mapa geológico del área de Juigalpa.

IGG-CIGEO, UNAN-MANAGUA (2012): realizó un estudio geotécnico y de Dinámica de Suelos para el Proyecto "Construcción de Pabellones de Aulas, Servicios Sanitarios, Accesos y Estacionamientos en UNAN-FAREM Chontales". Concluyendo que:

Desde el punto de vista Geotécnico la estratigrafía superficial del área corresponde a arcillas altamente compresibles con características plásticas y una consistencia blanda en los primeros 2 m de profundidad, así mismo determinaron que los suelos son muy sensibles a las vibraciones cuando se presentan bien saturados.

En el estudio de Dinámica de suelo se determinaron velocidades de ondas de corte y también se determinó la Aceleración Máxima del Suelo basados en el Análisis de Amenaza Sísmica Probabilística, el cual concluyó que las velocidades de ondas de cortes son similares en los primeros 10 m, con una velocidad de corte de 401 m/s que según el reglamento nacional de la construcción (2007) corresponde a un suelo firme y a través del análisis probabilístico de amenaza sísmica, determinaron aceleraciones máximas estimadas a un (PGA)= 0.25g.

INETER, (2004); Elaboró una Evaluación de las Amenazas Geológicas e Hidrometeorológicas para Sitios del Casco Urbano de la ciudad de Juigalpa, con coordenadas centrales de Datum NAD 27 678133 E – 1338292 N. Concluyeron, dentro de este contexto que el nivel de amenaza sísmica es medio, tomando

como fuentes sísmicas la zona de subducción en el Océano Pacífico y la zona montañosa.

Hernández, O. (2009): realizó un estudio de Reevaluación del Efecto de Sitio y Propuesta de Clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua. En el concluye, que aplicar la técnica de Nakamura con ruidos es efectivo al conocer las frecuencias dominantes de los suelos de Managua y que los resultados que este arroja demostraron que hay una correlación entre los contraste que pueden existir en la ciudad debido a los cambios en la geología, la geomorfología, la estratigrafía y estos. De lo cual resulta muy útil aplicar esta metodología.

Molina, G. (2008): realizó una evaluación probabilística de la Amenaza Sísmica regional para Tunja Concluye que Tunja se encuentra en un área propensa a la actividad sísmica, esto a través del análisis probabilístico de amenaza sísmica e información de estudios previos, ya que en dicho análisis determinaron la presencia de fallas activas según el catalogo sísmico.

Páiz & Bendaña, (2015): efectuaron un análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial de fallamiento superficial en el Campus del Recinto Universitario “ Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua. Determinaron espectro de amenaza uniforme a través del análisis probabilístico de amenaza sísmica, en lo que tomaron en cuenta varios periodos de retorno (100, 500, 1000, 2500), en donde el espectro que genero el periodo de retorno de 500 años se aproxima al espectro del reglamento lo que confirma que es más útil para estratos someros.

1.6. Alcances

El presente estudio comprende una actualización de la cartografía geológica, identificando las estructuras y describiendo las diferentes unidades litológicas que se encuentran en el área; así mismo se determina la frecuencia dominante del suelo haciendo uso de mediciones de microtemores y posteriormente se evaluó la amenaza sísmica en términos de aceleración tomando en cuenta fuentes sismo generadoras que tengan la capacidad de producir un movimiento sísmico, optimizando la construcción en la estación biológica Francisco Guzmán Pasos.

1.7. METODOLOGÍA

La metodología empleada para cumplir con los objetivos propuesto de dicha investigación consistió en 3 etapas que se describen en el orden que sigue:

- ✓ Etapa de gabinete
- ✓ Etapa de campo
- ✓ Etapa de procesamiento e interpretación de los datos.

1.7.1. Etapa de Gabinete

Esta es la etapa inicial del proceso de investigación, consistió en una fase exploratoria de todos los documentos confiscados relacionados al tema de dicha investigación. Para realizar esta etapa fue necesario dividirlo en dos pasos:

1.7.1.1. Revisión Bibliográfica

Como parte del trabajo investigativo fue necesario hacer una recopilación de toda la información existente relacionado al tema y al área de estudio. Esta consistió en la revisión de tesis, informes técnicos, artículos científicos, mapas tanto topográfico (del año de 1988), como geológico regionales (1971), editados por INETER, ambos a escala 1: 50,000; también se hizo uso de fotografías aéreas a escala 1: 20,000 del año 1970 e imágenes satelitales Landsat L7 ETM + SLC- off (2016).

1.7.1.2. Elaboración de Mapa Base y Establecimientos de Puntos de Medición de Microtremores

En conjunto con la información obtenida se prosiguió a la elaboración y diseño del mapa base; el cual se elaboró a partir del análisis e interpretación de fotografías aéreas a escala 1:20,000 de tres líneas de vuelo (9,10 y 11) del sector suroeste del municipio de Juigalpa; en conjunto a esto se analizó un modelo de sombra de Nicaragua cada 5 metros. De igual manera a través de un modelo de elevación digital del terreno (DEM) se obtuvo un mapa de pendiente que en conjunto con la fotointerpretación permitió la identificación de patrones estructurales que fueron comprobados en campo.

También fueron establecidos durante esta etapa puntos preliminares (25 puntos) donde se llevó a cabo las mediciones de microtremores (Figura No. 1-2) en un área de 5.32 km²; cabe mencionar que esto se hizo solo para el sitio donde se estableciera la construcción.

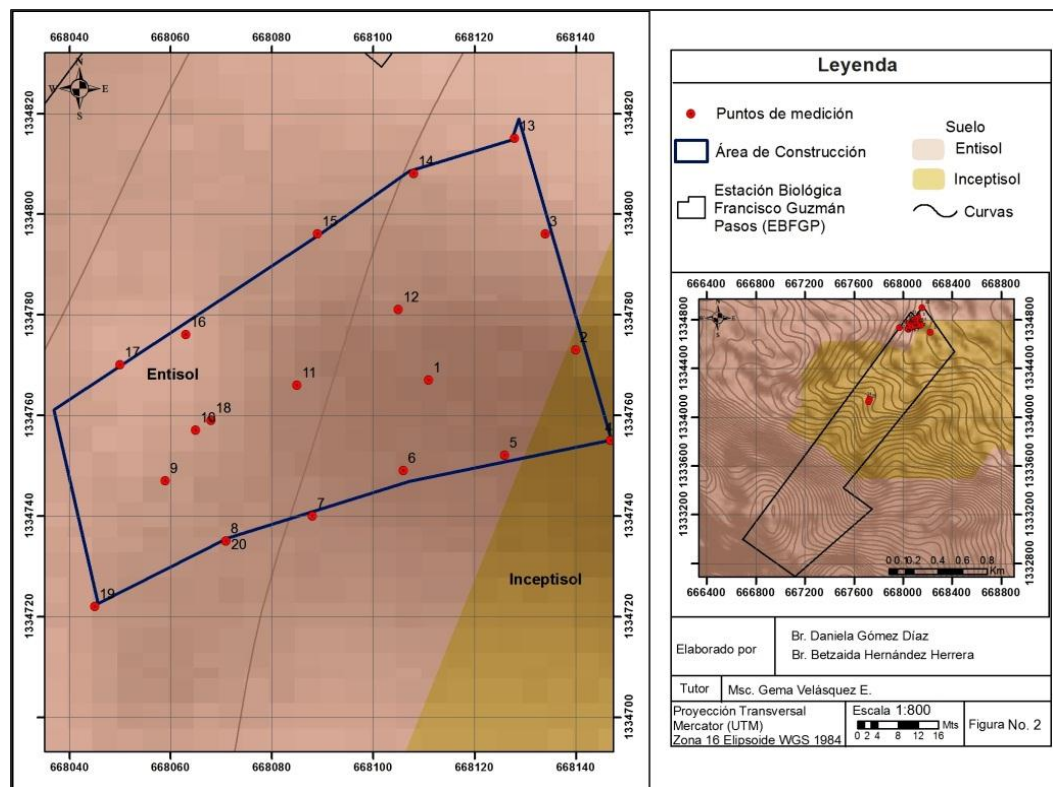


Figura No. 1-2. Ubicación de los puntos de medición.

1.7.2. Etapa de Campo

Esta etapa fue dividida en dos secciones que se describen a continuación:

1.7.2.1. Levantamiento Geológico

En esta etapa se corroboró la información obtenida a través del análisis de fotografía aérea, dispuesta sobre el mapa de base, el cual sirvió como guía para buscar los mejores afloramiento que expusieran indicadores cinemáticos para el levantamiento de la estructuras las cuales fueron localizadas en los lechos de las quebradas; de igual manera dichos afloramiento sirvieron para identificar las diferentes unidades litológicas.

En esta etapa el levantamiento consistió en:

Mediciones directas de rumbo, buzamiento y longitud de las diferentes estructuras. A sí mismo, se hizo un muestreo de las rocas inalteradas encontradas en campo a través de una descripción macroscópica. En esta fase fue posible observar en algunos cortes espesores de suelo entre 2 a 10 m aproximadamente, a pesar de no estar dentro del alcance del estudio se observó que el suelo es de tipo arcilloso (Foto No.1-1).



Foto No.1-1. Obsérvese en el margen izquierdo (A) un espesor de suelo aproximadamente de 10 m mientras que en el margen derecho (B) presenta 3 m. El primero se ubica a unos 0.5 km y el segundo a 1.3 km del área donde establecieron las mediciones.

1.7.2.2. Levantamiento de Registro de Microtremores

El levantamiento de datos se realizó durante el periodo de Abril a Mayo 2015. Durante ese periodo se obtuvieron 25 registros de ruido ambiental a una distancia que varió de 15 a 20m (ver Figura No. 1-2).

1.7.2.3. Adquisición de datos y equipo de medición

La adquisición de datos para mediciones de microtremores fue realizada con un sismómetro Triaxial Digital modelo CMG-6TD de tres componentes, con una resolución de 24 Bits, (Foto No.1- 2).

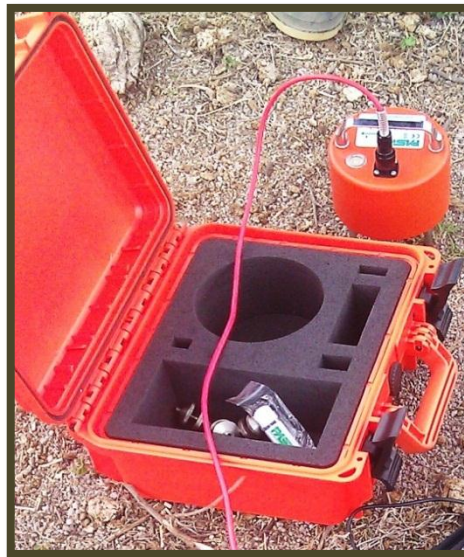


Foto No. 1-2. Equipo utilizado para la toma de datos, sismómetro Triaxial Digital modelo CMG-6TD.

La frecuencia de muestreo fue de 100 Hz. La duración de cada registro fue de 30 minutos; lo que permitió tener buena cantidad de información para su posterior análisis.

Para realizar de forma correcta ambos levantamientos se requirió el uso de los instrumentos mostrados en la Figura No. 1-3.



Figura No. 1-3. Instrumentos técnicos en la ejecución del levantamiento.

1.7.2.4. Consideraciones para la toma de datos

Durante la etapa de campo fueron tomadas algunas consideraciones con anterioridad las cuales se detallan a continuación:

- Instalación del sensor directamente sobre el suelo firme; evitando fijarlo en suelo suave como césped cortado, lodo o suelo removido.
- Se evitó obtener registros cerca de estructuras, arboles (sobre todo si había mucho viento) ya que estos pueden perturbar el registro de la señal.

1.7.3. Etapa de Procesamiento e Interpretación de los Datos obtenidos en campo

Una vez adquiridos los datos en campo se prosiguió a su procesamiento e interpretación; esto se hizo con ayuda de: revisión de literatura, análisis microscópico (identificación de minerales) y utilización de software (ArcGis 10, Stereonet 9, Geopsy v 2.9.1, GeoExplorer HVSR v 2.1.0 y Deepsoil v 5.1).

1.7.3.1. Interpretación Petrográfica

De las muestras recolectadas en campo, se seleccionaron las más representativas y menos alteradas, con el objetivo de sacar una sección delgada de cada muestra con el fin de definir la mineralogía de cada roca y poder así determinar las unidades geológicas del sitio.

1.7.3.2. Análisis Estructural

Para realizar el análisis se hizo énfasis en campo en recolectar la mayor cantidad de datos, relacionados a fracturas y fallas; esto es rumbo y buzamiento; para el primero se hicieron agrupaciones y se procesaron en el software Stereonet 9.5 (Figura No. 1-4).

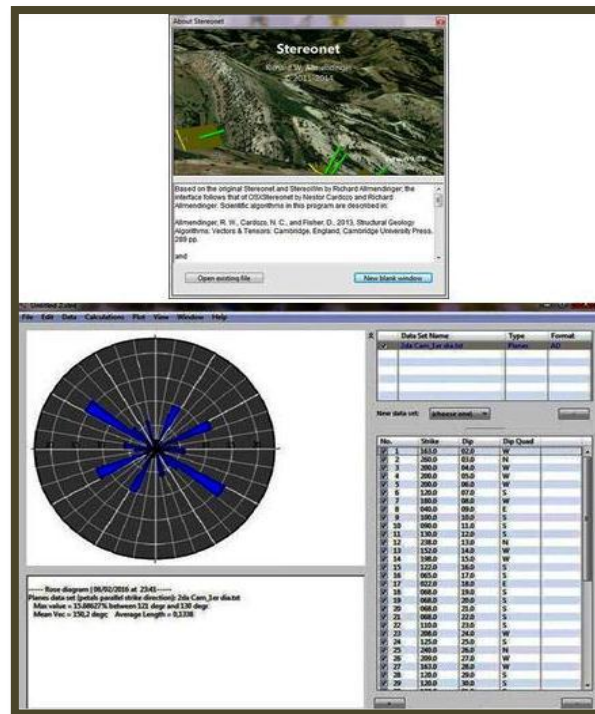


Figura No. 1-4. Diagrama de roseta de fractura elaborado en el software Stereonet v 9.5.

Los datos azimutales de rumbos que fueron integrados en una tabla de datos generaron una roseta de fractura la cual facilitó la visualización de la dirección de

los esfuerzos principales máximo (δ_1) y mínimo (δ_3); esto permitió determinar las fases de deformación en el sitio (ver Capítulo III-Resultados).

1.7.3.3. Confección de mapas

Para la elaboración de los mapas geológico, estructural y de pendiente se utilizó el software ArcGIS 10 (Figura No.1-5). Donde los datos levantados en campo (Coordenadas UTM, Litología, Rumbo y Buzamientos de las diferentes Estructuras) se dispusieron en una hoja de cálculo en Excel y luego fueron exportadas al software y trabajados con la aplicación ArcMap 10 y con el conjunto de herramientas de conversión y análisis de datos del ArcToolbox y el ArcCatalog donde fueron administrados los archivos de los datos geográficos permitiendo una mejor visualización de los mismos.

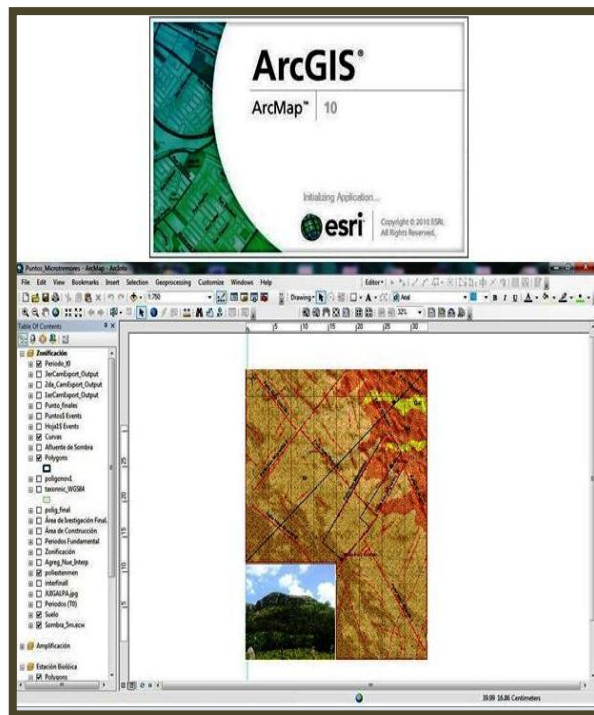


Figura No. 1-5. Procesamientos de los datos en campo y preparación de mapas en el software ArcGis 10.

1.7.3.4. Procesamiento de Registros de Ruido Ambiental y Evaluación de Amenaza Sísmica

Para el procesamiento de los registros se utilizó inicialmente el software computacional Geopsy v 2.9.1 (Figura No. 1-6).

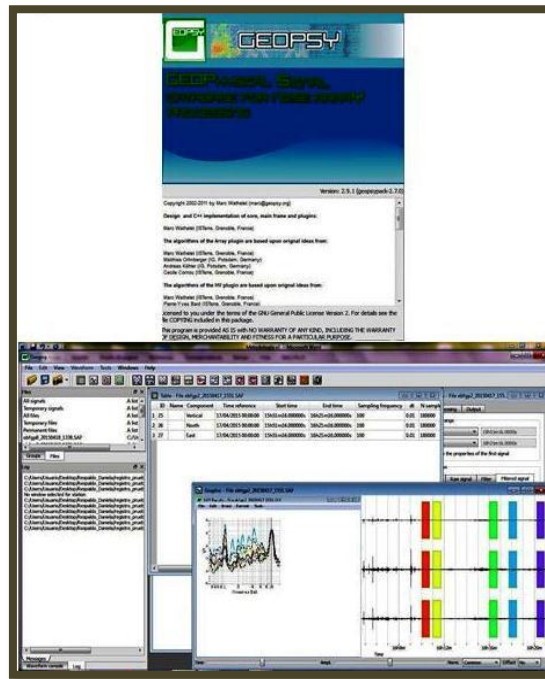


Figura No.1-6. Software Geopsy.

Este software proporciona las herramientas para el procesamiento de vibración ambiental con caracterización de efecto de sitio. Nacido durante el proyecto SESAME, el cual exige que para el punto obtenido en este caso la frecuencia se cumpla con una serie de controles, para poder definirlo como periodo fundamental; este programa también es de código abierto es decir permite realizar MASW, H/V e interpretación SPAC. Este incluye las técnicas más convencionales, con el fin de ofrecer una alta calidad, integral y una plataforma libre para la interpretación de los datos geofísicos, (Sandoval & Vera, 2013).

Para obtener las curvas H/V primeramente los archivos con extensiones nativas de los equipos se convierten a nuevas extensiones de archivos de texto, luego se

cargan estos archivos en la barra de herramienta el icono Import Signals; automáticamente genera 2 ventanas la primera es una tabla con los datos generales del tiempo de inicio y fin de la toma del registro, intervalo de muestreo de la frecuencia y la duración. La segunda es el registro obtenido y por último se selecciona el icono H/V se definen los parámetros de procesamiento (la ventana de tiempo fue de 42 s) luego se presiona Start y de esta manera el programa produce automáticamente el resultado de la relación H/V versus Frecuencia (Figura No.1-6).

De igual manera para obtener el modelo teórico y el modelo de velocidad de la relación H/V se hizo uso del software GeoExplorer HVSR v 2.1.0, (Figura No.1-7).

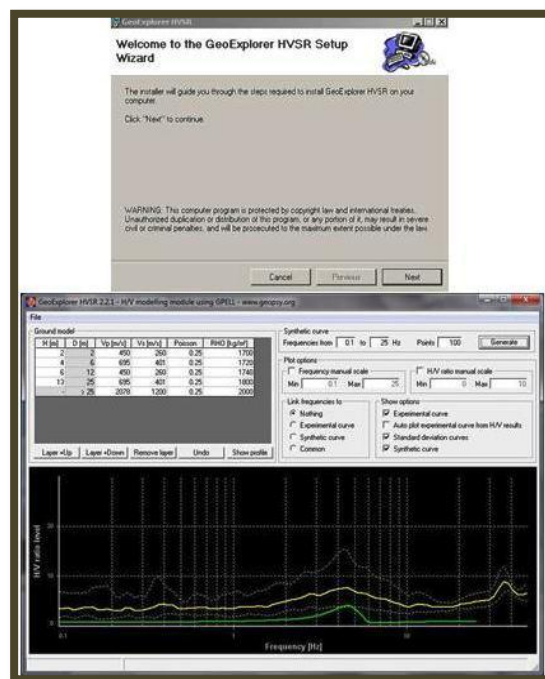


Figura No. 1-7. Software GeoExplorer.

Puesto que las ventanas de selección que arroja el Geopsy es de manera automática; en algunos registro no se presentaban las curvas H/V, es por ello, que a tales registro la selección de ventanas se hizo de manera manual en el GeoExplorer el cual está diseñado para que sea simple y procesamiento inmediato

permitiendo al usuario regular ciertos parámetros tales como la escala manual de la frecuencia y la razón espectral y el intervalo de frecuencia. Entre las características más relevantes de este software están:

- La selección de las ventanas es manual.
- Permite la introducción de una estratigrafía de referencia y el cálculo de la curva de la FTT.
- Genera un perfil gráfico de la estratigrafía y el cálculo de velocidades equivalente a las ondas S.

Para obtener la FTE y la FTT se cargaron los archivos trabajados en Geopsy con la extensión hv al GeoExplorer.

Los datos modelados de la velocidad de corte se introdujeron en el software Deepsoil v 5.1 (Figura No. 1-8). Con el fin de conocer de forma teórica y sobre registros de terremotos la respuesta del suelo ante solicitaciones sísmica se utilizó para procesamiento el método lineal equivalente en el programa.

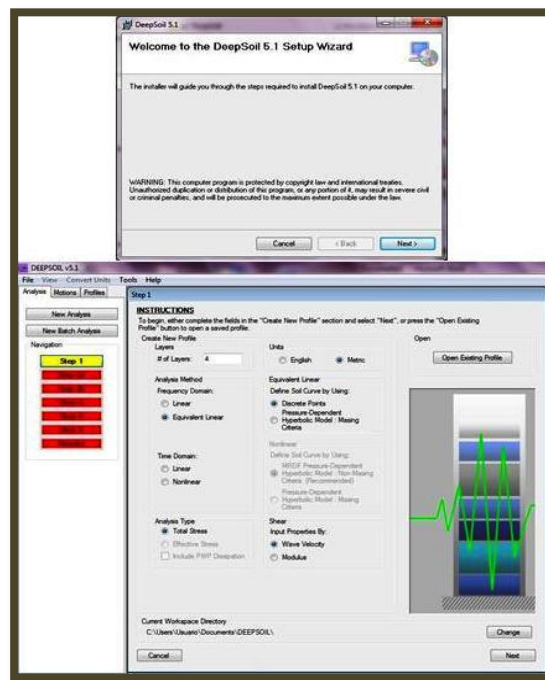


Figura No. 1-8. Software Deepsoil.

Para acceder a dicho procesamiento; primeramente se introdujeron los números de estratos que se utilizaron, se seleccionó el método de análisis en dominio de la frecuencia es decir el método lineal equivalente, tipo de análisis (esfuerzo totales), se escoge que las propiedades del suelo se basan en ondas de velocidad y se desprecia la acción del agua (ver figura anterior).

Luego se introducen los datos de espesor de estrato, peso unitario y velocidad de corte. Consecutivamente se escogen las propiedades mecánicas y velocidad del estrato rocoso y por último se definen como registro de entrada los acelerogramas de los terremotos considerados para dicho análisis y así obtener el espectro de respuesta.

Para la evaluación de la amenaza sísmica se utilizó el software SEISRISK III, (Figura No.1-9). Este asume que la sismicidad dentro de una zona sísmica es de origen uniforme; es decir que cada punto dentro de la misma zona tiene la misma probabilidad de ser el epicentro de un futuro terremoto.



Figura No. 1-9 Software SEISRISK III.

Para el procesamiento se dividió el área de tal forma que quedase subdividida en retículas de 400 m; se provee el número de magnitudes para los que la aceleración es tabulada, definiéndose el número de distancia en la tabla de atenuación la cual fue desarrollada, en 1994 por Climent. Las localizaciones de los eventos está distribuida normalmente con una cierta desviación estándar (la misma de la ley de atenuación; Bender y Perkins, 1987). Los resultados que arroja SEISRISK III se almacenan en un archivo que contiene, para cada punto de la retícula (y sitios adicionales contemplados), el nivel de intensidad del movimiento del terreno que tiene la probabilidad especificada de no ser excedido durante los periodos de tiempo también indicados al comienzo del archivo de entrada.

El programa calcula los movimientos del terreno (aceleración, en este caso) interpolando en una tabla de aceleración como función de magnitud y distancia. Las interpolaciones son lineales con la distancia y lineales con el logaritmo de la aceleración y con la magnitud.

Inicialmente es calculada la ocurrencia de aceleraciones esperadas en cada punto asumiendo una distribución uniforme de la sismicidad. Luego, para determinar la ocurrencia de aceleraciones tomando en cuenta la incertidumbre en la localización de los terremotos, se calcula el promedio ponderado de la ocurrencia de aceleraciones previamente calculadas en varios sitios asumiendo sismicidad uniforme.

CAPITULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. Geografía Física

2.1.1. Fisiografía

El municipio de Juigalpa se encuentra formando parte de la sección occidental de la cordillera del departamento de Chontales; en la parte E del municipio se encuentran cerros con elevaciones máximas de hasta 747 msnm como lo es el cerro Los Andes, cerro el Pelón y cerro La Zopilota; todas estas elevaciones son parte de la cordillera de Amerrisque. De igual manera en el W de dicho municipio se pueden observar las Mesas de Hato Grande con una elevación máxima de 658 msnm.

Fisiográficamente, cerca del área de estudio se presentan elevaciones altas correspondientes a la cordillera de Juigalpa, representada por las siguientes estructuras morfológicas: Loma Las Mesas de Arrayán, Mesas de Hato Grande, Pico el Bálsamo y Cerro La Chorrera. Las partes bajas al NE del área están constituidas por una superficie peneplanizada con algunas ondulaciones y pocas pendientes (Foto No. 2-1).



Foto No. 2-1. Obsérvese las Mesas de Hato Grande de Juigalpa, Chontales.

2.1.2. Clima

En el municipio incluyendo el área de estudio predomina el clima de sabana tropical, cálido y seco con una temperatura que oscila entre los 25⁰ a 28⁰ C; la humedad relativa promedio es de 76.7%; la evaporación mensual promedio es de 186.8 mm, siendo la mínima en el mes de marzo (132 mm) y la máxima en el mes de abril (260 mm); la precipitación anual varía entre 1,000 y 1,500 mm/año, tal como menciona la ficha municipal de Juigalpa.

2.1.3. Drenaje

El drenaje principal es el Río Mayales con una longitud aproximada de 80 km, este tiene como tributario el río Cuisalá en dirección al NW de Juigalpa, de este es originado el río El Potrero cerca del cerro Loma Guarumo, de este último nacen los cursos de aguas El Potrero y El Naranja cerca del área de estudio. Estos ríos se encuentran formando parte de la cuenca hidrográfica del lago de Nicaragua Cocibolca; es a través de este que el municipio de Juigalpa vierte sus aguas a la cuenca del río San Juan (CORASCO 2010).

2.2. GEOLOGÍA

2.2.1. Geotectónica de América Central

América Central se localiza en la Placa Caribe, entre las Placas de Norteamérica y Sudamérica, las cuales implican el movimiento de las Placas de Cocos y Nazca (Case & at., 1984); esta limita al N con la Placa Norteamericana a través del sistema de fallas Motagua – Polochic - Jocotán y la Fosa Caimán; al E por la Fosa de Puerto Rico y la zona de subducción de las Antillas Menores; al S por la Placa Suramericana y al W por la Fosa Mesoamericana.

La tectónica de América Central ha estado sujeta en los últimos 50 millones de años por la subducción de la Placa Cocos debajo de la Placa Caribe con una velocidad aproximada de 8 cm/año y una inclinación de 25⁰ en la parte superficial y 84⁰ a profundidades de 100 km y 220 km (Burbach, 1984 y Protti , 1993). Figura No. 2-1.

Por otro lado se destacan las provincias la **Septentrional** y **Meridional** que se iniciaron en ambientes tectónicos diferentes. La primera bordeada en una zona continental o criogénica y la segunda como promontorio submarino sin masa terrestre adyacente. Ambas provincias fueron cubiertas por rocas volcánicas del Terciario. (Dengo 1962, en González 1998).

Las Estructuras productos de la Tectónica de América Central son:

- **Depresión Nicaragüense y Depresión Central (El Salvador)**
- **Cadena Volcánica del Cuaternario (CVC)**
- **Cuencas pull-apart a lo largo de la CVC**

2.2.2. Ambiente Tectónico-Sísmico de Nicaragua

Los movimientos de la corteza terrestre dejan en las rocas una serie de marcas o estructuras, tales como fracturas, pliegues y fallas, que nos permiten averiguar parte de la historia dinámica que ha sufrido a lo largo del tiempo geológico. Así, por ejemplo, la interacción entre las placas en colisión, Cocos por debajo de la placa Caribe en el sector W, causa también esfuerzos de tensión igualmente en la parte superior de la misma, lo que ha provocado el desarrollo de la Depresión Nicaragüense (Rubí, 2006).

En el continente, se distinguen dos franjas tectónicas, paralelas y cercanas a la costa, que poseen fallas de rumbo y con sismicidad superficial; una es la Cadena Volcánica y la otra la Depresión de Nicaragua.

Los sismos asociados a la tectónica continental tienen magnitudes menores que 7.0 pero producen gran destrucción debido a que están más cerca de ciudades o poblados (Frez y Gámez, 2008), Figura No. 2-2.

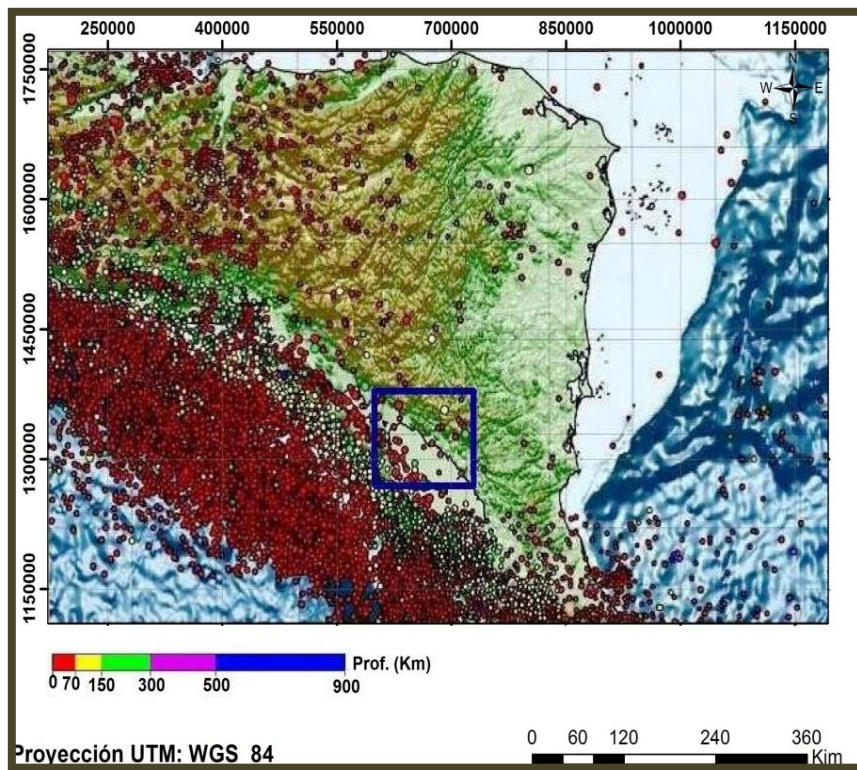


Figura No 2-2. Sismicidad regional de Nicaragua. El polígono de color azul representa la sismicidad asociados al área de estudio.

El área central de Nicaragua y en especial la ciudad de Juigalpa están caracterizadas por presentar una baja actividad sísmica según los registros obtenidos del catálogo sísmico; esto no significa que el área y sus alrededores estén exentos de actividad sísmica, por lo que, es de suma importancia ante la ejecución de una obra civil evaluar la amenaza sísmica. Existen dos tipos principales de sismos en esta ciudad (Castrillo 2012):

1. Los sismos ocasionados por la dinámica de las placas tectónicas. Dado a la profundidad en que se ubican los hipocentros y a pesar de ocurrir debajo de la ciudad estos no tienen efecto.
2. Los sismo relacionados al fallamiento superficial. La ubicación de los epicentros revela la actividad de las fallas geológicas según algunos sismos registrados en la última década (Tabla No 2-1, Figura No. 2-3).

Tabla No. 2-1. Sismos ocurridos cercanos al área de esta investigación

Longitud	Latitud	año	mes	día	magnitud	Profundidad (km)
681778	1333742	2006	9	3	4.4	16
665609	1324024	1996	9	3	3.2	21
687215	1334882	1993	7	4	4.4	3
652223	1343421	1993	9	12	-	5
704711	1323933	1982	5	24	4.9	15
672811	1340436	1977	12	20	2.3	15
669124	1337982	1976	7	8	3.9	13

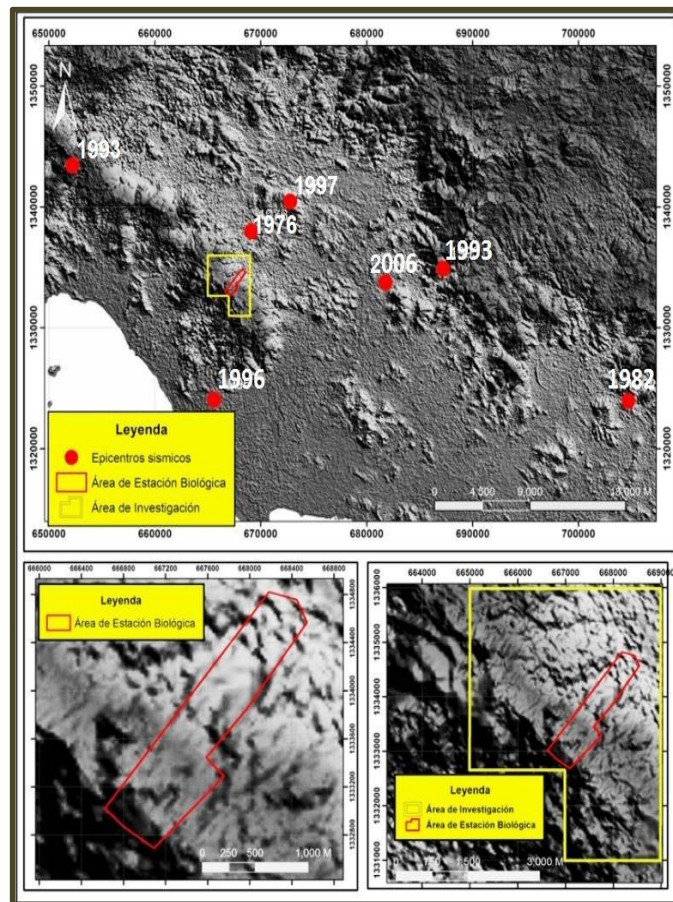


Figura No. 2-3. Mapa de ubicación de los epicentros de los sismos ocurridos en los alrededores del área de estudio (Polígono de color amarillo – parte superior); en el margen derecho inferior se observa el Sitio de estudio, mientras que en el margen izquierdo se presenta el polígono de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos (EBFGP) (polígono de color rojo).

2.2.3. Geología Regional de Nicaragua

La distribución de la geología de Nicaragua inició en la Era Paleozoica, en conjunto con dicha distribución se dio el proceso evolutivo de nuestro territorio; afectado por eventos muy característico como erupciones volcánicas, formaciones de fallas, actividad sísmica, entre otros, no siendo igual en toda la zona del país. Estos eventos geológicos son las particularidades empleadas para la subdivisión del país en diferentes provincias geológicas.

Una de las diversas clasificaciones disponibles para la descripción de estas provincias, fue, la propuesta, realizada por Hodgson G., (1976; 2002), la cual consiste en cinco provincias que reflejan el ambiente geológico del país (Figura No. 2-4), las cuales son:

1) Provincia de la Planicie Costera del Pacífico: en esta provincia se depositaron grandes espesores de rocas sedimentarias de edad desde el cretáceo hasta el terciario superior que fueron interrumpidas por deposición de materiales volcánicos e intrusiones ígneas.

2) Provincia de la Depresión o Graben de Nicaragua: está compuesta por rocas volcánicas y sedimentos, de edad Cuaternaria. Caracterizado también por presentar fosa de mar profundo, regiones de plataforma, cadenas de arcos de isla activos, terremotos y rasgos tectónicos activos.

3) Provincia del Área Central de Nicaragua: Esta caracterizada por el predominio de rocas volcánicas del terciario que se han dividido en dos grandes unidades principales: Grupo Matagalpa y Grupo Coyol.

4) Provincia del Norte de Nicaragua: Está definida por la abundancia de rocas metamórficas cortadas por intrusivos de composición básica a ácidas y representadas por relieve montañoso de mayor elevación en Nicaragua.

5) Provincia de los Llanos de la Costa Atlántico: se caracteriza por una geomorfología relativamente baja, parcialmente ondulada y cubierta por depósitos recientes aluvionales con predominios de rocas sedimentarias del pleistoceno.

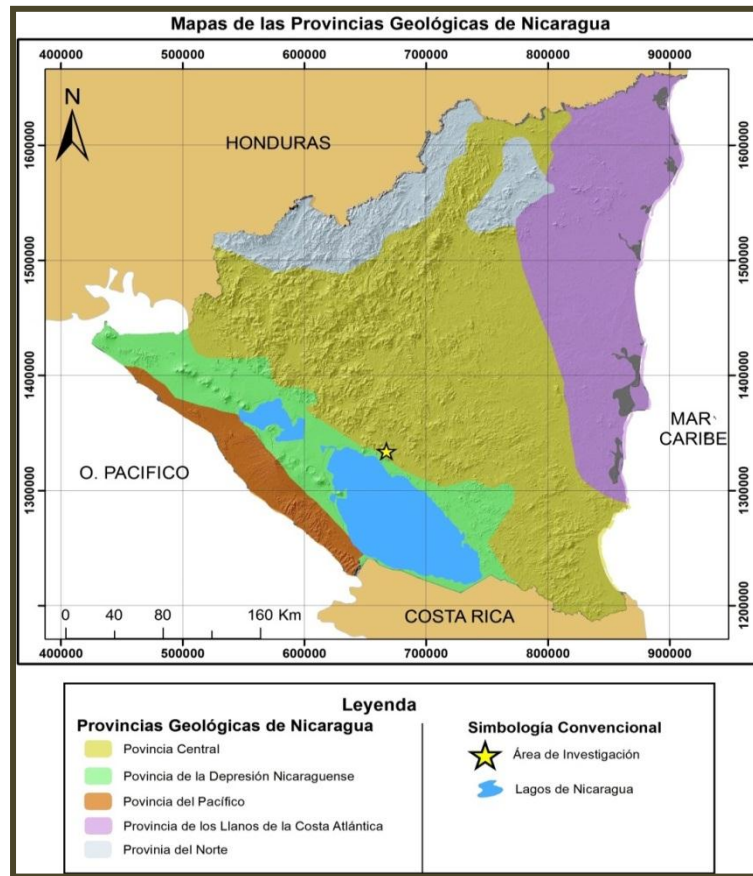


Figura No. 2-4. Mapa de las Provincias Geológicas de Nicaragua (Hodgson G., 1998; 2002).

El área sometida a esta investigación es parte de la provincia central y también de la parte interna de la zona de transición de las Tierras Altas en el centro de Nicaragua (McBirney y Williams, 1965; Parsons Corporation, (1972), donde existe un predominio de rocas volcánicas Terciarias pertenecientes a los grupos Coyol y Matagalpa (McBirney y Williams, 1965; Garayar, 1972; Parsons Corporation, 1972; Hodgson, 1980); también se han identificado dentro de este contexto en el sitio de interés 3 tipos de suelos, los cuales corresponden, según Montoya 2013 a: suelo arcilloso en la parte llana, suelo franco limoso en la parte media y por último un suelo franco arcilloso en la parte alta.

Como producto de movimientos tectónicos de las placas Cocos y Caribe también se hallan numerosas y extensas estructuras circulares como resultado de los eventos geológicos, los cuales favorecieron la deposición de minerales en casi

todas las zonas de la provincia. El relieve es montañoso, moderado y muy variable, en forma de mesetas extensas e inclinadas y cuevas con características topográficas predominantes de cordilleras, mesetas, serranías, lomas alineadas, cuevas, colinas aisladas y terrenos montañosos quebrados, con pendientes que oscilan de 10 a 85% o más. En general, el relieve dominante es severamente accidentado, como resultado de un sistema de fracturas complejas y densas (Hodgson, 2002).

El sistema de drenaje superficial está constituido principalmente por patrones rectangulares, radiales y en menor cantidad es dendrítico. En el caso de los relieves volcánicos de forma cónica, la red de drenaje es tipo radial.

2.2.3.1. Grupos Litológicos de la Región Central

McBirney y William, 1965; Parson Corporation, 1972 y otros, dividieron en dos grandes unidades importantes a la provincia central:

Grupo Matagalpa, radica de rocas piroclásticas intermedias a félsicas, de edad Oligoceno – Mioceno.

Grupo Coyol, está formado por productos volcánicos básicos y félsicos provenientes de erupciones centrales y fisurales, los cuales se encuentran depositados sobre la antigua superficie erosionada del Grupo Matagalpa. Además incluye lavas máficas e ignimbritas dacíticas a andesíticas, de edad Mioceno – Plioceno. A su vez, Hodgson G. Ferrey C. Garayar J. & al 1971 (SGN, Parson Corporation), dividieron al grupo Coyol en dos subgrupos: Coyol Inferior y Coyol Superior; en este último grupo se localiza el área de estudio.

El vulcanismo de los grupos Matagalpa y Coyol ha sido probablemente ocurrido en un marco tectónico de tipo graben – caldera (Niström et al., 1987, en Darce 1987).

2.3. ASPECTOS CONCEPTUALES

En este sub capítulo se describen algunos de los conceptos más utilizados y considerado para la realización de dicho trabajo de investigación.

2.3.1. Cartografía Geológica

Es la representación de un conjunto de estudios científicos, y técnicos que a partir de los resultados del levantamiento directo, se emplean para la realización de las cartas y planos, así como la utilización de los mismos, los cuales se resume según ICA ,1995 (Asociación Cartográfica Internacional), en la siguiente Figura No. 2-5.

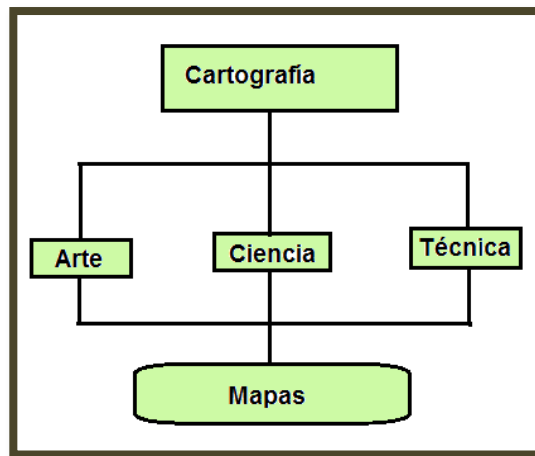


Figura No. 2-5. Esquema de la definición de Cartografía (ICA, 1995).

El proceso de confección de un mapa geológico tradicional, de acuerdo con lo publicado por el SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentina) en Selles, J., (2014), en una carta geológica se representa, sobre una base planimétrica-altimétrica (mapa topográfico), los diferentes tipos de rocas que afloran en una región determinada. Las rocas se agrupan en unidades geológicas y se estudian las relaciones espaciales y temporales que guardan entre ellas, así como las modificaciones que han sufrido en los diferentes tiempos o eras geológica.

Para la realización de una carta geológica, se recopilan y evalúan los antecedentes o trabajos geológicos previos.

Para realizar los mapas geológicos se obtienen datos directamente sobre el terreno y se elaboran estudios para la caracterización litológica, petrográfica, estructural de los materiales, entre otras y se incorporan datos obtenidos de técnicas sísmicas o geofísicas.

2.3.1.1. Características de la Cartografía

- ✓ Representación de las condiciones del terreno.
- ✓ Representación Geométrica plana (sistema de proyección).
- ✓ Representación simplificada.
- ✓ Representación convencional.
- ✓ Escala.

La Cartografía Geológica promueve la búsqueda creativa de soluciones a los problemas que impone la necesidad de representar la geología de una región.

Sirve de soporte a estudios multidisciplinarios de la geología y obras civiles cuyos objetivos principales son desarrollar un modelo que permita edificar, de acuerdo al ambiente geológico-sísmico, mejorando así la calidad de vida de los ciudadanos.

2.3.2. Petrografía

Una de las disciplinas elementales de la petrología que se ocupa de la descripción, composición mineralógica, estructuras, forma exterior y el modo en cómo se han formado las rocas es la petrografía (Drüggén, 1943). Un análisis petrográfico se hace a través del método más difundido como es la secciones delgadas (Segura, 1973), para ello se hace uso de un microscopio petrográfico, que ha sido utilizado desde mediados del siglo XIX por los geólogos para entender e interpretar mejor la génesis y mineralogía de las rocas.

Un análisis petrográfico de las rocas según Plaza, O., (2013), nos indicará:

- La composición mineralógica de la roca.
- Tamaño de los minerales constituyentes.

- Orientación interna de los minerales.
- La alteración, la porosidad y la micro-fisuración de la roca.

2.3.3. Geología Estructural

Uno de los pilares que contribuye al conocimiento geológico y que tiene por objetivo la descripción geométrica de los cuerpos rocosos, el análisis cinemático y dinámico de los procesos que dan lugar a las estructuras y la elaboración de modelos que expliquen las estructuras descritas, es la Geología Estructural (Martínez Catalán, 2003). Esta se encarga del estudio de los procesos de deformación de los cuerpos rocosos.

La profundidad a la que, la deformación que experimentan las rocas pasa de ser frágil a dúctil se conoce como transición dúctil – frágil, la cual se encuentra generalmente de 10 a 15 Km por debajo de la superficie (Sibson, 1990) Figura No. 2-6.

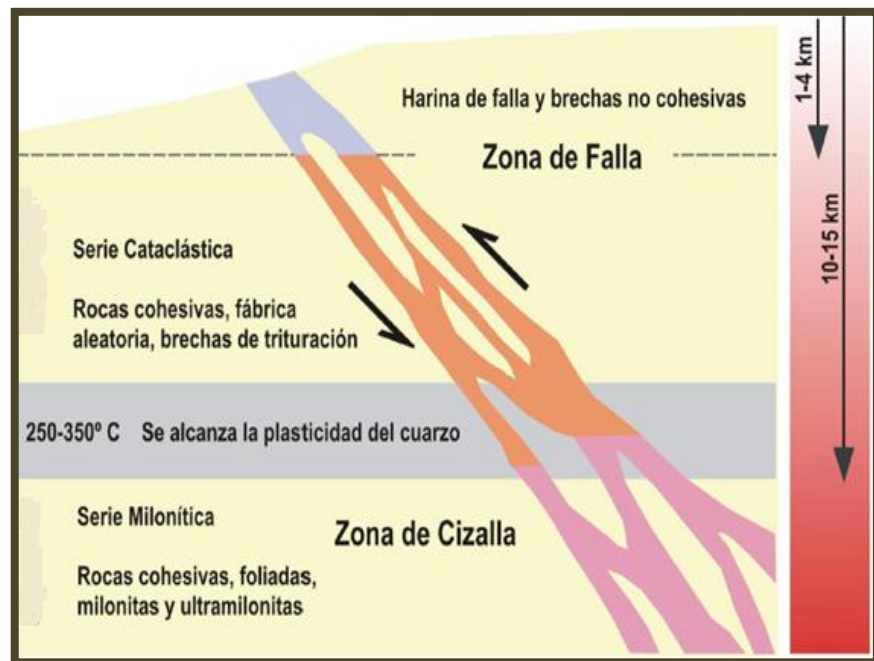


Figura No. 2-6. Tipos de rocas y régimen en una zona de falla (arriba) y cizalla (abajo) en función de la profundidad y por lo tanto, la temperatura. Adaptado de Sibson (1990).

Las condiciones de esfuerzos que existen en el interior de la corteza terrestre van cambiando a lo largo del tiempo, estos cambios conducen a menudo a la deformación permanente de las rocas de la corteza. Como resultado de esto se generan pliegues, fracturas, fallas y diaclasas.

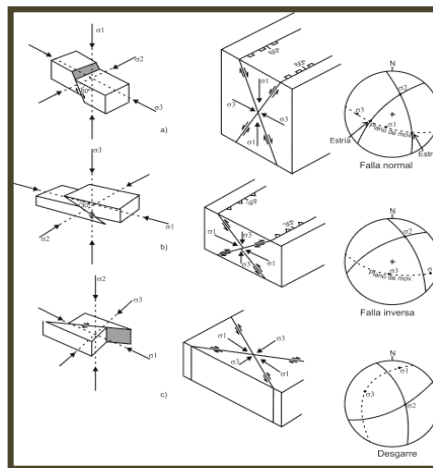


Figura No. 2-7. Representación de los esfuerzos que originan los diferentes tipos de fallas (Babín, R. & Gómez, D. 2010).

Las fallas se pueden clasificar en normal, inversas y transcurrentes de acuerdo al movimiento relativo producido entre los bloques de la falla, (Figura No. 2-8).

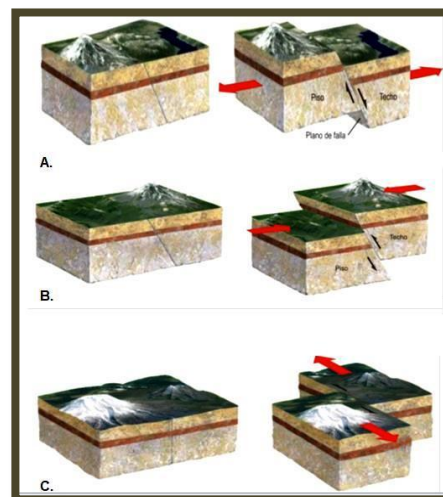


Figura No. 2-8. Representación de los tipos de fallas según INPRES 1992. A- Falla Normal. B- Falla inversa. C- Falla Transcurrente.

Fallas normales: Para este tipo de falla el movimiento es de separación, es decir que se generan por tensión horizontal donde las fuerzas inducidas en la roca son perpendiculares al azimut de la falla.

Falla inversas: Estas se generan por una compresión horizontal donde el movimiento es preferentemente horizontal.

Fallas Transcurrente o de cizalla: Estas se desarrollan a lo largo de planos verticales y el movimiento de los bloques es horizontal.

Uno de los métodos más universal de la geología estructural es el levantamiento geológico, que tiene como objetivo la determinación de la forma y la disposición espacial de todos los cuerpos geológicos que afloran en la superficie, este requiere de una observación minuciosa y de las mediciones de los elementos de yacencia de las rocas tales como, rumbo, buzamiento y desplazamiento. Para lograr esto se deben aprovechar los cortes de ríos, carreteras y afloramientos existentes (García, 1985). Cuando el ambiente geológico no permite la identificación de marcadores estratigráficos que definan el sentido del movimiento de los bloques en una zona de falla, se recurre a la utilización de criterios cinemáticos presente en la estructuras para conocer el mecanismo de movimiento de la falla.

2.3.4. Ondas Sísmicas

2.3.4.1. Definición de Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son perturbaciones temporales que transmiten la fuerza que se genera en el foco sísmico en todas direcciones. En los sismos, se propagan 2 tipos de ondas, las Ondas Internas y las Ondas superficiales. En donde las ondas internas se clasifican en dos tipos: ondas S y ondas P; y las superficiales en ondas Love y ondas Rayleigh (Valenzuela, 2015). Figura No. 2-9.

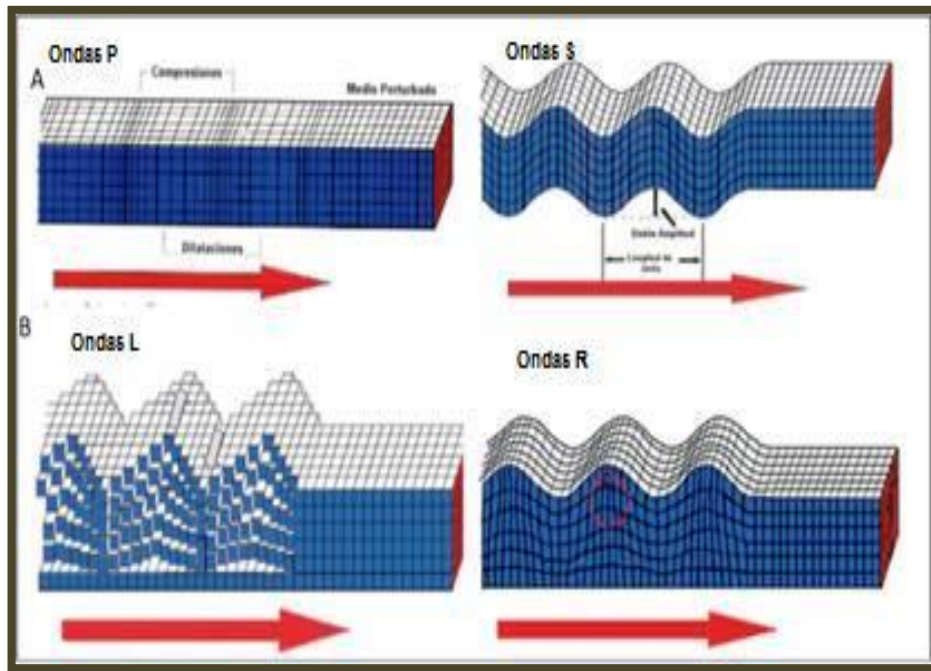


Figura: No. 2-9. Representación de los diferentes tipos de ondas sísmicas, (Lagos, 2014). A. Muestra las ondas internas. B. Muestra las ondas superficiales.

2.3.5. Velocidad de Ondas de Corte

Las velocidades de ondas de corte han sido de mucha importancia para analizar el comportamiento dinámico del suelo, es además uno de los principales e importantes parámetros sísmicos dentro del área de la construcción. Los sitios con alta sismicidad han sido clasificados mediante ondas de corte promedio en los 30m teniendo como ecuación:

$$\bar{V}_S = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{Si}}}$$

Donde V_s : velocidad de onda de corte promedio, d_i : espesor de los estratos, V_{Si} : velocidad de la onda de corte.

A partir del resultado de esta ecuación se puede clasificar el tipo de suelo de acuerdo a los efectos de amplificación debido a las características dinámicas del suelo lo cual se establece según el reglamento RNC-07 de Nicaragua como:

Tipo I: Afloramiento rocoso con $V_s > 750$ m/s,

Tipo II: Suelo firme con $360 < V_s < 750$ m/s,

Tipo III: Suelo moderadamente blando, con $180 < V_s < 360$ m/s,

Tipo IV: Suelo muy blando, con $V_s < 180$ m/s.

Factores de amplificación por tipo de suelo, S.

Zona Sísmica	Tipo de Suelo		
	I	II	III
A	1.0	1.8	2.4
B	1.0	1.7	2.2
C	1.0	1.5	2.0

Para poder obtener información de perfiles desde la roca es necesario llegar a espesores mayores de los 30m ya sea en lugares con suelos blandos o donde la información del sitio ha sido limitada (Obando 2011).

2.3.6. Efecto de Sitio

Este se define como la influencia que presentan las propiedades geotécnicas, geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre en las características de los movimientos sísmicos esperados para un sitio (Chávez *et al.*, 1987, en Romero, 2005).

2.3.6.1. Evaluación del Efecto de Sitio

Al evaluar los efectos locales de un sitio; generalmente se realizan una serie de investigaciones preliminares acerca de:

- Tectónica y sismicidad de la región
- Geología local
- Topografía
- Geomorfología
- Geotecnia
- Estudios previos

Con la ayuda de la información disponible de dichas investigaciones se ubican los puntos de interés en el área de estudio para poder determinar la respuesta sísmica del terreno (Romero, 2005).

2.3.7. Microtremores (Ruido Ambiental)

Los microtremores según Kanai y Tanaka (1961) son vibraciones de baja amplitud del terreno entre 1×10^{-5} y 1×10^{-4} cm, con periodos de 0.05, 0.1 a 1.0, 2.0 s, generados por el tránsito vehicular, operación de centros fabriles, el viento que hace oscilar árboles, edificios, etc. (Figura No. 2-10). Estos autores concluyeron como resultado de sus investigaciones con microtremores, que el periodo dominante para un movimiento sísmico, ya sea fuerte o débil, está bastante relacionado con el periodo dominante para microtremores.

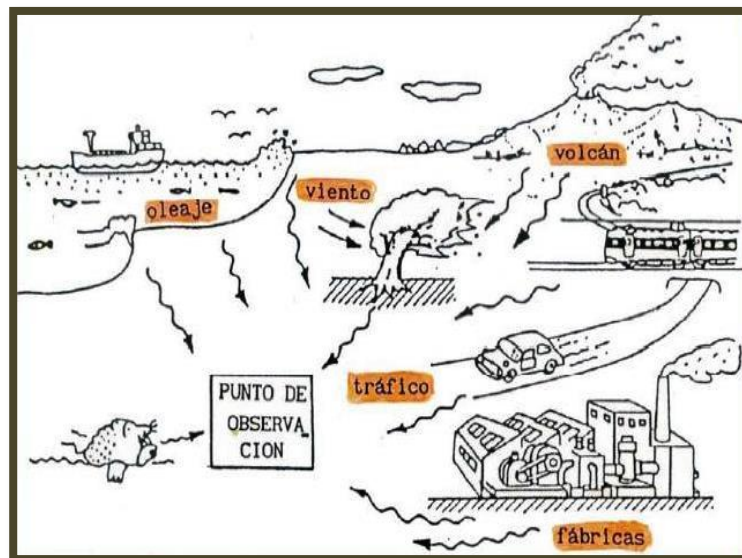


Figura No. 2-10. Ejemplo de fuentes generadoras de microtremores tanto naturales como artificiales, (J. Lermo, 1993).

2.3.7.1. Características de los microtremores

- Los microtremores se caracterizan por contener básicamente ondas superficiales del tipo Raleigh y Love (Aki, 1957).

- Se presentan en un rango de frecuencia entre 0.01 a 30 Hz, aunque la banda de interés está entre 0.1 a 10 Hz; es decir el rango en cual parte de la energía se transmite como onda Raleigh y cuyos modos de velocidades se pueden medir con arreglos instrumentales.
- Los periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas de los suelos (Meneses, 1991).

2.3.7.2. Ventajas del uso de microtemores

- Su principal ventaja del uso de microtemores es que no necesita de una fuente de excitación como los métodos geofísicos o geotécnicos convencionales, pudiéndose registrar en cualquier momento y en cualquier lugar y no requiere esperar la ocurrencia de un terremoto; esto es una importante ventaja, sobre todo para las regiones de baja sismicidad, (Ritta, 2012).
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples, pudiéndose utilizar sensores de velocidad y aceleración, lo cual hace que los costos sean bajos a diferencia de otros métodos, (Yauri, 2006).
- La medición de los datos no genera problemas ambientales.

La desventaja que presenta el uso de microtemores es que requiere de consideraciones adicionales para aplicar el método a estructuras subterráneas irregulares.

2.3.8. Espectro de Diseño

Los espectros de diseño han sido una de las herramientas más indispensable para el ingeniero estructural, ya que a través de este, él puede evaluar la máxima respuesta esperada en términos de aceleración, sin necesidad de recurrir al historial sísmico temporal (Crisafulli & Villafone, 2002); esto es de gran importancia puesto que este tomo en cuenta un escenario de varios terremotos es decir sirve

como envolvente que es suavizada (no presenta variaciones bruscas); mientras que otros espectros como el de repuesta solo considera un terremoto; lo cual es una desventaja al considerar que el próximo terremoto probablemente presentara características diferentes. Los espectros de diseño adquieren generalmente mediante un procedimiento estadístico, cuya descripción detallada escapa del alcance del estudio.

El peligro sísmico en Nicaragua es definido en el Reglamento Nacional de la Construcción (RCN-07) en términos del mapa de isoaceleraciones que aparece en el mismo reglamento. El espectro de diseño del reglamento (Figura No. 2-11) se construye tomando en cuenta las siguientes ecuaciones:

$$a = \begin{cases} S \left[a_0 + (d - a_0) \frac{T}{T_a} \right] & \text{si } T < T_a & \text{Ec. 2-1} \\ Sd & \text{si } T_a \leq T \leq T_b & \text{Ec. 2-2} \\ Sd \left(\frac{T_b}{T} \right) & \text{si } T_b \leq T \leq T_c & \text{Ec. 2-3} \\ Sd \left(\frac{T_b}{T_c} \right) \left(\frac{T_c}{T} \right)^2 & \text{si } T > T_c & \text{Ec. 2-4} \end{cases}$$

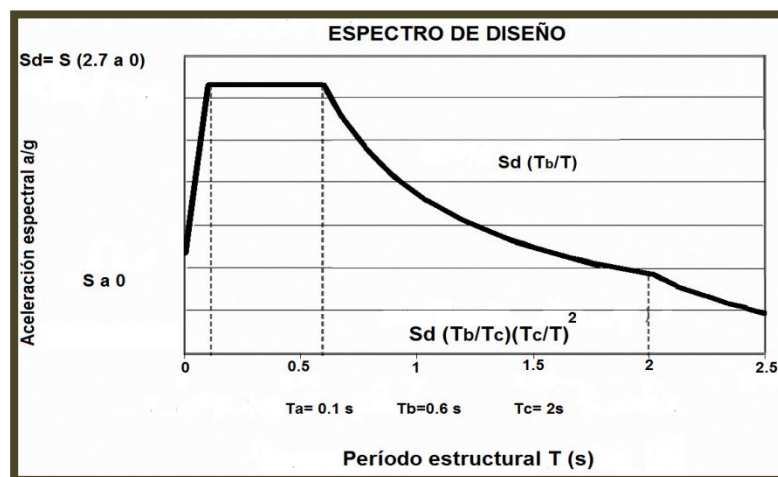


Figura. No. 2-11. Espectro de diseño; Reglamento nacional de la Construcción (RCN-07) de Nicaragua.

2.3.9. Razón Espectral H/V

2.3.9.1. Técnica de Nakamura (1989)

Nakamura (1989) planteó una alternativa para evaluar la función de transferencia empírica sin requerir de una estación de referencia para interpretar mediciones de microtemores. A esta metodología se le conoce como técnica de Nakamura, técnica H/V o simplemente REHV, la cual puede aplicarse incluso a los registros de movimientos sísmicos fuertes y débiles (Lermo y Chávez-García, 1993). Este método consiste en calcular un cociente de amplitudes espectrales de la siguiente manera: el numerador corresponde a las amplitudes del espectro de Fourier de la componente N-S o la E-O del registro obtenido, y el denominador corresponde a las amplitudes del espectro de Fourier de la componente vertical del mismo registro.

Esta técnica, aplicada a registros de micro-tremores, ofrece una buena estimación de la frecuencia natural de vibración del terreno, no así para el caso de los valores de amplificación relativa del suelo (Lermo et al, 1994 b).

Para el desarrollo de esta técnica, Nakamura plantea varias hipótesis:

- ✓ Los micro-tremores consisten fundamentalmente de ondas Rayleigh, y que los efectos de amplificación de un sitio, son debidos a la presencia de un estrato blando sobre un semi-espacio.
- ✓ Hay 4 amplitudes espectrales comprometidas en el dominio de la frecuencia: las componentes horizontales y verticales del movimiento en la superficie y en la base del estrato blando.
- ✓ Por otro lado, asume que el movimiento del micro-tremor es producido por fuentes muy locales tales como el tráfico.

Suponiendo que las fuentes locales no afectan el movimiento del micro-tremor en la base del estrato del suelo, es posible estimar la amplitud de la fuente, A_S por el cociente:

$$A_s = \frac{V_s}{V_b} \quad \text{Ec. 2 – 5}$$

Donde V_s es la amplitud del espectro del componente vertical del movimiento en la superficie y V_b es la amplitud del espectro de la componente vertical del movimiento la base del estrato. Nakamura define una estimación de los efectos de sitio, S_e cómo el cociente:

$$S_e = \frac{H_s}{H_b} \quad \text{Ec. 2 – 6}$$

Donde H_s es la amplitud del espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en la superficie y H_b es la amplitud del espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en la base del estrato.

Para compensar los efectos de sitio S_e por el efecto de la fuente, se calculan los efectos de sitio modificados, S_m , así:

$$S_m = \frac{S_e}{A_s} \quad \text{Ec. 2 – 7}$$

Esto es equivalente, después de sustituir las ecuaciones *Ec. 2 – 5* y *Ec. 2 – 6* en la *Ec. 2 – 7*, a escribir

$$S_m = \frac{H_s / V_s}{H_b / V_b} \quad \text{Ec. 2 – 8}$$

Usando registros de micro-tremores obtenidos con mediciones en pozo, Nakamura (1989) verificó experimentalmente, que el cociente $H_b / V_b = 1$. Por lo tanto, los efectos de sitio corregidos por la fuente resultan en:

$$S_m = \frac{H_s}{V_s} \quad \text{Ec. 2 – 9}$$

Esto indica que la estimación de los efectos de sitio está dada por el cociente espectral de la componente horizontal sobre la componente vertical del movimiento en la superficie.

La técnica de Nakamura fue utilizada para analizar ondas Rayleigh presentes en los registros de micro-tremores, pero se ha demostrado que también puede ser utilizada en registros de sismos (Lermo y Chávez-García, 1993) para evaluar los efectos de sitio debido a la topografía o a la geología local.

Para eventos como el del 25 de abril de 1989 ($M_s=6.9$), Chávez-García (1991) confirmó para la Ciudad de México, que la componente vertical no estaba sujeta a los importantes efectos de sitio que sufrían los componentes horizontales, por lo cual el HVSR era una técnica que empíricamente podía evaluar los fenómenos de amplificación de la onda.

En el análisis de registros sísmicos se determina la Amplificación relativa (A_r) y el periodo natural de vibración del suelo (T_0), donde se utilizan los registros de: movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles o moderados, y micro-tremores (vibración ambiental).

2.3.9.2. Ventajas y Limitaciones de la técnica de Nakamura, (1989)

Esta metodología ha sido objeto de múltiples investigaciones tanto teórica, aplicadas y de simulaciones numéricas. Siendo ratificada por muchos, pero también cuestionada por otros. A pesar de ello, la gran mayoría ha tenido buenos resultados, llegándose a un consenso mínimo acerca de los alcances, limitaciones y rango de validez de dicho método, (Trigo, 2007).

- La principal ventaja de este método radica en que es una técnica sencilla y fácil de ejecutar. Es decir, el levantamiento de datos y su procesamiento se logra de manera simple lo cual se traduce a bajos costos.
- Específicamente, sirve para determinar los periodos fundamentales de vibración de los suelos.
- No es apto para determinar otros periodos de vibración (de segundo, tercero o cuarto modo).

- Funciona muy en suelos cuya columna estratigráfica puede estudiarse por modelos de una sola capa.
- Esta técnica indica que la amplitud máxima del cociente espectral corresponde al factor de amplificación de los suelos, sin embargo algunas investigaciones teóricas y trabajos experimentales (Lachet y Bard, 1994), han demostrado que no es así, si no que el método permite únicamente la determinación del periodo dominante.

Los resultados obtenidos de las mediciones son independientes de la hora del día, lo cual no afecta los periodos de vibración estimados.

2.3.10. Período de Vibración Fundamental del Suelo

Uno de los indicadores de mayor interés para la ingeniería sísmica es el periodo de vibración fundamental del suelo (T_0), que ha sido mundialmente el más utilizado para estimar los efectos locales de los suelos al ser sometidos a cargas dinámicas (i.e. sísmica).

En numerosas ocasiones se ha demostrado en terremotos que han ocurrido alrededor del mundo, que el periodo fundamental de los suelos está relacionado a los daños observados en edificaciones, debido al llamado fenómeno de resonancia en el cual tanto el suelo como la estructura coinciden en su forma de oscilar, por lo que ésta última se ve sometida a mayores esfuerzos y desplazamientos, los cuales pueden conducirla al colapso de existir efecto de sitio (Bermúdez & Franco, 2002).

2.3.11. Función de Transferencia Empírica (FTE)

El procedimiento mediante el cual se obtiene el espectro de Fourier correspondiente a un sitio que carece de registros sísmicos propios, se realiza con base en una función de transferencia empírica, para ello es necesario contar con al menos un registro (acelerograma) correspondiente a un mismo evento registrado en el sitio. El cálculo de la función de transferencia empírica se realiza

mediante el cociente entre el espectro correspondiente al sitio donde se desea estimar este parámetro y el espectro del sitio en el cual han sido registradas las señales cuyo espectro se desea transferir (Valdés 2007).

2.3.12. Función de Transferencia Teórica (FTT)

La función de transferencia no es más que un modelo matemático que entrega la respuesta de un sistema a una señal de entrada o excitación exterior (Fernández, 2013).

El modelamiento de la función de transferencia teórica (FTT), se hace por medio de simulación de la propagación de las ondas sísmicas entre capas de suelos continuas, asumiendo que el perfil a modelar está compuesto por un medio estratificado de capas horizontalmente dispuestas sobre un medio elástico semi-infinito. Según Kramer, 1996 esto se realiza a través de las siguientes ecuaciones:

La forma unidimensional de la ecuación de onda puede expresarse como

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = v^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (\text{Ec. 2 – 10})$$

Donde v representa la velocidad de propagación del tipo de onda de interés.

Luego, consideremos un depósito de suelo que consiste de N capas horizontales donde la N_{th} capa es el basamento (Figura No.2-12). Supongamos que cada capa de suelo se comporta como un sólido de Kelvin-Voigt, la solución a la ecuación de la onda puede expresarse como.

$$u(z, t) = A e^{i(\omega t + k^* z)} + B e^{i(\omega t - k^* z)} \quad (\text{Ec. 2 – 11})$$

Donde A y B representan las amplitudes de ondas que viajan en la dirección $-z$ (hacia arriba) y $+z$ (hacia abajo), respectivamente. El esfuerzo de corte es entonces dado por el producto del módulo de corte complejo G^* , y la deformación por cortante, de tal manera que

$$\tau(z, t) = G^* \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\tau(z, t) = (G + i\omega\eta) \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\tau(z, t) = G(1 + 2i\xi) \frac{\partial u}{\partial z} \quad (\text{Ec. 2 - 12})$$

Suponiendo un sistema de coordenadas local Z , para cada capa, el desplazamiento en la capa superior y la capa por debajo de la capa m será

$$u_m(Z_m = 0, t) = (A_m + B_m)e^{i\omega t} \quad (\text{Ec. 2 - 13})$$

$$u_m(Z_m = h_m, t) = (A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m})e^{i\omega t} \quad (\text{Ec. 2 - 13.1})$$

Sabiendo que los desplazamientos inter-capas deben ser compatibles (i.e., el desplazamiento superior de una capa particular debe ser igual al desplazamiento en el fondo de la capa subyacente).

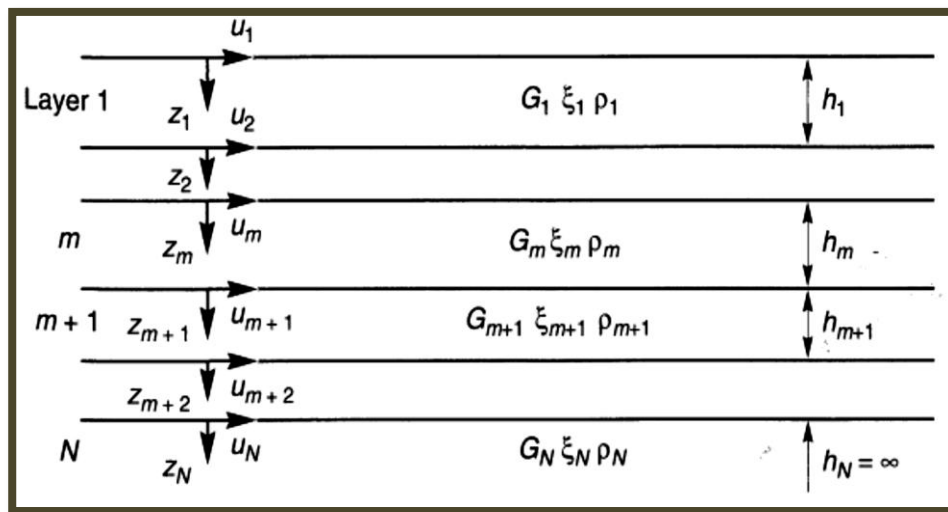


Figura No. 2-12. Nomenclatura para un depósito de suelo estratificado y supra yacente a semi-espacio elástico (Kramer, 1996).

Aplicando este requisito de compatibilidad a la frontera inter-capa entre la capa m y la capa $m+1$, esto es:

$$u_m(Z_m = h_m, t) = u_{m+1}(Z_{m+1} = 0, t)$$

Da como resultado que:

$$A_{m+1} + B_{m+1} = A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} \quad (\text{Ec. 2 - 14})$$

Los esfuerzos de corte en la capa superior e inferior a la capa m serán

$$\tau_m(Z_m = 0, t) = ik_m^* G_m^* (A_m - B_m) e^{i\omega t} \quad (\text{Ec. 2 - 15.1})$$

$$\tau_m(Z_m = h_m, t) = ik_m^* G_m^* (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} \quad (\text{Ec. 2 - 15.2})$$

Ya que los esfuerzos deben ser continuos en las interfaces inter-capa,

$$\tau_m(Z_m = h_m, t) = \tau_{m+1}(Z_{m+1} = 0, t)$$

Así que

$$A_{m+1} - B_{m+1} = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) \quad (\text{Ec. 2 - 16})$$

Sumando la ecuación (Ec.2 - 14) y la ecuación (Ec.2 - 13) y sustrayendo (Ec.2 - 13) de (Ec.2 - 14) da

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 - \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (\text{Ec. 2 - 17.1})$$

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 - \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (\text{Ec. 2 - 17.2})$$

Donde α_m^* es la razón de impedancia compleja en la interfaz entre las capas m y m+1:

$$\alpha_m^* = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = \frac{\rho_m(v_s^*)}{\rho_{m+1}(v_s^*)_{m+1}} \quad (\text{Ec. 2 - 18})$$

En la superficie, el esfuerzo cortante es cero, lo que requiere (de la ecuación 2-11.1) que $A_1 = B_1$. Si la recursión de fórmulas (Ec.2 - 13) se aplica

repetidamente para todas las capas desde la **1** a la **m**, las funciones que relacionan las amplitudes en la capa **m** a la capa **1** pueden expresarse como

$$A_m = a_m(\omega)A_1 \quad (\text{Ec. 2 – 19.1})$$

$$B_m = b_m(\omega)B_1 \quad (\text{Ec. 2 – 19.2})$$

De lo anterior, la función de transferencia que relaciona la amplitud del desplazamiento en la capa “*i*” a la capa “*j*” está dado por

$$F_{ij}(\omega) = \frac{|u_i|}{|u_j|} = \frac{a_i(\omega) + b_i(\omega)}{a_j(\omega) + b_j(\omega)} \quad (\text{Ec. 2 – 20})$$

2.3.13. Amenaza Sísmica

El concepto de Amenaza por actividad sísmica está directamente relacionado a la confección de obras ingenieriles; dada la incertidumbre de conocer la fecha y la localización en que ocurre un evento sísmico y con ello evitar daños a futuras edificaciones se han elaborados metodologías que puedan ayudar a prevenir y a mitigar dichos daños. Una metodología comúnmente utilizada por muchos ingenieros es el método probabilístico de amenaza sísmica, la cual consiste en delimitar las fuentes sísmicas en un área determinada donde los procesos de recurrencia de los sismos tanto temporal como espacialmente son homogéneos, (López & Peláez, 2002), además cuantifica de manera probabilística los efectos de tales fuentes sísmicas. El parámetro obtenido como resultado final es la aceleración máxima que tiene una probabilidad dada de ser superada en un periodo determinado de tiempo.

Un movimiento sísmico en un sitio puede ser causado por fuentes locales tales como fallas o puede generarse por terremotos lejanos, de lo cual dependen de la distancia y el tipo de suelo. Por lo tanto es de suma importancia tomar en cuenta para determinar la Amenaza sísmica todas las fuentes detonadoras de sismicidad que puedan tener algún efecto en el sitio de interés. La información sobre la

sismicidad local y de toda la región se encuentran en los catálogos sísmicos. Sin embargo puede ser que no exista información suficiente acerca de ciertas zonas (INETER, 2000).

Las fallas geológicas forman partes de las evidencias geológicas que pueden concurrir con la existencia de la sismicidad en un sitio, las cuales pueden ocasionar movimientos sísmicos muy fuertes pero poco frecuentes. Para tal caso se debe realizar investigaciones preliminares de: la tectónica, la geología y la sismicidad del área. En lugares donde no se cuenta con información sísmica, pero se sabe de la existencia de fallas a través de investigaciones geológicas es posible, para tal situación hacer un reconocimiento de las señales de actividad sísmica en el pasado utilizando el método de Paleo-sismología (Wellace, 1981), que consiste en un estudio geológico clásico a través de excavaciones de trinchera con técnicas arqueológicas convencionales, el cual no está al alcance de esta investigación.

Los movimientos sísmicos en un sitio son muy complejos y son representados por la sismología matemáticamente que dependen de la naturaleza de la fuente sísmica, características del medio y trayectoria por la que se transmite. Dado a que las ondas sísmicas se atenúan en su trayectoria por la tierra; para saber cómo los sismos afectaran el sitio de interés, se debe conocer qué tipo de onda se generan y como se propagan (INETER, 2000). Para tal caso es necesario conocer como disminuye la amplitud de las ondas sísmica con respecto a la distancia de la fuente al sitio, es decir, se requieren las leyes de atenuación.

2.3.13.1. Método Probabilístico para el cálculo de Amenaza Sísmica

Una metodología aceptada para la evaluación de la amenaza sísmica es el método probabilístico lo cual ha permitido identificar, cuantificar y combinar de una manera explícita y racional las incertidumbres en el tamaño, ubicación y tasa de repetición de los sismos. Este consiste en una modelización estadística de la ocurrencia temporal de terremotos, de sus tamaños, y de la atenuación del movimiento del suelo dada la ocurrencia de éstos, con el objeto final de determinar

la probabilidad de excedencia de determinados niveles del movimiento del suelo. Los modelos probabilistas de ocurrencia de terremotos más empleados en la práctica están basados en distribuciones de valores extremos (e.g.: Gumbel, Weibull,..) y, sobre todo en la distribución de Poisson (García Mayordomo 2005); conocido como el Método Poissoniano Zonificado (Cornell, 1968; McGuire, 1976).

En el área de estudio se utilizó uno de los parámetros más empleado para cuantificar el movimiento del suelo como lo es el valor pico de aceleración o PGA (peak ground acceleration).

La aceptación de un modelo de Poisson implica asumir que la ocurrencia de los terremotos es aleatoria en el tiempo y en el espacio, de tasa constante y que éstos constituyen sucesos aleatorios independientes entre sí. A pesar de que ninguna de estas afirmaciones se ajusta estrictamente al estado actual del conocimiento, se acepta como válido el modelo de Poisson (García Mayordomo 2005) cuando:

1) Se considera un catálogo de terremotos procedente de un conjunto de varias fuentes sismo genéticas de donde se eliminan agrupaciones temporales y espaciales de eventos (usualmente precursores y réplicas de sismos principales).

2) Se calculan las probabilidades de ocurrencia para periodos de tiempos pequeños, típicos de la vida útil de las obras de ingeniería. La validez de ambas condiciones está sujeta además a que:

i) No exista, o no se pueda reconocer, una estructura tectónica singular que presente una ocurrencia de terremotos característicos (cf. 1.2.4).

ii) El tiempo transcurrido desde el último evento característico no sea mayor que su tiempo medio de recurrencia.

La probabilidad de que determinado nivel del movimiento del suelo sea excedido al menos una vez durante un periodo de tiempo t en un determinado emplazamiento, se calcula de acuerdo con la fórmula (Cornell, 1968):

$$P(A > a, t) = 1 - e^{-(\lambda a * t)} \quad (\text{Ec. 2 - 21})$$

Donde $P(A > a, t)$ es la probabilidad de que la variable aleatoria poissoniana A , que representa un determinado parámetro del movimiento del suelo (e.g.: aceleración), exceda un determinado a (e.g.: 0,1g) en un periodo de tiempo de t años, siendo λa la tasa anual media de excedencia de a . Los cálculos de Amenaza sísmica se realizan generalmente para probabilidades de excedencia en periodos de tiempo pequeños típicos de la vida útil de las infraestructuras ($t=25, 50, 100$ años). Para tasas anuales medias de excedencia bajas ($<0,1$) se puede admitir:

$$P(A > a, t) \approx \lambda a \quad (\text{Ec. 2 - 22})$$

El periodo de retorno (T) se define como la inversa de la tasa media de excedencia anual ($t=1$ año):

$$T = \lambda a^{-1} \quad (\text{Ec. 2 - 23})$$

De acuerdo con la (Ec. 2 - 23), el Periodo de Retorno también se puede definir como la inversa de la probabilidad de excedencia anual.

Es bastante común en la práctica obtener la probabilidad de excedencia en t años (e.g.: 50, 100 años) a partir del periodo de retorno, empleando la expresión:

$$P(A > a) = 1 - \left[1 - \frac{1}{T}\right]^t \quad (\text{Ec. 2 - 24})$$

Así, por ejemplo, de acuerdo con la ecuación anterior un periodo de retorno de 475 años equivale a una probabilidad excedencia del 10% en 50 años.

La determinación de la tasa anual media de excedencia, λa , constituye el principal resultado de un cálculo de Amenaza Sísmica. El cálculo de λ se realiza aplicando el Teorema de la Probabilidad Total, obteniéndose:

$$\lambda a = \lambda m \int \int P\left(\frac{A > a}{m, r}\right) fM(m) fR(r) dm dr \quad (\text{Ec. 2 - 25})$$

Otra forma de obtener el valor de λ es a través de la relación de Gutenberg-Richter, a partir de una regresión lineal.

$$\lambda = a - b.M \quad (\text{Ec. 2 - 26})$$

λ = tasa media de excedencia de sismos.

a = es una medida del nivel de sismicidad o productividad sísmica de la región, matemáticamente expresa el logaritmo del número de sismos con magnitudes mayores a cero, es decir, el total de eventos esperados en una región.

b = es la pendiente de la distribución de los sismos en escala logarítmica.

M = es la magnitud mayor.

2.3.14. Aceleración Pico o Efectiva (PGA)

Es el parámetro más empleado en estudios modernos de ingeniería sísmica, para representar el movimiento del terreno en términos de aceleración; actualmente es utilizado para establecer normativas sísmicas y zonas de riesgo sísmico.

La relación más apropiada para el cálculo de la aceleración máxima del terreno (PGA), es la relación de Climent y otros (1994), para la región de Centroamérica, debido a que, esta toma datos directamente propios de los acelerógrafos de la región.

$$\ln \text{PGA} \left(\frac{\text{m}^2}{\text{s}} \right) = -1.687 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327S$$

Ec. 2 - 27

CAPITULO III. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En este acápite se presentan los corolarios obtenidos tanto de la exploración geológica – estructural como del efecto de sitio y evaluación de la amenaza sísmica. Inicialmente se muestran los resultados adquiridos del levantamiento geológico que resulta de la identificación y descripción de unidades geológicas y estructurales; luego se exhiben los resultados del procesamiento de datos obtenidos en campo a través de mediciones de microtemores para estimar el efecto de sitio y por último la máxima aceleración pico que resulto del análisis probabilístico de amenaza sísmica.

3.1. Geología Local

El desarrollo geológico del área de estudio ha sido el resultado del movimiento de las placas tectónicas y de la actividad volcánica, formando o creando estructuras volcánicas durante el Terciario; a través de estas estructuras fue posible la expulsión de material volcánico que ha ido modelando el relieve del sitio, exponiéndose en la superficie como flujos lávicos, pertenecientes al grupo Coyal, (Ehrenborg 1991,1996).

De acuerdo a la cartografía realizada en campo se lograron determinar 3 unidades litológicas tales como: sedimentos aluviales del cuaternario, flujos basálticos y flujo de Riolita Ignimbrítica del grupo coyol superior, en algunos puntos presentándose meteorizados debido a los diferentes agentes atmosféricos. Estas unidades se describen a continuación de la más antigua a la más joven.

- Unidad de Basalto
- Unidad de Riolita Ignimbrítica
- Unidad depósito aluvial

3.1.1. Unidades litológicas

a. Unidad de Basalto

Regionalmente esta unidad cubre la mayor extensión del área de Juigalpa, descansando sobre el grupo Matagalpa y sobre el coyol inferior (Garayar, 1971).

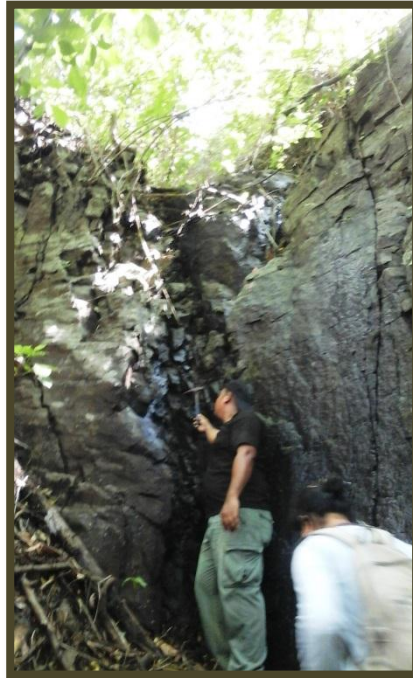


Foto No. 3-1. Nótese unidad de basalto con coordenadas UTM N1333700 E668100.

Esta unidad se localiza en el extremo E de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos (Foto No. 3-1), ocupando una extensión media de 2.77 km² dentro del sitio de interés; exponiendo una morfología de pie de monte ondulada. Se encuentra aflorando aproximadamente a unos 8 metros de espesor en el extremo SE del área de estudio, su mejor exposición se encuentra dentro de las coordenadas UTM N1333700 E668100.

La acción gravitatoria, la erosión y los agentes meteóricos han sido los factores que han contribuido a la alteración de la roca, en algunos sitios esto se distingue por el cambio de coloración en ciertos extremos de la misma, por ejemplo; la roca

puede presentar una alteración de color rojo producto del óxido de hierro y, en algunos casos muestra un color verduzco por la presencia de clorita.



Foto No. 3-2. Obsérvese el afloramiento de la unidad Basáltica con coordenadas UTM N 1333.700 E 668.100 con elevación de 250 msnm. Esta se encuentra infra-yacida por depósito residual.



Foto No. 3-3. Representación macroscópica de la unidad basalto.

Macroscópicamente esta unidad presenta una textura afanítica con un color que varía de gris oscuro a negro. Se encontró de forma masiva presentando algunas alteraciones por óxido de hierro y cloritización como alteración hidrotermal.

Microscópicamente muestra una textura porfídica de grano grueso, en ciertas partes de la sección es posible observar la textura glomeroporfídica (Foto No. 3-4) siendo equivalente a la textura conglomerática; se caracteriza por presentar

fenocristales que han crecido formando grupos, unos en contacto con otros, estos grupos de fenocristales pueden ser de un mismo mineral o de varios minerales y que a su vez son rodeados por la matriz de la roca, el tamaño de estos fenocristales varía ya que unos se desarrollaron más que otros.

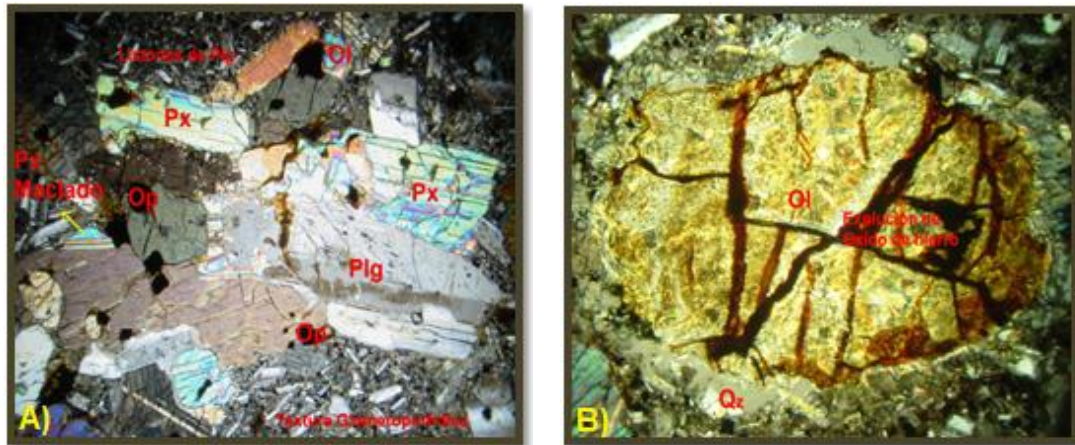


Foto No. 3-4. A: Representación de textura Glomeroporfídica en fenocristales de Piroxenos (Px) y Plagioclasa (Plg) con presencia de opacos (Op) en nicoles cruzados y en aumento de 5x, con coordenados UTM N 1335.8 E 667.5; B: presencia de un olivino (Ol) mostrando exolución de hierro, éste se encuentra rodeado por cuarzo (Qz) secundario.

La matriz de esta muestra se encuentra cristalizada, definiéndose como una matriz microcristalina con abundante Plagioclasas y Piroxenos granulares en poca cantidad, los fenocristales de Piroxenos muestran prisma corto y un ángulo de extensión que varía aproximadamente de 40° a 45°. La mayoría de estos minerales están siendo corroídos en sus bordes por minerales opacos o metálicos y algunos presentan alteración por clorita en sus bordes.

Esta muestra contiene un porcentaje del 10 % de minerales opacos como son la Magnetita y el Óxido de Hierro, un 10 % de Olivino, 10 % de Piroxenos y 15 % de fenocristales de Plagioclasas, algunas de estas plagioclasas se encuentran macladas y algunas veces sonadas; además se observan muchos microlitos de Plagioclasas que cubren el 55 % de la matriz de la roca.

b. Unidad de Riolita Ignimbrítica

Esta unidad es originada producto de grandes volúmenes de depósitos que han sido generados por erupciones de flujo piroclástico de nubes ardientes.

Se encuentra localizada al NW-SW del área de estudio; con una extensión mayor de 13.46 km² (Ver Mapa geológico en anexo I A); desde el punto de vista geomorfológico esta unidad se distingue por presentarse en forma de mesas alargadas (Foto No. 3-5) con alturas máximas de hasta 600 msnm; sus bordes altamente meteorizados y con un fracturamiento columnar; esta se encuentra sobreyaciendo a las unidades aluvial y basalto.

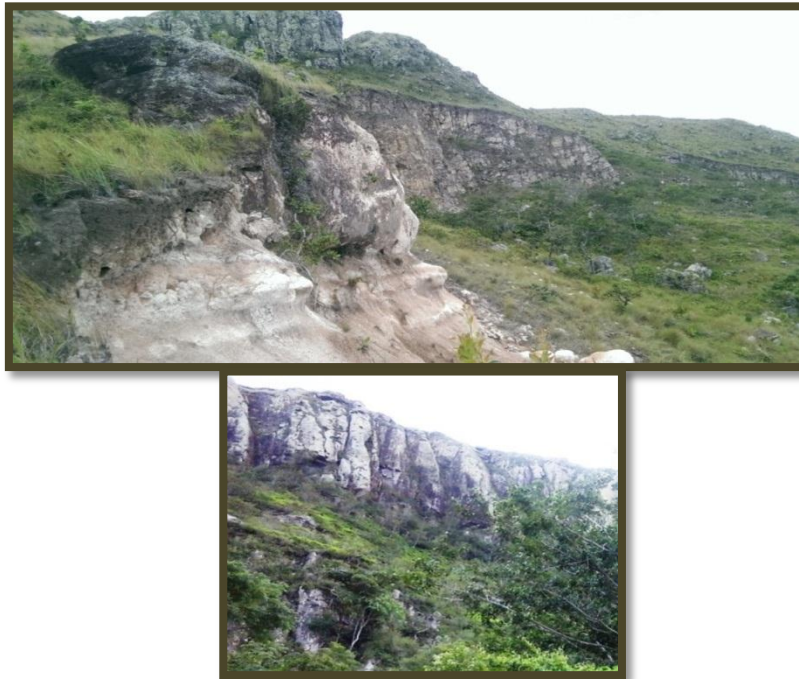


Foto No. 3-5. Representación de la unidad Riolita Ignimbrítica en la parte superior, con coordenadas UTM N 1334.600, E 665.500. En la parte inferior nótese el fracturamiento columnar.

Macroscópicamente presenta una textura fluidal (Foto No. 3-7) con un rango de bandeamiento milimétrico generado por el mismo flujo de la roca, también presenta la estructura fiamme (Foto No. 3-6) siendo esta una característica propia

de una ignimbrita; y una matriz afanítica con colores que varían de gris a rosado pálido.



Foto No. 3-6. Representación de la estructura fiamme en la unidad Riolita Ignimbrítica.



Foto No. 3-7. Representación macroscópica de la unidad Riolita Ignimbrítica, la foto ubicada al lado izquierdo representa un zoom de la textura fluidal de la roca.

Microscópicamente presenta una matriz microcriptocristalina (Foto No. 3-8) silícea compuesta generalmente por fragmento de cuarzo; además expone una textura fluidal debido a que los minerales tienen la dirección preferencial del flujo.

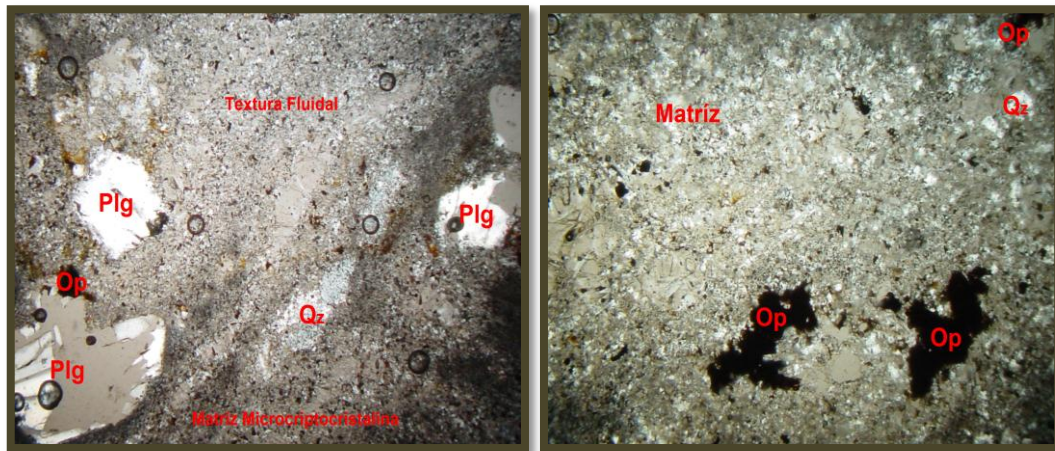


Foto No. 3-8. Representación de la sección delgada de la unidad Ignimbrita Riolítica mostrando minerales opacos (Op), minerales de plagioclasas (Plg) y de cuarzo (Qz), ambas imágenes en nicoles cruzado con aumento 5x con coordenadas UTMN 1332.8 E 667.4.

Dentro de la matriz de esta muestra se pueden notar minerales Máficos en poca proporción, y presencia de microlitos de plagioclasas. La matriz representa el porcentaje mayor con un 70 %, el 10 % de Plagioclasa, 10 % de opacos, y el 10 % de Cuarzo.

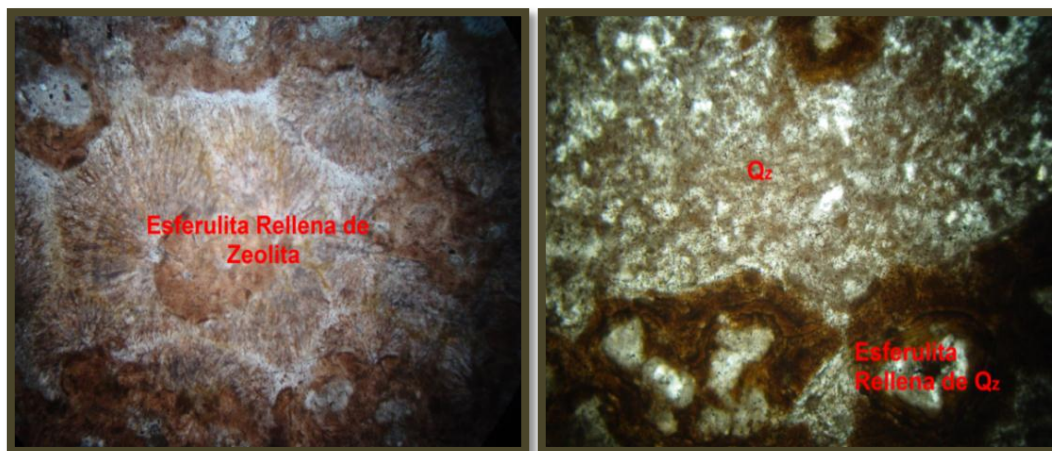


Foto No. 3-9. A: Esferulita rellena de zeolita; B: Esferulita rellena de cuarzo, Nicoles cruzado aumento 5x.

En algunas muestras se pudieron observar esferulitas, estas tienen una estructura radial y son formadas por la desvitrificación del vidrio volcánico, se pueden

encontrar esferulitas huecas o como en este caso esferulitas rellenas de zeolita y de cuarzo como muestra la Foto No. 3-9.

c. Unidad de depósito aluvial

Esta unidad es originada por los procesos de meteorización, erosión y transporte; el material que ha sido producto de estos procesos es arrastrado desde las partes altas y depositadas en partes bajas por la misma acción del viento y el agua.

Esta unidad se localiza al noreste del sitio de interés, representada por los afluentes El Mojón y El Prado, ambos formando parte del río principal El Potrero. Esta se presenta como la unidad de menor extensión con 0.19 km² y la más reciente, sobre-yaciendo a la unidad de basalto; con un espesor promedio de 9 m.



Foto No. 3-10. Representación de una matriz arcillo – limoso con clastos mal clasificados y con clastos muy consolidados en la matriz, con coordenadas UTM N 1335.100, E 668.400

La unidad está constituida por fragmentos de rocas volcánicas angulosas, sub angulosas y sub redondeadas depositados en una matriz arcillo-limosa de color variable, debido a la alteración de los minerales contenidos en dicha matriz; la granulometría de esta unidad está representada por clastos que varían desde centímetros a metros.

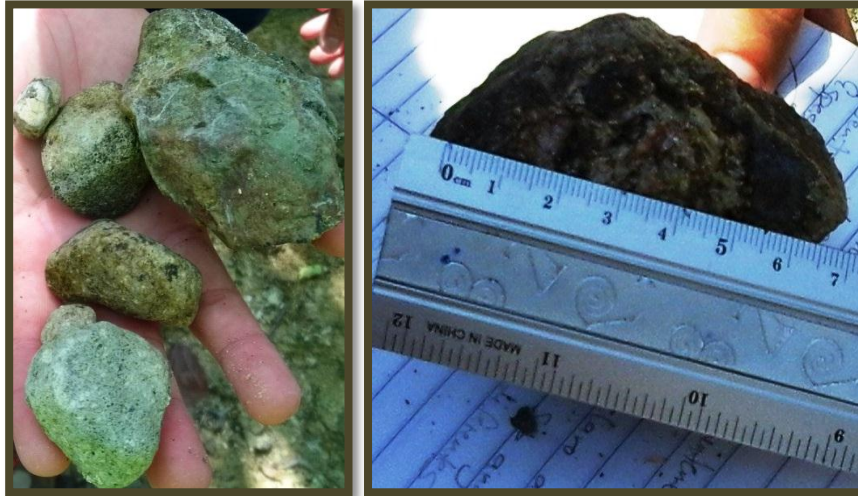


Foto No. 3-11. Representación de la diferencia de tamaño de los clastos

3.1.2. Geología Estructural

3.1.2.1. Entorno Estructural del Área de Estudio

El entorno estructural del área obedece a dos direcciones de máximo esfuerzo, que regionalmente se atribuye a dos estructuras; la primera corresponde a la cordillera de Amerrisque con un esfuerzo en dirección hacia NW – SE y con un sistema de falla de tipo normal, paralela a la fosa mesoamericana; el segundo sistema es NE-SW y según Hunting 1971 se encuentra correspondiendo al rumbo de la cordillera Isabelia ubicada en el Cuá departamento de Jinotega. Todo éste es un sistema que presenta rasgos jóvenes y es conocido como un lineamiento principal que se encuentra relacionado al panorama de las placas tectónicas. (Sonder 1936).

El comportamiento o la cinemática de las estructuras geológicas en el área de estudio se definieron a través de los criterios de Cizalla e indicadores cinemáticos, los cuales nos indican el sentido del movimiento de los bloques estructurales en zonas de fallas; estas, a su vez, fueron identificadas previamente en fotografías aéreas a escala 1:20,000, modelos de sombras e imagen raster, que, en combinación con el levantamiento geológico de campo ayudo a definir tanto la dirección de máximo esfuerzo como dos fases o patrones de deformación, el primer patrón va de NE – SW y el segundo de NW – SE ambos correspondientes a un fallamiento de tipo normal como se menciona anteriormente.

El régimen de deformación en que se encuentra sometido el sitio de interés es de tipo frágil, debido al alto índice de fracturamiento observable en las visitas de campo; esto se debe a la pérdida de cohesión del macizo rocoso al aplicarse un esfuerzo, el cual supera la resistencia de la roca y esta tiende a fracturarse. Esto dependerá tanto de la composición química, contenido de agua, temperatura, presión confinante de la roca como el tiempo (Tolson, G. 1996).

Criterios de cizalla pura y cizalla simple fueron utilizados para la descripción estructural en la zona de interés; estos criterios fueron tomados en cuenta por las siguientes razones:

El área de estudio denominada Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores cuenta con el siguiente ambiente geológico:

- ✓ La geología del sitio es de origen volcánico lo que conlleva a una deformación frágil principalmente.
- ✓ Según la Figura No. 2-7 dentro del marco teórico. El sitio de estudio se encuentra a nivel de superficie terrestre, en donde el mecanismo de deformación tiende a ser frágil.
- ✓ El área de investigación está expuesta a esfuerzo de compresión y extensión que a partir de las características de las rocas dan lugar a deformaciones frágiles.

Dado a que, el área de estudio se formó en un ambiente volcánico y no fue observable la identificación de marcadores estratigráficos en campo que pudieran definir el sentido del movimiento de los bloques, se recurrió a la identificación de indicadores cinemáticos en los macizos rocoso tales como:

- ✓ Fracturas conjugadas
- ✓ Fracturas paralelas
- ✓ Sigmoide
- ✓ Fracturas R
- ✓ Fracturas P
- ✓ Brechas de Falla.
- ✓ Arreglo en Échenlo
- ✓ Plano de falla

Con los datos estructurales medidos en campo e interpretados y procesado en el software Stereonet 8 fue posible determinar que el área de estudio está afectada por dos fases de deformación.

3.1.2.2. Fases de Deformación

Para establecer el ambiente estructural al que ha estado sometido el área de estudio fue necesario el análisis tanto de roseta de fractura como modelo de sombra y curvas de nivel, las cuales sirvieron como guía para determinar que el sitio sometido a esta investigación se encuentra afectado por dos patrones de fallamiento con dirección NW – SE y NE – SW. Ambos formados con fases de actividad tectónica diferente lo cual se ve reflejado en el desplazamiento relativo de una sobre la otra (ver mapa estructural en anexo I B).

3.1.2.2.1. Fase NW – SE

Esta es la primera fase tectónica de deformación que afecto el área de estudio; se encuentra constituida por 3 fallas comprobadas en campo y una falla inferida, ambas de carácter local y fallamiento de tipo normal, con un rango de extensión que varía desde 2 km hasta 5.7 km las cuales se encuentra segmentada en su mayoría debido al desplazamiento que han tenido por la fase NE – SW. Estas

reciben su denominación de acuerdo al punto geográfico donde se localizan en: El Mojón, Mesas de Hato Grande (dividida en dos fallas I y II), y Sitios de Candelaria.

La exposición de los mejores afloramiento solo fue posible visualizarlos en los lechos de las quebradas debido, a que, los aspectos climáticos de alta humedad generaron espesos suelos y abundante vegetación en el sitio de interés.

El análisis de roseta de fractura para esta fase de deformación de actividad tectónica expresa un esfuerzo máximo o compresivo δ_1 en dirección hacia el NW, mientras que al NE se da la dirección de acortamiento es decir esfuerzo extensivo δ_3 , (Figura No. 3-1).

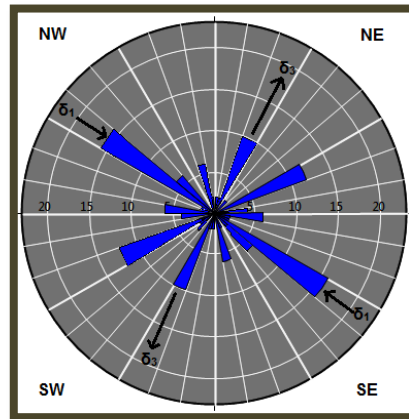


Figura No. 3-1. Diagrama de roseta de fractura indicando la dirección de máximo esfuerzo δ_1 o esfuerzo compresivo en dirección al NW y un esfuerzo mínimo o extensivo hacia el NE de la fase NW - SE.

a. Falla El Mojón

Esta falla se localiza al NW del área de estudio; corresponde a una estructura lineal, la cual está dividida en dos segmentos, debido al desplazamiento que ha tenido por el patrón de fallamiento NE-SW. Las coordenadas UTM correspondiente para el primer segmento son: N1333944 E667478; N1334356 E668494, con una longitud de 1.9 Km. El segundo segmento tiene las coordenadas UTM N1334232 E668507; N1333403 E668979 con una extensión de 1 km cerca de la localidad El Prado.

Litológicamente esta falla se encuentra cortando a la unidad basáltica, unidad aluvial y parte de la unidad Riolita ignimbrita. El mejor afloramiento donde se expusieron y midieron los datos estructurales se localizó en las coordenadas UTM N1335800 E667600.

Los indicadores cinemáticos que definieron el movimiento relativo de esta falla son: Sistema de fractura conjugado, sigmoide vertical, arreglo anastomasado, estructura R, zona de relevo, fracturas en échenlo, fracturamiento sub paralelo y por último un sistema de fractura con una geometría en Abanico. Foto No. 3-13.

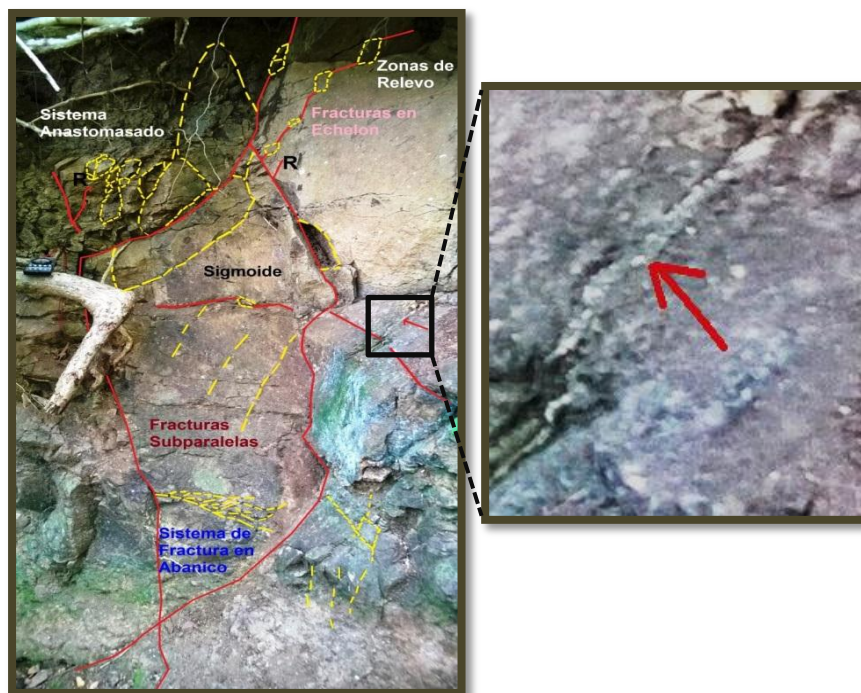


Foto No 3-13. Obsérvese los diferentes indicadores cinemáticos mencionados anteriormente. El polígono de color negro ilustra una fractura que ha sido rellena con un material zeolítico En conjunto a esto una alteración por cloritización en el macizo altamente fracturado. Con coordenadas UTM N1335800 E667600.

En su formación las fallas desarrollan una serie de fracturas secundarias cuya orientación y cinemática indican el sentido del desplazamiento de la falla, en este contexto surgen las estructuras R y P en donde R indica el bloque que baja mientras que P representa el bloque que sube.

Aparte de estas estructuras y arreglos estructurales uno de los criterios de mayor utilidad para determinar el movimiento y desplazamiento de la falla en el área de investigación fue la presencia de estructuras sigmoidales las cuales fueron muy representativas ya que estas en un punto se encontraron en una posición vertical (Foto No. 3-13) y en otro punto aproximadamente 3 metro de distancia sub vertical (Foto No. 3-14) lo cual indica que toda la estructura está rotando por influencia de la falla en un sentido dextral.

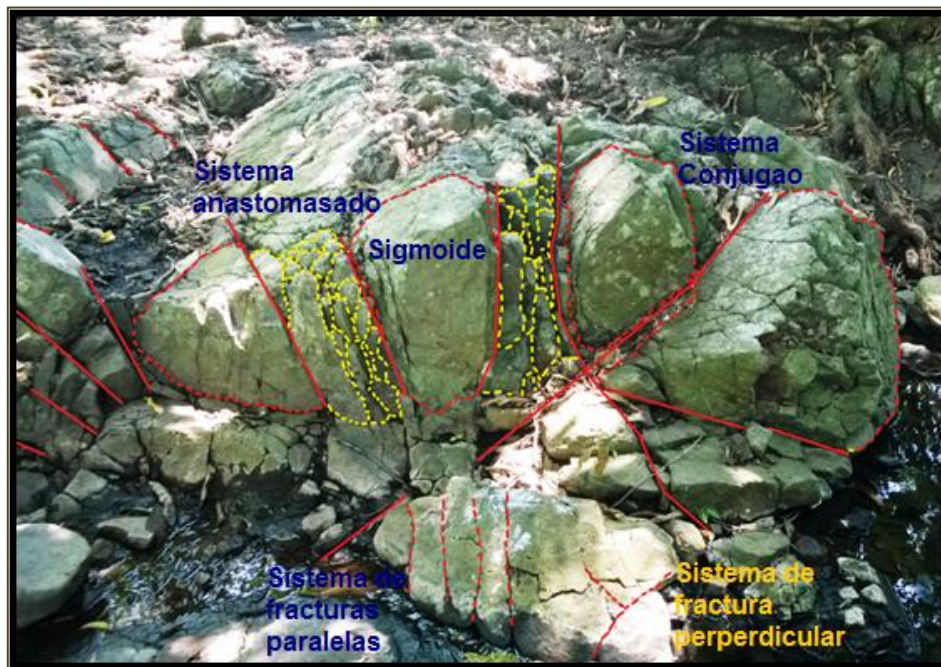


Foto No 3-14. Nótese el panorama de los diferentes indicadores cinemáticos: sigmoide, fracturamiento paralelo, sistema anastomasado y sistema conjugado afectando al macizo rocoso. Con coordenadas UTM N1335800 E667600.

Según la cinemática de esta falla, la morfología, el análisis fotogeológico, modelo de sombra, raster y mapa topográfico indica que el movimiento de esta falla es normal con un componente lateral derecho y una zona de relevo de 124.7 metros.

b. Falla Hatos Grande I

Esta falla se sitúa en la localidad que lleva su nombre, Hatos Grande; con una dirección preferencial al NW; es la falla de mayor extensión, con una longitud aproximadamente de 5.7 km. Esta corresponde a una estructura lineal la cual se

encuentra dividida por 4 segmento como consecuencia del desplazamiento provocado por las fallas: San Miguelito I, San Miguelito II y San Miguelito III.

Litológicamente esta corta una unidad geológica constituida por la unidad ignimbrita; cruzando cerca del límite del contacto de esta con la unidad basáltica.

El mejor afloramiento se localizó en las coordenadas UTM N1333700 E668100 cerca del afluente que forma parte del río el Potrero.

Los indicadores cinemáticos más representativos encontrado en este afloramiento son: brecha de falla con diámetro de 0.70 metros, estructura R, plano de falla (Foto No. 3-16). También se observaron junta maestra y sigmoide vertical (Foto No. 3-17), de igual manera un sistema conjugado y una geometría de fracturas paralelas (Fotos No. 3-15).



Foto No 3-15. Sistema conjugado de fractura y una geometría de fracturas paralelas con, coordenadas UTM N1333700 E668100.

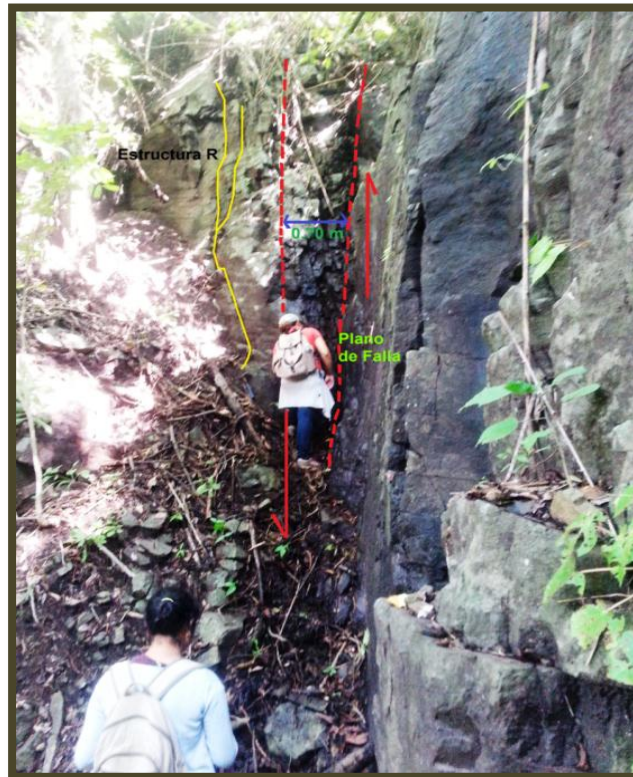


Foto No. 3-16. Indicadores cinemáticos que representan la falla Hato Grande I, dentro de esta zona de cizalla se identificaron: estructura R, plano de falla y brecha de falla con coordenadas UTM N1333700 E668100.



Foto No. 3-17. Indicadores cinemático que muestran la dirección del movimiento de la falla. Sigmoide vertical, junta maestra y estructura R. con coordenadas N1333700 E668100.

Siguiendo los indicadores cinemáticos, el análisis de fotografías aéreas a escala 1:20,000, mapa topográfico, modelo de sombra y raster se determinó que la falla es de tipo normal característico de esto es el sigmoide vertical, (Foto No. 3-17).

c. Falla Hato Grande II

Esta estructura se localiza al Sur de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos. Está dividida por dos segmentos; el primero se localiza en la cercanías del Picos El Bálsamo entre las coordenadas UTM N1334505 E665030; N1334315 E665259 con una longitud de 0.30 km, el segundo inicia cerca del cerro La Chorrera y continua en las mesas de Hato Grande entre las coordenadas UTM N1333659 E665109; N1332676 E666444 con una longitud de 1.7 km.

La expresión morfológica de esta falla está representada por un escarpe bien definido. A pesar de que no fueron identificados los indicadores cinemático que pudieran especificar qué tipo de fallamiento, se determinó a través de modelos de sombra, imagen raster y análisis de fotografías aéreas que esta falla corresponde a un fallamiento posiblemente de movimiento normal.



Foto No. 3-18. Escarpe de la falla Hato Grande II.

3.1.2.2.2. Fase NE- SW

Corresponde a la última fase de deformación tectónica que afectó el sitio de investigación. Está constituida por 3 fallas cuya dirección predominante es hacia el NE, determinada a través de las mediciones de campo y diagrama de roseta de fractura; estas fueron identificadas anteriormente en fotografías aéreas, modelo de sombra e imagen raster y posteriormente comprobadas en campo.

El nombre que corresponde a cada una de estas fallas fue asignado según el punto geográfico en la que se localiza; dado a que ellas se sitúan en el centro de la misma localidad se distinguirán por el siguiente orden: San Miguelito I, San Miguelito II y San Miguelito III. El rango de extensión de estas fallas va desde 1.5 km a 2.9 km.

Con los indicadores cinemáticos en zonas de cizalla de los mejores afloramientos y el modelo de sombra del sitio, se determinó que el fallamiento que afecta el área de estudio es de tipo normal con carácter local.

Con los datos recolectados en campo se confecciono un diagrama de roseta de fractura para esta fase de deformación tectónica que indica que el máximo esfuerzo δ_1 está orientado hacia el NE con un mínimo esfuerzo de acortamiento δ_3 dirigido al NW, (Figura No. 3-2).

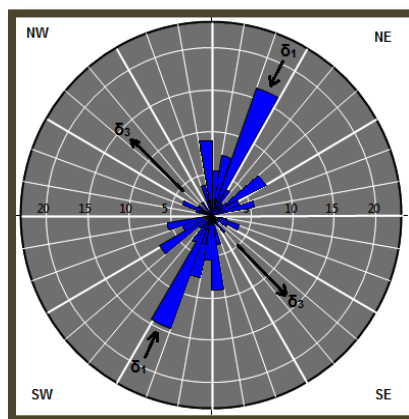


Figura No. 3-2. Diagrama de roseta de fractura indicando la dirección de máximo esfuerzo δ_1 de la fase de actividad tectónica NE – SW.

a. Falla San Miguelito I

Se trata de una estructura lineal con una longitud aproximadamente de 1.5 km, situada entre las coordenadas UTM N1334637 E667899; N1333408 E667004. La dirección preferencial de esta falla es hacia NE y se encuentra desplazando a un segmento de la falla Hato Grande I en la parte central del área de estudio.

En el contexto litológico esta falla corta a la unidad ignimbrita y parte de la unidad basáltica en el extremo Sur de esta.

Dentro de los afloramientos visitados, el más representativo se localizó en las coordenadas UTM N1334300 E667500.

Muchos fueron los indicadores cinemático que se identificaron en este afloramiento entre ellos los más destacados son: espejo de falla, escalonamiento congruente, brecha de falla con un diámetro de 0.64 metros, sigmoides, sistema anastomasado, geometría en terminación en cola de caballo, sistema conjugado y fracturas paralelas, (Foto No. 3-19).

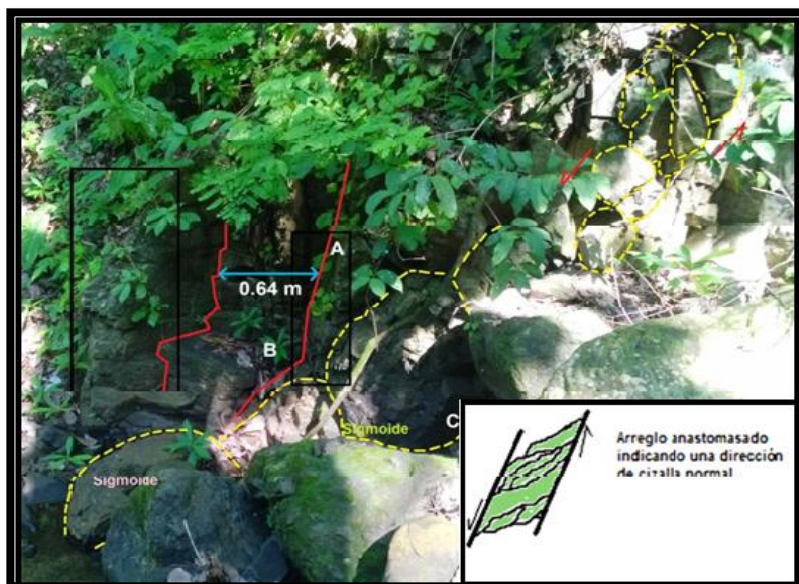


Foto No. 3-19. Panorama estructural de algunos indicadores cinemáticos tales como brecha de falla, sigmoides, espejo de falla y sistema anastomasado. La figura excive un sistema anastomasado (García – Palomo, 2002), con coordenadas UTM N1334300 E667500.

Los rectángulos de color negro (A) representan el extremo derecho e izquierdo del espejo de falla. B. refleja una brecha de falla con rumbo N28°W y con un diámetro de 0.64 m y C. figura un arreglo anastomasado que indica una dirección de cizallamiento normal.

Los sigmoide encontrados en esta estación tenían una posición vertical a sub vertical lo cual indica que posiblemente la estructura este rotando en un sentido dextral.

La Foto No. 3-20 representa un aumento del extremo izquierdo del espejo de falla (polígono de color negro A) indicando un leve escalonamiento de tipo congruente.

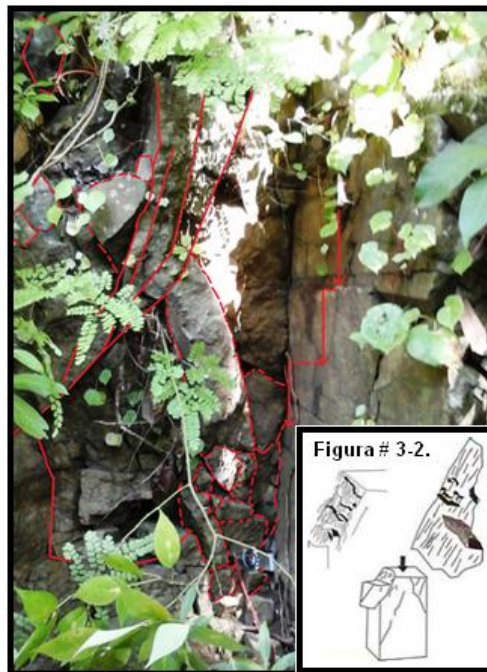


Foto No. 3-20. Escalonamiento leve en el espejo de falla (flechas de color rojo), también sigmoide vertical, sistema anastomasado y una geometría en terminación de cola de caballo. La Figura No. 3-2 muestra el tipo de escalonamiento de tipo congruente indicando un fallamiento de tipo normal, García – Palomo (2002), con coordenadas UTM N1334300 E667500.

Uno de los indicadores cinemáticos más representativos a parte de los sigmoide verticales es el sistema de fractura conjugado el cual se desarrolla en una zona de cizalla donde las paredes de los bloque han sufrido una deformación. Además son

asociadas a sistema de fallas normales indicando el tipo de movimiento que dio paso a estas fracturas y el esfuerzo máximo de deformación.

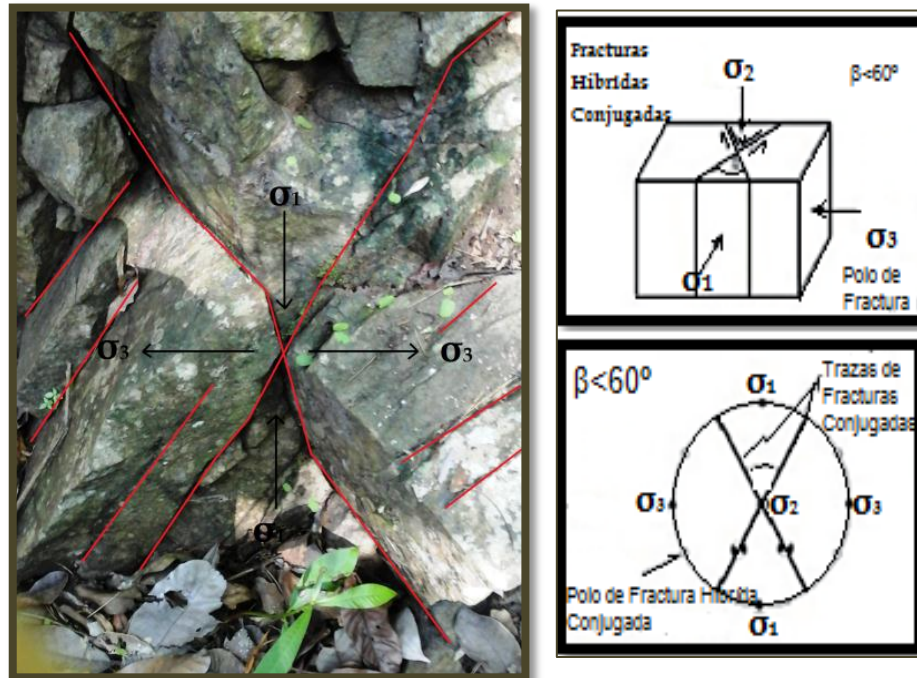


Foto No. 3-21. Sistema conjugado de fractura compresiva y extensiva indicando la dirección de esfuerzo máximo (σ_1) y mínimo esfuerzo (σ_3). Fracturamiento Conjugado indicando la dirección de esfuerzos, García – Palomo (2002), con coordenadas UTM N1334300 E667500.

b. Falla San Miguelito II

Esta falla se ubica W del plano de investigación entre las coordenadas UTM N1335959 E667225; N1333884 E665167, corresponde a una estructura lineal y de mayor extensión dentro de esta fase de deformación, con una longitud aproximada de 2.9 km; desplaza en el extremo NE a la falla Hato Grande I y en su extremo SW desplaza a la falla Hato Grande II; litológicamente está cortando a la unidad geológica ignimbrita.

Los indicadores cinemáticos observados, que, reafirman la marcada alineación (falla) identificada en fotografías aéreas, modelo de sombra, imagen raster y curva de nivel son: sistema de fracturas paralelas, sigmoide vertical, sistema anastomasado y fracturas perpendiculares al sistema paralelo (Foto No. 3-22), así

mismo se identificó una geometría de fractura en terminación de cola de caballo (Foto No. 3-23).

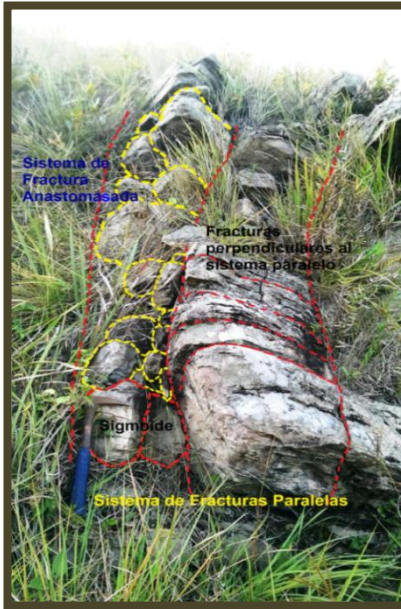


Foto No. 3-22. Indicadores guías que definen la existencia de la falla San Miguelito II en afloramiento de la unidad ignimbrita I con coordenadas UTM N 1334.600, E 665.500.

La presencia de los indicadores cinemáticos antes mencionados ayudo a definir que el movimiento de esta esta falla es normal.

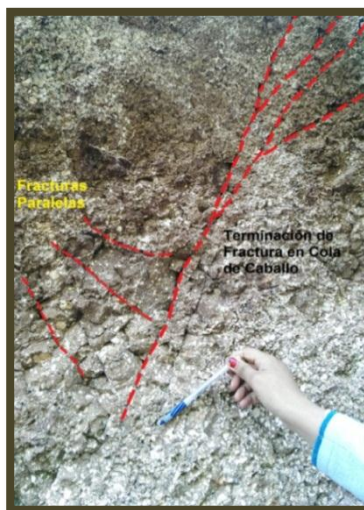


Foto No. 3-23. Obsérvese otros indicadores tales como fracturas paralelas y terminación en cola de caballo con coordenadas UTM N 1334.600, E 665.500.

c. Falla San Miguelito III

Localizada al SW del área de estudio, esta estructura al igual que las fallas San Miguelito I y II desplaza la falla Hato Grande I dividiéndola en dos segmentos. Esta tiene una extensión de 2.3 km y llega hasta la mesa de Hato grande entre las coordenadas UTM N1332529 E667011; N1334286 E668472; con una dirección preferencial hacia NE.

Litológicamente esta falla corta a dos unidades geológicas: Unidad de basalto, y la unidad de ignimbrita. El afloramiento, en busca de indicadores que ayudaron a definir la tipología de esta falla se localizó en las coordenadas UTM N1332600 E667100 a 600 metros de altura.

Los indicadores cinemático identificados en esta estación corresponden a un sigmoide en posición vertical, sistema de fracturas en abanico y un sistema de fracturas paralelas, (Foto No. 3 -24).



Foto No. 3-24. Geometría de fracturas, como: sistema de fracturas en abanico y sistema de fracturas paralelas; nótese el sigmoide vertical como indicador cinemático, con coordenadas UTM N1332600 E667100.

3.2. Respuesta de Sitio

Para estimar el efecto de sitio se evaluaron un total de 25 puntos, de los cuales algunos fueron más representativos que otros puesto que algunos registros contenían demasiadas señales impulsivas y no generaban mucha información acerca del periodo dominante y amplificaciones relativas del suelo. Esto se debe, posiblemente, al uso que se le da al sitio como estación biológica ya que se observó el tránsito de equipos y animales (Foto No. 3-25).



Foto No. 3-25. En las fotos se observan como el tránsito de animales afectaron algunos registros. En la imagen izquierda se hace la toma de un registro en el sitio de construcción, mientras que en la derecha se muestra la medición de un registro cerca del pozo No. 2.

La técnica H/V fue aplicada a cada registro obtenido en los puntos de medición para obtener la Función de Transferencia Empírica (FTE) (Figura No. 3-3), del análisis de esta, resulta la Amplitud Relativa (A_0) y la Frecuencia Dominante (F_0), (ver Tabla No.3-1), de esta última se obtienen los valores de Periodo Dominante (T_0) para el sitio de estudio. Estos parámetros o valores son tomados en cuenta como parte de la respuesta de sitio. El lapso de tiempo ocupados para la obtención de cada registro fue de 30 minutos en todas las estaciones, de lo cual, se comprobó en su mayoría, posteriormente la similitud de los resultados de algunos puntos en cuanto al valor de la frecuencia dominante en el lugar.

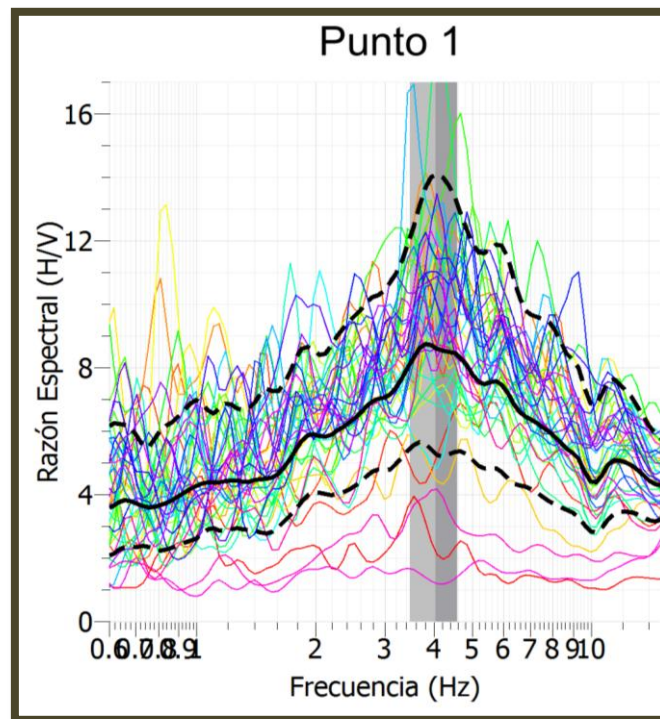


Figura No. 3-3. Gráfica representativa de la relación H/V del punto No. 1. Mostrando la frecuencia dominante del sitio.

En este gráfico se puede observar la función de transferencia empírica (FTE) para el punto 1. Las líneas negras discontinuas representan el valor de ± 1 desviación estándar. La línea negra continua representa el promedio de las FTE. La frecuencia fundamental se marca con la línea vertical gris (en la figura aproximadamente se ubica en 4.3 Hz).

De igual manera se obtuvieron FTE donde no se distinguían un pico de amplificación dominante tal es el caso de los puntos 3,4,5,6,12,13,14,21 y 25 (Figura No. 3-4), para ver el resto de puntos ir a Anexo II A.

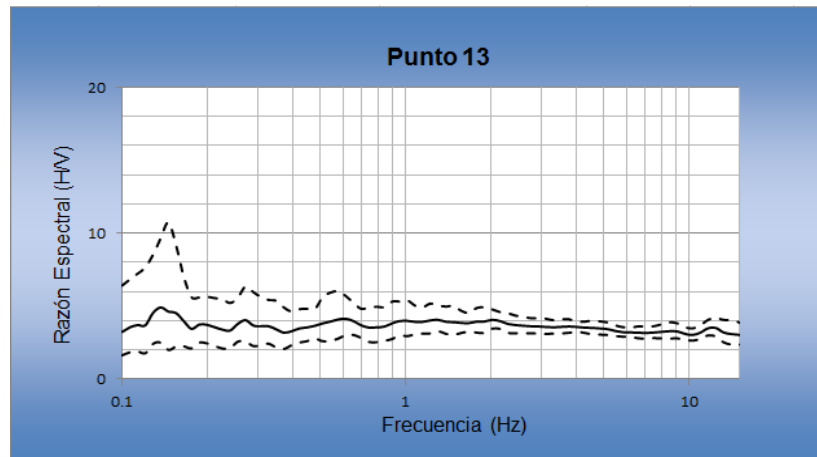


Figura No. 3-4. Notese que en esta FTE no hay un pico dominante que refleje la amplificación del suelo.

Este cambio en cuanto al comportamiento de la curva puede estar relacionado a la discrepancia de suelo en cuanto al espesor y rigidez del mismo.

Tabla No. 3-1. Representación de los valores de F_0 , $A_{\text{máx}}$ y T_0 de los puntos de medición.

Puntos	Coordenadas UTM		F_0 (Hz)	$A_{\text{máx}}$ (veces)	T_0 (seg)	Observación
	x	y				
1	668111	1334767	4.3	15.4	0.23	Hay Efecto de Sitio
2	668140	1334773	10.3	3.7	0.10	Hay Efecto de Sitio
3	668134	1334796	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
4	668147	1334755	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
5	668126	1334752	3.8	7.3	0.26	Hay Efecto de Sitio
6	668106	1334749	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
7	668088	1334740	10.3	9.9	0.10	Hay Efecto de Sitio
8	668071	1334735	3.8	6.9	0.14	Hay Efecto de Sitio
9	668059	1334747	3.4	7.0	0.30	Hay Efecto de Sitio
10	668065	1334757	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
11	668085	1334766	12.4	9.5	0.10	Hay Efecto de Sitio
12	668105	1334781	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
13	668128	1334815	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio

Puntos	x	y	F ₀ (Hz)	A máx. (veces)	T ₀ (seg)	Observación
14	668108	1334808	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
15	668089	1334770	4.8	9.2	0.21	Hay Efecto de Sitio
16	668063	1334776	10.3	4.2	0.10	Hay Efecto de Sitio
17	668050	1334770	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
18	668068	1334759	10.3	9.4	0.10	Hay Efecto de Sitio
19	668045	1334722	4.3	5.7	0.23	Hay Efecto de Sitio
20	668071	1334735	11.0	4.0	0.10	Hay Efecto de Sitio
21	668229	1334695	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
22	668161	1334898	4.3	12.6	0.23	Hay Efecto de Sitio
23	667974	1334734	4.3	12.6	0.23	Hay Efecto de Sitio
24	667734	1334145	10.3	3.4	0.10	Hay Efecto de Sitio
25	667724	1334126	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio
17	668050	1334770	-	-	-	No se Obs. Efecto de Sitio

Según los resultados obtenidos a través de las mediciones y el procesamiento de los datos en el área de interés existe efecto de sitio lo cual es representado por un pico de amplificación dominante en la FTE (ver Figura No. 3-3, 3-5 entre otros).

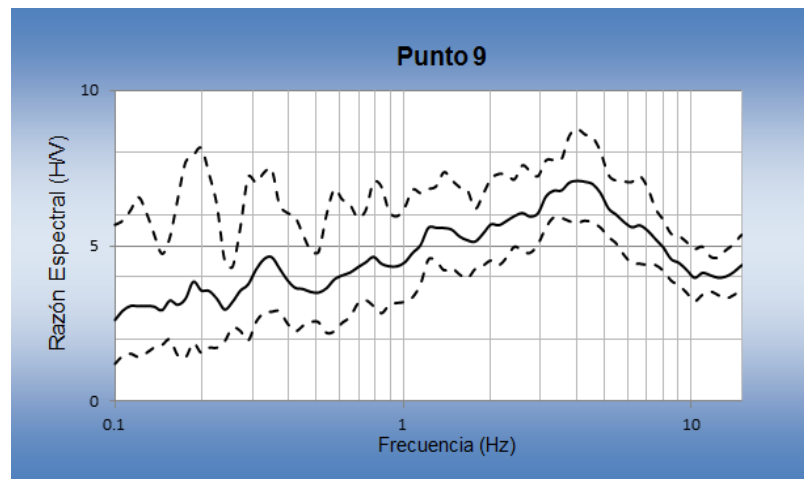


Figura No. 3-5. Grafico representativo de la relación H/V, mostrando la frecuencia dominante del sitio.

De acuerdo al punto 9 (Figura No. 3-3) se tiene una frecuencia dominante de 3.4 Hz que equivale a un periodo dominante de (T_0) de 0.30 segundos en este periodo la amplificación relativa fue de 7 veces.

Con el fin de conocer gráficamente donde se concentran en cuanto a frecuencia y amplitud la mayor cantidad de curvas estas fueron agrupadas y graficadas (Figura No. 3-6).

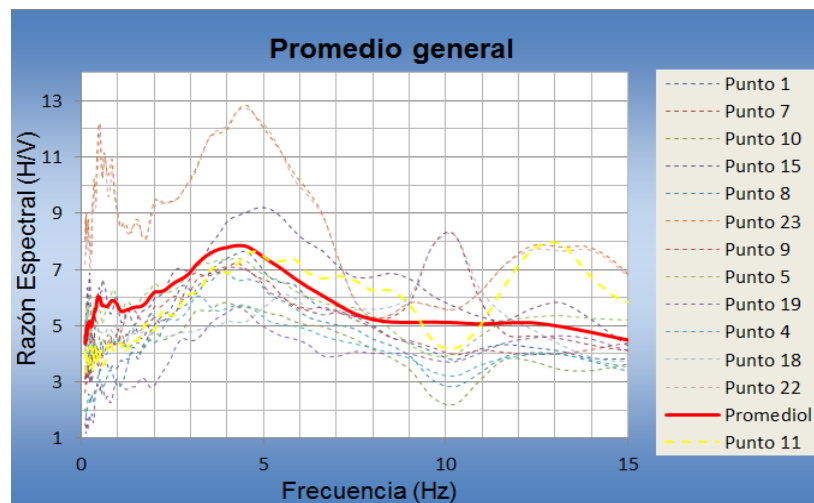


Figura No. 3-6. Promedio general de las curvas H/V. La curva de color rojo representa el promedio mientras que las curvas punteadas de colores representan los demás registros de H/V.

Según la gráfica anterior gran parte de los registros que mantenían sus característica de estacionariedad se concentran en un rango de frecuencia que varían de 3 a 5 Hz alcanzando amplitudes de hasta 13 veces reflejado por el promedio general de las curvas.

En general para los valores de periodos dominantes se obtuvo como resultado un valor mínimo de 0.10 segundos, un máximo de 0.30 segundo y un valor medio de 0.26 segundos.

De estos valores se confeccionaron dos familias espectrales que se agruparon de acuerdo a su forma espectral (Figura No. 3-7); estas sirvieron a su vez para

zonificar el terreno. Esta zonificación se hizo en base a la distribución espacial de los puntos (ver mapa de zonificación en anexos II A).

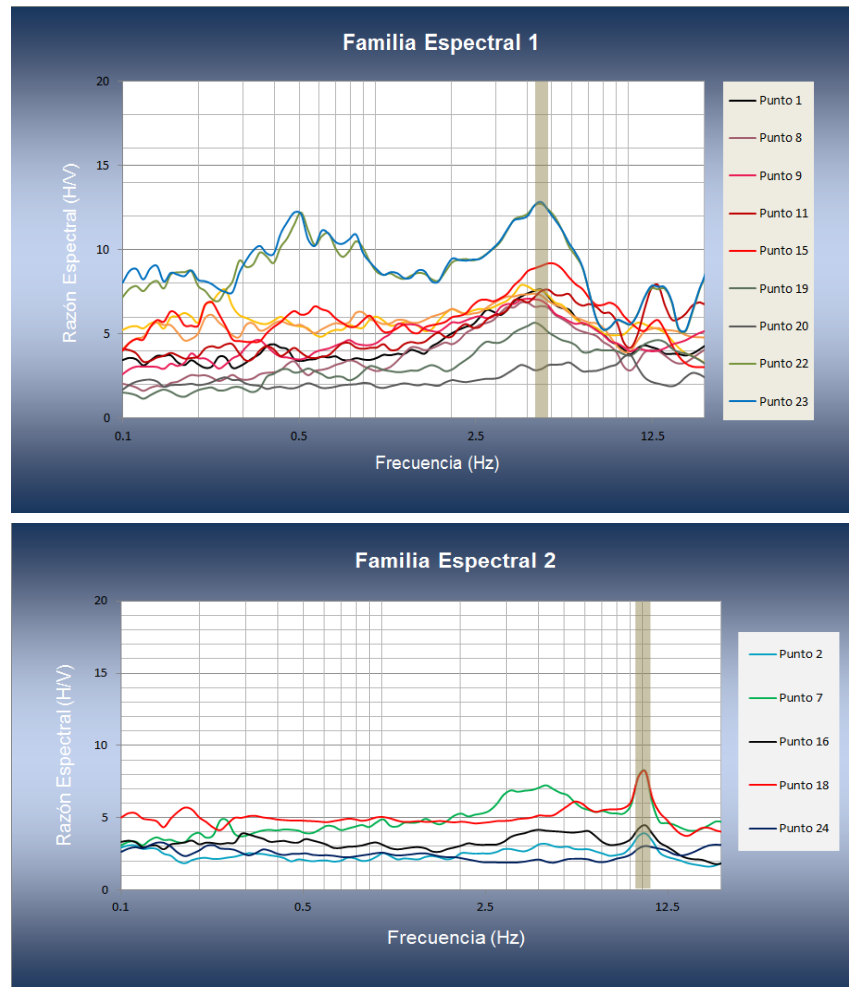


Figura No. 3-7. Familias Espectrales.

En la Familia Espectral 1 se aprecian que las amplificaciones van aumentando en un rango de frecuencia de 3 a 6 hz.

En la Familia Espectral 2 el rango de frecuencia se concentra entre los 9 y 11 hz alcanzando su mayor amplitud en los 8.2 (veces).

La zonificación propuesta se basó en los períodos de vibración fundamentales del suelo, estos períodos se dividieron en dos categorías de 0.10 seg – 0.26 seg y 0.26 seg – 0.30 seg.

De acuerdo a esta división el área fue dividida en dos zonas:

Zona 1: en esta se concentran los periodos de corta duración que tienen un rango entre 0.10 seg a 0.26 seg.

Zona 2: en comparación con la zona 1, en esta se concentran los periodos con un rango de frecuencia de 0.26 seg a 0.30 seg.

De los valores de periodo fundamental se puede interpretar que el suelo donde será fundada una obra civil presenta diferencia en cuanto a las características dinámicas y que los resultados obtenidos de los periodos de la zona I con respecto a la zona II puede deberse a un cambio de espesores entre ambas zonas ya que el área donde se midieron corresponde geológicamente y desde el punto de vista regional a un extremo de la planicie de Juigalpa con pendientes entre un rango de 0° a 5° (sitio de construcción) y que según la base de datos de Ineter (2004) se presentan dos tipos de suelo (Entisol que cubre la mayor parte del sitio e inceptisol que solo cubre una pequeña porción en su extremo este; ver mapa de zonificación y pendiente en anexo II A y I C).

3.2.1 Comparación de la FTE con la FTT

Para fundamentar los datos empíricos generados a través del análisis realizado por la técnica de Nakamura en busca de la función de transferencia empírica (FTE), fue necesario relacionar esta FTE con la función de transferencia teórica (FTT). El modelo (FTT) se obtuvo a través de una simulación de propagación de ondas sísmica entre capas de suelo continuas en donde se asume que el perfil modelado está compuesto por un medio estratificado de capas horizontalmente dispuestas sobre un medio elástico semi-infinito. Para ello se generaron valores de V_s y espesor de estratos (Tabla No. 3-2) de lo cual el área de estudio carece; es por ello que se tomó en cuenta el estudio geotécnico y de dinámica de suelo realizado en la Unan Farem-Chontales elaborado por el CIGEO (2012) localizado a 12 km de la Estación Biológica; a pesar de la distancia a la cual se encuentra, se decidió utilizar algunos parámetros (Índice de plasticidad y V_{s10}) debido a que

presenta correlación en cuanto a que ambos presentan un suelo arcilloso de tipo sonsocuite. Para representa la comparación de ambas funciones se usó el registro del punto 8 (Figura No. 3-8). Para obtener la curva, el modelo de velocidad y la columna de suelo se utilizaron los software GeoExplorer HVSR versión 2.1.0 y Deepsoil v.5.1.

Tabla No. 3-2. Parámetros incluidos para la elaboración de la FTT, Modelo de Vs y la columna de suelo.

H (m)	D (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Poisson	RHO (kg/m ³)
2	2	450	260	0.25	1700
4	6	695	401	0.25	1720
6	12	450	260	0.25	1740
13	25	695	401	0.25	1800
-	>25	2078	1200	0.25	2000

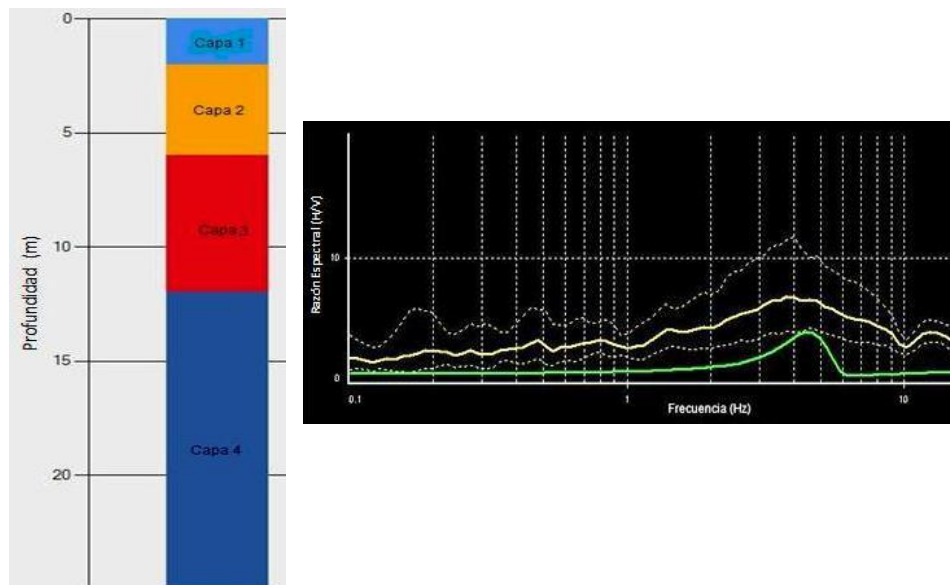


Figura No. 3-8. Obsérvese en el margen izquierdo la columna del suelo que explica el comportamiento dinámico de los suelos en el sitio. En el margen derecho se muestra la comparación entre la FTT (curva de color verde) y la FTE (amarillo) del punto 8.

La función de transferencia teórica, como se logró observar en la Figura 7 (margen derecho) genera una sola amplitud que aparece en la función de transferencia empírica; ambas presenta similitud en cuanto a la frecuencia fundamental, no siendo así, en el caso de la amplitud ya que la FTT quedo por debajo de la FTE; esto se debe a, que la técnica de Nakamura solo determina amplificaciones relativas, que están relacionadas a la energía liberadas por las fuentes sísmicas locales en el suelo, es por ello que esta solo se debe tomar como un indicativo. A parte de esto, se sabe a través de la literatura consultada (Castrillo, 2012) que la amplitud de la amplificación que se genera sobre una estación de suelo no será la misma, que, la que se genere sobre una estación de roca. En algunos puntos (2, 16, 20 y 24) la curva teórica requirió un ajuste debido a que esta no se ajustaba a la FTE.

Como se mencionó anteriormente se obtuvo un modelo de Velocidad de corte para cada familia espectral (Figura No. 3-9) a partir de los datos de la Tabla 3-2.

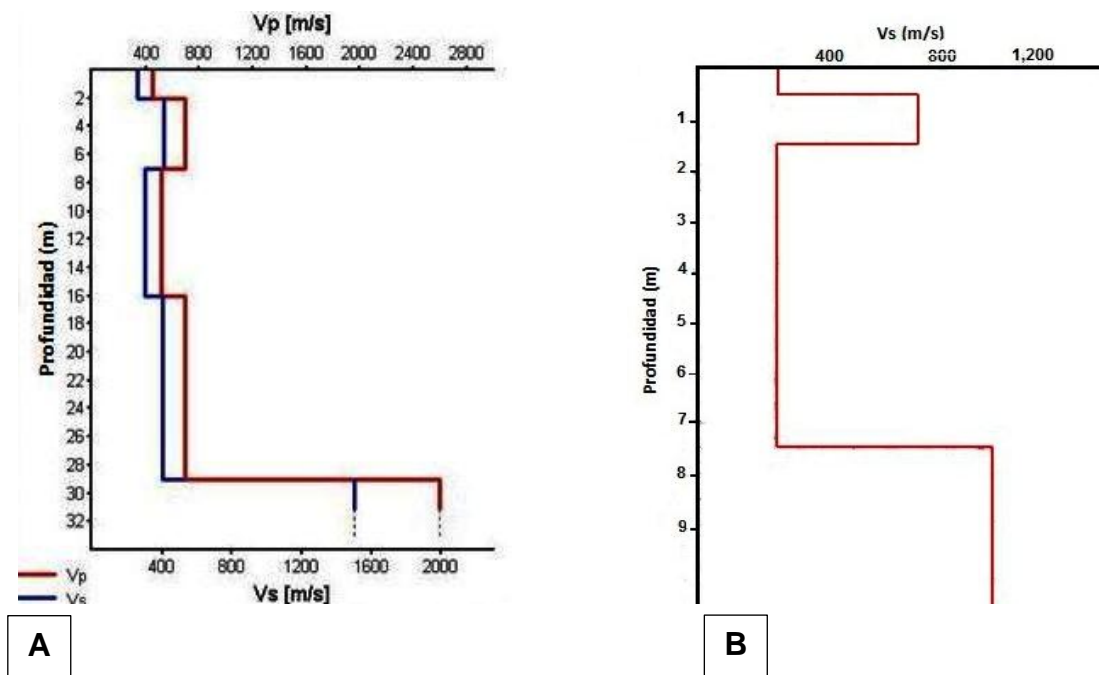


Figura No.3-9. Modelo de Velocidad de ondas de Corte estimado del punto 8 y 2. A. Familia Espectral 1 (Punto 8) y B familia Espectral 2 (Punto 2).

Se puede observar en la imagen anterior que las frecuencias pequeñas corresponden a un modelo de velocidad profundo lo contrario ocurre con la familia espectral 2 cuyos periodo son de larga duración lo cual se puede interpretar que para la segunda familia el basamento se encuentra más cerca de la superficie en comparación con la primera familia.

Cabe mencionar que solo la frecuencia fundamental fue medida propiamente en campo y las demás propiedades dinámicas fueron modeladas de forma teórica.

De acuerdo a modelo se obtuvo un espectro de respuesta elástica del sitio (Figura No. 3-10) con un amortiguamiento de 5%, para ello se tomó la base de datos 10 registros de terremotos que el software Deepsoil v5 ya tiene programado.

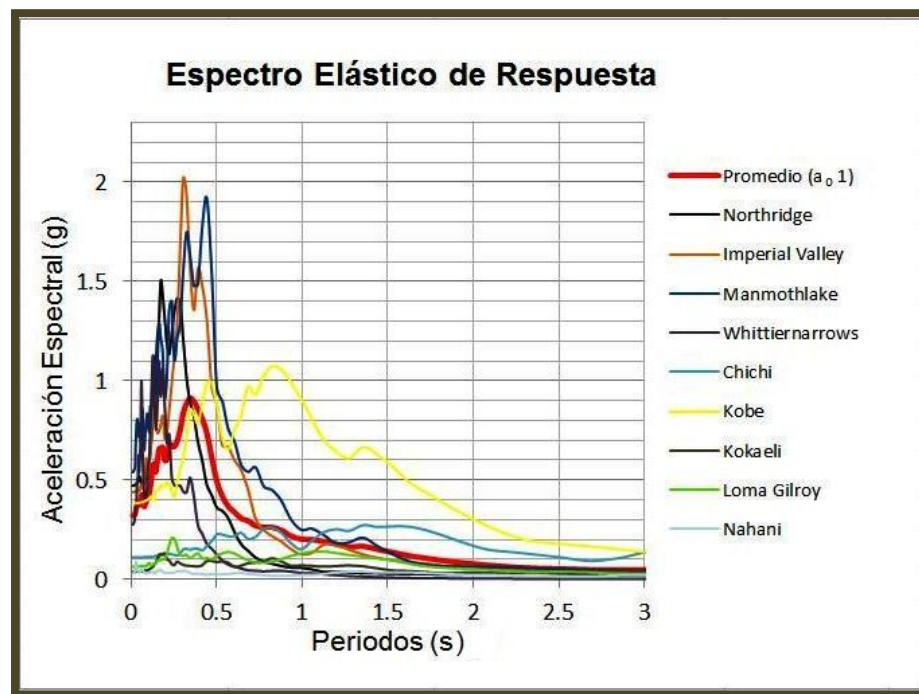


Figura No. 3-10. Registros de terremotos. La línea de color rojo representa el promedio.

En la Figura anterior se observa los diferentes espectros elásticos de respuesta para el modelo de velocidad propuesto. De esta base de datos de terremotos se

extrajo el promedio que presenta una aceleración espectral de 0.89 g en un periodo de 0.42 s. Las características del suelo e incidencia que puede existir en los estratos de este se ven reflejada en las aceleraciones espectrales mostradas anteriormente a través del modelamiento.

3.3. Amenaza Sísmica

La evaluación de la Amenaza Sísmica en el sitio de interés se llevó a cabo mediante la identificación de fuentes sismo generadoras capaces de producir movimiento sísmico en la superficie terrestre y el cálculo del potencial sísmico de cada una a fin de que pudieran ser evaluadas.

Con la geología regional y el catálogo de los registros sísmico cercanos al área de interés se estableció el potencial sísmico de cada una de las fuentes; cabe mencionar que debido al corto periodo del catálogo sismológico utilizado, el potencial sísmico se evaluó de acuerdo a las geometrías de las fuentes y características geológicas; de lo cual se determinó que las fuentes generadoras de sismo corresponden a estructuras lineales (fallas) con movimiento de tipo verticales (normal e inversa según la base de datos de Ineter de 1995).

Para dicho cálculo se consideraron 6 fallas geológicas posiblemente activas según la localización de los epicentros de los registros de actividad sísmica, (Figura No.3-11). Esta estructuras lineales corresponden a: falla El Cedral (f_4), falla Santa Rosa (f_1), falla La Quinta (f_3), falla Las Mesas (f_2), falla Nambaras (f_5) y por último la falla Las Quesera (f_6). A partir de las dimensiones de dichas estructuras se determinó que estas tienen la capacidad de generar sismos de baja a moderada magnitud, (Tabla No.3-3). Es importante destacar que los valores de a, b y los datos para graficar la curva del espectro de amenaza fueron proporcionados por el ing. Castrillo en el transcurso de dicho trabajo.

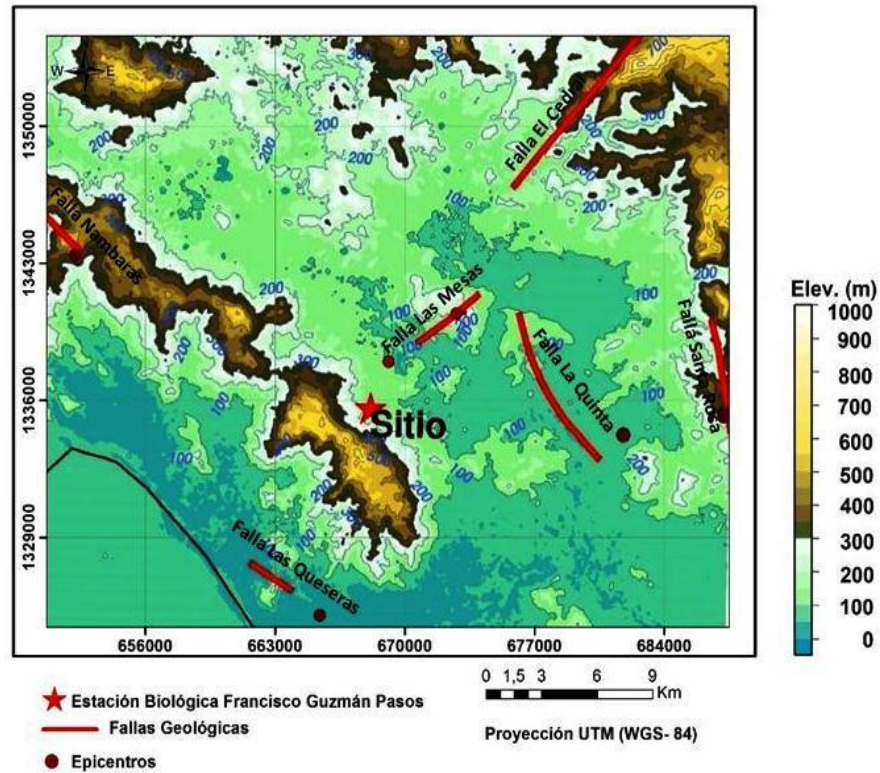


Figura No. 3-11. Sismicidad y estructuras geológicas consideradas para el análisis de Amenaza Sísmica en el área de estudio.

Tabla No. 3-3. Longitud de fallas, parámetros y potencial sísmico de las fallas colindantes al sitio de Estudio

ID	Longitud (m)	a	b	Magnitud
F ₁	6081.4	1.46	0.49	4.0
F ₂	4251	1.46	0.49	4.3
F ₃	8986.5	6.32	1.61	3.8
F ₄	18,393.6	6.32	1.61	4.5
F ₅	8076.1	6.32	1.61	4.2
F ₆	2757.6	6.32	1.61	3.7

El parámetro empleado en este estudio para cuantificar el movimiento del suelo es el valor pico de aceleración o PGA (Peak Ground Acceleration).

3.3.1. Máxima Aceleración Pico

Después de haber evaluado el potencial sísmico de cada una de las fuentes sismo generadoras, se calculó el máximo movimiento en el área en termino de aceleración; siguiendo la relación de Climent et al, 1994; para un periodo de retorno de 475 años y una probabilidad de no excedencia de 90% (Figura No. 3-12).

$$\ln \text{PGA (m/s}^2\text{)} = -1.687 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327$$

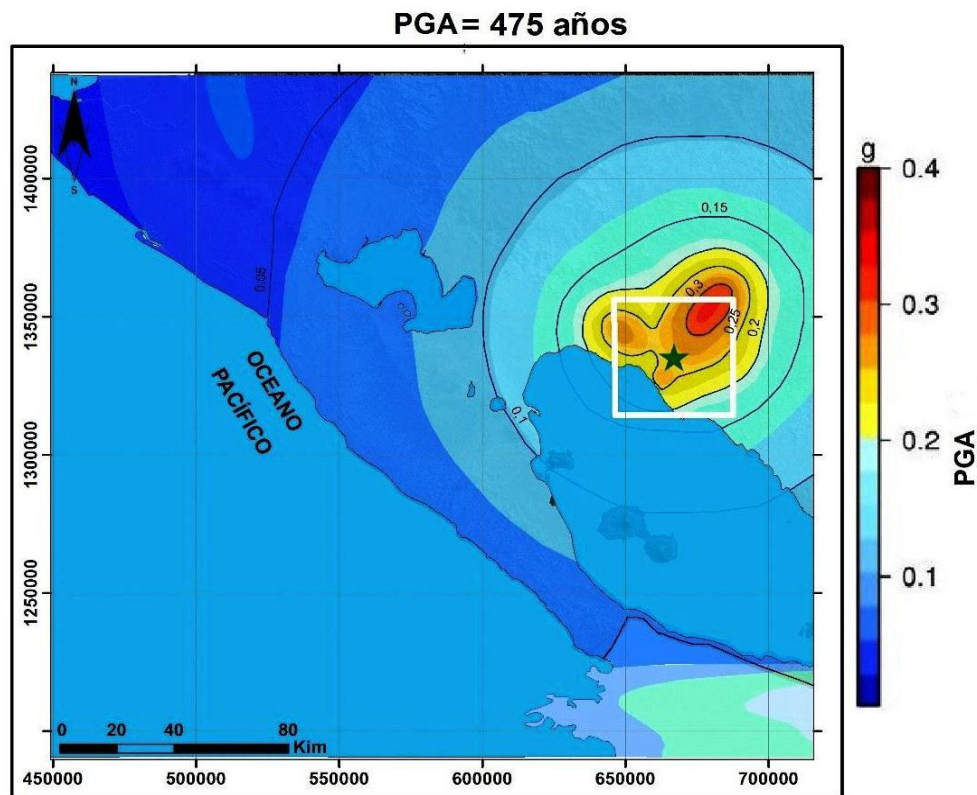


Figura No. 3-12. Mapa de aceleraciones esperadas para el área de estudio (polígono de color blanco); para un periodo de retorno de 475 años y una probabilidad de no excedencia del 90%. La estrella de color verde corresponde al área de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos.

En la Figura No. 3-12 muestra la distribución de los valores de aceleraciones obtenidas mediante el método probabilístico. En el área de estudio la aceleración máxima corresponde a 0.23 g; atenuándose hacia el sur y occidente del sitio; opuesto a esto ocurre hacia el noreste donde se observa una aceleración máxima de 0.3 g.

La aceleración máxima obtenida es una medida de la aceleración del suelo y el parámetro de entrada importante para la planificación de obras ingenieriles.

Basados en el resultado del análisis probabilístico de amenaza sísmica, se estableció el espectro de amenaza en base al modelo de atenuación y para el periodo de retorno establecido precedentemente, esto según lo requiere y se establece en el Arto. 27 numeral II del Reglamento Nacional de Construcción de Nicaragua (RNC-07). Para tal caso fueron agrupados el Espectro de amenaza, el promedio de registro de 10 terremoto aludido anteriormente y el espectro de diseño para el municipio de Juigalpa en una envolvente suavizada (Figura No. 3-13).

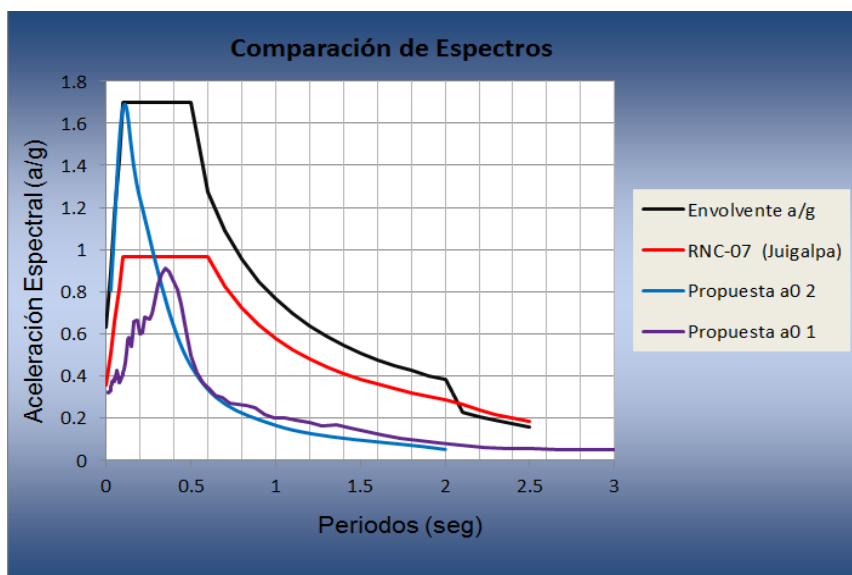


Figura No.3-13. Comparación de Espectros.

La Figura anterior es una propuesta que resulto del análisis realizado del modelo de Vs (Propuesta a_0 1) y del Espectro de Amenaza (Propuesta a_0 2).

Se puede observar que para cada caso (Propuesta) no se ve reflejado una tendencia similar en cuanto a la aceleración espectral y el periodo esto es debido a que el espectro de amenaza se encuentra en condición de roca que refleja una aceleración máxima de 1.68 g en un periodo de 0.1s (correspondiente a la ocurrencia de sismos lejanos), mientras que la propuesta a_0 1 presenta una aceleración de 0.33 g en un periodo de 0.89 s.

DISCUSIÓN

El sitio de investigación está controlado por dos fases de deformación las cuales son: NW-SE y NE-SW; estos sistemas están correlacionados a esfuerzos regionales correspondientes según Hunting 1971, a la falla Amerrisque y a la cordillera Isabelia. El primer sistema NW-SE, posiblemente está asociado a la formación del graben de Nicaragua.

Según Garayar en 1972, la litología que resguarda el municipio de Juigalpa pertenece a productos volcánicos básicos y félsicos, éstos han sido el resultado de erupciones de tipo centrales y fisurales. Litológicamente en el área de estudio se encontraron flujos basálticos y flujos piroclásticos de tipo riolita ignimbrítica que revela la existencia de un vulcanismo violento en el Terciario.

La unidad de riolita ignimbrítica en el margen NE dentro del área de estudio superficialmente presenta mayor extensión que la reportada por Garayar 1972, en su estudio, esto es atribuido probablemente a la escala en que fue elaborado el trabajo.

También, como parte del trabajo se definieron parámetros propios dinámicos del suelo como es el periodo de vibración de lo cual no se contaba de ningún estudio de este en el área, pero se conoce que a través de la investigación, que aplicar la técnica de Nakamura a registros de microtemores genera buenos resultados con respecto a periodos dominante sin tener que recurrir a costosas perforaciones y ensayos de laboratorios; esto se sustenta con estudios realizados en la ciudad de Managua, por ejemplo un estudio realizado en el 2009 por Hernández donde resalta que la técnica de Nakamura con ruido es válida para conocer la frecuencia dominante de los suelos y para estudiar la geología del terreno y por lo tanto es factible para evaluar el efecto de sitio en la ciudad.

Por otro lado se determinó la amenaza sísmica, haciendo uso del método probabilístico, éste permite conocer desplazamiento, velocidad y la aceleración

máxima de un lugar determinado, tomando en cuenta intensidades epicentrales. A diferencia de otro método este incorpora efectos de varios sismos de todas las fuentes sismogénicas en el entorno del sitio, ha sido muy utilizado nacional e internacionalmente, por ejemplo en el estudio de Páiz & Bendaña (2015) en Managua, fue evaluada la amenaza utilizando este mismo método, y Molina (2008) hace una evaluación probabilista de la amenaza en Bogotá, por lo tanto este método ha demostrado ser muy eficiente dando como resultado la aceleración máxima que tiene una probabilidad dada de ser superada en un período determinado de tiempo.

De igual manera en el 2012 el IGG-CIGEO realizó un estudio de evaluación de amenaza sísmica con el método probabilista donde obtuvieron como resultado una aceleración de 0.25 g; en esta monografía la aceleración resultante fue de 0.23 g, el pequeño contraste que existe puede deberse a la diferencia que concurre en cuanto a la geometría de las fuentes sismo generadoras que fueron tomadas en cuenta en ambos estudios.

CONCLUSIÓN

Con los objetivos propuestos anteriormente y con los resultados obtenidos del procesamiento de los datos levantados y medidos en campo, se puede concluir que:

Geológicamente el área de estudio está constituida por tres unidades litológicas que corresponde a:

- Unidad Basáltica; caracterizada por presentarse en forma de flujo masivo, y por establecer la base de la columna estratigráfica del área.
- Unidad Riolita Ignimbrítica; identificada en el área como la de mayor extensión en forma de flujo piroclásticos y caracterizada macroscópicamente por la presencia de estructura fiamme.
- Unidad deposito aluvial; se definió como la unidad de menor extensión en el área y la más reciente sobreyaciendo a la unidad basáltica.

La composición de estas rocas volcánicas varía de ácida (Riolita Ignimbrítica) a básica (Basalto).

Estas rocas de composición ácida en forma de flujos piroclásticos están asociadas a un vulcanismo violento de tipo nuees ardiente, originada posteriormente de las erupciones basálticas durante el Terciario.

El entorno estructural del área de estudio está definido por dos fases de deformación con patrones de fallamiento en dirección NW – SE y NE – SW. La primera fase de deformación de actividad tectónica que afectó el área de estudio corresponde al patrón de fallamiento NW - SE constituido por la presencia de dos fallas de carácter local y una inferida, de las cuales según la interpretación de fotos aéreas, modelos de sombra e indicadores cinemáticos se determinó que su mecanismo de movimiento es de tipo normal.

La última fase de deformación está definida por el patrón de fallamiento NE – SW; está formado por tres fallas de carácter local paralelas entre sí, que desplazan a la fase NW - SE. Se considera que esta fase de deformación dentro del entorno estructural del área es la más reciente y corresponden a un fallamiento de tipo normal.

Según los valores de periodo fundamental obtenidos de la FTE el suelo donde establecerá la construcción presenta diferencia en cuanto a las características dinámicas. De las curvas resultantes de dichas funciones se pudieron definir dos zonas (I, II) o familias espectrales que se agruparon según la similitud en la respuesta espectral por la amplificación y el contenido de frecuencia, ambas zonas presentaba discrepancia en cuanto a los periodos, lo cual se debe, posiblemente a un cambio de espesores de una zona con respecto a la otra.

La frecuencia dominante de la función de transferencia teórica coincidió con la frecuencia dominante de la función de transferencia empírica, obtenida a partir del análisis de la técnica de Nakamura con las mediciones de microtemores. Los valores de frecuencia dominantes y la presencia de picos pronunciados en la Función de Transferencia Empírica refleja la existencia de efecto de sitio. El modelo de velocidad de onda refleja la profundidad de basamento rocoso de 28m. Así mismo con el modelo de velocidad se obtuvo un espectro del promedio de 10 registros de terremotos contenidos en la base de datos de Deepsoil.

Con el análisis de la sismo-tectónica se identificaron e idealizaron seis fallas geológicas cercanas al sitio de interés, posiblemente activas; estas presentaban un potencial sísmico que varía de 3.7 a 4.5 M_0 . Estas fuentes sismo generadoras fueron utilizadas para establecer las aceleraciones máximas esperadas con una probabilidad de excedencia de 10% y periodo de retorno de 475 años, a través del análisis probabilístico de amenaza sísmica.

Las aceleraciones máxima estimadas que se obtuvieron con dicho análisis para el área de interés corresponden a valores de PGA = 0.23 g.

Se obtuvieron dos propuesta de espectro una en base al modelo de velocidad que resulto importante para obtener el promedio de los 10 sismo, la otra se obtuvo del análisis de amenaza sísmica la cual corresponde a un espectro de amenaza en base a roca; ambas se agruparon en conjunto a la del RNC-07 en una envolvente suavizada que presenta un ancho en el plateau o meseta de 0.1 s a 0.5 s en con una mínima diferencia en cuanto al periodo con la del reglamento no siendo así con la aceleración.

RECOMENDACIÓN

A partir del análisis de los resultados obtenidos y las conclusiones de la presente investigación se recomienda lo siguiente:

Para el aprovechamiento de la geología del área

- Elaborar un estudio petrológico y geoquímico a detalle para conocer el origen de la roca Riolita Ignimbrítica y la roca basáltica presentes en el área.
- Realizar un estudio de carácter vulcanológico para conocer el origen y la procedencia del flujo de la Riolita Ignimbrítica que se presenta en el sitio.
- Realizar un estudio dirigido a susceptibilidad de laderas debido a un alto grado de fracturamiento en los macizos rocosos y por la presencia de grandes bloques con un diámetro entre 2 y 3 m dentro y en los alrededores del área de estudio.

Para la realización de la obra civil

- Para validar las velocidades de ondas de corte es necesario realizar mediciones de ondas S in situ y correlacionarla con las mediciones de vibración obtenidas en este estudio.
- Hacer uso del mapa de las aceleraciones obtenidas a través de nuestro análisis tomando en cuenta la máxima aceleración obtenida $PGA=0.23\text{ g}$.
- Utilizar las propuestas obtenidas del análisis de la envolvente de los espectros de aceleración, que dio como resultado de este trabajo, para la realización del diseño estructural de las edificaciones que se vayan a construir en el sitio.
- Realizar un estudio geotécnico para tener un mejor conocimiento acerca del suelo. Dado que se observó en campo que el suelo es arcilloso del tipo

sonsocuite; este por lo general tiene la capacidad de expandirse en períodos lluviosos esto afectaría su resistencia al corte y disminuiría de gran manera la capacidad de resistencia a las cargas impuestas por una edificación, por lo tanto, es recomendable remover este tipo de material superficial y sustituirlo por un suelo mejorado.

BIBLIOGRAFÍA

1. Babin R. & Gómez D., (2010). Problemas de Geología Estructural, ISSN: 1989-6557.
2. Belsuzari M. & Sevilla R., (1988). Informe de Geología del área Norte de Juigalpa.
3. Benito & Cabañas., (1999). Caracterización del movimiento del suelo en ingeniería sísmica.
4. Bender, B. & Perkins, D. M. (1987) SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation. USGS. Washington.
5. Bermúdez & Franco., (2002). III Coloquio Microzonificación Sísmica. Cálculo del período fundamental del suelo como herramienta para la Microzonificación sísmica: casos colombianos.
6. Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W.D. and Matumoto, T., (1984). Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, J. Geophys. Res., 89, 7719-7735.
7. Case, J.E., Holcombe, T.L. and Martin, R.G., (1984). Map of geological provinces in the Caribbean region, in The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional tectonics, eds Bonini W.E., Hargraves, R.B & Shagam, R., Geol. Soc. Am. Mem., 162, 1 30.
8. Castillo & Zepeda., (2013). Análisis comparativo de la respuesta sísmica de sitio No – Lineal y Lineal equivalente en el área urbana de la ciudad de Managua, Nicaragua.
9. Castrillo, E. N., (2012). Evaluación de la amenaza sísmica en Nicaragua. Conceptos y aplicación. Ed. Académica Española.

10. CENAPRED, (2004). Instrumentación Sísmica.
11. Chávez-García, F.H., (1991). Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de México. Tesis Doctoral, Université Joseph Fourier de Grenoble.
12. Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagram, M., Dahle, A., Bungum, H., 1994. Spectral strong-motion attenuation in Central America, NORSAR Technical Report, No.2-17,46 pp.
13. Crisafulli & Villafañe., (2002). Espectros de respuesta y de diseño. Facultad de ingeniería – Uncuyo.
14. Darce, M., (1987). Geología del Distrito minero La Libertad, Nicaragua.
15. Drüggen, J., (1943) Petrografía Universidad de Chile. - 1. 2 págs. Ed.
16. Fernández, E., (2013). Marco Teórico. Universidad veracruzana. Capítulo II.
17. Frez & Gámez., (2008). Aspectos de la Sismotectónica de Nicaragua y su Alrededor. (Artículo GEOS, Vol. 28, No.3).
18. Frischbutter, A., (2002). Structure of the Managua graben, Nicaragua, from remote sensing images: Geofísica Internacional, v. 41.- 87-102 págs.
19. Garayar J., (1971). Geología y depósitos minerales de la Región de Chontales y Boaco. (Informe Geológico) Ministerio de Energía y Minas (MEM).
20. García G., (1985). Geología Estructural. – 7 pág.
21. García-Palomo A., (2002). Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan Estados de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. (Tesis de

- Doctorado Ciencias Vulcanología). Universidad Autónoma de México, México, DF.
22. Grajales E., (2003). Comportamiento Dinámico de los Edificios Provistos con Dispositivos Disipadores de Energía.
23. González, C., (1998). Geografía Física de Costa Rica. (Antología).
24. Hernández, O., (2009). Reevaluación del Efecto de Sitio y Propuesta de clasificación de Terrenos con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua. (Tesis M.Sc.)
25. Hodgson, G., 1980. Estudio Geológico de la mina La Libertad, Nicaragua. INMINE, unpubl. rept. 22 pp.
26. Hodgson, G., (2002). Geología Histórica de Nicaragua.
27. Hodgson, G., (2000). Introducción al Léxico Estratigráfico de Nicaragua.
28. IGG-CIGEO, UNAN-MANAGUA., (2012). Estudio Geotécnico y de Dinámica de Suelo del Proyecto “FAREM – Chontales” Sitio Juigalpa.
29. INETER, (2004). Evaluación de las Amenazas Geológicas e Hidrometeorológicas para Sitios de Urbanización del Municipio de Juigalpa.
30. INPRES, Instituto Nacional de Prevención Sísmica, (1992). Fallas Geológicas.
31. Kanai, K. & T. Tanaka, (1961). On microtremors. VIII, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 39, 97- 114.
32. Lagos, S., (2014). La Instrumentación Sísmica de México. UNAM-México. (Tesis Ing).

33. Lermo y Chávez - Garcia, (1993). SITE EFFECT EVALUATION USING SPECTRAL RATIOS WITH ONLY ONE STATION.
34. Lermo, J. y Chávez-García, (1994b). Are microtremors useful in site response evaluation? Bulletin of the seismological Society of America. Vol. 84. No. 5, pp 1350-1364.
35. Martínez, J., (2003). Geología Estructural y Dinámica Global.
36. Molina G., (2008). Evaluación probabilística de la Amenaza Sísmica Regional para Tunja. (Tesis Ing).
37. Montoya. I., (2013). Los laboratorios de campo como estrategia de concientización hacia la biodiversidad en la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos, Juigalpa, Nicaragua.
38. McBirney, A. R. and Williams, H., (1965). Volcanic history of Nicaragua. Univ. California Pub. Geol. Sci., 55, 65 pp.
39. Nakamura Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of RTRI 30 (1):25-33.
40. Obando, E. A. (2011). On the Application of Surface Wave Surveys for Seismic Site Response Evaluation. Lund University, Lund, Suecia. (Tesis Ph.D).
41. Parsons Corporation Report, (1972). The Geology of Western Nicaragua. Nicaragua Tax Improvement and Natural Resources Inventory Project, Final Technical Report, 4, 220 pp.
42. Puerta, R. T., Rengifo, J. T., Bravo, N. M., ArcGIS Básico 10.

43. Plaza, O., (2013). Geología Aplicada. Universidad Politécnica de Madrid-Ingeniería Técnica de Obras Públicas.
44. Protti, M., Guendel, F. and McNally, K., (1993). The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network, Phys. Earthplanet. Inter., 84, 271-287.
45. Romero, C., (2005). Estudio de Efecto de Sitio en el área Urbana de la Ciudad de Catarina.
46. Rubí, C., (2006). Tectónica Activa en la Cuenca de Managua: Paleosismicidad de la falla Cofradía. Tesis doctoral.
47. RNC (2007). Reglamento Nacional de la Construcción, RNC-07, Ministerio de transporte e infraestructura. Dirección general de normas de construcción y desarrollo urbanos.
48. Salguera Z. (2015). Estudio de vulnerabilidad sísmica mediante la revisión de capacidad de resistencia y el método estático no lineal, para el palacio nacional de ciudad Sandino, Managua.
49. Sandoval y Vera, (2013). Estudio de la Robustez de la Estimación Espectral de la Técnica H/V de Nakamura para Estudios de Caracterización Dinámica de Suelos.
50. Segura, R., (1973). Introducción a la Petrografía. Cuba.- 15 pág.
51. SINAPRED, (2013). Plan de Respuesta Municipal Juigalpa Departamento Chontales.
52. Sociedad Colombiana de Geotecnia, (2000). Una Red de Acelerógrafos para Santa Fe de Bogotá.

53. Steven L. Kramer, (1996). Geotechnical Earthquake Engineering; 148 – 269.
54. Páiz y Bendaña., (2015). Análisis de Amenaza Sísmica y Respuesta de Sitio considerando el potencial del fallamiento superficial en el Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua. (Tesis Ing).
55. Valenzuela, C., (2015). Características de los Sismos. Huaraz.
56. Valdés, J., (2007). Metodología para la estimación del peligro sísmico con base en la teoría de vibraciones aleatorias.

ANEXOS

Anexo I

Mapas de la Estación Biológica Francisco Guzmán Pasos y sus alrededores

- A. Mapa Geológico**
- B. Mapa Estructural**
- C. Mapa de Pendiente**

Anexo II

A. Mapa de zonificación

B. Gráficas de Función de Transferencia Empírica

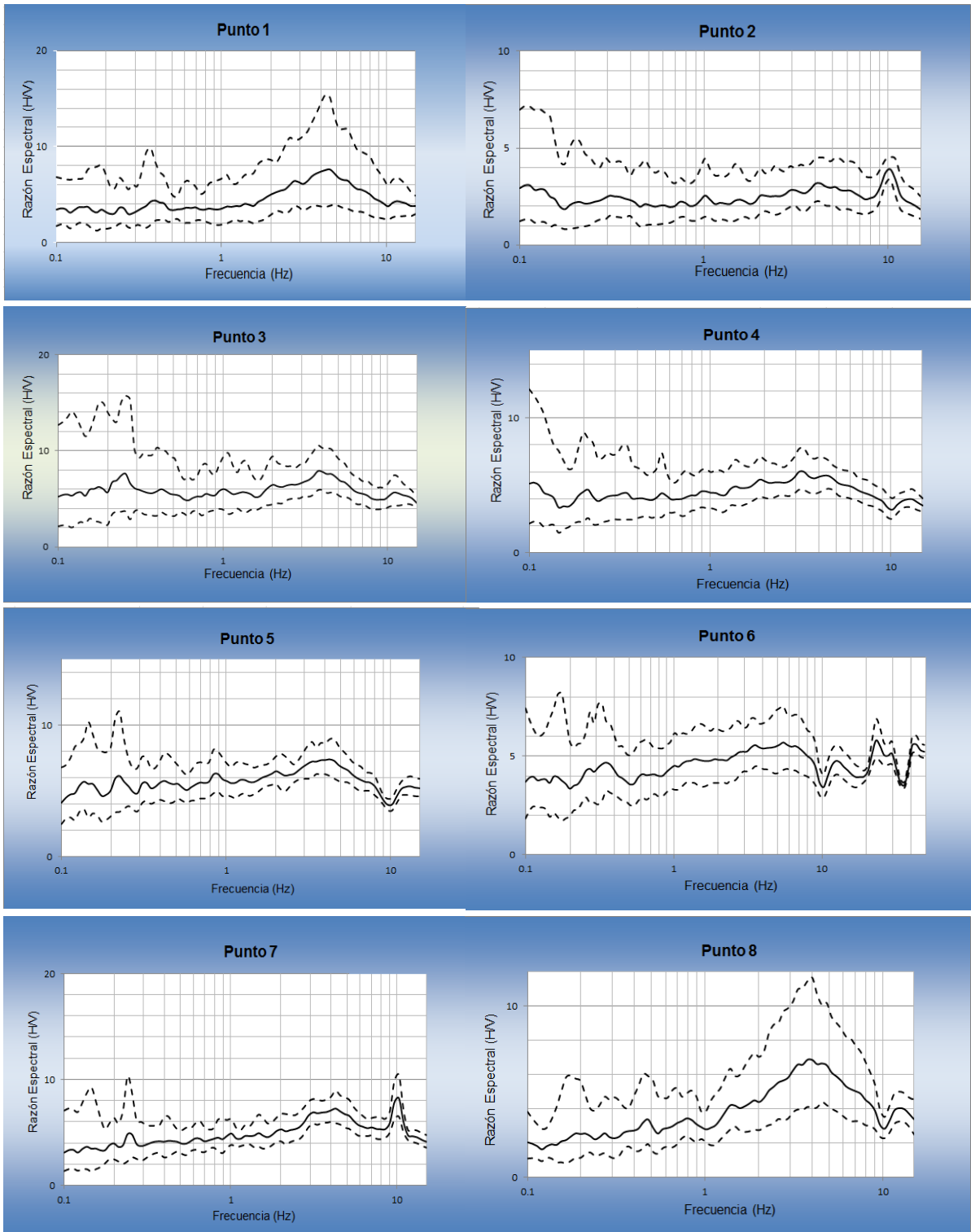
C. Gráficas de Función de Transferencia Teórica

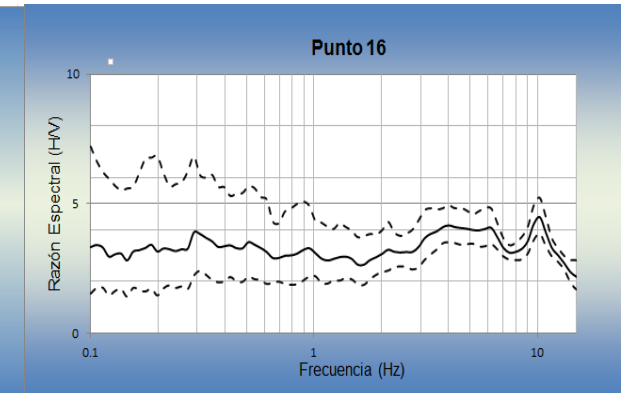
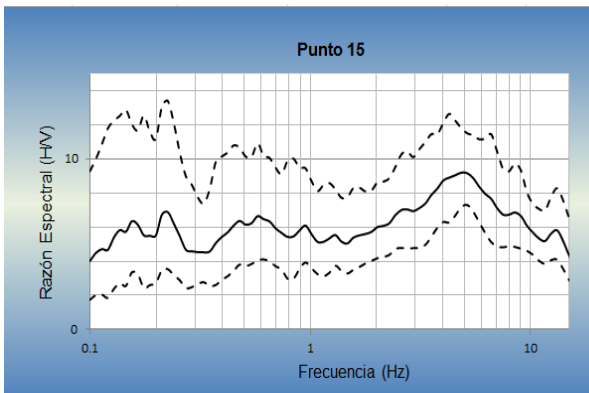
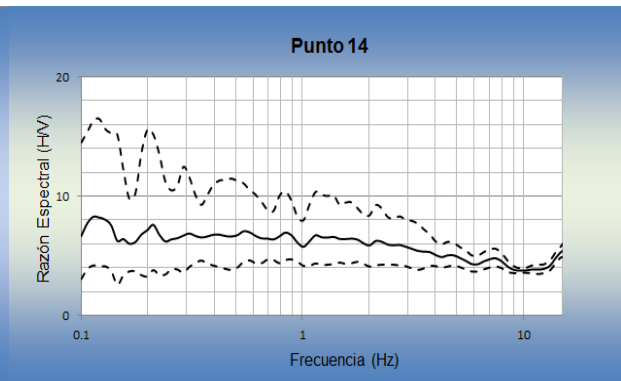
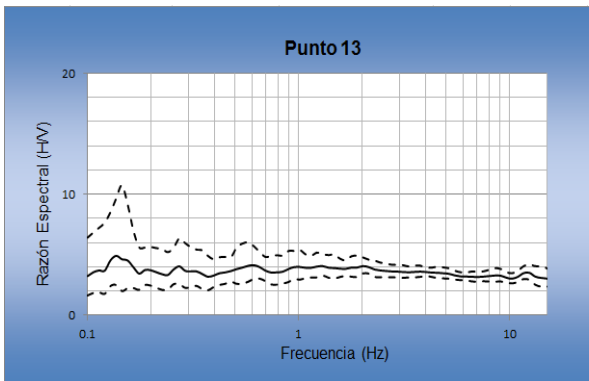
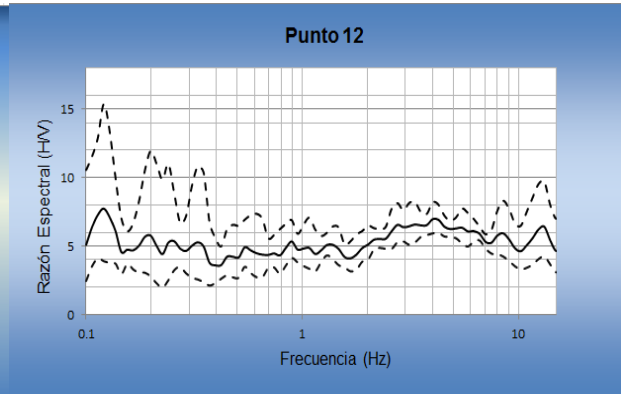
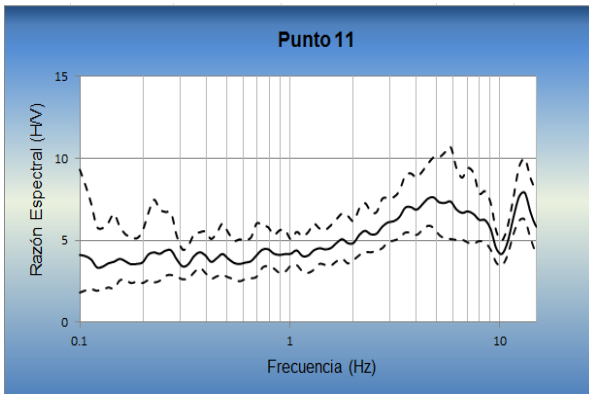
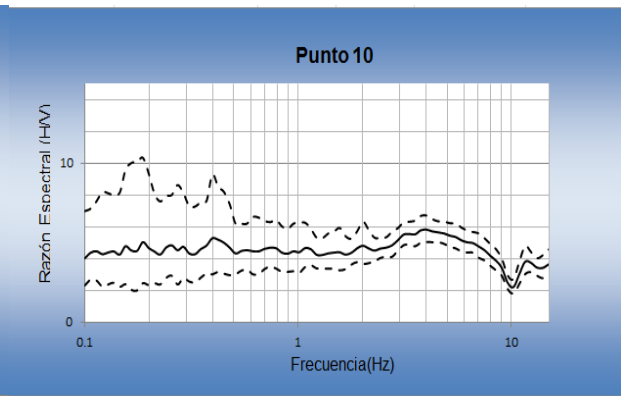
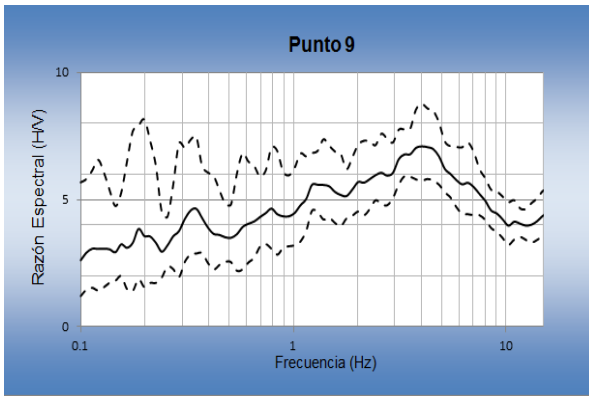
D. Tabla No. 4. Periodos y Aceleraciones de las propuestas, la Envolvente y el Espectro del RNC-07

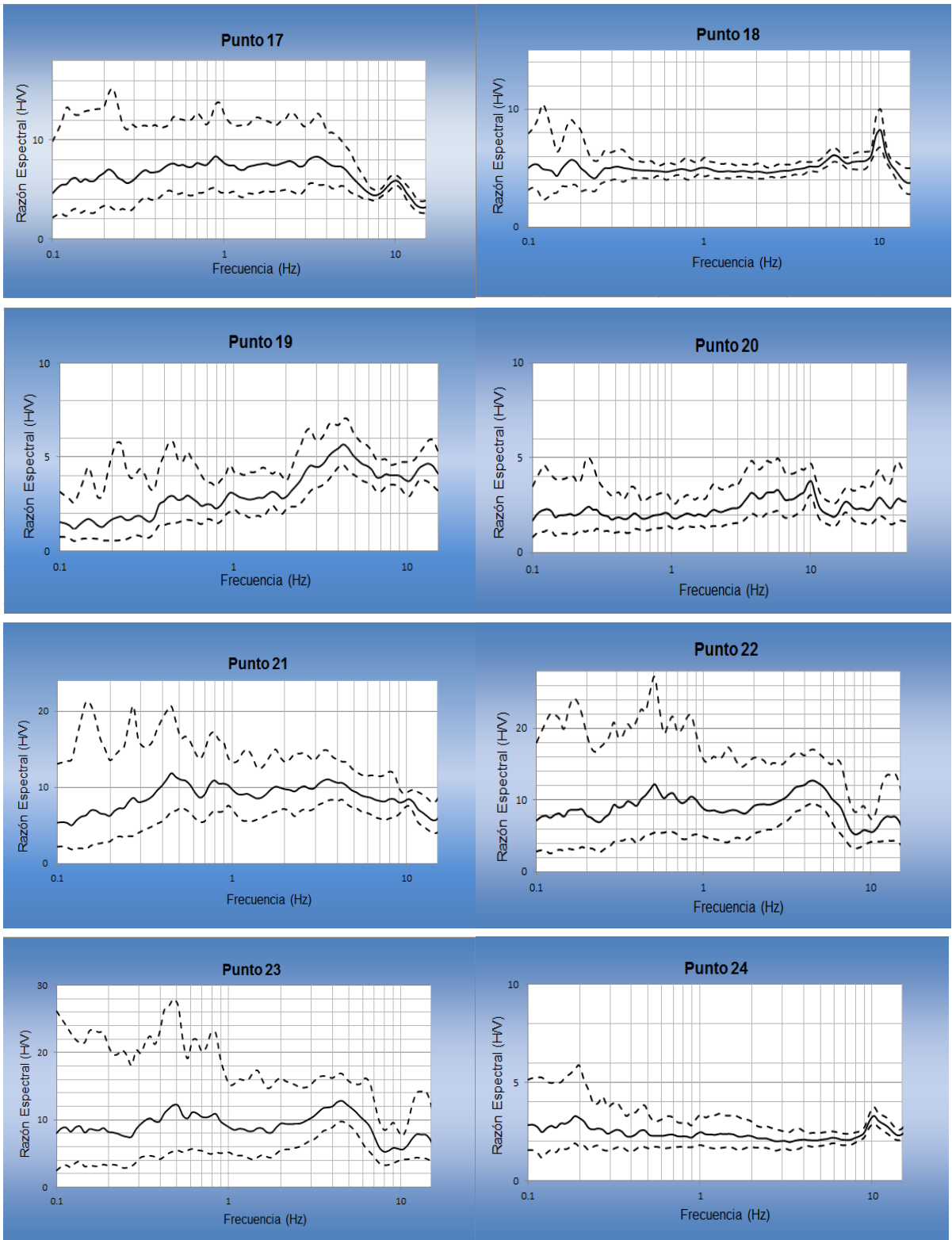
E. Tabla No 5. Registros de Terremotos utilizados para obtener la propuesta a_0

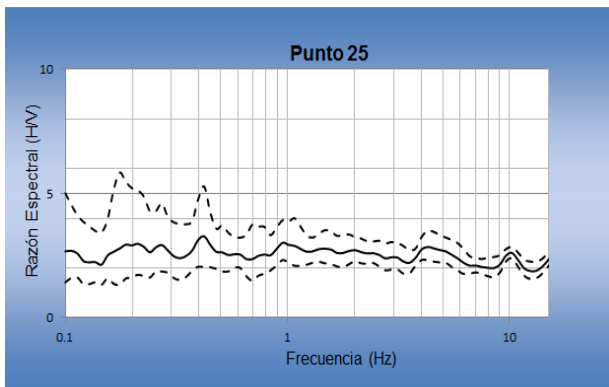
F. Tabla No.6. Datos utilizados para Elaboración de Rosa de Fractura

A. Gráficas de Función de Transferencia Empírica

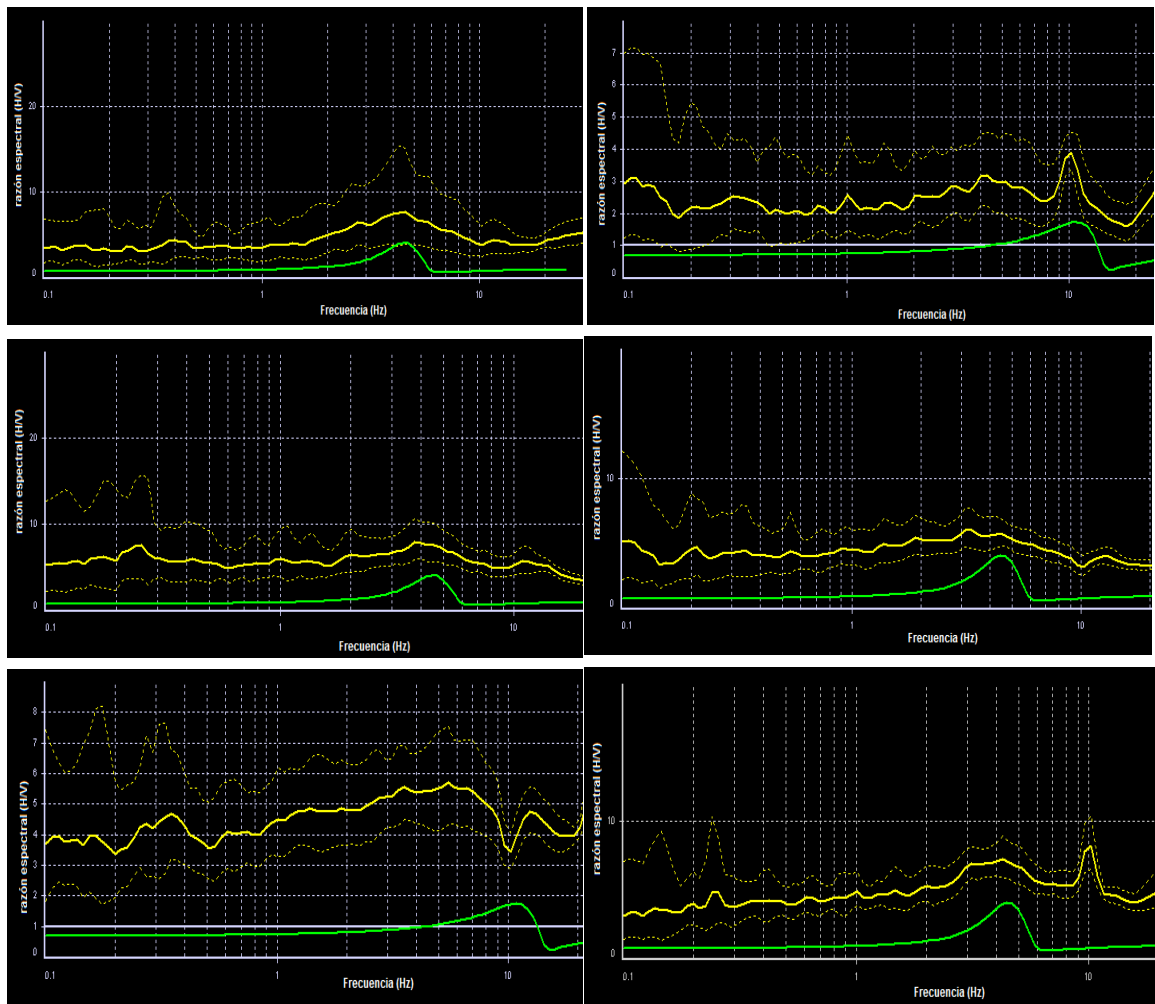


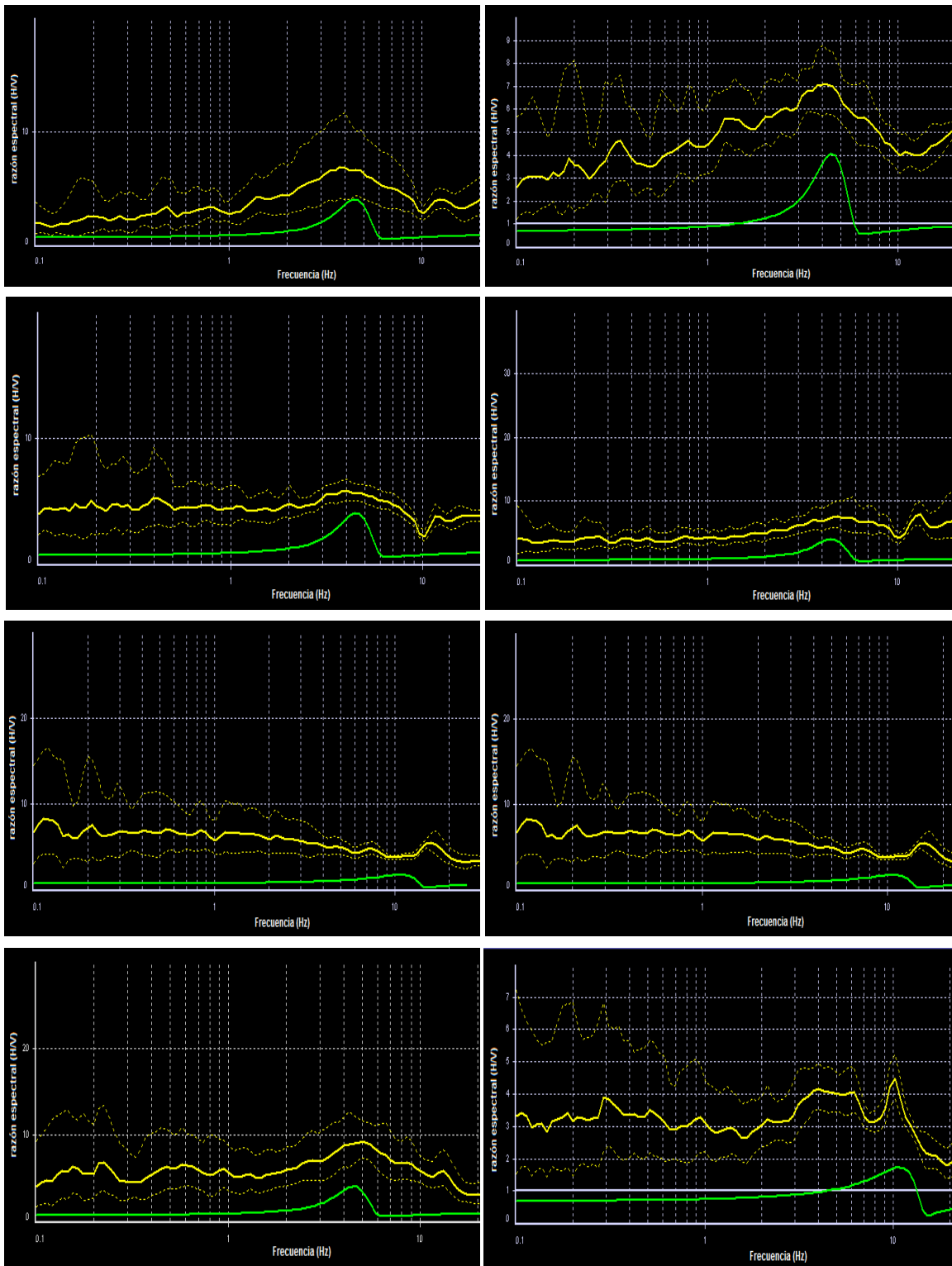






A. Gráficas de Función de Transferencia Teórica (enumeradas de acuerdo al mismo orden de las FTE)





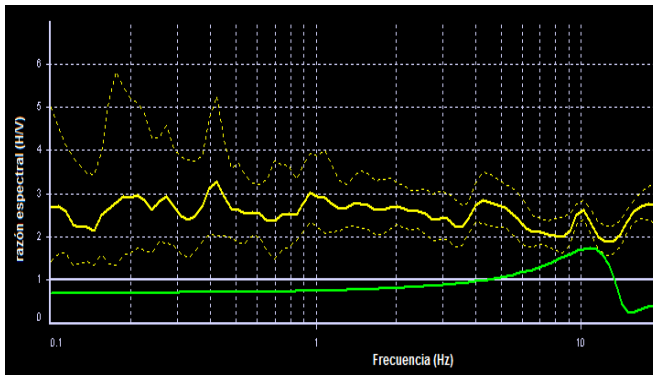


Tabla No. 4. Periodos y Aceleraciones de las propuestas, la Envolvente y el Espectro del RNC-07

Envolvente		RNC-07_Juigalpa		Propuesta a ₀ 1		Propuesta a ₀ 2	
T(s)	a/g	T(s)	a/g	T(s)	a/g (promedio)	T(s)	a/g
0	0.629	0	0.357	0.01	0.3210432	0.025	0.80581458
0.025	0.896325	0.025	0.508725	0.0106412	0.32116396	0.1	1.67988049
0.05	1.16365	0.05	0.66045	0.0113235	0.32133929	0.2	1.23416253
0.075	1.430975	0.075	0.812175	0.0120495	0.32151796	0.5	0.44523869
0.1	1.6983	0.1	0.9639	0.0128221	0.32178938	1	0.16503087
0.5	1.6983	0.5	0.9639	0.0136442	0.32214269	2	0.05120301
0.6	1.273725	0.6	0.9639	0.014519	0.32257746		
0.7	1.09176429	0.7	0.8262	0.01545	0.32277827		
0.8	0.95529375	0.8	0.722925	0.0164406	0.3236402		
0.9	0.84915	0.9	0.6426	0.0174947	0.3243348		
1	0.764235	1	0.57834	0.0186165	0.32503829		
1.1	0.69475909	1.1	0.52576364	0.0198101	0.32544847		
1.2	0.6368625	1.2	0.48195	0.0210803	0.32619482		
1.3	0.58787308	1.3	0.44487692	0.0224319	0.32869785		
1.4	0.54588214	1.4	0.4131	0.0238702	0.33002198		
1.5	0.50949	1.5	0.38556	0.0254007	0.33363824		
1.6	0.47764688	1.6	0.3614625	0.0270293	0.3424975		
1.7	0.44955	1.7	0.3402	0.0287624	0.35241499		
1.8	0.424575	1.8	0.3213	0.0306066	0.36205575		
1.9	0.40222895	1.9	0.30438947	0.032569	0.36384706		
2	0.3821175	2	0.28917	0.0346572	0.37105308		
2.1	0.22528469	2.1	0.26228571	0.0368794	0.37658045		
2.2	0.20526973	2.2	0.23898347	0.039244	0.37646877		
2.3	0.18780822	2.3	0.21865406	0.0417603	0.37336627		
2.4	0.17248359	2.4	0.2008125	0.0444378	0.38709915		
2.5	0.15896088	2.5	0.1850688	0.0472871	0.37413747		

Tabla No 5. Registros de Terremotos utilizados para obtener la propuesta a₀1

Nombre del Movimiento	año	mes	día	Magnitud	Profundidad (Km)	PGA
ChiChi	1999	9	20	7.6	15.3	0.183
Imperial Valley	1979	10	15	6.5	26.5	0.169
Kobe	1995	1	16	6.9	0.6	0.821
Kocaeli	1999	8	17	7.4	17	0.218
LomaGilroy	1989	10	18	6.9	19.9	0.17
MammothLake	1980	5	25	6.3	15.5	0.43
Nahnni	1985	12	23	6.8	16	0.148
Northridge	1994	1	17	6.7	26.8	0.217
Parkfield	1966	6	28	6.1	9.9	0.357
WhittierNarrows	1987	10	1	6	21.2	0.186

Tabla No.6. Datos utilizados para Elaboración de Rosa de Fractura

DATOS UTILIZADOS PARA LA REALIZACION DE ROCETAS DE FRACTURAS							
177.0 W	188.0 W	340.0 E	200.0 W	240.0 N	308.0 N	349.0 E	150.0 W
177.0 W	230.0 N	345.0 E	120.0 S	209.0 W	308.0 N	025.0 E	210.0 W
177.0 W	250.0 N	010.0 E	180.0 W	163.0 W	302.0 N	134.0 S	145.0 W
177.0 W	230.0 N	030.0 E	040.0 E	120.0 S	310.0 N	239.0 N	150.0 W
176.0 W	250.0 N	110.0 S	100.0 S	120.0 S	339.0 E	256.0 N	139.0 W
020.0 E	230.0 N	110.0 S	090.0 S	120.0 S	350.0 E	349.0 E	
022.0 E	258.0 N	070.0 S	130.0 S	120.0 S	322.0 E	335.0 E	
020.0 E	285.0 N	355.0 E	238.0 N	120.0 S	052.0 S	335.0 E	
027.0 E	300.0 N	215.0 W	152.0 W	270.0 N	346.0 E	031.0 E	
020.0 E	299.0 N	208.0 W	198.0 W	260.0 N	345.0 E	028.0 E	
018.0 E	320.0 E	208.0 W	122.0 S	090.0 S	338.0 E	360.0 E	
023.0 E	060.0 S	208.0 W	065.0 S	270.0 N	015.0 E	360.0 E	
020.0 E	018.0 E	208.0 W	022.0 E	352.0 E	318.0 E	360.0 E	
060.0 S	020.0 E	208.0 W	068.0 S	068.0 S	312.0 N	180.0 W	
169.0 W	020.0 E	208.0 W	068.0 S	300.0 N	328.0 E	180.0 W	
189.0 W	230.0 N	208.0 W	068.0 S	305.0 N	055.0 S	180.0 W	
195.0 W	169.0 W	163.0 W	068.0 S	310.0 N	108.0 S	149.0 W	
185.0 W	010.0 E	260.0 N	110.0 S	315.0 N	035.0 E	150.0 W	
199.0 W	030.0 E	200.0 W	208.0 W	305.0 N	035.0 E	210.0 W	
163.0 W	045.0 E	200.0 W	125.0 S	308.0 N	309.0 N	150.0 W	