CAPÍTULO

1

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES



TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES 1

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El día 15 de Noviembre de 2004 se presentó un terremoto en la zona de Pizarro en la costa Pacífica Colombiana a unos 180 km de distancia de la ciudad de Cali, la magnitud calculada para este evento sísmico fue de 7.2 (Mw). Este sismo catalogado como lejano generó graves efectos en una serie de edificaciones de alturas intermedias en zonas específicas de Cali caracterizadas por la presencia de depósitos de suelos blandos de gran espesor. En este sismo no se presentaron víctimas fatales, según reportes oficiales el sismo generó cerca de 4000 damnificados y pérdidas económicas del orden de $ 2 millones de dólares.

El 25 de enero de 1999 se presentó un sismo de magnitud 6.2 grados en la escala de Richter con epicentro en el municipio de Córdoba (Quindío), causando la muerte de centenares de personas y daños graves en las ciudades de Armenia y Pereira, al igual que en varios municipios cercanos incluidas las poblaciones del Norte del Valle del Cauca. Armenia, la capital del departamento del Quindío fue afectada de manera muy fuerte en el centro y sur de la ciudad, debido principalmente al fenómeno de amplificación sísmica producido por el subsuelo de la ciudad. El terremoto generó pérdidas del orden de $ 2.4 billones de pesos (US $ 1.600 millones), correspondientes al 1.4% del PIB Nacional de ese año. El sismo se originó en uno de los ramales del sistema de falla Romeral el cual pasa a poca distancia de la ciudad. De manera general se observó que la mayoría de edificaciones diseñadas y construidas con base en los requerimientos sísmicos dados por la norma NSR-98 presentaron un buen comportamiento frente a las solicitaciones sísmicas.

Años antes, en marzo de 1983, un terremoto de magnitud 5.5 mb y con epicentro ubicado al suroeste de la ciudad de Popayán, sacudió a esta ciudad causando gran destrucción, un número estimado de víctimas del orden de 300, 1500 heridos y pérdidas estimadas en US $ 400 millones. Este sismo fue generado por unos de los ramales del sistema de Romeral.

También el 23 de noviembre de 1979, Manizales y Pereira fueron sacudidas por un sismo de 6.5 de magnitud Richter con epicentro en el municipio El Cairo ubicado en el departamento del Valle, proveniente de la zona de subducción. Este sismo causó daños equivalentes a US$ 20 millones de dólares. Varios edificios colapsaron y los daños se concentraron en edificios de altura media. Manizales fue la ciudad más afectada.

De acuerdo con la información histórica, el 31 de enero de 1906 se presentó al suroccidente de Tumaco uno de los sismos más grandes que se hayan registrado a nivel mundial en tiempos modernos. Su magnitud se estima fue de 9.2 Mw. También, el 18 de mayo de 1875, la ciudad de Cúcuta fue prácticamente destruida por un terremoto de muy alta intensidad. Se estima que fueron cerca de 10,000 los muertos. En ambos casos el sismo se sintió en buena parte del país generando graves daños en las poblaciones ubicadas en las zonas epicentrales.

A parte de lo anterior, el catálogo sísmico nacional indica que recurrentemente se presentan en diferentes zonas del país sismos con características destructivas con graves afectaciones a la población y a la infraestructura. Para el caso particular de las poblaciones del Departamento del Valle del Cauca, los registros históricos indican sismos de consideración a lo largo de muchos años. Es así como los eventos ocurridos el 9 de julio de 1766 (evento con epicentro en Buga que destruyó las principales iglesias y las edificaciones altas de la ciudad de Buga, generando

pérdidas en otras poblaciones del Valle del Cauca en especial en Calí), el 18 de noviembre de 1827 (epicentro en Timaná, Huila), el 31 de Enero de 1906 (epicentro en el Océano Pacífico Sur),el 9 de Febrero de 1967 (epicentro en el este de Neiva), y el 8 de Febrero de 1995 (epicentro en Calima, Valle del Cauca), han generado daños en diferentes ciudades y poblaciones afectando de manera importante no solo a la población sino a las edificaciones más vulnerables de las principales ciudades y poblaciones del Valle del Cauca.

Ejemplos como los anteriores se han presentado con menor intensidad en diversas ciudades importantes del país tales como Medellín, Cali y hasta Bogotá. En general, luego de recopilar la información sísmica histórica del país se llega rápidamente a la conclusión de que prácticamente toda el área Andina de Colombia está sometida a una amenaza sísmica de consideración y que definitivamente los depósitos de suelos locales en cada uno de los sitios juegan un papel fundamental en la respuesta sísmica del subsuelo, contribuyendo en general a agravar los daños y efectos que el terremoto genera a nivel de las viviendas y construcciones en la superficie del terreno.

De acuerdo con el literal A.2.9 de las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente (NSR), Ley 400 de 1997 y Decreto 33 de 1998, las capitales de Departamento y las ciudades de más de 100 000 habitantes localizadas en zonas de amenaza sísmica intermedia y alta, con el fin de tener en cuenta el efecto que sobre las construcciones tenga la propagación de la onda sísmica a través de los estratos de suelo subyacentes, podrán armonizar las reglamentaciones municipales de ordenamiento del uso de la tierra, con un estudio o estudios de micro zonificación sísmica que cumpla con una serie de actividades y estudios que se detallan en las Normas NSR-98, adoptadas oficialmente por el Estado con base en las Normas AIS-100 de la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica.

Aunque ni la ciudad de Cali ni los municipios vecinos como Palmira, Tuluá y Buga contaban con un estudio detallado de microzonificación sísmica, de acuerdo con el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia desarrollado por la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica AIS, (1996), es conocido que toda la región del Valle del Cauca está sometida a una alta amenaza sísmica, lo cual obliga a considerar el sismo como una de las hipótesis críticas de diseño para cualquier tipo de obra de infraestructura y como el fenómeno catastrófico más probable para efectos de adelantar acciones de prevención de desastres y hacer estimaciones de pérdidas, escenarios de daño y planes de respuesta en caso de emergencias.

Adicionalmente a lo anterior, en la formulación del Plan de Acción del Director General de la CVC 2001-2003 se incluyeron dentro del programa de Gestión Ambiental Territorial y del subprograma de participación en prevención y atención de desastres, el proyecto de Zonificación Territorial de Amenazas Naturales y el subproyecto de microzonificación sísmica (el proyecto y subproyectos mencionados fueron ratificados en el plan de acción de la CVC 2004-2006). Por otra parte el Plan Departamental para la Gestión del Riesgo, Valle del Cauca (Junio de 2003), elaborado con apoyo de la Corporación Fondo de Solidaridad, establece la necesidad de llevar a cabo estudios de microzonificación y de escenarios de riesgo teniendo en cuenta la vulnerabilidad de los elementos expuestos.

En consecuencia, considerando la alta amenaza sísmica a que están sometidos los municipios de la región y la necesidad urgente de adelantar estudios de vulnerabilidad y riesgo que permitan establecer escenarios de situaciones de desastre con base en los cuales se puedan establecer estrategias de gestión del riesgo, la CVC solicitó a la Universidad de los Andes el desarrollo de los estudios de microzonificación sísmica de tres municipios del Valle del Cauca (Palmira, Tuluá y Buga). En forma complementaria se solicitó adelantar estudios adicionales

tendientes a la evaluación general de la vulnerabilidad y riesgo de las ciudades con el fin de contar con bases técnicas sólidas en la preparación de planes de contingencia y actividades de prevención y preparación para dichos escenarios catastróficos. Igualmente se pretendía establecer las bases para el estudio de alternativas de retención y transferencia del riesgo que garantice al menos en parte una protección financiera del riesgo, no solo de las entidades públicas sino de las construcciones privadas de cada uno de los municipios involucrados. La CVC decidió cofinanciar este estudio, en virtud de que los municipios incluyeron en sus POTs la ejecución de los mismos.

Fue así como el día 9 de Octubre se firmó el Convenio Especial de Cooperación CVC 091-2003 entre la Corporación del Valle del Cauca, CVC, los municipios de Palmira y Tulúa y la Universidad de los Andes como entidad ejecutora. El convenio fue firmado el día 9 de octubre de 2003, con acta de inicio del 16 de enero de 2004 y una duración de 16 meses. En el año 2004 se presento una suspensión temporal de cuatro meses y medio. Posteriormente, en abril 13 de 2005 dicho convenio se amplió mediante la Primera Adición al convenio 091 en la cual se incluyó al municipio de Buga en los alcances del estudio. El proyecto se desarrolló entre enero de 2004 y septiembre de 2006. El presente informe resume todas las actividades de tipo técnico desarrolladas a lo largo de la ejecución del convenio.

Considerando los antecedentes y experiencias previas no solo a nivel nacional en los terremotos relacionados anteriormente sino a nivel de estudios, normativas, reglamentaciones y herramientas de manejo de información que permitan una efectiva gestión del riesgo sísmico en el corto plazo, el presente estudio se enfoca principalmente al desarrollo de las actividades que realmente se requieren para alcanzar los objetivos generales establecidos, garantizando con esto la máxima aplicabilidad de los resultados en forma casi inmediata por parte de los municipios.

Diversos son los antecedentes de estudios de amenaza y riesgo en el país. Uno de los principales documentos que tuvo gran impacto en las prácticas de diseño y construcción a nivel nacional corresponde al Código Colombiano de Construcciones Sismorresistentes, Decreto 1400 de 1984, el cual se basó principalmente en la Norma AIS 100, la cual venía desarrollándose durante varios años por parte de la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica (AIS). Casi simultáneamente se publica el primer Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia en el año 1984 también por parte de la AIS, el cual fue actualizado posteriormente en octubre de 1996. Una nueva versión de las normas se legaliza mediante las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismorresistente, Ley 400 de 1997 y decretos reglamentarios (Decreto 33 de 1998 y 34 de 1999). Esta última es la reglamentación vigente en la actualidad a nivel nacional.

Por otro lado y reconociendo los importantes efectos que tiene la respuesta sísmica de los depósitos de suelo locales y demás características particulares de cada uno de los sitios en que se ubique una población determinada, se han venido desarrollando en el país diversos estudios de micro zonificación sísmica de ciudades. El primer estudio se desarrolló para la ciudad de Popayán en el año 1992 por parte de la Comunidad Económica Europea, el Ingeominas y la Universidad de los Andes. Posteriormente se realizó el estudio de microzonificación sísmica de la ciudad de Bogotá en el cual participaron principalmente la Universidad de los Andes y el Ingeominas y cuyo informe final se publicó en el año 1997. También se realizó el estudio para la ciudad de Medellín el cual se publicó en el año 1999 ejecutado por la Universidad EAFIT, Integral, Ingeominas y la Universidad Nacional de Medellín.

Hacia abril de 1999 se realizaron también los estudios de microzonificación sísmica de la ciudad de Pereira y los municipios de Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal bajo la dirección de la Universidad de los Andes y la participación de varias firmas locales.

Luego de la ocurrencia del sismo de Armenia de 1999, la OFDA/AID de los Estados Unidos solicitó a la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, AIS, y a la Universidad de los Andes el estudio del comportamiento del suelo de las zonas centro y sur de la ciudad de Armenia ante las solicitaciones del sismo. De esta manera se formuló el Estudio de *Microzonificación Sísmica Indicativa para Orientar la Reconstrucción de Armenia-Quindío*, en el cual también participaron la Universidad del Quindío y el Ingeominas. Este estudio fue realizado con el fin de redefinir el plan de ordenamiento territorial y orientar los programas de reconstrucción bajo el cumplimiento de las normas de diseño y construcción sismorresistente vigentes.

Hacia el año 2001, la ciudad de Bucaramanga también realizó algunos estudios preliminares con la participación directa de Ingeominas.

De la misma manera, más recientemente la Universidad de los Andes adelantó el *Estudio de Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Manizales*, con la colaboración de la Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales, y de varias firmas consultoras locales. Dicho estudio se entregó a la ciudad a finales del año 2002. En dicho estudio se realizaron aportes innovadores a nivel tecnológico que se han tenido en cuenta para desarrollar el presente estudio, lo que significa que los municipios de Palmira, Tulúa y Buga ahora cuentan con evaluaciones de alto nivel de desarrollo tecnológico que se espera sean un insumo fundamental para avanzar en la gestión del riesgo en la región.

Simultáneamente a los anteriores estudios, se han venido realizando una serie de estudios y proyectos relacionados con la evaluación de vulnerabilidad sísmica de la infraestructura de ciudades, estimación de pérdidas por terremoto, evaluación del riesgo sísmico y en general las actividades relacionadas con la gestión general del riesgo. En estos y otros proyectos la Universidad de los Andes ha coordinado sus esfuerzos con la AIS, como autoridad en el tema y con otras entidades como universidades regionales, corporaciones autónomas regionales y firmas de consultoría especializadas. Estos desarrollos han demostrado por otro lado la necesidad de ampliar y proyectar los estudios de micro zonificación sísmica hacia la evaluación de la vulnerabilidad de los diferentes componentes de la infraestructura de las ciudades y hacia la valoración final del riesgo en términos de pérdidas económicas y afectaciones a la población. En estas aplicaciones se refleja la verdadera potencialidad de los estudios de micro zonificación sísmica.

Para corregir las causas del riesgo mediante acciones de intervención de la vulnerabilidad y mediante el fortalecimiento de la capacidad de gestión del riesgo en todas sus modalidades y ámbitos, es necesario identificar y reconocer el riesgo existente y las posibilidades de generación de nuevos riesgos desde la perspectiva de los desastres naturales. Esto implica dimensionar o medir el riesgo con el fin de determinar la efectividad y eficiencia de las medidas de intervención; sean estas tanto correctivas como prospectivas. La evaluación y seguimiento del riesgo es un paso ineludible para su reconocimiento por parte de los diversos actores sociales y los órganos de decisión responsables de la gestión. Es decir, es necesario hacer manifiesto el riesgo, socializarlo e identificar sus causas. En consecuencia, dicha evaluación y seguimiento debe realizarse utilizando herramientas apropiadas e idóneas que faciliten la comprensión del problema y orienten la toma de decisiones. El propósito de este estudio ha sido dimensionar la amenaza, a través de la realización de un estudio regional de amenaza y de microzonificación sísmica de las cabeceras municipales antes mencionadas, pero también de la

evaluación de la vulnerabilidad y el riesgo sísmico a nivel urbano, usando modelos de daños y pérdidas, para facilitar a los tomadores de decisiones de los municipios y del departamento tener acceso a información relevante que les permita identificar y proponer acciones efectivas de gestión del riesgo sísmico, considerando aspectos económicos, técnicos y funcionales.

Al igual que la amenaza, el riesgo se ha plasmado en mapas. Los mapas de riesgo representan "escenarios", o sea la distribución espacial de los efectos potenciales que se pueden presentar sobre el área geográfica, de acuerdo con el grado de vulnerabilidad de los elementos que componen el medio expuesto. Estos mapas no sólo son de fundamental importancia para la planificación de la intervención de la vulnerabilidad, sino también para la elaboración de los planes de contingencia que los organismos operativos de respuesta deben realizar durante la etapa de preparativos para emergencias. Es importante observar que un plan operativo elaborado con base en un mapa de riesgo elaborado técnicamente resulta mucho más eficiente que uno realizado de manera intuitiva ya que el mapa de riesgo permite definir procedimientos de respuesta más precisos para atender a la población en caso de desastre, utilizando toda la información disponible, específicamente la información de amenazas y su distribución espacial y la información de vulnerabilidad, en términos de los diferentes componentes de la infraestructura expuestos. Finalmente, se ha realizado un estudio sobre las pérdidas y las posibilidades de transferencia de riesgo, teniendo en cuenta que esta política de gestión del riesgo debe empezar a ser tratada en los municipios como un mecanismo complementario a la reducción del riesgo y la preparación para desastres.

De acuerdo con el desarrollo de los temas, el proyecto genera una serie de productos de la mayor importancia para efectos de la gestión de riesgo futuro de los municipios:

- Borrador de Proyecto de Decreto mediante el cual se adopta por parte de cada uno de los municipios los resultados de los estudios de microzonificación y toman el carácter de obligatorios para efectos del diseño de las nuevas construcciones en las áreas urbanas de los municipios.

- Toda la información técnica relacionada con estudios geológicos, geotécnicos, geofísicos y de vulnerabilidad, los cuales serán insumos fundamentales en el desarrollo futuro de los municipios, tanto a nivel de planes de desarrollo como para la directa ejecución de proyectos de desarrollo.

- Sistema de información sísmica, SISValle el cual le permite a cada uno de los municipios y a la CVC como entidad de control ambiental del Departamento contar con toda la información relacionada actualizada y en formato de muy fácil visualización y presentación. El sistema permite el manejo de información básica (cartografía, ríos, vías, predios, etc.), de información de amenazas, de vulnerabilidad de las construcciones y del riesgo global de cada uno de los municipios.

- Red de acelerógrafos de la CVC, conformada en el momento por siete (7) equipos para registro de movimiento fuerte instalados en los tres municipios estudiados.

El presente informe incluye los siguientes capítulos:

1. Introducción y antecedentes.

2. Reconocimiento geológico en el cual se presenta la información geológica superficial y su interpretación con miras a los mapas de microzonificación y se identifican y caracterizan las principales fuentes sismogénicas que generan amenaza en la zona, tanto a nivel regional como a nivel local.

3. Amenaza Sísmica en terreno firme que incluye la modelación probabilística de la amenaza incluyendo todas las fuentes sismogénicas identificadas y permite obtener la amenaza en terreno firme en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento para diferentes ordenadas espectrales.

4. Investigación geotécnica y geofísica que reúne toda la información resultante de las investigaciones de campo y laboratorio realizadas.

5. Respuesta dinámica del subsuelo y efectos de sitio en el cual se estudio de manera analítica los efectos que sobre la amenaza tienen los suelos y depósitos de la zona.

6. Microzonificación sísmica y espectros de diseño que conforma uno de los resultados principales del estudio y en el cual se resume la propuesta de amenaza sísmica a nivel de la superficie del terreno para cada uno de los municipios estudiados.

7. Vulnerabilidad y riesgo sísmico que incluye la valoración predio a predio de la vulnerabilidad sísmica de las construcciones incluidas en la base de datos catastral de cada municipio con base en lo cual se adelanta la evaluación del riesgo en términos de pérdidas económicas directas y afectación directa sobre la población (personas sin viviendas, heridos, muertos) para diferentes escenarios sísmicos.

8. Estrategia de retención y transferencia del riesgo en el cual se evalúa con bases técnicas y científicas las pérdidas máximas probables por terremoto y las primas puras de riesgo correspondientes a las pérdidas esperadas. Se plantean posibles alternativas para esquemas de retención o transferencia del riesgo de edificaciones públicas o privadas.

9. Sistema de información sísmica del Valle del Cauca – SIS-Valle+, sistema desarrollado para efectos de mantener actualizada y poder utilizar de manera ágil y efectiva toda la información geográfica de lo municipios. En particular permite el manejo y visualización de la información de amenazas, vulnerabilidades y riesgo sísmico.

10. Red de acelerógrafos de la CVC, en el cual se incluye toda la descripción de la red y de los equipos y se incluyen los manuales de instalación, operación y mantenimiento de los equipos.

11. Recomendaciones para estudio futuros. En este capítulo se presentan los temas que a criterio de la Universidad, en el futuro deben ser estudiados y desarrollados parte de la CVC y de los municipios relacionados de manera más detallada.

El presente estudio constituye por lo tanto el punto de partida de una verdadera gestión del integral riesgo del riesgo sísmico no solo en los tres municipios estudiados (Palmira, Tuluá y Buga) sino en todo el ámbito de influencia de la Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca – CVC.

Los diferentes análisis y modelos que se presentan en la compleja temática de amenaza y riesgo sísmico representan una primera evaluación y cuantificación aproximada de los posibles efectos y consecuencias que puede llegar a tener un evento sísmico con características destructivas. Los resultados constituyen herramientas fundamentales para una adecuada gestión del riesgo en el futuro que incluye actividades de normalización para diseño y reforzamiento sísmico, estrategias de prevención y mitigación del riesgo, planes de preparación para la atención de la emergencia y para futuras actividades de reconstrucción y estrategias concretas de protección financiera mediante análisis de optimización de retención y transferencia del riesgo.

Finalmente los resultados del estudio permiten definir un plan de acción estratégico en el corto, mediano y largo plazo que incluye actividades como operación, mantenimiento y eventual ampliación de la red de acelerógrafos; normalización basada en los estudios de microzonificación para el diseño sismorresistente y para los estudios de respuesta dinámica de proyectos importantes que permitan mejorar el nivel de información de la microzonificación; refinamiento y ajuste de la información catastral para el SISValle; implementación de un esquema de retención y transferencia del riesgo sísmico en edificaciones públicas y privadas; implementación de planes de prevención y mitigación del riesgo sísmico; estudio de otro tipo de amenazas como inundaciones, avalanchas, deslizamientos y otros para ser incluidos en el sistema de información; y en general planteamiento y desarrollo del sistema general de Gestión del Riesgo en toda la región.

Se debe resaltar la importancia que los resultados de este estudio significan para efectos de generar y adoptar una norma local de obligatorio cumplimiento. Para una correcta aplicación y práctica de estos resultados es necesario el liderazgo y el trabajo de las administraciones de los municipios de Palmira, Tuluá y Buga.

Como recomendación general y como una de las actividades fundamentales de la gestión general del riesgo sísmico, tanto la CVC como cada uno de los municipios involucrados tiene el reto de continuar en el avance permanente del conocimiento de la región y de las condiciones particulares de cada uno de los municipios. Para el efecto, el presente estudio constituye el marco fundamental a partir del cual se debe seguir ampliando y mejorando el nivel de conocimiento de los diferentes aspectos del trabajo incluyendo la información geológica, neotectónica, morfológica, sísmica, geotécnica y toda la información relacionada con infraestructura y aspectos poblacionales, sociales y económicos del municipio. Los resultados que se presentan son el punto de partida para una continua y permanente actividad de evaluación general del riesgo sísmico que permita contar con información actualizada y confiable para que, optimizando los recursos disponibles, se puedan adelantar las labores de prevención, preparación y atención en caso de un desastre de grandes proporciones.

CAPÍTULO

2

RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO



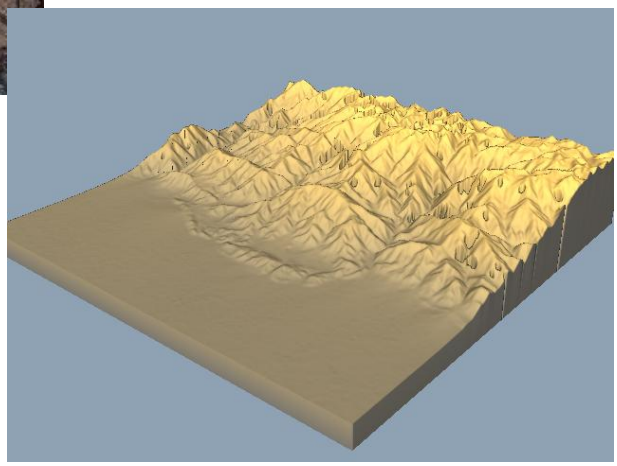


TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 2 RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO 2-1

2.1 INTRODUCCION 2-1
2.1.1 Objetivos y Alcance 2-1
2.1.2 Localización 2-1
2.1.3 Metodología Aplicada 2-2

2.2 GEOLOGIA 2-3
2.2.1 Marco tectónico global 2-3
2.2.2 Evolución del basamento colombiano 2-3
2.2.3 Provincias geotectónicas en Colombia 2-7
2.2.4 Geología regional del departamento del Valle del Cauca 2-25
2.2.5 Geología local 2-36

2.3 GEOMORFOLOGÍA 2-57
2.3.1 Geomorfología de la zona de Palmira 2-57
2.3.2 Geomorfología de la zona de Tulúa 2-59
2.3.3 Geomorfología de la zona de Buga 2-60

2.4 RIESGO POR ACTIVIDAD VOLCÁNICA 2-62
2.4.1 Reseña histórica 2-62
2.4.2 Volcanes activos en Colombia 2-62

2.5 PROPUESTA DE SEGMENTACIÓN DE LAS FALLAS 2-64

2.6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 2-71

2.7 BIBLIOGRAFÍA 2-74

ANEXO 2.1 - LOCALIZACIÓN GENERAL

ANEXO 2.2 - MAPA TECTÓNICO DE COLOMBIA DE PLACAS INTERACTUANTES

ANEXO 2.3 - DIAGRAMAS DE BLOQUES (ZONA DE SUBDUCCIÓN)

ANEXO 2.4 - PROVINCIAS GEOTECTÓNICAS

ANEXO 2.5 - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DEL VALLE DEL CAUCA.

ANEXO 2.6 - CORTE GEOLÓGICO GENERALIZADO A-A´ DEL VALLE DEL CAUCA

ANEXO 2.7 - LÍNEA DE REFLEXIÓN SÍSMICA VC-79-09 DE ECOPETROL

ANEXO 2.8 - FOTOINTERPRETACIÓN

ANEXO 2.9 - MAPAS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICOS DE PALMIRA, TULUÁ Y BUGA

ANEXO 2.10 - REGISTRO FOTOGRÁFICO DE AFLORAMIENTOS

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 (Fotografía). Aspecto de la superficie disectada del abanico de la Aurora en donde se aprecian bloques en superficie..... 2-26

Figura 2.2 (Fotografía). Lineamientos de las fallas que afectan el piedemonte Occidental de la cordillera Central (Sistema de Fallas Guabas – Pradera y Potrerillos). 2-27

Figura 2.3 (Fotografía). Panorámica de la depresión tectónica de la Ruiza donde se ilustra hacia el fondo los ápices de los abanicos y en primer plano el bloque levantado conformado por la Formación Vilela. 2-28

Figura 2.4 (Fotografía). Se aprecia la estructura de la roca al Nor Oriente de Potrerillos donde se podrá colocar un acelerógrafo. 2-28

Figura 2.5 (Fotografía). Panorámica que ilustra la cuenca superior de la quebrada La Honda y un embalse de los cuerpos de agua de Maracaibo, represados artificialmente sobre los depósitos del abanico de Potrerillos. 2-29

Figura 2. 6 Imagen Landsat mostrando los sistemas de abanico del río Pance (ver fotointerpretación detallada). 2-30

Figura 2.7 Fotointerpretación zona Pance 2-31

Figura 2.8 (Fotografía) Límite Occidental de la depresión tectónica del Dagua, la línea punteada indica una falla de tipo normal. La línea del horizonte corresponde a la peniplanicie de la cordillera Occidental mirando hacia el Pacífico. 2-32

Figura 2.9 (Fotografía) La línea discontinua en rojo indica el lineamiento de la falla maestra del costado Oriental de la depresión tectónica del Dagua, en primer plano se ilustran remanentes del piso del graben. El horizonte marca la peniplanicie del costado Oriental de la cordillera Occidental. 2-32

Figura 2.10 (Fotografía) Brecha de falla con buzamiento hacia el Occidente en la depresión tectónica de Dagua – Calima. Afecta rocas de tipo basáltico. 2-33

Figura 2.11 (Fotografía) Lineamientos de grandes sistemas de fracturas en la cordillera central y Occidental al Norte de Cali. 2-34

Figura 2.12 (Fotografía) Pequeño desplazamiento en una vena de calcita. 2-35

Figura 2.13 (Fotografía) Afloramiento de diabasa con meteorización esferoidal y alteración a suelo laterítico, El sitio está ubicado en el costado derecho del carreteable que conduce al cerro El Tablón desde la vía principal Palmira-Pradera……2-36

.

Figura 2.14 (Fotografía) Parte alta del corregimiento de Potrerillos. Aparece una cancha de fútbol en cuyo costado se aprecian suelos residuales color amarillo por alteración de lavas y basaltos…....2-37

Figura 2.15 (Fotografía) Finca privada en inmediaciones de Potrerillos. En el piso del portón afloran basaltos fracturados. Sitio recomendado para perforación e instalación de acelerógrafo……2.37

Figura 2.16 (Fotografía) Cantera Calandaima, afloramiento de diorita……...2-38

Figura 2. 17 (Fotografía) Cantera Calandaima, vista general de la explotación de roca ígnea intrusiva fresca (diorita)……..…2-38

Figura 2.18 (Fotografía) Cantera Abandonada. Rocas terciarias muy alteradas y poco consolidadas de la formación Vilela. Conglomerados de gravas y guijarros de diabasa en poca matriz aglutinante, con lentes de tobas alteradas……...2-39

Figura 2.19 (Fotografía) Detalle de una brecha de falla en basaltos fracturados que afloran en el talud de la carretera La buitrera- Palmira. La referencia de escala es una fotografía aérea. Sobre el fondo amarillo de la roca alterada. 2-41

Figura 2.20 En la imagen se aprecia hacia el piedemonte de la cordillera Central los lineamientos de origen tectónico de las fallas Guabas-Pradera y Potrerillos, en cercanías de Palmira. Imagen tomada de ¨SRTM SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION¨ 2-42

Figura 2.21 (Fotografía): Mosaico en panorámica que muestra la cubeta tectónica al sur de La Buitrera. Nótense los conos en la pata de la falla de Potrerillos. Vista al sureste..... 2-43

Figura 2.22 (Fotografía). Arcillolitas con capas delgadas de arenisca de la formación La Paila en el corte de una cantera abandonada en Sonso. Nótese el trazo de una falla de orientación aproximada Este-Oeste con desplazamiento de unos 0.30 m. 2-45

Figura 2.23 (Fotografía) Afloramiento de materiales torrenciales de abanicos de primera generación.2-46

Figura 2.24 (Fotografía) Morfología de abanicos aluviales. Al fondo la cordillera Occidental. 2-47

Figura 2.25 (Fotografía). Escarpe producto de la disección del río Tuluá unos 300 m hacia agua arriba del puente de la carretera troncal. En este se aprecia hacia la parte inferior los últimos episodios de lahar bajo los aluviones de abanicos de primera generación 2-47

Figura 2.26 (Fotografía). Aspecto general del depósito de lahar (consolidado) en el lecho actual del río 2-48

Figura 2.27. Zona de Tuluá. Imagen Landsat/2000 que ilustra lineamientos tectónicos al Este del municipio..... 2-49

Figura 2.28. Marco general estructural del Valle del Cauca en el sector Buga-Tuluá. Tomado de ¨SRTM SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION¨..... 2-50

Figura 2.29 (Fotografía). Hacia la parte inferior se encuentra un macizo de conglomerado de la Formación La Paila sobre la cual se depositó el materia aluvial de tipo torrencial que dio origen al abanico de Buga..... 2-53

Figura 2.30 (Fotografía). En primer plano se aprecian los aluviones recientes del río Guadalajara. El plano superior donde se ubica la fila de casas corresponde a la superficie de las terrazas aluviales. El río Guadalajara se ubica en el sector de vegetación más exuberante, el flujo del río tiene una dirección de izquierda a derecha, pero la superficie de la terraza tiene una contrapendiente con relación a la dirección del río muy marcada, lo cual obedece a un proceso de neotectonismo el cual debe ser verificado en el futuro. 2-54

Figura 2.31 (Fotografía). La continuidad de la terraza registrada en la fotografía anterior se observa hacia el occidente. 2-54

Figura 2.32 (Fotografía). Las terrazas aluviales en la pared izquierda del valle del río Guadalajara al oriente de Buga presentan procesos de erosión activa en forma de carcavamiento como se aprecia en esta fotografía..... 2-55

Figura 2.33 (Fotografía). Esta fotografía fue tomada desde la cima del cerro del Derrumbado y en primer plano se aprecia el deslizamiento generado por este escarpe y al fondo el patrón del casco urbano de la ciudad de Buga. 2-56

Figura 2.34 (Fotografía). En esta fotografía se aprecia sobre la margen izquierda del río Guadalajara el proceso de socavación que genera desplomes y erosión en surcos. 2-61

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1 Relación de Fotografías Aéreas 2-57
Tabla 2.2 Fallas Maestras y sus características Principales 2-5765
Tabla 2.3 Segmentación de Fallas Maestras y Características Morfológicas y Geométricas 2-5767

CAPÍTULO 2 RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

2.1 INTRODUCCION

El presente informe contiene la descripción geológica y geomorfológica de las zonas de influencia de los municipios de Palmira, Tulúa y Buga localizadas en el departamento del Valle del Cauca, en el ámbito de los estudios de microzonificación sísmica de dichos municipios.

La descripción geológica comprende conceptos generales acerca de la ubicación del territorio colombiano dentro de un marco tectónico global; la evolución del basamento colombiano; las provincias geotectónicas en las cuales puede ser dividido el país, el estilo estructural y la distribución de las fallas regionales en cada una de estas; la geología regional del departamento del Valle del Cauca y finalmente, la geología local de los municipios de Palmira, Tulúa y Buga incluyendo los aspectos mas relevantes de la estratigrafía, geología estructural y neotectónica.

Así mismo, en la parte geológica el informe hace referencia a las condiciones generales del subsuelo en cada municipio, con base en observaciones de campo, en registros estratigráficos de perforaciones ejecutadas para prospección de agua subterránea en los alrededores de las citadas localidades, y en el programa de exploraciones del subsuelo llevadas a cabo en el marco del proyecto.

La descripción geomorfológica comprende la fotointerpretación realizada; las características geomorfológicas para el área de influencia de cada municipio; la delimitación de las unidades geomorfológicas; el análisis del drenaje; los procesos de erosión y los fenómenos de remoción.

De igual manera, el informe se refiere al alcance de los riesgos geológicos por actividad volcánica y sísmica que pueden llegar a tener Palmira, Tuluá y Buga. Finalmente, se hacen sugerencias acerca de los sitios más favorables para la ubicación de perforaciones e instalación de acelerógrafos, en sectores de terrenos rocosos y de suelos blandos.

2.1.1 Objetivos y Alcance

El objetivo de este capítulo es documentar, procesar e interpretar información general acerca del marco geológico y tectónico regional, y de manera local, la descripción de las características geológicas y geomorfológicas de los municipios de Palmira, Tuluá y Buga, como fundamento para los estudios de caracterización geotécnica y geofísica del subsuelo en cada localidad, que conduzcan a la evaluación de la respuesta sísmica frente a eventuales sacudidas de la corteza terrestre.

2.1.2 Localización

Los municipios de Palmira, Tulúa y Buga están localizados hacia el costado derecho del Valle del río Cauca, al noreste de la ciudad de Cali, en el suroccidente de Colombia. (Ver Anexo 2.1 - Localización General).

El Valle del Cauca está ubicado entre las cordilleras Central y Occidental, las cuales junto con la cordillera Oriental constituyen el macizo andino colombiano. El Valle está drenado por el río Cauca que atraviesa al departamento en sentido sureste-noroeste y recibe en su cauce numerosas corrientes tributarias de ambas cordilleras.

2.1.3 Metodología Aplicada

2.1.3.1 Recopilación de Información de Referencia

Se realizó una revisión de la información de referencia geológica y cartográfica entregada por la CVC (Corporación Regional del Valle del Cauca). Así mismo, se investigó en el IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi) los vuelos aerofotogramétricos e imágenes de radar existentes para la zona de estudio. En el Ingeominas (Instituto de Investigaciones Geológico-Mineras) se consultó información geológica de la región de interés como informes y planos. También se consultó información básica en Ecopetrol, entidad que ha adelantado investigaciones en este sector del pais.

2.1.3.2 Interpretación de Fotografías Aéreas

Se realizó una fotointerpretación a las fotografías aéreas seleccionadas, con el fin conocer las características geológicas y geomorfológicas de las localidades de interés, y de trazar las rutas de exploración de campo.

2.1.3.3 Reconocimientos de Campo

Se hizo un reconocimiento de campo por carreteras y caminos para comprobar la fotointerpretación obtenida y verificar las características físicas de las rocas y materiales de recubrimiento existentes, así como las fallas y evidencias de neotectonismo.

De la misma manera, se reconocieron diferentes sitios en el campo y en la zona urbana para recomendar los más propicios para la ejecución de las perforaciones previstas.

2.1.3.4 Preparación de Información

La información de campo fue ordenada y procesada, y así mismo se prepararon y georeferenciaron los mapas hasta obtener un producto final que consta de los siguientes elementos:

Un informe técnico y ocho anexos que comprenden:

- Localización general de la zona de estudio
- Un mapa tectónico de Colombia
- Diagramas de bloques geológicos
- Un mapa de provincias geotectónicas
- Un mapa geológico de un sector del Valle del Cauca
- Un corte geológico general de un sector del Valle del Cauca
- La imagen de una línea de reflexión sísmica de ECOPETROL en un sector del Valle del Cauca
- La fotointerpretación de las zonas de Palmira, Tuluá y Buga.
- Los mapas geológico-geomorfológicos de las zonas de Palmira, Tuluá y Buga.

2.2 GEOLOGIA

Las características geológicas de las localidades de Palmira y Tuluá están enmarcadas dentro de la geología regional del Valle del Cauca, una de las provincias geotectónicas en las cuales Colombia puede ser dividida como resultado de la evolución geológico-estructural de la región norte de la cordillera de Los Andes en el marco tectónico global.

2.2.1 Marco tectónico global

La parte occidental de Suramérica está enmarcada dentro del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, un anillo sísmico-volcánico estrechamente relacionado con los bordes de las mayores placas tectónicas corticales del mundo, donde procesos de expansión y colisiones entre placas originan terremotos destructivos y erupciones volcánicas catastróficas (Boot y Fitch, 1.986).

Las cadenas volcánicas en el mundo coinciden con bordes destructivos de placas como el caso concreto de la cadena montañosa de Los Andes en el costado occidental Suramérica, donde el ambiente tectónico es único en el mundo, pues en ninguna otra parte una placa oceánica principal como Nazca subduce a una gran placa continental como la Suramericana a lo largo de una fosa de casi 6.000 km de longitud (Assumpcao, 1.992 en Mora, 1.995). En Colombia la placa de Nazca subduce el borde continental a lo largo de toda la costa del mar Pacífico, donde la zona de Benioff presenta diferentes ángulos de inclinación.

Por su ubicación en la esquina nor-occidental del continente suramericano, el territorio colombiano ha estado sometido desde el pasado geológico a grandes esfuerzos dirigidos en diferentes direcciones por el efecto de la convergencia de tres placas tectónicas: la placa oceánica del Caribe al norte, la placa oceánica de Nazca al oeste y la placa continental Suramericana localizada al este de la anterior.

La placa del Caribe presiona en dirección Sureste deslizándose a una tasa de 1 cm por año; la placa de Nazca presiona en dirección Este deslizándose debajo del continente a una tasa de 6 cm por año y la placa Suramericana que se mueve hacia el Oeste a una tasa de 3 cm por año (James, 1.986). (Ver Anexo 2.2 - Mapa Tectónico).

Los eventos tectónicos principales que influyeron en las modificaciones del basamento colombiano y el desarrollo de las cuencas, están estrechamente relacionados a la evolución de la margen activa del lado occidental de Sur América.

Los efectos de la subducción de la placa de Nazca ha tenido responsabilidad directa en la fisiografía actual de Colombia: el sistema cordillerano de Los Andes al Oeste y la Cuenca del Amazonas / Orinoco al Este del territorio. (Ver Anexo 2.3 – Diagramas de bloque).

2.2.2 Evolución del basamento colombiano

El sistema cordillerano de Los Andes aparece dividido en tres cadenas montañosas: La Cordillera Oriental, la Cordillera Central y la Cordillera Occidental. El Valle del Cauca separa las cordilleras Central y Occidental, mientras que el Valle del Magdalena separa las cordilleras Oriental y Central. La Cuenca del Amazonas / Orinoco conforma la extensa sabana de Los Llanos, desarrollada sobre el basamento de Escudo de la Guyana.

El basamento de Colombia fue dividido por Suárez, 1.990 (en Cooper et al., 1.995) en tres grandes zonas separadas por suturas mayores: 1.) Zona Oriental del Escudo pre-Cámbrico de la Guyana. 2.) Zona Central o Provincia de rocas metamórficas del pre-Cámbrico y Paleozóico inferior, la cual suprayace las cordilleras Central y Oriental. 3.) Zona Occidental constituida por fragmentos de corteza oceánica acrecionada al continente, así como por sedimentos y rocas volcánicas relacionadas a la subducción. Megard (1.987 en Cooper et al., 1.995) con anterioridad había interpretado que los terrenos exógenos de la Zona Occidental fueron acrecionados a la Zona Central a lo largo de la sutura de Romeral, de acuerdo con una serie de colisiones que comenzaron en el Cretáceo inferior y terminaron en el Eoceno. Así mismo, Suárez (1.990 en Cooper et al., 1.995) ha interpretado que la sutura entre la Zona Oriental y la Zona Central es el borde llanero, que coincide aproximadamente con el thrust frontal del Piedemonte.

La evolución tectónica del basamento de la placa Continental en su esquina norocidental colombiana, ha quedado registrado en la génesis de las tres cordilleras que conforman la cadena montañosa de Los Andes más septentrionales de Suramérica. En orden de antigüedad las cordilleras se formaron desde más antiguas a más jóvenes, así: Cordillera Central, Cordillera Occidental y Cordillera Oriental.

Un modelo de la evolución tectónica de Los Andes colombianos y las cuencas sedimentarias entre el Triásico y el Terciario se sintetiza a continuación, con base en información geológica de publicaciones existentes:

2.2.2.1 Cordillera Central

Durante el Triásico, Jurásico y Cretáceo Inferior, Colombia estuvo afectada periféricamente por un rifting relacionado con la separación de Norte y Sudamérica por el proto – Caribe (Jaillard et al., 1.990 en Cooper et al., 1.995).

Una gran cuenca geosinclinal sedimentaria relacionada con el evento de rifting se desarrolló entre el Triásico y Cretáceo Inferior que alcanzó zonas ocupadas ahora por el Valle medio del Magdalena, la Cordillera Oriental y la Cuenca de Los Llanos en la cual fue depositada una megasecuencia que comenzó con sedimentos de ambiente continental y terminó con sedimentación de medio marino. En la zona de la Cordillera Oriental gruesas secuencias de sedimentos del Jurásico al Cretáceo Inferior (formaciones Girón, Arcabuco, Cumbre, Tambor, Rosablanca) están expuestas dentro de esta gran cuenca en dos depocentros: el depocentro de Cocuy en el este y el depocentro de Tablazo-Magdalena al oeste separados por el Alto de Santander que incluye los macizos de Floresta y Santander (Etayo et al., 1.969 en Cooper et al., 1.995).

En un punto sin determinar con precisión aproximada en la escala del tiempo geológico entre el Jurásico Superior y Cretáceo Inferior, la placa oceánica de Nazca colisionó contra la placa continental Suramericana, esta última constituida por rocas metamórficas muy antiguas del pre-Cámbrico y Paleozóico que formaban parte del Escudo de la Guyana (Cooper et al., 1.995). Posteriormente a la colisión, la placa oceánica comenzó a subducir a lo largo de lo que hoy se conoce como la Sutura de Romeral (París y Marín–Rivera, 1.979 en París y Romero, 1.993). La colisión originó gran deformación y profundas fracturas en las rocas en un sector del basamento colombiano acompañado de solevantamiento, constituyendo la fase primaria de formación de la Cordillera Central.

El proceso de subducción originó en profundidad un gran efecto de rozamiento entre las placas oceánica y continental, lo cual provocó la generación de calor por temperaturas mayores a 600°C que fundieron parte de las rocas del continente generando magmas de diferente composición (Batolito jurásico de Ibagué; plutones calco-alcalinos del Jurásicos Superior / Berriasiano, en la parte oriental de la Cordillera Central, McCourt et al., 1.984 en Cooper et al., 1.995), los cuales ascendieron y se emplazaron entre las rocas antiguas frías del basamento. Una fase de actividad volcánica que alcanzó la superficie desde el fondo marino para formar islas volcánicas detrás de la fosa de subducción, pudo haber persistido hasta cuando ocurrió el salto de la subducción al occidente de la sutura de Romeral.

Aspden y McCourt, 1.986 (en Cooper et al., 1.995) interpretaron que la formación Amaime compuesta de corteza oceánica (basaltos y gabros) del Jurásico Superior / Cretáceo Inferior, fue acrecionada al continente a lo largo de la sutura de Romeral en el Cretáceo inferior. Así mismo, Megard (1.987 en Cooper et al., 1.995) también interpretó que la acreción de materiales oceánicos provenientes de la zona de expansión del Pacífico ocurrió a lo largo de la sutura de Romeral, de acuerdo con una serie de colisiones que comenzaron en el Cretáceo Inferior y terminaron en el Eoceno. Este mismo autor sugirió que después de la acreción del terreno de Amaime ocurrió el salto de la zona de subducción hacia el occidente. James (1.986) con base en información de consulta sintetizó que el salto pudo obedecer a la lentitud de la subducción debida a la resistencia que ofreció el acercamiento al continente de una dorsal inactiva, lo cual permitió la acreción al continente de una tajada de corteza oceánica con su manto de sedimentos.

Toussaint y Restrepo (1.984 en James 1.986) postularon que fue en el Cretáceo Inferior a Medio cuando se creó la nueva zona de subducción, seguida de un arco de islas volcánico inmaduro que corresponde en la actualidad con la Serranía de Baudó. Alvarez (1.995) estudió las ofiolitas de Pácora en el sector central al occidente de la Cordillera Central, e interpretó su origen dentro del modelo tectónico de acreción de corteza oceánica al continente en el Aptiano o un poco antes, y consideró que después de la acreción de las ofiolitas fue cuando la zona de subducción saltó hacia el lado occidental de la ancestral sutura de Romeral, coincidiendo con la apreciación de Toussaint y Restrepo.

De todas las anteriores consideraciones puede estimarse que la deformación principal y levantamiento final de la Cordillera Central, después de ocurrir varias colisiones por acreciones sucesivas de material oceánico desde el Cretáceo Inferior, debió tener lugar en el Cretáceo Superior, concretamente hacia finales de este período (límite Campaniano / Maastrichtiano). Esto puede estar apoyado por una fase volcano-magmática calcoalcalina asociada del Terciario inferior reconocida en la cordillera Central (Alvarez, 1.995).

El desarrollo de la megasecuencia sedimentaria en la cuenca de synrift de Cooper et al (1.995) continuó su evolución en el Cretáceo al transformarse en una cuenca de ambiente de back-arc situada al este de la zona de subducción. La depositación estuvo entonces dominada por sedimentación de medio marino somero representada por lodolitas marinas ricas en materia orgánica y ocasionalmente calizas y areniscas (formacionesTablazo, San Gil, Simití y Salto en el Valle Medio). Posteriormente, un ascenso gradual del nivel del mar combinado con subsidencia causó una transgresión regional que originó un ambiente marino somero siliciclástico de escudo (formación Une). En el Turoniano / Coniaciano Inferior el levantamiento global del nivel del mar antes referido (Haq et al., 1.987 en Cooper et al., 1.995)) condujo a la depositación de lodolitas marinas, cherts y fosfatos que produjeron excelentes rocas generadoras de hidrocarburos como las formaciones Villeta en el Valle Alto y Medio del Magdalena, La Luna en el Valle Medio y Gachetá en la cuenca de Los Llanos.

Finalmente, en el Coniaciano / Santoniano Inferior, un descenso en el nivel del mar provocó ambientes marinos someros que propiciaron la sedimentación de la formación Guadalupe (Cooper et al., 1.995).

2.2.2.1 Cordillera Occidental

Durante el salto hacia el occidente de la zona de subducción ocurrido en el Cretáceo Inferior a Medio, una parte de la corteza oceánica que quedó en posición intermedia fue posteriormente empujada por la placa de Nazca hacia el Este y acrecionada al continente. El episodio final de acreción que condujo a la formación y levantamiento de la Cordillera Occidental comenzó al final del Maastrichtiano Inferior (Cooper et al., 1.995).

El nuevo episodio de subducción creó una fase volcano-magmática que originó el emplazamiento de nuevos cuerpos intrusivos como el Batolito Antioqueño (Feininger y Botero, 1.982 en Ingeominas, 1.988), así como vulcanismo continental cuyos cuellos volcánicos extintos han sido identificados en el departamento del Cauca en el lado oeste de la cordillera Occidental, mediante fotointerpretación de imágenes de radar (FUP, 2.004).

Cuatro etapas de deformación han sido reconocidas en el Terciario de la parte central de Colombia (Bürgl, Ben Abraham and Nur, 1.987 en Cooper et al., 1.995). La primera etapa ocurrió entre el Cretáceo Superior y Paleoceno Inferior, la cual marcó un cambio significante en los ambientes de depositación de la megasecuencia de Cooper et al., 1.995 en las zonas ocupadas ahora por la Cordillera Oriental, Valle Medio y Los Llanos, al pasar de medio marino a medio continental propiciando condiciones para la sedimentación de formaciones tales como Guaduas en la cordillera Oriental, y Barco Los Cuervos, Mirador, Carbonera, León y Guayabo en Los Llanos. En la zona del Valle Medio se depositaron las formaciones Lisama, La Paz, Esmeraldas y Mugrosa, entre otras.

La sedimentación que tenía lugar en la megasecuencia se suspendió por causa de la segunda etapa de deformación y solevantamiento ocurrido en el Eoceno Medio en la zona del Valle del Magdalena, durante el cual se formaron pliegues y se generaron fallas tipo thrust. La suspensión del proceso de depositación que ocurría en buena parte del territorio colombiano como causa de esta etapa de deformación, produjo la discordancia del Eoceno Medio. Esta deformación pudo haber estado relacionada a un incremento en la tasa de convergencia de la subducción ocurrida entre 49 y 42 millones de años atrás (Daly, 1.989 en Cooper et al., 1.995).

Cambios globales en los movimientos de la tectónica de placas documentados entre el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior (Pilger, 1.984; Ben Abraham and Nur, 1.987 en Cooper et al., 1.995), originaron la tercera etapa de deformación que solo causó efecto en el Valle del Cauca donde ha sido descrita (Alfonso et al., 1.989 en Cooper et al., 1.995), y en el Valle del Magdalena donde estructuras pre-existentes del Eoceno Medio se reactivaron y dieron origen a la discordancia del Oligoceno Superior (Schamel, 1.991 en Cooper et al., 1.995).

La colisión de los terrenos del Chocó con la margen noroccidental de Sudamérica ocurrido durante el Mioceno Medio (Duque-Caro, 1.990 en Cooper et al., 1.995) pudieron haber contribuido con una deformación inicial de la Cordillera Oriental (Cooper et al., 1.995).

2.2.2.2 Cordillera Oriental

Hace aproximadamente 10,5 millones de años (Mioceno Superior) un levantamiento global del nivel del mar (Haq et al., 1.987 en Cooper et al., 1.995) coincidió con la significante cuarta etapa de deformación, levantamiento y erosión de la Cordillera Oriental incluido el Piedemonte Llanero. Esta cordillera aisló la zona del Valle Medio del Magdalena de la zona de Los Llanos. La deformación estuvo dominada por la aparición de nuevas estructuras compresionales y por la inversión de las fallas pre-existentes que controlaban las cuencas. Ocurrió como resultado de la colisión de Panamá con Sur América (Cooper et al., 1.995). Evidencia de la deformación, levantamiento y erosión de la cordillera Oriental es la discordancia del Mioceno Medio correlativa entre las formaciones Honda y Real en el Valle Medio.

Depósitos erosionales testigos de la denudación de la Cordillera Occidental están preservados en los 3.000 a 3.500 m de sedimentos clásticos gruesos continentales de la formación Guayabo en la cuenca de Los Llanos, los cuales se depositaron aproximadamente en el lapso comprendido entre los pasados 10 y 2 millones de años (Cooper et al., 1.995).

La deformación y el levantamiento de la Cordillera Oriental son aún activos, causando periódicamente sismos concentrados en la zona del Piedemonte Llanero.

2.2.3 Provincias geotectónicas en Colombia

De acuerdo con la evolución tectónica explicada en el punto anterior, en Colombia es posible identificar ocho provincias geotectónicas de occidente a oriente: La Faja Costera del Pacífico, La Cordillera Occidental, El Valle del Cauca, La Cordillera Central, El Valle Medio del Magdalena, La Cordillera Oriental, La Cuenca de los Llanos y la Cuenca de la Orinoquia / Amazonia. Separada de las anteriores, está identificada la provincia geotectónica de la Región del Caribe localizada al norte. (Ver Anexo 2.4 – Mapa de localización de Provincias).

A continuación, se hace una descripción de cada provincia geotectónica que involucra la característica de los terrenos geológicos, el estilo estructural y la distribución regional de las fallas más notables.

2.2.3.1 Provincia Geotectónica de la Faja Costera del Pacífico

Esta provincia está dentro del dominio de un ambiente tectónico activo donde ha tenido lugar desde el Cretáceo Medio una serie de eventos como el fenómeno de colisión entre dos placas tectónicas (una placa oceánica y otra continental) cuando ocurrió el salto de la zona de subducción hacia el occidente; un evento de obducción de corteza oceánica (terreno de Baudó) y finalmente el evento de subducción por el hundimiento de la placa oceánica debajo de la continental también conocido como límite de placas de borde destructivo. Toda esta serie de eventos ha propiciado la formación de una variedad de ambientes, los cuales aparecen identificados como cinturones de orientación norte – sur, así: un ambiente de corteza oceánica profunda (Serranía de Baudó) localizado en el lado occidental de la provincia; un ambiente de cuenca sedimentaria (Cuenca Atrato-San Juan) localizada en el centro de la provincia y un ambiente volcánico-magmático de arco de islas (Complejo volcánico-intrusivo de Mandé y Batolito de Acandí) ubicado en el extremo oriental de la provincia y constituyendo el lado oeste de la cordillera Occidental (Ingeominas, 1.988).

El ambiente de corteza oceánica está representado por la Serranía de Baudó, la cual se localiza entre el mar Pacífico y el valle de los ríos Atrato-San Juan. La litología consiste de basaltos, diabasas, andesitas, serpentinitas, tobas y aglomerados volcánicos, que predominan hacia el occidente de la serranía (Case, 1.974 en Ingeominas, 1.988, Galvis, 1.982). Así mismo, peridotitas y gabros también están presentes (Etayo et al., 1.983 en Ingeominas, 1.988). Mediciones radiométricas K/Ar indicaron edades entre 70 y 25 millones de años para los basaltos de la serranía de Baudó (Burgois et al., 1.982 en ingeominas, 1.988). En esta misma serranía también han sido identificadas rocas sedimentarias como areniscas, calizas, lutitas, conglomerados y lodolitas, agrupadas en las formaciones del Oligoceno al Mioceno conocidas como Barrial, Truandó y Río Salado (Ingeominas, 1.988).

El ambiente de cuenca sedimentaria comprende el Geosinclinal de Bolívar (Schuchert, 1.935 en Galvis, 1.982) ubicado al sur de la provincia y la cuenca Atrato-San Juan localizada al norte. El Geosinclinal de Bolivar incluye varias formaciones conocidas como formación Suruco, del Eoceno (caliza, chert, arenisca, lutita y conglomerado en la base); formación Buenaventura, del Oligoceno (arenisca y arillolita); formación Tumaco, del Mioceno (lutita, arenisca, caliza fosilífera) y la formación Pato, del Plioceno (conglomerados, limolitas, areniscas, lentes carbonosos, tobas y ceniza volcánica (Bueno y Aguilera, 1.984 en Ingeominas 1.988). Hacia el borde oeste de la cordillera Occidental y en alrededores de Buenaventura han sido identificadas las formaciones Raposo del Plioceno (conglomerados, areniscas, limolitas y lodolitas), y Mallorquín (areniscas, limolitas y lodolitas de facies marinas, con un conglomerado fosilífero en la base. Estas dos formaciones fueron observadas en contacto lateral interdigitado en el río Mallorquín, por lo cual se cree que la formación Mallorquín es también Plioceno (Aspen y Nivia, 1.984 en Ingeominas , 1.988).

La Cuenca Atrato-San Juan está integrada por una serie de estructuras sinclinales alargadas que hacen parte del terreno Atrato- San Juan-Tumaco de Etayo et al. (1.983 en Ingeominas 1.988). Allí han sido diferenciadas las siguientes formaciones sedimentarias: formación Uva del Oligoceno-Mioceno (calizas); formación Napipí del Mioceno Medio (lodolitas y calizas); formación Sierra del Mioceno Superior (limolitas, lodolitas y areniscas) y la Formación Munguidó del Plioceno (lodolitas, areniscas, conglomerados) (Haffer, 1.967: Duque – Caro., 1.988 en Ingeominas, 1.988).

El ambiente volcánico-magmático comprende el Complejo volcánico-intrusivo de Mandé que incluye rocas volcánicas como basaltos, dacitas y riodacitas, y rocas ígneas intrusivas como gabros, dioritas, tonalitas y granodioritas, agrupados en el Batolito de Acandí, Batolito de Mandé, Batolito de Cerro El Cuchillo y una serie de pequeños stocks (Galvis, 1.982).

Estilo Estructural

La Provincia Geotectónica de la Faja Costera del Pacífico es geológicamente muy compleja porque está dominada por un modelo de tectónica de compresión que se originó por colisión y hundimiento de la Placa de Nazca bajo la Placa Suramericana, en una zona de subducción localizada en una fosa profunda mar adentro con dirección paralela a la línea de costa.

Dicho modelo muestra en superficie una serie de bloques deformados, alargados y fallados por cabalgamientos de dirección preferencial norte-sur, de terrenos de diferente origen constituidos por rocas oceánicas volcánicas acrecionadas al continente, rocas intrusivas y rocas sedimentarias.

El roce causado por el movimiento penetrativo de la placa oceánica, aparte de haber originado fenómenos volcano-magmáticos también ha causado un alto grado de actividad sísmica, por lo cual la costa Pacífica ha sido objeto de fuertes sacudidas por terremotos profundos y someros a lo largo de la historia del país, siendo catalogada como la zona con mayor riesgo sísmico en Colombia.

Estructuralmente esta provincia presenta dos sistemas de fallamiento: un sistema Norte- Sur muy notorio y un sistema Este – Oeste menos definido.

Al sistema norte – sur pertenecen las siguientes fallas: la falla de Utría de tipo inverso con bajo ángulo y vergencia al occidente, cuya brecha de falla sobrepasa en algunos casos los 5 km de anchura y La falla de Río Arusi que muestra evidencias de neotectonismo (Galvis, 1.982). La falla Naya-Micay con 300 km de longitud y dirección N30°E, que tiene evidencias de actividad tectónica reciente como el control del curso de los ríos, Satinga, La Tota, El Charco y Guapi. La falla Remolino-El Charco localizada al sur de la anterior constituyen un mismo sistema (Paris y Romero, 1.993); la falla de Bahía Solano, con una longitud de 150 km y orientación N – S a N 10°W presenta tasas de desplazamiento de 5 mm al año en el Holoceno (Page, 1.986 en Paris y Romero, 1.993a); la falla de Murindó con una longitud de 100 km y orientación N 15° W, presenta un grado de actividad moderado. A esta falla se le atribuye el terremoto de Murindó en 1.992 con una intensidad de 7,2 en la escala de Richter (Paris y Romero 1.993); la falla de Murrí-Mutatá en la región Atrato – San Juan que tiene una longitud de 210 km, muestra actividad moderada en flujos de lodo además de la presencia de sag ponds (Paris y Romero, 1.993); la falla de Junín de orientación noroeste, observada en el río Brazo Seco en el piedemonte de la cordillera oin evidencias de neotectonismo (FUP)

Al sistema Este – Oeste pertenecen alineamientos con una definición no tan clara en algunos sectores, los cuales deben corresponder con fallas direccionales con una notable componente horizontal. Entre los alineamientos más notables se destaca uno a la altura de la población de Guapi, otro en el golfo de Buenaventura y otro en la ensenada de Virudú al sur de Cabo Corrientes (Galvis, 1.982). Más al sur aparece la falla de Tumaco cuyo alineamiento corresponde con este sistema (Paris y Romero, 1.993).

2.2.3.2 Provincia Geotectónica de la Cordillera Occidental

Esta provincia está constituida por un conjunto de rocas mesozóicas volcano-sedimentarias de afinidad oceánica, las cuales en el sector centro y sur de la cordillera se conocen como Grupo Diabásico (Nelson, 1.954 en Gálvis, 1.982) al miembro volcánico, y Grupo Dagua (Nelson, 1.957 en Galvis, 1.982) al miembro sedimentario. En el sector norte de la cordillera o región de Antioquia el grupo de rocas volcano-sedimentarias se denomina como Grupo Cañas Gordas (Alvarez, 1.971 en Gálvis, 1.982) el cual incluye según Alvarez y González (1.978 en Gálvis, 1.982) un grupo inferior sedimentario (formación Panderisco) y un grupo superior volcánico (formación Barroso).

El Grupo Diabásico es una secuencia cretácea de basaltos y diabasas con intercalaciones de chert, asociado a un grupo rocas ultrabásicas (Complejo Ultramáfico de Bolívar). El Grupo Dagua es una secuencia cretácea sedimentaria con evidencias claras de metamorfismo dinámico (meta-areniscas, meta-calizas, meta-cherts, pizarras filitas negras y rojas). Este miembro fue denominado posteriormente como Formación Cisneros por Barrero (1.979 en Ingeominas, 1.988) y aparece cartografiado con este mismo nombre en el mapa 1:250.000 de Ingeominas de 2001 revisado y actualizado por Alvaro Nivia, bajo la descripción de Metalimolitas, metachert y milonitas verdes. Imbricación local de escamas de rocas volcánicas.

En el Grupo Cañas Gordas de edad cretácea, el miembro inferior sedimentario lo componen shales, grauwacas y liditas, y al miembro superior volcánico lo constituyen diabasas, basaltos y espilitas. También forman parte del Grupo Cañas Gordas algunos cuerpos intrusivos asociados como gabros feldespáticos.

El conjunto de rocas volcano-sedimentarias en varias partes de la cordillera aparece intruído por plutones gabroides cretáceos como el de Zabaletas, El Palmar, El Dieciocho, El Muñeco, Río Volcanes y El Tambor en el Valle del Cauca (Ingeominas, 1.988). Plutones y stocks del Terciario se destacan como el batolito tonalítico-diorítico de Anchicayá y el stock tonalítico de Pance (Brook, 1.984 en Ingeominas, 1.988); el intrusivo cuarzo-diorítico del Río Napi (Ingeominas-B.G.S.,1.990); los cuerpos intrusivos tonalítico-dacíticos de Suárez, Buenos Aires, Tambo, Munchique en el Cauca y Valle del Cauca (Ingeominas, 1.988); los stocks y batolitos que intruyen al Grupo Cañasgordas (Restrepo et al, 1.982 en Ingeominas, 1.988); los batolitos de Mandé y Acandí (Galvis, 1.982) ;la serie de stocks monzoníticos de Cerro Frontino, Morrogacho y Páramo Urrao (Alvarez y González, 1.978 en Ingeominas, 1.988); finalmente, el batolito de Farallones entre Antioquia y Chocó y el stock de Mistrató (Ingeominas, 1.988). Cuellos volcánicos a los cuales se asocian depósitos de lahar, intruyen rocas volcano-sedimentarias cretáceas que han sido identificados en imágenes de radar en las cabeceras de los ríos Napi, Brazo Seco y San Francisco en el lado oeste de la cordillera Occidental, al oeste de Guapi (FUP, 2.004).

Rocas ultramáficas cretáceas ocurren a lo largo de la cordillera Occidental como el Complejo Ultramáfico de Bolívar (Barrero, 1.979 en Ingeominas, 1.988) de edad cretácea; el Litodema Ultramáfico de Guapi (Ingeominas – B.G.S, 1.990) de edad cretáceo-terciaria, intruido por cuerpos granodioríticos de edad Terciario (Ingeominas – B.G.S, 1.990) que ocurren en la cabecera de los ríos Napi, Guapi y San Francisco, lo mismo que por cuellos volcánicos que evidencian una fase volcano– magmática continental asociada al modelo tectónico de subducción (FUP, 2004).
Otras formaciones sedimentarias cretáceas en la cordillera Occidental son las denominadas Río Piedras (limolitas, areniscas, lodolitas) y Ampudia (cherts, lodolitas, limolitas, lutitas) (Keiser, 1.954 en Ingeominas, 1.988). Secuencias sedimentarias terciarias constituidas en general por areniscas, conglomerados, limolitas, shale y lodolita están representadas por las formaciones Raposo y Mallorquín en el lado occidental de la cordillera mientras que en el lado oriental aparecen las formaciones Jamundí, Vijes, Chimborazo, Guachinte y Ferreira (Ingeominas, 1.988).

Estilo Estructural

La característica estructural de esta provincia está definida por el estilo tectónico de formación de la cordillera Occidental, identificado por acreción de material rocoso volcánico exógeno contra el continente. Los esfuerzos compresivos procedentes del occidente definieron discontinuidades de contacto regionales en cada acreción o adosamiento de corteza oceánica. Así mismo, se generaron fallamientos principales paralelos a la cordillera por deformación de los materiales rocosos pre-existentes a las fases sucesivas de acreción.

El tipo de fallamiento principal existente está caracterizado por la dirección Norte – Sur a Nor-noreste, el cual consta de fallas de cabalgamiento profundas con vergencia al occidente, y fallas secundarias oblicuas menos frecuentes con desplazamiento lateral y dirección que se aproxima

más al rumbo Este – Oeste, las cuales en casi la mayoría de los casos desplazan a las fallas del grupo principal.
Pertenecen al grupo principal las fallas de El Tambor y el sistema Junín – Sambiambi, un grupo de fallas de cabalgamiento con vergencia al occidente, localizadas en el costado oeste de la cordillera Occidental y las fallas Cali – Patía, Dagua – Calima y Roldanillo en el costado oriental.

El grupo de fallas Cali – Patía también conocido como Cauca – Patía forman parte del Megashear de Dolores definido por Campbell (1.965 en París y Romero, 1.993) el cual tiene un desarrollo más evidente en el suroeste del país.

La falla Dagua – Calima es de tipo normal con el bloque occidental levantado y tiene una longitud de 100 km. En trincheras excavadas se encontró en suelos y cenizas volcánicas desplazamientos de 400 m como síntoma de actividad reciente (Woodward – Clyde Consultants, 1.983 b). Otra evidencia de neotectonismo de esta falla se destaca el desplazamiento de 400 m de una superficie de erosión terciaria. En el terreno presenta rasgos notables como facetas triangulares, estructuras en copa de vino y una traza de línea de falla pronunciada, y tiene tasas de desplazamiento moderada a baja (París y romero, 1.993). Sin embargo, en la carretera Buga – Buenaventura unos 500 m antes de Loboguerrero, se observa en el talud de corte un componente de cabalgamiento con vergencia al occidente en la falla Dagua - Calima.

Al grupo secundario pertenecen las fallas de Garrapatas y La Argelia cuyo origen se atribuye al emplazamiento del arco del Chocó, así como fallas menores, zonas de cizalla y lineamientos fotogeológicos.

2.2.3.3 Provincia Geotectónica del Valle del Cauca

Fisiográficamente la Provincia Geotectónica del Valle del Cauca está definida por un valle de amplitud variable entre 4 km en su parte más angosta a la altura de Buga y 30 km en su parte más ancha frente a Cali y Florida.

Geológicamente el Valle del Cauca está constituido por un basamento de rocas ígneas volcánicas sobre el cual yace una secuencia de rocas sedimentarias terciarias, y discordantemente encima de estas un amplio y grueso depósito de sedimentos cuaternarios principalmente aluviales, desarrollados de una parte por el río Cauca y de otra parte por un cordón de abanicos coalescentes deyectados por las corrientes de agua tributarias en ambos costados del valle (Ingeominas, 1.992).

El Valle está limitado al occidente por el flanco oriental de la Cordillera Occidental, el cual está constituido por rocas volcánicas cretáceas en la parte media y alta, y por rocas sedimentarias terciarias semi-cubiertas por abanicos aluviales y sedimentos aluviales del río Cauca en la parte baja. Las rocas volcánicas del cretáceo que se encuentran en la zona de estudio corresponden predominantemente a diabasas, basaltos y lavas almohadilladas. Adicionalmente se han identificado dos grupos de rocas, el primero de los cuales se denomina Kvs y esta conformado principalmente por rocas sedimentarias de litología correspondiente a shales, areniscas y chert y el segundo, denominado Kvb, corresponde a brechas volcánicas. Las rocas pertenecientes al segundo grupo hacen parte muy importante de la Cordillera Occidental y los afloramientos se pueden observar a lo largo de los valles de los ríos Calima y Dagua. Estas unidades se encuentran en contacto tectónico con otras rocas del Cretáceo tales como las Formaciones Espinal y Cisneros que aparecen diferenciadas en el mapa de Ingeominas del Valle del Cauca. Los cuerpos intrusivos están conformados por gabros cretáceos y terciarios y las rocas

sedimentarias por las formaciones Guachinte y Ferreira constituidas por secuencias de areniscas, shales y mantos de carbón, los cuales afloran en el piedemonte oriental de la Cordillera Occidetal , al sur-occidente de la ciudad de Cali. Esto ha sido diferenciado en el mapa geológico del Valle del Cauca de 1992, elaborado por Ingeominas, con los símbolos Tog yTof respectivamente.

La Formación Jamundí está conformada por un glacis de acumulación en el costado Occidental del Valle del Cauca. En la zona del río Pance y en territorios que se extiende hacia el sur, está conformado por abanicos no consolidados. Dichos abanicos se encuentran en un modelo interpretado de las fotografías del vuelo C1514 No 101, como abanicos de primera generación. En el mapa de Ingeominas se ha diferenciado con el símbolo TQj..

En la parte baja, en límites con el relleno cuaternario del Valle del Cauca, yacen discordantemente o en contacto fallado con las rocas ígneas volcánicas, una faja de rocas sedimentarias terciarias moderadamente plegadas tales como la formación Cinta de Piedra (areniscas y arcillolitas) al nor-oriente de Sevilla; la formación La Paila (conglomerados, areniscas, arcillolitas en la parte superior, y tobas volcánicas en la inferior), que aflora al oriente de Tulúa y Buga, La Pobreza (conglomerados); la formación Vilela (conglomerados de clastos de basalto y tobas arenosas) que aflora al oriente de Palmira y Pradera y Zarzal conformada por depósitos sedimentarios de arenas tobaceas y arcillas. Estas formaciones sedimentarias se presentan parcialmente cubiertas por depósitos del plio pleistoceno correspondientes a conos aluviales coalescentes, los cuales descendieron torrencialmente por los cañones de los ríos tributarios (Ingeominas, 1.992).

Estilo Estructural

En el Valle del Cauca las fallas y alineamientos principales existentes parecen seguir una orientación similar a las fallas dominantes en la cordillera Occidental, es decir, cabalgamientos con vergencia al occidente. En el costado oriental del valle aparece la falla de Palmira – Buga, cuya traza se presenta cubierta por sedimentos cuaternarios en su mayor parte, aflorando solamente al oriente de Buga, donde coloca en contacto un cuerpo intrusivo de gabros del Crétáceo con rocas sedimentarias del la formación La Paila. El trazado de esta falla pasa muy cerca de Palmira y Buga y se pierde al sur de San Pedro sepultada por los sedimentos cuaternarios (Ingeominas 2.001).

Por el mismo costado oriental del valle, el trazado de otras dos fallas se interna en la planicie del relleno aluvial frente a Pradera y Candelaria para emerger más al norte en el macizo de la cordillera Central: se trata de las fallas de cabalgamiento con vergencia al oeste Guabas – Pradera y Potrerillos. Estas fallas que pertenecen al sistema Romeral, presentan trazos con evidencias de ruptura cuaternaria y rasgos neotectónicos como escarpes de hasta 15 m de altura a lo largo de varios kilómetros, corrientes desplazadas, silletas y facetas triangulares en abanicos aluviales. Las tasas de desplazamiento para estas fallas ha sido estimada como moderada a baja (París y Romero, 1.993).

Por el costado occidental del valle, existe una falla marginal entre la planicie aluvial cuaternaria y basaltos de la formación Volcánica, denominada como falla Cali – Patía ya descrita en el numeral anterior (Ingeominas, 2.001).

Hacia el norte de La Paila son frecuentes los lineamientos de dirección Noroeste – Sureste, algunos de los cuales definen fallas como la falla de Las Cañas y la falla de Vallejuelo (Ingeominas, 2.001). De estas fallas no se tiene conocimiento de actividad reciente.

2.2.3.4 Provincia Geotectónica de la Cordillera Central

La Cordillera Central está conformada por un núcleo de rocas metamórficas muy antiguas precámbricas (neises, anfibolitas y esquistos que afloran en el río Amoyá, cerca de San José de Las Hermosas) y paleozóicas también de naturaleza metamórfica, representadas en la parte norte de la cordillera por el Grupo Valdivia (Hall et al., 1.972 en Ingeominas 1.988) y el Grupo Ayurá – Montebello (Botero, 1.963 en Ingeominas i.988). En la parte central aparece el Grupo Cajamarca Nelson (1.957) el cual aflora desde la Sierra Nevada de Santa Marta hasta el sur del Ecuador, y el Complejo Arquía. Intruyendo a estas dos últimas unidades geológicas se presenta el batolito de Santa Bárbara, una cuarzodiorita-tonalita de edad aproximada Paleozóico / Triásico (Ingeominas, 1.992).

Rocas del Mesozóico aparecen en la parte más occidental de la Cordillera Central, las cuales se agrupan en cuatro unidades geológicas: la Formación Quebradagrande de González (1.978 en James, 1.986) compuesta por grauwacas, shales, chert, cuarcita y caliza con intercalaciones de diabasa, la Formación Amaime, el Macizo Ofiolítico de Ginebra y el Conjunto de Rocas Metamorfitas de Alta Presión. Este último incluye esquistos de glaucofana y eclogitas que se presentan como grandes fragmentos encajados dentro de la masa de Esquistos paleozóicos de Bugalagrande (Ingeominas, 1.992). La litología de la formación Amaime está compuesta por flujos masivos localmente almohadillados de basaltos toleíticos y el Macizo Ofiolítico de Ginebra está constituido por anfibolitas y gabros, rocas ultramáficas y gabros. Las metamorfitas de alta presión corresponden a los esquistos de Barragán conformados por esquistos de glaucofana y otro miembro cartografiado como eclogitas.

Rocas intrusivas mesozóicas están representadas por el Batolito de Ibagué (Ibagué) de edad jurásica (cuarzodiorita, granodiorita a tonalita); el Batolito de Buga (Buga) de edad cretácea (cuarzodiorita, tonalita) que intruye al Macizo Ofiolítico de Ginebra (Ginebra - Valle) y a la formación Amaime (cuenca inferior río Amaime); el Complejo de Córdoba – Río Lejos del Cretáceo (diorita a cuarzodiorita) que aflora al oriente de Palmira entre las localidades de Agua clara y La Buitrera; el Complejo del Río Navarco que agrupa a una serie de cuerpos intrusivos cretáceos o stocks de composición cuarzodiorítica; los Stocks Cuarzodioríticos cretáceos emplazados a lo largo de la falla Cauca – Almaguer (Ingeominas, 1.992), que afloran en el río Nabarco por la Carretera Ibagué - Armenia.

El registro de rocas del Cenozoico se inicia en la Cordillera Central con la depositación de sedimentos marinos en la zona comprendida entre las proto-cordilleras Occidental y Central representados por las formaciones del Paleoceno / Eoceno tales como Esmita descrita en el valle del río Esmita (Depto Cauca) y Cauca (cuenca del río Patía) en el suroccidente del país (James, 1.986). Cambios en el ambiente de depositación a condiciones cenagosas continentales originaron la depositación en el costado oriental de la cordillera de las formaciones Amagá que afloran al Oriente de Antioquia en las cercanías de Amagá y Fredonia constituida por conglomerados y arcillolitas con mantos de carbón y la formación Gualanday que aflora entre Chicoral y Gualanday por la carretera Girardot – Ibagué constituida por conglomerados, areniscas y arcillolitas.

En el Valle del Cauca del lado de la cordillera Central (Mapa Geológico del Valle del Cauca Ingeominas 1992), se han registrado dentro del Oligoceno (de la más antigua a la más reciente)

las Formaciones que a continuación se enumeran Formación Cinta de Piedra, La Paila que afloran al Oriente del Municipio de la Paila y La Pobreza aflora en los flancos del valle del río Pijao estas se caracterizan por ser rocas sedimentarias de origen continental en donde predominan las areniscas y los conglomerados con algunas intercalaciones de arcillolitas; en el Plioceno conservando el mismo orden cronológico se han depositado la Formación Vilela, Zarzal y Armenia las dos primeras se caracterizan por la presencia de areniscas tobaceas y arcillas, la Formación Vilela aflora en el cañón del río del mismo nombre al Sur Occidente de la Hacienda la Ruiza y la Formación Zarzal en los alrededores de este municipio al Norte del Valle del Cauca, la Formacion Armenia hace parte del gran glacis de acumulación conformado por lahares y cenizas volcánicas siendo este evento el más reciente y cubre una gran extensión

Sedimentos cuaternarios importantes en la Cordillera Central están representados principalmente por el Abanico del Quindío, el Abanico Aluvial de Ibagué, los depósitos de lahar del costado occidental de la cordillera, el relleno aluvial del Valle del Cauca y Valle del Magdalena y los cordones de abanicos coalescentes que limitan los costados de dichos valles.

Al oriente, el Valle aparece limitado por la cordillera Central en la cual, en su parte, alta afloran rocas paleozoicas de naturaleza metamórfica, representadas por el Grupo Cajamarca (esquistos verdes, esquistos cuarzo sericíticos, cuarcitas, mármoles) y el Complejo Arquía (comprende los Esquistos de Bugalagrande, las Anfibolitas del Rosario y los Metagabros de Bolo Azul) (Ingeominas, 1.992).

En la parte media de la cordillera aparece la faja Jurásico inferior / Cretáceo de la formación Amaime, compuesta fundamentalmente por gabros. Hacia el piedemonte y la parte baja se presenta el Macizo Ofiolítico de Ginebra (peridotita, dunita, gabro, basalto) de edad similar al anterior, el cual está intruído por el Batolito de Buga (cuarzodioritas) de edad cretácea (Ingeominas , 1.992).

Estilo Estructural

El flanco oriental de la cordillera constituido por el terreno metamórfico del Paleozóico inferior (Grupos Cajamarca y Valdivia) hace parte de un prisma acrecionario del Ordovicico que fue adosado o continentalizado al terreno Pre–Cambrico del escudo de La Guyana a lo largo de una megasutura que hacia el norte de Ibagué está representada por la falla de La Palestina y hacia el sur por estructuras fraccionadas similares al sistema Palestina.

En el flanco occidental la secuencia de rocas oceánicas volcano – sedimentarias alóctonas cretáceas (formación Quebradagrande), fue acrecionada al terreno metamórfico paleozóico continental posiblemente en un período comprendido entre el Cretáceo Medio y Terciario más inferior. El límite tectónico entre el terreno metamorfo-continental y el terreno oceánico lo marca la falla de San Jerónimo también conocida como Aranzazu – Manizales, discontinuidad estructural generalmente referida al sistema Romeral.

En la cordillera Central las estructuras tienen direcciòn general norte – sur, destacándose en el lado oriental fallas transcurrentes como la de Cataima, Chapetón – Pericos, Ibagué y La Palestina. En el lado occidental sobresale el sistema de fallas de Romeral.

También están presentes algunas fracturas y alineamientos discontinuos de orientación general noroeste – sureste conocidas como fallas tipo Salento, las cuales guardan notable interés por sus características mineralizantes.

Sobre una parte de la ciudad de Ibagué aparece la falla de Ibagué con 80 km de longitud, dirección Noreste y desplazamiento de rumbo lateral derecho. Su actividad neotectónica ha sido registrada por desplazamientos en sedimentos cuaternarios, evidencias de lomos de presión, control de drenajes, escarpes de línea de falla alineados con los lomos de presión. El bloque sur de la falla está por lo general levantado con respecto al bloque norte (París y Romero, 1.994). La actividad de la falla de Ibagué es moderada a alta (Page, 1.986 en París y Romero, 1.994). Al noreste de Ibagué la falla toma rumbo hacia el Valle del Magdalena el cual cruza y más adelante parece internarse en el piedemonte de la cordillera Oriental donde desaparece.
La falla de Chapetón-Pericos converge en la falla de Ibagué al sur de esta ciudad y marca el límite más occidental del Batolito de Ibagué en el trayecto Ibagué-Calarcá.

La Falla de Cataima cuyo trazo se localiza al oeste de la falla Chapetón-Pericos define una faja angosta de intensa fracturación y cizalla en la cual aflora una serie intercalada de rocas de diferente litología, entre las que se reconocen mármoles, cuarcitas, esquistos, apófisis de granodioritas foliadas por cataclasis, intrusiones porfiríticas que siguen el control de discontinuidades de dirección general este - oeste tipo Salento, y brechas de falla. Así mismo, dentro de esta faja aparecen rocas muy antiguas precámbricas como anfibolitas y mármoles del Complejo de Tierradentro (Ingeominas, 1.982).
El sistema de fallas de Palestina de dirección Noreste alcanza una longitud de 250 km, tiene movimiento lateral izquierdo y presenta actividad neotectónica identificada solo en el Cuaternario. La tasa de desplazamiento de esta falla es baja a muy baja (París y Romero, 1.994). Sin embargo en el sector entre Ibagué y Armenia al este de La Línea este sistema de fallas se aprecia en imágenes satelitales con comportamiento de falla de rumbo que alterna con ramales escalonados de cabalgamiento con vergencia al occidente.

El Sistema de Fallas de Romeral consiste de un conjunto de fallas de dirección norte a noreste, de disposición paralela a sub-paralelas, localmente trenzadas, las cuales se extiende desde la dorsal de Grijalba y Alvarado en el Pacífico ecuatorial, hasta el mar Caribe en el norte de Colombia (Paris y Romero, 1.993). El sistema de Romeral marca regionalmente el límite entre las rocas oceánicas situadas en el lado occidental, de las rocas de ambiente continental situadas en el lado oriental de la falla. Campbel (1.965 en París y Romero, 1.992) consideró a esta falla como un megashear dextral.

Las fallas de Romeral tuvieron un movimiento dextral durante el Cretáceo por efectos de la placa Caribe y la acreción de la Cordillera Occidental. Sin embargo, por la compresión ejercida por el arco de Panamá – Baudó durante el Mioceno – Plioceno, las fallas de Romeral y todas aquellas contemporáneas desarrollaron un movimiento lateral izquierdo. Este último movimiento se conserva en el norte del país, a diferencia del suroccidente donde se mantiene su carácter inverso así como la componente lateral derecha (Paris y Sauret, 1.993 en París y Romero, 1.993).

Pertenecen al Sistema de Romeral las fallas de Piendamó, Julumito, Rosas – Julumito, Guabas – Pradera, Potrerillos, Silvia – Pijao, Buesaco y Cauca – Almaguer.

La falla de Piendamó es una falla inversa lateral derecha de dirección N15°O y 35 km de longitud, con actividad baja a moderada (París y Romero, 1.993). La falla de Julumito tiene una longitud entre 30 y 50 km con dirección variable Norte – Sur a Nornoroeste. Presenta un segmento activo de unos 17 km de longitud desde el Pioceno con episodios de compresión y distensión (BLES, et al., 1.989 en París y Romero, 1.993). La falla Silvia – Pijao (Buesaco en Nariño) tiene unos 600 km de longitud y es la que mayor relevancia presenta en sus rasgos morfotectónicos (París, 1.993 en París y Romero, 1.993). Regionalmente esta falla marca el

límite occidental de la formación Quebradagrande con las metamorfitas del Grupo Arquía. La falla de Buesaco en el departamento de Nariño presenta características morfotectónicas tales como corrientes desplazadas, lomos de obturación, lagunas de falla y depósitos cuaternarios confinados (Romero, 1.993 en París y Romero, 1.993).

2.2.3.5 Provincia Geotectónica del Valle del Magdalena

Geográficamente el Valle del Magdalena ha sido dividido en tres segmentos de sur a norte: El Valle Superior que comprende desde su nacimiento hasta la localidad de Piedras – Guataquí, aguas debajo de Girardot. El Valle Medio desde la localidad anterior hasta El Banco (Magdalena) y el Valle Inferior desde el sitio antes mencionado hasta su desembocadura en el mar Caribe.

Geológicamente la estratigrafía de la Cuenca del Magdalena comienza en el Paleozoico Superior y termina en el Reciente, con el registro de algunos hiatos. Rocas del pre – Cretáceo solo afloran en el Valle Superior, pues en la mayor parte de toda la cuenca predominan rocas del Cretáceo, Terciario y sedimentos del Cuaternario (Ingeominas 1.988).

La rocas pre – cretáceas están representadas por areniscas, shales y calizas marinas del Paleozoico Superior, las cuales afloran al sur de Neiva (Stibane y Forero, 1.969 en Ingeominas, 1.988).

Rocas del Triásico – Jurásico están agrupadas bajo el nombre de Grupo Payandé que aflora en diferentes localidades entre Neiva y Girardot. Este grupo está integrado por tres unidades formacionales: la más antigua es la llamada formación Luisa, compuesta de capas rojas de ambiente continental (Geyer, 1.973 Cediel et al., 1.980 en Ingeominas 1.988). La unidad intermedia conocida como formación Payandé, compuesta por rocas calcáreas fosilíferas (Trumpy, 1.943 en Ingeominas, 1.988). La unidad más joven está representada por la formación Saldaña, constiuída por flujos de lava y tobas con intercalaciones de capas sedimentarias, localmente intruídas por plutones graníticos y pórfidos andesíticos (Cediel et al., 1.980, 1.981 en Ingeominas, 1.988).

Rocas del Cretáceo afloran en todo el Valle Superior, y en el Valle Medio afloran en el lado oriental y extremos norte y sur. En el Valle Alto comprenden areniscas, lutitas, calizas, liditas y rocas fosfóricas agrupadas en formaciones tales como Caballos, Villeta y Guadalupe-Monserrate las cuales aparentemente reposan en concordancia sobre conglomerados, areniscas y arcillolitas de la formación Yaví (Mojica y Macía, 1.983b en Ingeominas, 1.88). Limolitas, lutitas, areniscas, calizas, arcillolitas y ocasionalmente carbón es la litología más común en el Valle Medio, agrupadas en formaciones tales como Tambor, Rosablanca, Paja, Tablazo, Salto, La Luna, Umir.

Rocas sedimentarias del Terciario en el Valle Alto y Medio son de origen continental, constituídas por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas agrupadas en el Valle Superior por las formaciones Guaduas, Grupo Gualanday (Chicoral, Potrerillos y Doima), Honda y Gigante. En el Valle Medio por las formaciones Lisama, Grupo Chorro (La Paz, Esmeraldas), Grupo Chuspas (Mugrosa, Colorado), Real y Mesa.
La nomenclatura estratigráfica del Terciario en esta Cuenca Geotectónica es bastante compleja y en ocasiones confusa, debido a similitudes litológicas existentes entres las unidades formacionales (Ingeominas, 1.988).

Los sedimentos del Cuaternario en el Valle Superior son principalmente abanicos de origen volcánico, volcanoclástico, glacio fluvial y fluvial procedentes de las cordilleras Central y Oriental. En el Valle Medio han sido identificados depósitos lacustres, abanicos aluviales, terrazas y aluviones recientes (Ingeominas, 1.988).

Estilo Estructural

Estructuralmente el Valle del Magdalena presenta varios sistemas de fallamiento que constituyen los límites con las cordilleras Oriental al Este y Central al Oeste.

En el Valle Superior aparecen las fallas de Algeciras, Suaza y Sibundoy que limitan con la Cordillera Oriental. Limitan con la Cordillera Central las fallas de Dina y La Plata. De las anteriores, la falla de Algeciras de tipo fractura con rumbo lateral derecho, de 220 km de longitud y dirección Noreste, presenta evidencias de neotectonismo por deplazamientos de abanicos cuaternarios, lomos de presión, drenajes interrumpidos, ganchos de flexión, facetas triangulares y alineamientos con rasgos morfotectónicos (París y Romero, 1.994). La tasa de desplazamiento de la falla de Algeciras es moderada (Vergara, 1.993 en París y Romero, 1.994).

En el Valle medio, hacia el lado oriental de la Cordillera Central, aparecen segmentos de las fallas de Ibagué y la Palestina, así como las fallas de Mulato, Jetudo y Cimitarra. En límites con la Cordillera Oriental se presenta la falla de Salinas.

De las demás fallas citadas, las de Mulato y Jetudo con 185 km y 50 km de longitud respectivamente, también presentan actividad reciente con signos de desplazamiento muy bajo (París y Romero, 1.994). La falla de Cimitarra con 120 km de longitud desplaza depósitos sedimentarios del Cuaternario pero tasas de movimiento no han sido reportadas. Finalmente, la falla de Salinas es de tipo inverso (Taborda, 1.965 en París y Romero, 1.994), y tiene 250 km de longitud. Presenta actividad reciente mediante registros instrumentales (Sarria, 1.990 en París y Romero, 1.994).

2.2.3.6 Provincia Geotectónica de la Cordillera Oriental

La cordillera Oriental de Colombia antes de su levantamiento final en el Mioceno fue una cuenca sedimentaria entre el Mesozóico y gran parte del Cenozoico, siendo las más joven de las tres cordilleras

La cordillera está constituída por un núcleo de rocas tan antiguas como el Pre-Cámbrico y Paleozóico. Más tarde, una serie de eventos orogénicos así como de la depositación de sedimentos y la intrusión de algunos plutones en el Mesozóico, y finalmente la depositación sedimentaria en el Cenozoico, marcan las características fisiográficas actuales de esta cordillera (Ingeominas, 1.988). En esta cordillera han sido reconocidos varios macizos: el Macizo de Garzón, el Macizo de Santander y el Macizo de Floresta y Macizo de Quetame.

El Pre-Cámbrico está representado por el Macizo Granulítico de Garzón, constituído por rocas metamórficas de alto grado, neises félsicos, granitos, migmatitas y mármoles. Con esta secuencia aparecen los granitos sintectónicos de Guapotón y Mancagua. Hacia el sur, la prolongación de este macizo ha sido denominada como Complejo Migmatítico de Nariño (Ponce, 1.979 en Ingeominas, 1.988).

El Macizo de Santander comprende terrenos pre-cámbricos compuestos por neises graníticos (Neis de Bucaramanga), esquistos de alto grado y cuarzomonzonitas. La edad de las rocas metamórficas oscila entre 945 y 680 millones de años (Goldsmith et al., 1.971 en Ingeominas, 1.988) mientras que la edad K/Ar de la cuarzomonzonita de Pargua es 546 millones de años.

El Paleozóico está representado por unidades geológicas metamórficas como el Macizo de Quetame (esquistos cloríticos y filitas violáceas, cuarcitas y pizarras) de edad inferida cambro – ordoviciana, suprayacida en discordancia angular por la serie del Devónico Medio. En el Macizo de Santander se encuentra la formación Silgará compuesta por esquistos, filitas y pizarras, recubiertos discordantemente por sedimentos devónicos e intruídas por pegmatitas entre 448 y 465 millones de años (Restrepo et al., 1.982 en Ingeominas 1.988).

En el Macizo de Floresta, la formación devónica fosilífera de La Floresta (Caster, 1.939 en Ingeominas, 1.988) suprayace discordantemente a un complejo metamórfico de esquistos y neises de la formación Cuche.

En Mogotes, Serranía del Perijá (Forero, 1.970 a, en Ingeominas, 1.994), en cercanías de Ocaña la formación sedimentarias de conglomerados y areniscas de Las Mercedes (Bayer, 1.973 en Ingeominas 1.988), asi como las areniscas cuarzosas y conglomerados en cercanías de Colombia, Huila y la formación La Jagua (Stibane y Forero, 1.969 en Ingeominas, 1.988) son unidades representantes del Devónico.
Del Carbonífero han sido reportados afloramientos en la Serranía del Perijá, La Jagua (Huila), Páramo de Sumapaz, Gachalá, Río Nevado (Santander), Pamplona-Labateca (N. de Santander) y El Cerrejón (Guajira); los afloramientos se caracterizan por la alternancia de sedimentos rojos con calizas biogénicas.

Rocas del Mesozóico en la Cordillera Oriental se signan por lo general como pre-cretáceas al conjunto Triásico/Jurásico, representado por secuencias litológicas volcánicas, volcanosedimentarios y sedimentarios intercalados con capas rojas, los cuales sin registro fosilífero dificultan su ubicación cronológica (Mojica y Macía, 1.983 a, en Ingeominas 1.988). Pertenecen a estos períodos la Formación Batá (Mojica y Macía, 1.983 a en Ingeominas, 1.988) y la Formación Bocas (Remy, 1.975 en Ingeominas, 1.988).
Magmatismo mesozóico se registra en el Macizo de Santander con plutones y batolitos agrupados en el Grupo Plutónico de Santander datados radiométricamente (K/Ar) (Goldsmith et al., 1.971; Boinet, 1.985 en Ingeominas, 1.988). Cuerpos pequeños de granito y cuarzomonzonita del Jurásico (Sillitoe et al., 1.982) intruyen rocas volcano-sedimentarias triásico-jurásicas de la regíón de Prado-Dolores

Vulcanismo importante se desarrolló en centros eruptivos como en Ocaña (N. de Santander) y en el eje Prado – Dolores (Tolima), donde se produjeron cantidades enormes de piroclastitas y rocas efusivas, con intercalaciones de conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas. Afloramientos de estas secuencias volcano-sedimentarias se conocen en la Serranía del Perijá, Macizos de Santander y Floresta, y en los departamentos del Huila y Tolima (Ingeominas, 1.988).

Del Cretáceo, rocas sedimentarias marinas ocupan extensas zonas de la Cordillera Oriental, preferentemente en la zona central y hacia la Serranía del Perijá. Análisis paleontológicos (Etayo, 1.964; 1.969; 1.979 en Ingeominas, 1.988) permitieron concluir que una transgresión marina que se inició en el Berriasiano en la zona central de la cordillera (Boyacá, Cundinamarca y Meta) y produjo sedimentos en más de 10.000 m de potencia. Luego, en el Hauteriviano-Berriasiano el mar avanzó hacia el norte (Santander y Serranía del Perijá) hasta unirse con el

mar cretáceo de La Guajira en el Aptiano. Hacia el sur el avance del mar fue más lento hasta llegar al suroriente del Tolima y nororiente del Huila en el Aptiano-Albiano. El ciclo transgresivo culminó a finales del Cretáceo.

Formaciones que representan el período Cretáceo se mencionan hacia el lado oriental y central de la cordillera las formaciones Cáqueza, Fómeque, Une, Chipaque y Guadalupe, así como las correlacionables Macanal, Las Juntas, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colón-Mito Juan. Hacia el lado occidental de la cordillera se conocen las formaciones Arcabuco, Rosablanca, Ritoque, Paja, San Gil, Churuvita y Conejo. En el sector de la Sierra nevada del Cocuy se reconocen las formaciones Tibú, Mercedes, Aguardiente, Cogollo y las ya nombradas La Luna, Colón y Mito-Juan.

En el Terciario la sedimentación se caracterizó por la depositación de frecuentes secuencias conglomeráticas y arenáceas que reflejan movimientos tectónicos y episodios orogénicos (Van Der Hamen, 1.958 en Ingeominas, 1.988) así como limolitas y arcillolitas. Unidades representativas de este período en el lado oriental de la Cordillera Oriental (Piedemonte Llanero) y zona del Catatumbo se representan en las formaciones Barco, Los Cuervos, Mirador Carbonera, León, Guayabo y Necesidad. En la Sabana de Bogotá aparecen las formaciones Guaduas, El Cacho, Bogotá, Regadera, Usme y Tilatá y en la zona de Paz de Río las formaciones Guaduas, Socha, Picacho y Concentración.

En el Cuaternario las acumulaciones de sedimentos más importantes de la Cordillera Oriental se encuentran en la Sabana de Bogotá. Se trata de arcillas, arenas y gravas de la parte superior de la formación Tilatá (Scheibe, 1.934 en Ingeominas, 1.988) de ambiente fluvial, y arcillas y arenas con materia orgánica de la formación Sabana (Hubach, 1.957 a, en Ingeominas 1.988) de ambiente lagunar, depositadas entre el Pleistoceno y Holoceno. En otras partes de la cordillera han sido identificados abanicos aluviales, coluviones y aluviones recientes.

Estilo Estructural

La cordillera Oriental se caracteriza estructuralmente por tener doble vergencia. Su forma es asimétrica y los flancos oriental y occidental en general han sufrido más levantamiento que la parte central, de tal manera que las rocas más antiguas están expuestas a lo largo de los flancos, mientras que las rocas más jóvenes están preservadas en el sinclinorio central del altiplano (Dengo and Covey, 1.993).

La gruesa secuencia de sedimentos cretáceos y terciarios que constituyen la cordillera, ha sido deformada y encajada dentro de un modelo estructural de cinturón de plegamiento y cabalgamiento con vergencia al Este en el flanco oriental, y un cinturón de plegamiento y cabalgamiento con vergencia al Oeste en el flanco occidental (Restrepo y Villamil, 1.993).

Grandes fracturas regionales limitan el tren de la Cordillera Oriental principalmente en sus costados, algunas con orientación Noreste a lo largo de toda la parte sur y centro de la cadena montañosa (falla de Salinas, falla de Suárez y sistema de fallas del Borde Llanero), y otras con orientación Noroeste (falla de Bucaramanga) hacia la parte norte de la cordillera en la Serranía de Perijá (Ingeominas, 1.988).

El sistema de fallas del Borde Llanero también conocido como Falla Frontal de la Cordillera Oriental, es una serie de fracturas que se extiende desde el Ecuador, hasta el empalme con el sistema de Fallas de Boconó a través de las fallas curvadas de Pamplona y Chitagá (París y

Sarria, 1.980 en Paris y Romero, 1.994) en límites con Venezuela. Tiene una orientación N30° a 40°E y longitud de aproximadamente 1.000 km. De este sistema hacen parte los segmentos llamados fallas de Florencia y Mocoa, falla de El Zorro, falla de Servitá – Santa María, falla de Guaicaramo y falla de Yopal (Paris y Romero, 1.994).

El sistema tiene un gran desplazamiento inverso o cabalgante con una componente horizontal en sentido lateral derecho, siendo su tasa de desplazamiento moderada a baja. Los rasgos neotectónicos predominantes son los escarpes de falla a lo largo de varias decenas de kilómetros desarrollados en abanicos cuaternarios. También son comunes las terrazas basculadas, los pliegues recientes y los cabalgamientos de rocas terciarias sobre sedimentos cuaternarios del borde llanero (París y Romero, 1.994).

Las fallas de Florencia – Mocoa, son fallas profundas de tipo inverso con buzamiento hacia el occidente, que se extienden paralelamente al piedemonte hasta el Ecuador (CIMOC, 2.002). La falla de Servitá – Santa María es una falla inversa con vergencia hacia Los Llanos Orientales que se extiende desde el sur de Acacías (Meta) hasta el norte de Santa María (Boyacá). Esta falla presenta evidencias de tectónica reciente en varios segmentos (CIMOC, 2.002).

La falla de Guaicaramo es una falla inversa de orientación NE y buzamiento al Noroeste que presenta actividad reciente representada por rupturas y basculamientos de terrenos cuaternarios. Se le ha calculado una tasa de actividad de 2 mm/año (CIMOC, 2.001).

Hacia el norte de la cordillera, el segmento sur de la falla de Santa Marta - Bucaramanga se interna en la cordillera oriental perturbando estructuras importantes. La falla tiene una dirección N20°W y una longitud de 550 km, con movimiento inverso lateral izquierdo. La falla produce un desplazamiento vertical de más de 1.200 m de una antigua zona de erosión. La meseta de Bucaramanga está siendo afectada por la actividad de esta falla. El sector con mayores rasgos neotectónicos se presenta al norte de Bucaramanga y en algunos sectores del sur de esta ciudad. Los rasgos más notables de la traza en el terreno son los lomos de flexión o ganchos, corrientes desplazadas, lagunas de falla, escarpes de falla (París y Romero, 1.994).

La falla tiene una tasa de desplazamiento moderada, calculada con base en geometría resultante de rasgos morfotectónicos, siendo su principal actividad pre-holocénica (París y Sarriá, 1.987).

La falla de Suárez tiene una dirección N20°E y una longitud de 120 km. Esta falla intercepta la falla de Bucaramanga a pocos kilómetros al norte de esta ciudad. Es una falla inversa lateral izquierda que ha desplazado flujos de escombros cuaternarios. Así mismo, ha producido desplazamiento de más o menos 600 m a una superficie de erosión terciaria. Su tasa de movimiento es media a alta (París y Romero, 1.994).

2.2.3.7 Provincia Geotectónica de la Orinoquia / Amazonia

Esta provincia geotectónica de morfología plana está comprendida entre la Falla Frontal de la Cordillera Oriental al Oeste, el río Orinoco y la frontera con Brasil al Este, los ríos Arauca y Casanare al norte y río Amazonas al Sur.

Geológicamente comprende un basamento cristalino de rocas antiguas del Pre-Cámbrico y Paleozóico el cual forma parte del primitivo Escudo de La Guayana.

Sobre este basamento yacen rocas sedimentarias del Cretáceo Superior, Terciario y sedimentos del Cuaternario. La cobertura sedimentaria se adelgaza progresivamente desde el Piedemonte hasta la frontera con Brasil donde comienzan a aflorar las rocas más antiguas (Ingeominas, 1.988).

El conocimiento en detalle de la estratigrafía y adelgazamiento de la cobertura sedimentaria hacia el Este, ha sido comprobado en los estudios exploratorios que han realizado numerosas compañías petroleras desde 1.960 hasta el presente en la faja del Piedemonte y la adyacente Cuenca de Los Llanos. Una buena parte de la estratigrafía del Piedemonte (al menos desde el Cretáceo Superior hasta el Cuaternario) y el estilo estructural que caracterizan estas dos regiones son iguales. Cooper et al. (1.995) postuló que las cuencas del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Los Llanos constituyeron una gran cuenca sedimentaria regional desde el Triásico hasta el Mioceno Medio, cuando el episodio de deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental aisló el Valle Medio del Magdalena de la cuenca de Los Llanos.

El Pre-Cámbrico en la provincia geotectónica de la Orinoquia/Amazonia está representado por rocas graníticas y metamórficas que conforman cerros aislados dispersos en el extremo oriental de la Amazonia y en la ventana de la Serranía de La Macarena. Las rocas graníticas comprenden plutones como el Granito de Parguanza y el Granito de El Remanzo (Bruneton et al., 1.982 en Ingeominas, 1.988). El primero de estos arrojó una datación de alrededor de 1.500 millones de años (Gaudette et al., 1.878 en Ingeominas, 1.988).

Otro agrupamiento de rocas cristalinas como granitos, riolitas, andesitas, basaltos, anfibolitas, neises y migmaticas es conocido como Complejo de Mitú. Estas rocas aparecen intruídas por diabasas y granófiros, destacándose el Granófiro de Tijereto. Algunos sectores del Complejo de Mitú aparece cubierto discordantemente por meta-areniscas de las formaciones Roraima y La Pedrera, así como por areniscas y lavas riodacíticas de la formación Piraparaná (Galvis et al., 1.979; Huguett et al., 1.979 en Ingeominas, 1.988). Las plutonitas ácidas han sido llamadas por Brunenton et al., (1.982 en Ingeominas, 1.988) como Granitos de Atabapo o San Felipe.

El Paleozóico aparece representado por rocas sedimentarias, ocasionalmente con metamorfismo de bajo grado y fauna del Ordoviciano que afloran en la Serranía de La Macarena bajo el nombre de Grupo Güejar (Julivert, 1.968 en Ingeominas 1.988). En la región de la Amazonia un grupo litológico compuesto por conglomerados, areniscas, arcillolitas y lutitas que conforman mesetas, se conoce por el nombre de formaciones Araracuara, Huitoto y Macaya (Herrera y Velásquez; Bogotá, 1.982 en Ingeominas, 1.988). En la primera formación citada han sido encontrados fósiles del Ordoviciano.

Rocas sedimentarias del Cretáceo Superior se conocen en la Serranía de La Macarena mediante perforaciones realizadas que reportaron areniscas, lutitas y calizas (Gabela, 1.985; Navas, 1.985; Pérez y Bolívar, 1.985).

Sedimentos del Cretáceo Superior normalmente reposan directamente sobre basamento sedimentario y metamórfico del Paleozóico en Los Llanos. Rocas del Triásico y Cretáceo Inferior están ausentes en los Llanos (Cooper, et al., 1.995). La excepción se tiene en pequeños paquetes de sedimentos del Jurásico hallados en pozos petroleros aislados (Numpaque, 1.986 en Cooper et al., 1.995).

El Terciario en la región de la Amazonia corresponde a sedimentos (lodolitas, areniscas, arcillolitas y mantos de carbón) de origen marino a continental lacustre que alcanzan espesores

entre 1.500 y 3.000 m. Esta secuencia aparentemente descansa sobre rocas del Paleozóico inferior y rocas cristalinas del Pre-Cámbrico (Govea y Aguilera, 1.985 en Ingeominas, 1. 988). En el sector del Putumayo, solo existe una delgada cobertura de sedimentos continentales que reposan directamente sobre el basamento pre-cambriano (Cáceres y Teatín, 1.985 en Ingeominas, 1.988).

Sedimentos continentales terciarios están expuestos en la faja del Piedemonte, en todo el oriente y sur de la Orinoquia y en la en la Serranía de La Macarena (Govea y Aguilera, 1.985 en Ingeominas, 1.988).

El descubrimiento del campo Cusiana en 1.991 después de más de 30 años de exploración intermitente en la faja del Piedemonte, permitió tener conocimiento de la estratigrafía que existe debajo de la planicie de Los Llanos, al menos en la cuenca del Orinoco. Sedimentos del Cretáceo Superior y Terciario así como dos hiatos importantes en la secuencia han sido identificados en la cuenca de Los Llanos. Del Cretáceo Superior fueron identificadas las formaciones Gachetá y Guadalupe, y del Terciario las formaciones Barco, Los Cuervos, Mirador, Carbonera, León y Guayabo. Un hiato de aproximadamente 14 millones de años fue reconocido en el límite Cretáceo-Terciario y otro de aproximadamente 16 millones de años entre las formaciones Los Cuervos y Mirador. Esta secuencia sedimentaria reposa directamente sobre el basamento antiguo (Cazier et al., 1.995).

Estilo Estructural

El estilo tectónico de la provincia geotectónica de la Orinoquia / Amazonia presenta dos ambientes estructurales claramente definidos:

Un ambiente estructural hacia el borde occidental de la provincia del cual forma parte la faja del Piedemonte, donde los sedimentos cretáceos y terciarios fueron afectados por una fase compresiva durante el Mioceno Medio – Plioceno que formó grandes estructuras con el desarrollo de fallas de despegue de muy bajo ángulo que condujeron deformaciones estilo “thin skin” y estructuras invertidas de cabalgamiento (Gruyter et al., 1.994).

Otro ambiente estructural imperante hacia el centro y sector oriental de la provincia geotectónica, donde las perturbaciones en el basamento del Escudo de la Guayana causadas por la colisión de la placa de Nazca y las fases de deformación Andina son menores o inexistentes.

En la provincia, a raíz de las campañas exploratorias de hidrocarburos en la zona del Piedemonte y cuenca de Los Llanos, mediante sísmica de reflexión han sido identificadas en profundidad fallas de despegue de inversión con basamento involucrado y ruptura en superficie, tales como el sistema de fallas de Guaicaramo (Falla Frontal de la Cordillera Oriental, descrita en el numeral 2.2.6) que separa el Piedemonte de la cuenca de Los Llanos; la falla de Yopal, la falla de Cusiana y la Falla de Támara, localizadas al oriente de la Falla Frontal.

2.2.3.8 Provincia Geotectónica de la Región del Caribe

Por las características geomorfológicas que guarda esta provincia, pueden ser consideradas tres sub-provincias: Sierra Nevada de Santa Marta, Península de La Guajira y Llanura del Caribe.

Sub – provincia de la Sierra Nevada de Santa Marta

Se destaca como un macizo de forma triangular de expresión montañosa, con elevaciones superiores a cinco mil metros sobre el nivel del mar, limitada por grandes fallas y constituida por rocas ígneas y metamórficas. Por el lado suroccidental del macizo se presenta la falla de Santa Marta – Bucaramanga, por el lado norte la falla de Oca y por el lado suroriental aparece el Lineamiento del Cesar.

El macizo es geológicamente complejo, pues consta de un basamento antiguo de granulitas, neises (Neis de Buriticá) y esquistos. Las granulitas fueron datadas entre 1.300 y 1.400 millones de años y los esquistos arrojaron edades entre 945 y 680 millones de años (Tschanz et al., 1.974 en Ingeominas, 1.988). Así mismo, aparecen esquistos del Paleozóico, batolitos y plutones graníticos (Central, Aracataca, Bolívar, Atanques) del Triásico y Jurásico y capas rojas sedimentarias jurasicas con intercalaciones de espilitas y rocas piroclásticas. Plutones terciarios como el de Buriticá, y rocas sedimentarias de la misma edad han sido también reconocidos en el macizo.

Sub - provincia de la Península de La Guajira

Esta península aparece unida al continente por la depresión morfológica que forman la Sierra Nevada de Santa Marta y el piedemonte de la Serranía del Perijá. Está constituida fundamentalmente por rocas de basamento cristalino, sedimentos cretáceos y terciarios.

Las rocas más antiguas están compuestas por esquistos y neises paleozóicos de la formación Macuira (Mac Donald, 1.964; Lockwood, 1.965 en Ingeominas 1.988) y areniscas, calizas, margas y conglomerados continentales del Grupo Jororo (Burgl, 1.960 en Ingeominas, 1.988). Así mismo, aparecen filitas y esquistos cretáceos de la formación Jarara (Mac Donald, 1.964 en Ingeominas, 1.988).

El Jurásico de la Guajira está representado por unos 5.000 metros de sedimentos marinos de ambiente poco pertenecientes al Grupo Cocinas (Renz, 1.960 en Ingeominas, 1.988). De la misma edad está reportado un lacolito y derrames dacíticos que conforman la Serranía de Parashi.

El Cretáceo aparece representado por más de 3.000 metros de areniscas y lutitas de la formación Palanz (Rollins, 1.965). Los sedimentos del Terciario constituidos por calizas, areniscas, lutitas están localizados en la cuenca de Cocinetas, Chichibacoa y Portete, representados por las formaciones de Macarao y Nazareth (Thomas, 1.972; Duque-Caro, 1.975) y las formaciones Taroa, Gallinas y Orochó (Thomas, 1.972).

Sub-provincia de la Llanura del Caribe

Esta sub-provincia está constituida por terrenos planos de amplio relleno cuaternario, con algunas serranías conformadas por rocas terciarias.
Fisiográficamente pueden ser reconocidos tres elementos topográficos: Una plataforma y talud continental conformados por un prisma sedimentario de gran espesor que se extiende hacia el mar desde la línea de costa. Tierras planas ocupadas por llanuras y terrenos cenagosos y sistemas fluviales (ríos Magdalena, San Jorge y Sinú). Terrenos de serranías entre las que se diferencian las costeras de Abibe-Las Palomas y las serranías del interior San Jacinto, San Jerónimo y Luruaco (Ingeominas, 1.988).

Dos terrenos principales están contenidos en esta sub-provincia: el terreno San Jacinto y el terreno Sinú. Las condiciones tropicales de meteorización de la región han contribuido con el número limitado de afloramientos como información en superficie, sin embargo, información geofísica, sedimentológica, petroquímica y paleomagnética definen aceptablemente los límites entre estos dos terrenos.

El terreno San Jacinto contiene basamento toleítico intercalado con sedimentos marinos profundos carbonáceos, chert, lodolitas y calizas de edad Cretáceo superior, suprayacidas por turbiditas de afinidad continental. El terreno Sinú tiene un basamento similar pero estructuralmente diferente y las turbiditas suprayacentes son del Oligoceno. Estos terrenos fueron acrecionados a la margen continental en el Eoceno y Mioceno respectivamente.

Estilo Estructural

Los rasgos estructurales sobresalientes de la provincia geotectónica de la Región del Caribe son diferentes para cada sub-provincia, así:

En la sub-provincia de la Sierra Nevada de Santa Marta, el macizo rocoso por la edad tan antigua de su núcleo probablemente representa una porción noroccidental del Escudo de la Guayana. Los rasgos tectónicos destacables están dados por la falla de Bucaramanga-Santa Marta (descrita en el numeral 2.2.6), la falla de Oca y el Alineamiento del Cesar.

La falla de Oca Es un gran lineamiento de origen tectónico que límita la parte Norte de la sierra de Santa Marta, su rumbo general es Este-Oeste y en la zona de la Guajira está limitando terrenos ondulados y planos hacia el Norte y zona montañosa hacia el Sur. Esta es una falla de rumbo de tipo dextral y se ha reportado alguna actividad por fotointerpretación en la zona que corta el río Ranchería. En la zona de acantilados de Moñitos y el parque Tayrona la falla corre por la línea litoral ya dentro de terrenos marinos donde se forman acantilados fuertes afectados por la erosión marina.

En cuanto al alineamiento del Cesar, según las interpretaciones regionales, por el costado suroriental de la pirámide que define la Sierra Nevada de Santa Marta se encuentra otro límite tectónico que aparece en los mapas como el alineamiento del Cesar a lo largo del cual corre el río Cesar. Este alineamiento marca el límite entre la Sierra Nevada y el Valle del Cesar.

En la sub-provincia de la Península de La Guajira la característica tectónica está definida por dos períodos de deformación, el primero de los cuales ocurrió entre finales del Cretáceo y el Eoceno Medio cuando tuvo lugar un plegamiento orogénico fuerte, así como fracturamiento y levantamiento de bloques mesozóicos y de basamento (Ingeominas, 1.988). El segundo período de deformación ocurrió a finales del Terciario cuando se presentaron plegamientos a pequeña escala y fallamientos en las rocas sedimentarias del Oligoceno/Mioceno, coincidiendo con el levantamiento de la cordillera Oriental (Ingeominas, 1.988).

En la sub-provincia de la Llanura del Caribe la característica tectónica está restringida a cuatro lineamientos estructurales aproximadamente paralelos que están relacionados con la evolución de la región (Ingeominas, 1.988):

Lineamiento de Romeral

Esta discontinuidad estructural no es tan espectacular ni claramente reconocible en la parte norte de Colombia como en el sur del territorio donde fue descrito originalmente, porque la traza se encuentra fosilizada por sedimentos terciarios y depósitos cuaternarios de la cuenca del río

San Jorge. No obstante, el lineamiento marca el límite entre la zona de plataforma y la serranía de plegamiento de San Jorge; marca un límite de volcanismo y plutonismo máfico, ultramáfico y tonalítico, asociado a cherts y turbiditas, de edad Cretáceo Superior/Terciario Inferior con ocurrencia al Oeste de la traza y ausencia de estos materiales litológicos al Este; ocurrencia de un cinturón metamórfico de bajo grado al Este de la traza.

Lineamiento de Bolívar

Se trata de un fallamiento inverso con buzamiento al Este de rumbo paralelo a la traza de Romeral, muy conspicuo dentro de las turbiditas del Terciario Inferior de la Serranía de San Jacinto. Su paralelismo y posición con respecto al alineamiento de Romeral, sugiere una de los saltos de Romeral en su migración hacia el Occidente.

Lineamiento del Sinú

Este alineamiento marca el límite occidental de la serranía de San Jacinto, separándola de la serranía del Sinú, las cuales al sur presentan estilos estructurales diferentes.

Lineamiento de Colombia

Este lineamiento es el más occidental de los cuatro identificados y separa la serranía plegada del Sinú al oriente de la llanura no deformada al occidente.

2.2.4 Geología regional del departamento del Valle del Cauca

Regionalmente el departamento del Valle del Cauca forma parte de la región suroccidental del territorio colombiano, en el cual la morfología característica en su parte central es la de un valle de fosa limitado por las cordilleras Occidental y Central y en su parte occidental una llanura costera que se extiende a lo largo de la Costa del mar Pacífico.

El valle de fosa está constituido por un basamento ígneo probablemente volcánico de edad cretácea en su mayor parte, sobre el cual yacen rocas sedimentarias del Terciario. Sobre las rocas sedimentarias se encuentra un grueso depósito de sedimentos del Cuaternario conformados principalmente por materiales aluviales transportados por el río Cauca. Igualmente se encuentran abanicos aluviales y coluviones en las márgenes del valle. Las cordilleras en sus flancos frente al valle se componen de rocas volcánicas e intrusivas del Cretáceo y rocas sedimentarias del Terciario hacia el piedemonte (Ingeominas, 1.992).

El mapa geológico que se presenta en el Anexo 2.5, comprende un sector de la geología regional del Valle del Cauca que sirve como marco de referencia a las zonas de Palmira, Tulúa, y Buga objeto del presente estudio. El mapa ha sido tomado parcialmente del Mapa Geológico del Valle del Cauca publicado por Ingeominas en el año 2.002.

En el Anexo 2.6 se presenta un corte geológico generalizado del Valle del Cauca a la altura de Palmira, el cual está basado en observaciones de campo, información del Mapa Geológico del Valle del Cauca de Ingeominas de 1.992 y en consulta de información de ECOPETROL relacionada con líneas de reflexión sísmica y registros de los pozos Juga-1 y Candelaria-1 realizados para exploración de hidrocarburos entre Cali y Palmira.

Para el enfoque de los aspectos tectónicos y rasgos neotectónicos de la región se realizó un reconocimiento de campo direccionado a reconocer los grandes lineamientos y expresiones morfológicas tanto en el costado occidental en el piedemonte de la cordillera Central como en la parte superior de la cuenca del río Dagua y Calima así como el piedemonte oriental de la cordillera occidental al Sur de Cali y la zona enfrentada con el municipio de Tuluá.
A continuación se hace una descripción de estas actividades puesto que como ya se dijo este reconocimiento fue la base para plantear el modelo sismotectónico del área.

2.2.4.1 Abanico de La Aurora

En este sector desde el punto de vista geomorfológico se presenta una unidad deposicional conformada por un abanico desarrollado durante el Pleistoceno el cual se encuentra afectado por procesos erosivos que han disectado parcialmente la superficie original. La litología de esta unidad está conformada por depósitos de régimen torrencial en donde predominan cantos angulares, bloques subredondeados cuyos tamaños son de un metro en su eje más elongado embebidos por fragmentos de tamaño grava y arena. Hacia la parte superior se presenta una cobertura de suelos limo arenosos producto de la desintegración de estos así como de las últimas acumulaciones durante la época de depositación. La Figura No. 1 ilustra localmente la geoforma anteriormente descrita y la cobertura de bloques en la parte superior.

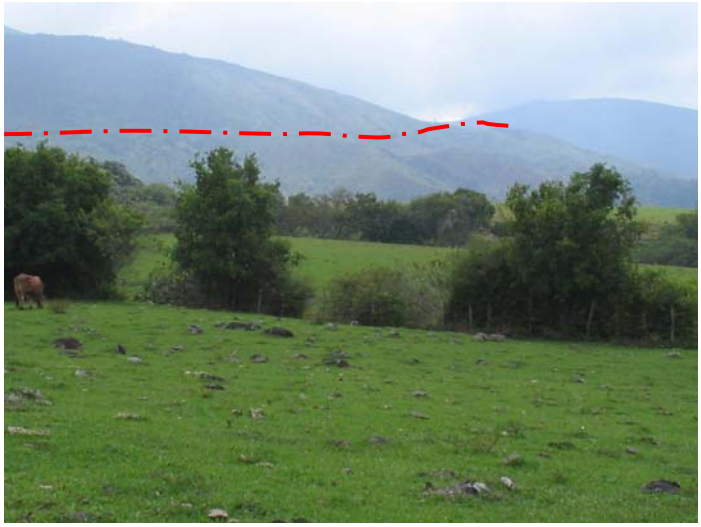


Figura 2.1 (Fotografía). Aspecto de la superficie disectada del abanico de la Aurora en donde se aprecian bloques en superficie.

La litología es cambiante desde el punto de vista de tamaño encontrándose bloques y gravas hacia el ápice disminuyendo el tamaño paulatinamente hacia la parte distal.

Desde el punto de vista tectónico y como ya había sido reportado por el ingeniero Gabriel Paris en su artículo INVESTIGACION NEOTECTONICA : Sistema de Fallas de Romeral y Cali – Patia, Departamento del Valle – Colombia, se pudo comprobar que los lineamientos mostrados en las imágenes de Landsat evidentemente en el campo corresponden a desplazamientos neotectónicos provocados por una rotura que ocurrió a fines del Pleistoceno, puesto que los aluviones más recientes del Holoceno producto del entallamiento del río Párraga no se observan desplazados. Durante el reconocimiento de campo es de anotar que se observan por lo menos dos líneas de desplazamiento que dejan el frente escalonado y localmente el drenaje consecuente ha sufrido una reversión local provocada por el basculamiento del abanico.

Durante la misma observación hacia el Oriente se pudieron apreciar lineamientos de falla relacionados con el sistema de Potrerillos en donde son muy evidentes las facetas triangulares y los patrones de drenaje locales de tipo subparalelo a lo largo del plano obsecuente de la misma traza de falla como se aprecia en la Figura No. 2.

Sobre la imagen de Landsat estos lineamientos continúan hasta los límites con el Cauca involucrando los depósitos de piedemonte de Corinto – Miranda. Como se puede observar en los mapas de los abanicos del piedemonte Occidental de la cordillera central en el informe Zonificación de amenazas por procesos de remoción en masa en las cuencas de los ríos bolo y fraile.

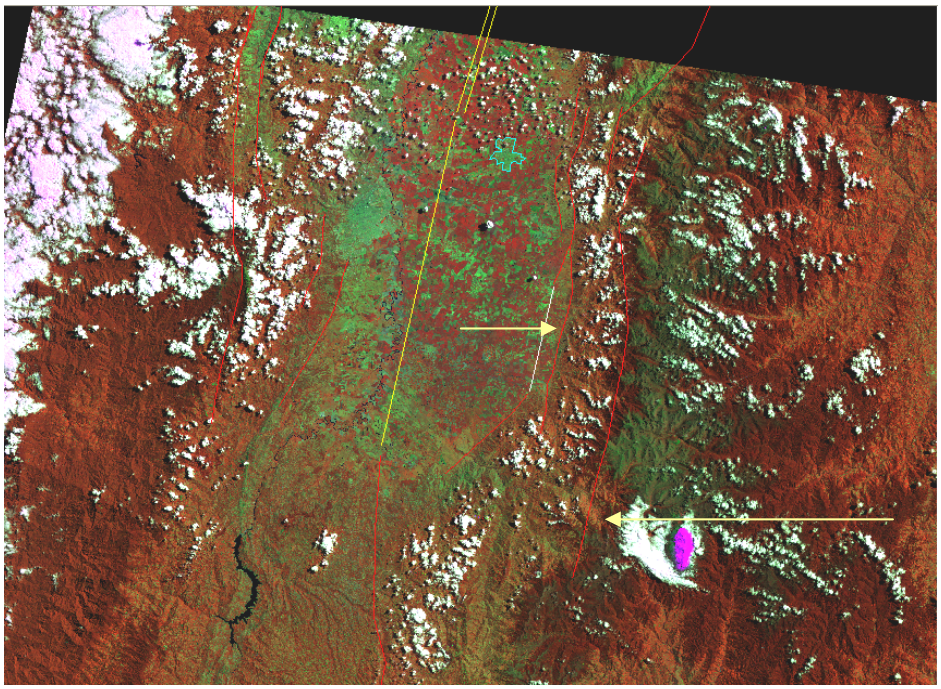


Figura 2.2 (Fotografía). Lineamientos de las fallas que afectan el piedemonte Occidental de la cordillera Central (Sistema de Fallas Guabas – Pradera y Potrerillos).

2.2.4.2 Abanicos del NorEste de Pradera

Un poco más al Norte de esta localidad en el sitio conocido como la Ruiza, se pudo observar que el río Vilela y sus afluentes formaron un conjunto de conos coalescentes limitados hacia la parte Oriental por los escarpes de falla de Potrerillos y hacia la parte Occidental por la Falla de Guabas – Pradera; estos conos de deyección indican no solamente un control tectónico a finales del Terciario sino que el escalonamiento dentro de los mismos depósitos Cuaternarios (Pleistoceno) indican que la actividad neotectónica ha llegado por lo menos hasta la base del Cuaternario. Aunque este aspecto ya se había ilustrado en los capítulos anteriores, se ilustra nuevamente en la Figura 3.



Figura 2.3 (Fotografía). Panorámica de la depresión tectónica de la Ruiza donde se ilustra hacia el fondo los ápices de los abanicos y en primer plano el bloque levantado conformado por la Formación Vilela.

2.2.4.3 Zona de Potrerillos

Se reconfirmó lo expuesto en los capítulos anteriores y se comprobó la presencia de un afloramiento rocoso en las vecindades de la población de Potrerillos. La Fotografía No. 4 muestra el área del afloramiento de diabasas.



Figura 2.4 (Fotografía). Se aprecia la estructura de la roca al Nor Oriente de Potrerillos donde se podrá colocar un acelerógrafo.

Desde este mismo sector se hicieron algunas observaciones de abanicos conformados por el río Nima, los cuales también están en proceso de disección dejando un

escalonamiento aterrazado, pero debido a la abundancia de vegetación no es posible observar si los depósitos recientes están afectados por tectonismo.

Así mismo desde este punto se pueden observar los abanicos solevantados del área de Maracaibo que cubren discordantemente el costado izquierdo de la quebrada La Honda y dejando hacia el Occidente un escarpe. En reconocimientos anteriores a la base de este escarpe se presentan manantiales alineados que indican el control estructural por tectonismo del sistema de fallas de Guabas Pradera. La figura 5 ilustra una panorámica de la cuenca superior de la quebrada La Honda y parte de los Lagos de Maracaibo



Figura 2.5 (Fotografía). Panorámica que ilustra la cuenca superior de la quebrada La Honda y un embalse de los cuerpos de agua de Maracaibo, represados artificialmente sobre los depósitos del abanico de Potrerillos.

2.2.4.4 Abanicos del Pance

El río Pance proviene del Piedemonte de los farallones de Cali y ha dejado por lo menos tres generaciones de abanicos: el primero corresponde a depósitos del Plioceno denominados como Formación Jamundi los cuales presentan una profunda disección y es difícil de reconocer su antiguo limite del Glacis de acumulación pero con la ayuda de las fotografías aéreas esta se observa con mayor facilidad. La segunda generación corresponde a un abanico disectado localmente solevantado por evidencias de una ligera contrapendiente en la vía que conduce de Cali al balneario; una tercera generación de abanicos del Holoceno se encuentran aterrazados y no presentan ninguna deformación, sin embargo en este hay una anomalía en el drenaje que se orienta con algunos truncamientos de crestas de la Formación Jamundi.

Haciendo una interpretación de los estereo modelos de las fotografías aéreas suministradas por el Dr Paris, lo observado en el campo se complementó y es así como hacia el costado Occidental de la Fotografía se aprecia un escarpe que indica la presencia de una falla activa al Occidente del lineamiento de la falla Cali – Patia. De lo anterior se concluye que por la anomalía en el drenaje, el truncamiento y presencia de escarpes la actividad tectónica también llego hasta el Pleistoceno.

Hacia el Norte los lineamientos son difíciles de seguir especialmente por la presencia del patrón de edificaciones de Cali y los depósitos recientes del río Cauca. Durante la visita también se pudo determinar que hacia el piedemonte de la cordillera son muy evidentes lineamientos de falla en rocas del Cretaceo, estas se evidencian por la presencia de geoformas tales como facetas triangulares y patrones de drenaje subparalelo localmente desarrollados sobre los escarpes de falla.

La imagen de Landsat (Figura No. 2.6), muestra claramente los lineamientos dejados que afectan el piedemonte de los farallones por fracturas cuyos desplazamientos se estiman llegan hasta el Pleistoceno.

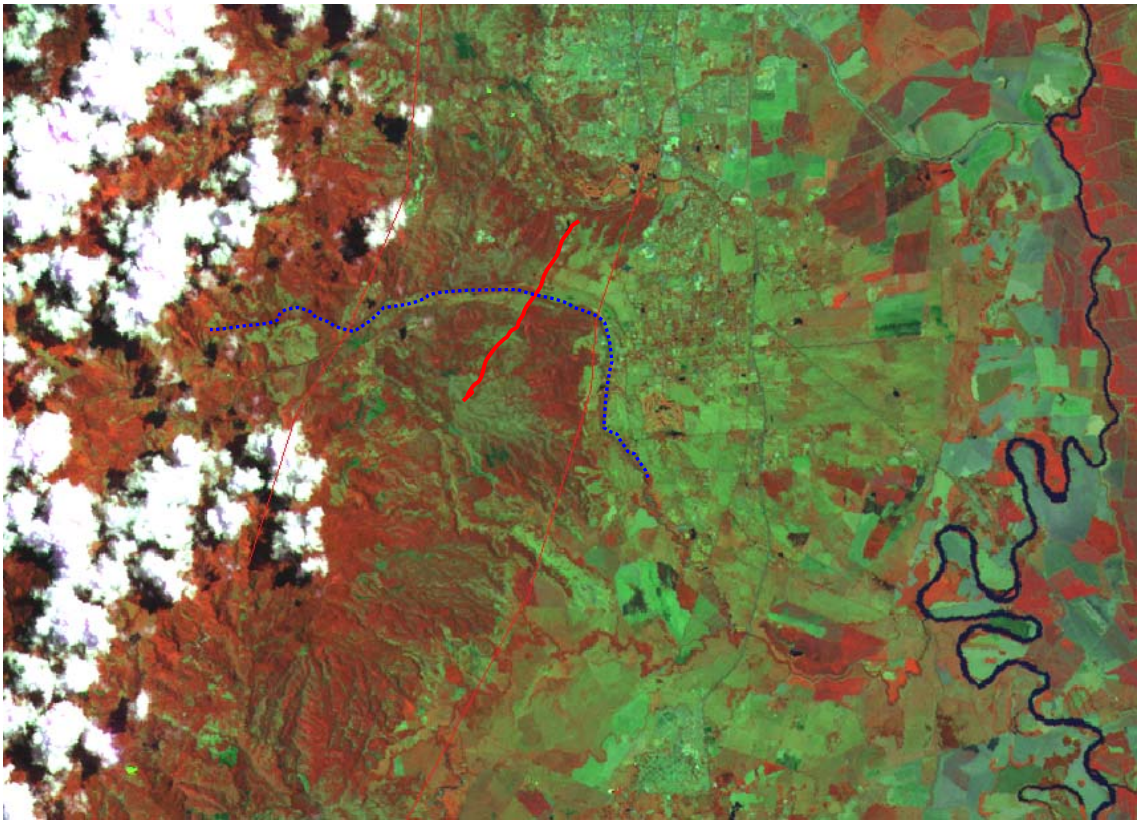


Figura 2. 6 Imagen Landsat mostrando los sistemas de abanico del río Pance (ver fotointerpretación detallada).

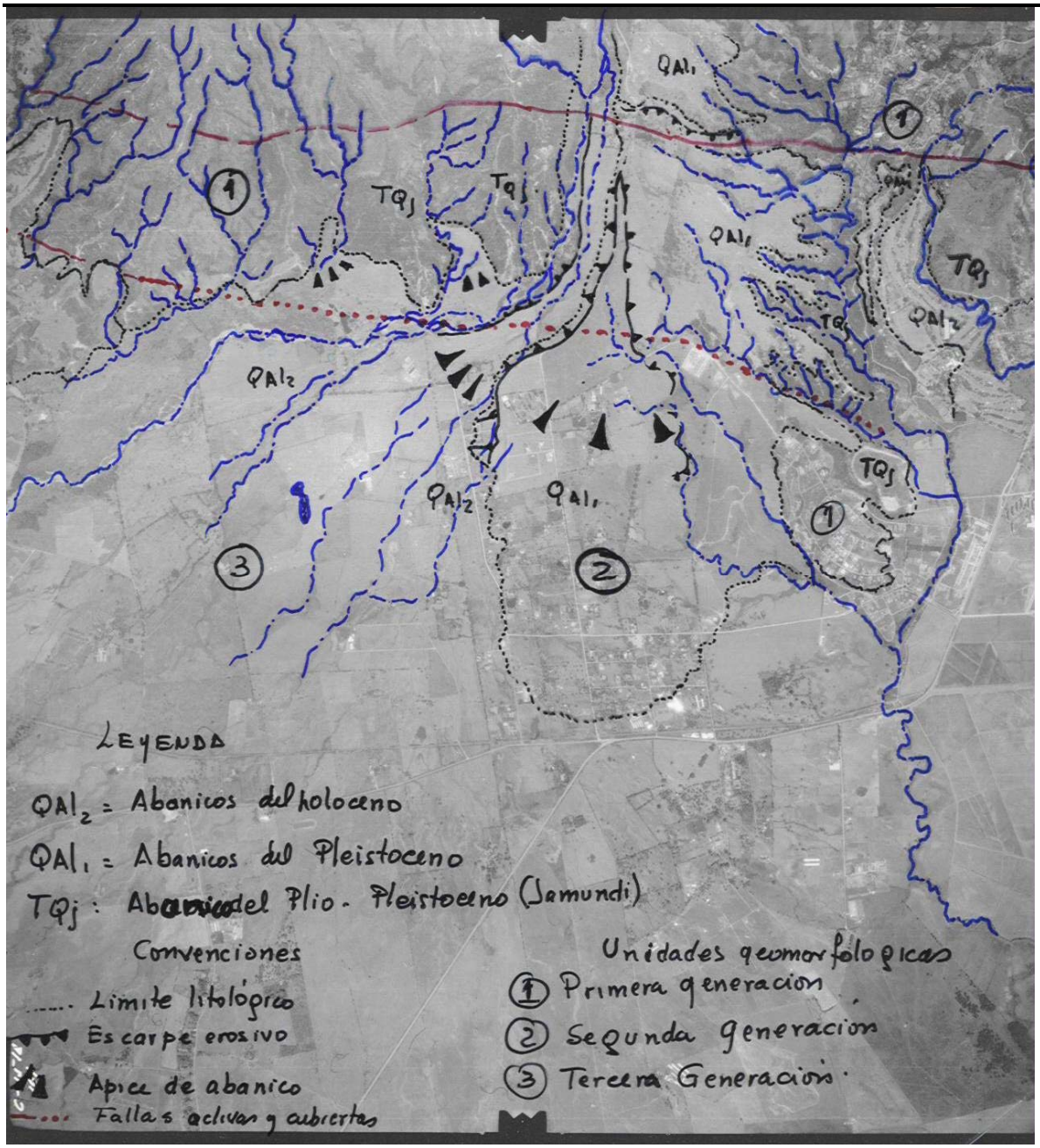


Figura 2.7 Fotointerpretación zona Pance

2.2.4.5 Fosa tectónica del sistema de fallas Dagua – Calima

En el artículo INVESTIGACION NEOTECTONICA : Sistema de Fallas de Romeral y Cali – Patia, Departamento del Valle – Colombia, se hace una descripción de estos sistemas de falla y su grado de actividad. Durante el reconocimiento de campo se hicieron observaciones de los dos costados de la depresión afectada por dos sistemas de falla de tipo normal que causaron el truncamiento de la peniplanicie de la cordillera Occidental. Son dos sistemas de fallas normales que limitan el valle del río Dagua y a la

altura de Loboguerrero se presenta una pequeña deflexión la cual es más visible sobre las fotografías aéreas que se anexan. En las figuras 8 y 9 se aprecian los lineamientos dejados en el costado Occidental y Oriental en donde son claras las evidencias de trazas de falla que indican superficies de rotura de grandes longitudes y asociada a ellas se encuentran geoformas de facetas triangulares y copas de vino o reloj de arena en estados más avanzados.



Figura 2.8 (Fotografía) Límite Occidental de la depresión tectónica del Dagua, la línea punteada indica una falla de tipo normal. La línea del horizonte corresponde a la peniplanicie de la cordillera Occidental mirando hacia el Pacífico.



Figura 2.9 (Fotografía) La línea discontinua en rojo indica el lineamiento de la falla maestra del costado Oriental de la depresión tectónica del Dagua, en primer plano se ilustran remanentes del piso del graben. El horizonte marca la peniplanicie del costado Oriental de la cordillera Occidental.

Durante el mismo recorrido en las rocas del Cretaceo se pudieron observar algunos planos de falla donde las brechas indican una inclinación hacia el costado occidental como se aprecia en la figura 10 pero estos planos se interpretan como el resultado de antiguos movimientos previos a la formación de la depresión tectonica; desde el punto

de vista sísmico lo mas significativo es la gran depresión limitada por las dos fallas que se ilustraron.



Figura 2.10 (Fotografía) Brecha de falla con buzamiento hacia el Occidente en la depresión tectónica de Dagua – Calima. Afecta rocas de tipo basáltico.

Sobre las imágenes de Landsat estos dos lineamientos son muy evidentes pero presentan una deflexión a la altura de Loboguerrero y hacia el Norte controlan la depresión del Darien en donde se encuentra el embalse de Calima, en donde a la vez se han reportado desplazamientos con escarpes de 45 m citados por Paris en el artículo INVESTIGACION NEOTECTONICA : Sistema de Fallas de Romeral y Cali – Patia, Departamento del Valle – Colombia. La presencia regional de estos lineamientos se ilustra en la imagen de satélite Landsat (Figura No. 11).

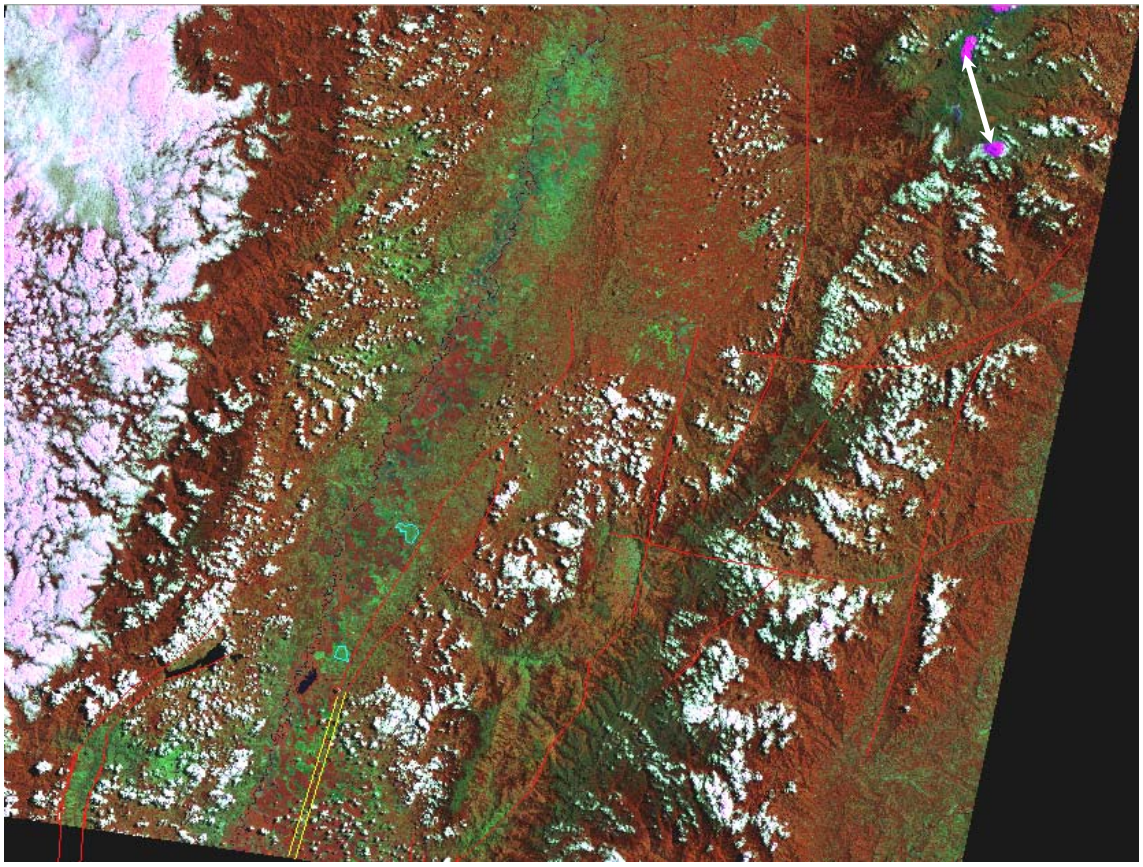


Figura 2.11 (Fotografía) Lineamientos de grandes sistemas de fracturas en la cordillera central y Occidental al Norte de Cali.

2.2.4.6 Piedemonte Oriental de la cordillera Occidental

Al Norte de Cali la falla de Cali - Patia queda sepultada bajo los aluviones del río Cauca y los segmentos de pequeños conos de deyección que penetran la cordillera en forma de aluviones de aspecto rectangular en planta, no muestran evidencias de neotectonismo, sin embargo las rocas si presentan rasgos tectónicos en forma de lineamientos con facetas triangulares y desplazamientos de venas mineralizadas como se ilustra en la Fotografía No. 12, pero estos eventos son anteriores al Pleistoceno y pueden estar asociados con los sistemas de fallas al Oriente de la de Santana (ver plano geológico).

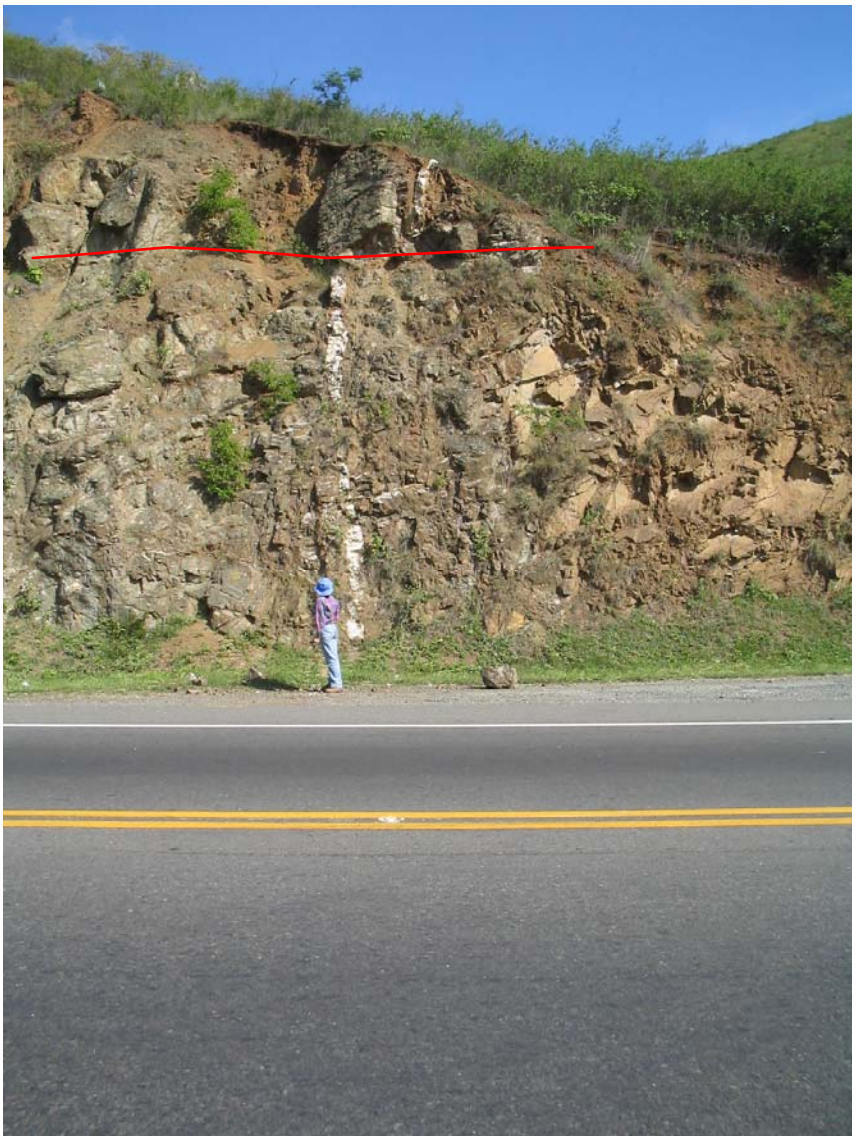


Figura 2.12 (Fotografía) Pequeño desplazamiento en una vena de calcita.

Las anteriores observaciones fueron hechas en conjunto con el geólogo Gabriel Paris quien tiene un gran conocimiento de la zona, el Ingeniero Omar Chaves y la Geóloga Olga Patricia Villa. Las observaciones se concentraron como se ha descrito ya en los abanicos de La Aurora, La Ruiza, los Lagos de Maracaibo, Río Pance, Depresión de Dagua – Calima, Piedemonte Nor Oriental de la cordillera Occidental y Abanicos Orientales de Tuluá.

2.2.5 Geología local

A continuación se hace la descripción de la geología local de las zonas de Palmira, Tuluá y Buga de acuerdo con la geología regional de referencia, información suministrada por la CVC, el estudio de fotointerpretación y los reconocimientos de campo.

2.2.5.1 Geología de la Zona de Palmira

La estratigrafía de la zona de Palmira y alrededores es como sigue, en orden de edad desde más antigua a más joven:

Cretáceo-Jurásico

Formación Amaime

Está formación hace parte del macizo rocoso de la cordillera Central junto con otras rocas asociadas y está integrada por flujos de lavas y basaltos toleíticos con frecuentes estructuras almohadilladas. Estas rocas volcánicas se presentan muy fracturadas por efectos del sistema de fallas de Romeral y afloran principalmente hacia la parte media del piedemonte de la cordillera. Estas rocas desarrollan meteorización esferoidal y originan suelos residuales lateríticos (Figuras 2.13, 2.14 y 2.15).



Figura 2.13 (Fotografía) Afloramiento de diabasa con meteorización esferoidal y alteración a suelo laterítico, El sitio está ubicado en el costado derecho del carreteable que conduce al cerro El Tablón desde la vía principal Palmira-Pradera.



Figura 2.14 (Fotografía) Parte alta del corregimiento de Potrerillos. Aparece una cancha de fútbol en cuyo costado se aprecian suelos residuales color amarillo por alteración de lavas y basaltos.



Figura 2.15 (Fotografía) Finca privada en inmediaciones de Potrerillos. En el piso del portón afloran basaltos fracturados. Sitio recomendado para perforación e instalación de acelerógrafo.

Las lavas y basaltos de esta formación junto con rocas ígneas intrusivas asociadas constituyen el basamento del Valle del río Cauca.

Las formaciones anteriormente descritas han sido afectadas por cuerpos intrusivos o stocks de composición diorítica como como el que aflora en la cantera Calandaima al Este de Palmira en la zona del piedemonte de la cordillera Central (Figuras 2.16 y 2.17).



Figura 2.16 (Fotografía) Cantera Calandaima, afloramiento de diorita.



Figura 2. 17 (Fotografía) Cantera Calandaima, vista general de la explotación de roca ígnea intrusiva fresca (diorita).

Terciario

Formación Vilela:

Formación sedimentaria del Plioceno compuesta por conglomerados de clastos subredondeados de basalto (Véase Figura 2.18), capas de arcillolitas, areniscas y tobas arenosas.



Figura 2.18 (Fotografía) Cantera Abandonada. Rocas terciarias muy alteradas y poco consolidadas de la formación Vilela. Conglomerados de gravas y guijarros de diabasa en poca matriz aglutinante, con lentes de tobas alteradas.

Cuaternario

Abanicos Aluviales:

Son cuerpos de aluvión en forma de abanico que se originan cuando las corrientes de agua que descienden de la cordillera Central abandonan las montañas y penetran en la planicie del Valle del río Cauca, sufriendo una disminución repentina de la velocidad. Estos abanicos se encuentran depositados en las márgenes del valle al oriente de Palmira, en la desembocadura de los ríos principales y quebradas mayores tales como la quebrada Aguaclara y el río Amaime localizados al sur y norte de Palmira respectivamente. Se componen de bloques, cantos y gravas angulares a subredondeados de rocas volcánicas principalmente, contenidos en matriz abundante de arcilla y limo con guijarros.

La extensión de estos depósitos no alcanza la zona urbana de Palmira, pues los más próximos se encuentran retirados entre 2 y 6 km al este de la ciudad.

Sedimentos Aluviales Del Valle del Cauca:

Estos sedimentos que conforman el relleno del valle han sido transportados por el río Cauca y pueden llegar a tener diferentes tamaños y muchas formas que varían desde barras de arena, diques, rellenos de canal y madreviejas hasta depósitos de llanura de inundación. Están compuestos de suelos orgánicos limos-arcillosos, arcillas y capas de arenas con gravas en proporción variable. El espesor de estos materiales puede alcanzar varias decenas de metros de acuerdo con la información de perforaciones exploratorias para agua suministrada por la CVC.

Geología Estructural

Por estar Palmira localizada sobre la planicie aluvial del Valle del Cauca y retirada unos ocho kilómetros del piedemonte de la Cordillera Central, los elementos de la geología estructural que pueden influir sobre este municipio están enmarcados dentro del contexto de la geología regional, la cual a grandes rasgos indica que el basamento del Valle del Cauca en profundidad está constituido por rocas ígneas volcánicas cretáceas cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias terciarias, las cuales en conjunto aparecen afectadas por deformación y fallamiento geológico. El basamento de rocas volcánicas es una continuación hacia el oeste del macizo rocoso volcánico de la cordillera Central, y las fallas geológicas que rompen estas rocas son estructuras afines al patrón de fracturas definido por el sistema de fallas de Romeral.

En superficie, particularmente en el piedemonte cercano al Este de Palmira, el macizo rocoso de la cordillera Central constituido por basaltos de la Formación Amaime, se presenta afectado en alto grado por un grupo de fallas regionales de dirección norte-sur con movimiento inverso y vergencia hacia el occidente. Estas fallas han levantado escalonadamente bloques de roca volcánica que cabalgan uno sobre otro. Esta disposición estructural es más evidente hacia la parte baja del piedemonte, donde rocas basálticas por contacto fallado aparecen cabalgando sobre rocas sedimentarias de la formación Vilela.

Entre las fallas causantes de la fracturación del macizo rocoso volcánico de la cordillera se destacan por su proximidad al municipio de Palmira las fallas de Guabas – Pradera, Potrerillos, Palmira – Buga y Cauca-Almaguer.

Falla Guabas-Pradera

Falla de cabalgamiento con rumbo Norte 15° Este y vergencia al occidente. Su trazo en el terreno se registra en la parte baja del piedemonte donde pasa a 8 km al Este de Palmira en línea recta, encontrándose en gran parte sepultada por sedimentos de abanicos aluviales del pie de la cordillera Central. Esta falla forma parte del sistema de fallas de Romeral y registra neotectonismo a una tasa de movimiento baja a moderada de acuerdo con París y Romero (1.993). Brechas de esta falla fueron observadas en el talud de la carretera La Buitrera-Palmira (Figura 2.19).

En los reconocimientos de campo fueron observadas las evidencias de neotectonismo de esta falla, representadas por lomos de basculamiento alineados con rumbo norte-sur en sedimentos cuaternarios, asociados a zonas de humedales. Al noreste de Palmira la falla de Guabas-Pradera emerge en superficie observándose su trazo en el cañón del río Tuluá.



Figura 2.19 (Fotografía) Detalle de una brecha de falla en basaltos fracturados que afloran en el talud de la carretera La buitrera- Palmira. La referencia de escala es una fotografía aérea. Sobre el fondo amarillo de la roca alterada.

Falla de Potrerillos

Es una falla de cabalgamiento paralela a la falla Guabas-Pradera con vergencia hacia el occidente. Su trazo en el terreno se encuentra a 10 km al oriente de Palmira en línea recta. Esta falla también forma parte del sistema de Romeral y registra actividad reciente baja a moderada de acuerdo con París y Romero (1.993). En los reconocimientos de campo fue observado su comportamiento en el cañón del río Amaime, donde se manifiesta en zonas de basaltos con intensa deformación, fracturación, cizallamiento y numerosos planos de fricción.

Falla Pamira-Buga

Falla de cabalgamiento con rumbo general norte-sur a noreste y vergencia al oeste. El alineamiento de su trazo cruza a 2 km al oeste de Palmira sepultada por sedimentos cuaternarios del valle, de acuerdo con la geología del mapa del Departamento del Valle del Cauca, Ingeominas (2.002). Esta falla emerge en superficie al norte de Palmira, donde pone en contacto gabros con rocas sedimentarias de la formación Paila.

Falla Cauca-Almaguer

Esta es otra falla importante del sistema de Romeral. Se encuentra alejada de Palmira 16 km al oriente en línea recta. Aparece dentro del macizo rocoso de la cordillera Central afectando rocas metamórficas paleozóicas del Complejo Arquía y rocas volcánicas cretáceas.

Neotectónica

El estudio geotectónico constituye una gran herramienta para la evaluación de la amenaza sísmica y es así como con base en los análisis se puede establecer que zonas son más susceptibles a la amenaza sísmica a continuación se hace una descripción de las características neotectónicas de esta zona:

De acuerdo con el análisis detallado que se hizo mediante las fotografías aéreas en la zona plana y en la zona del piedemonte, se identificaron varios alineamientos originados principalmente por reactivación de fallas, siendo los más destacados los asociados a la falla Guabas – Pradera y los alineamientos relacionados con la falla de Potrerillos. La actividad de tales fallas han originado en algunos casos cubetas intermontanas locales desarrolladas posteriormente a la depositación de los materiales recientes del piedemonte.

Regionalmente los alineamientos son continuos a lo largo del piedemonte como se aprecia en la imagen 3D de la Figura 2.20 .

Así mismo, se observó en las fotografías aéreas, que las unidades del cuaternario asociadas con los primeros eventos de acumulación de sedimentos en las laderas del piedemonte del valle aparecen desplazadas considerablemente.

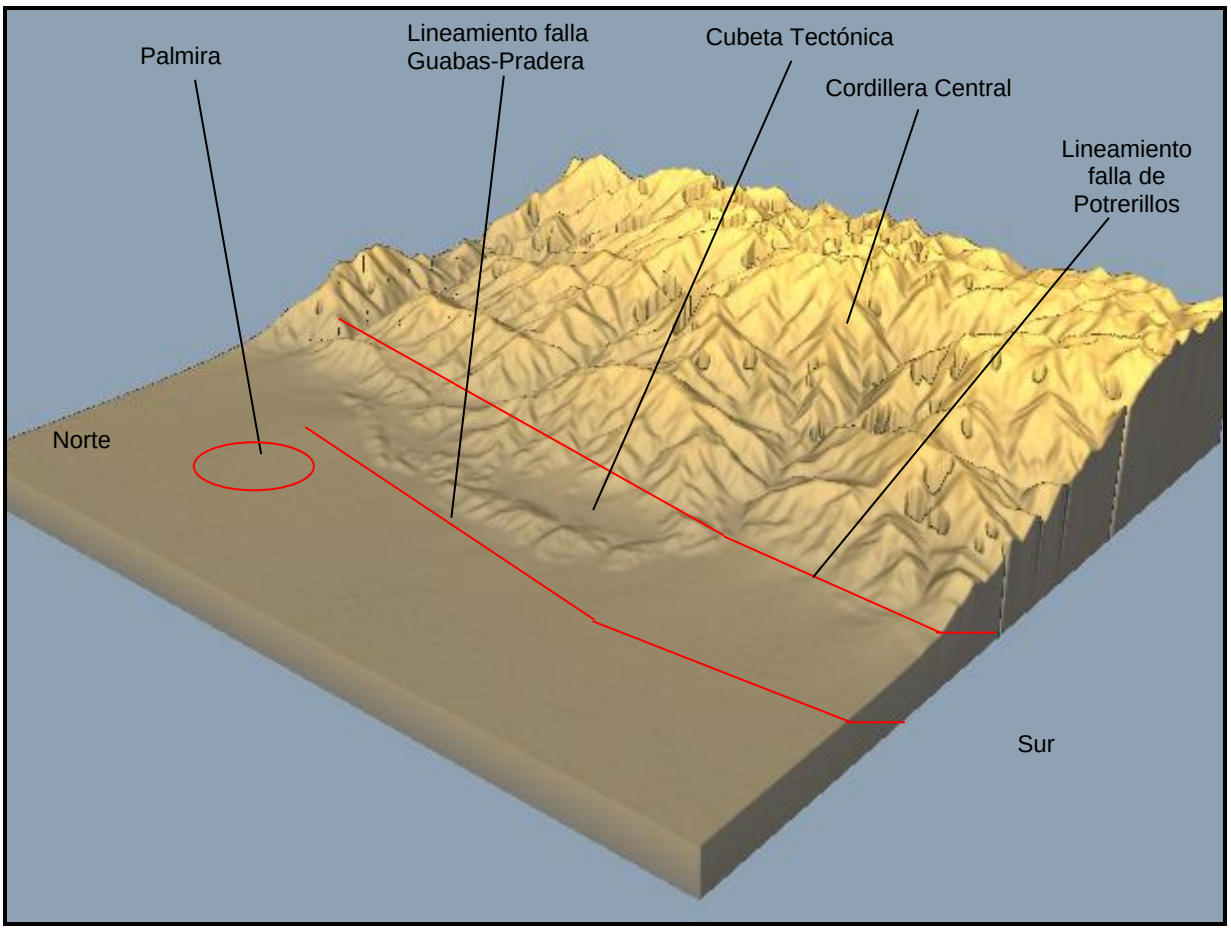


Figura 2.20 En la imagen se aprecia hacia el piedemonte de la cordillera Central los lineamientos de origen tectónico de las fallas Guabas-Pradera y Potrerillos, en cercanías de Palmira. Imagen tomada de ¨SRTM SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION¨

En algunas partes los depósitos cuaternarios se encuentran basculados, siendo el sitio de mayor evidencia el que se encuentra ubicado un poco al suroriente de la localidad de Palmira, en una depresión morfológica originada entre las fallas de Potrerillos y Guabas-Pradera, cuya mayor expresión puede ser vista al Sur de la Buitrera (Figura 2.21).



Figura 2.21 (Fotografía): Mosaico en panorámica que muestra la cubeta tectónica al sur de La Buitrera. Nótense los conos en la pata de la falla de Potrerillos. Vista al sureste.

En cuanto a las expresiones neotectónicas analizando fotografías aéreas a lo largo del casco urbano de Palmira se detectó un segmento recto correspondiente al Zanjón Mirriñao el cual puede clasificarse como una regmita de origen no tectónico ya que en el sector realmente lo que se encuentra es un patrón de drenaje de tipo subparalelo correspondiente a la diversificación de los canales que dieron lugar al relleno aluvial del costado Oriental del Valle del Cauca como se ilustra en la Figura 1 del Anexo 2.8. Otros canales con esta misma orientación se encuentran actualmente enmascarados por el patrón urbano razón por la cual se descarta la posibilidad de que el zanjón Mirriñao corresponda a una expresión neotectónica. Se aclara que en los primeros reconocimientos se hizo una inspección de campo al sitio y se planteó que aparentemente el costado Norte estaba un poco más deprimido que el costado Sur a nivel de la planicie aluvial pero este efecto realmente es un proceso erosivo posterior al entallamiento del cauce y no necesariamente corresponde a un plano de falla que este controlando dicho caño. Las anteriores apreciaciones se hicieron sobre la Figura 1 del Anexo 2.8 en donde se observa el subparalelismo de dos corrientes la A actualmente enmascarada por el patrón urbano de Palmira y la B perteneciente a la del caño Mirriñao. En el sitio donde se marca con la flecha B se hizo un reconocimiento de campo y no se obtuvieron argumentos contundentes para demostrar un desplazamiento contundente de los bloques razón por la cual como ya se dijo se sugiere que a este nivel quede cartografiado como una regmita no sismogénica.

Condiciones Geológicas del Subsuelo de Palmira y Alrededores

Con base en información suministrada por la Corporación Regional del Valle del Cauca (CVC), relacionada con registros estratigráficos de 33 perforaciones con recobro que alcanzaron profundidades entre 55 y 219 m, realizadas para la prospección de agua subterránea en la localidad de Palmira y alrededores, se deduce que las condiciones del subsuelo de este municipio y se describen a continuación:

El municipio de Palmira está cimentado sobre terrenos llanos que corresponden con el relleno cuaternario de depósitos de materiales aluviales desarrollados por antiguos y divagantes cauces del río Cauca, así como de corrientes tributarias menores. Estos materiales están

constituidos por sedimentos de composición heterogénea y proporción variable de limos orgánicos, arcillas, arenas, gravas y en algunos casos bloques.

Por las condiciones de depositación de estos sedimentos no es posible establecer una correlación estratigráfica clara y coherente entre las perforaciones consultadas, para determinar un perfil de estratos con composición y distribución homogénea. Sin embargo, puede hacerse una descripción muy generalizada de los materiales. El siguiente es la serie de perforaciones consultadas: VP-2, 3, 4, 5, 8, 23, 28, 32, 87, 89, 90, 94, 100, 121, 133, 135, 139, 168, 184,192, 195, 196, 243, 248, 249, 300,336, 360, 369, 389, 480, 658, 664.

Un perfil generalizado de los materiales aluviales indica la existencia de un suelo orgánico limo-arcilloso con espesor entre 0.3 m y 2.5 m. Debajo aparece una sucesión gruesa de por lo menos 219 m de espesor de capas intercaladas de arcillas inorgánicas, arenas de grano fino a grueso, arenas con gravas y lechos de gravas redondeadas a subangulares de rocas volcánicas principalmente. Se aprecia que por lo general existe un evidente predominio de las capas de materiales finos como arcillas y arenas, sobre las capas de materiales gruesos como las gravas, con contadas excepciones donde ocurre lo contrario o están en proporciones más o menos iguales.

El espesor de los materiales aluviales es mayor al registrado, por cuanto dos perforaciones de exploración para hidrocarburos realizadas por ECOPETROL en la región de Palmira revelaron espesores entre 295 m y 439 m. Dichas perforaciones también indicaron que los materiales aluviales reposan en profundidad sobre rocas sedimentarias del Terciario, tales como arcillolitas, areniscas, conglomerados cementados y algunas calizas. Debajo de estas últimas aparece un basamento de rocas ígneas volcánicas como diabasas y basaltos.

2.2.5.2 Geología de la Zona de Tuluá

Estratigrafía

La estratigrafía de la zona de Tuluá es como se describe a continuación en edad de más antigua a más reciente:

Cretáceo-Jurásico

Formación Amaime

Está integrada por flujos de lavas y basaltos toleíticos con frecuentes estructuras almohadilladas. Aparece en contacto con rocas del Batolito de Buga y Macizo ofiolítico de Ginebra a través de la falla Guabas-Pradera. Aflora en la cordillera al Este de Tuluá.

Cretáceo

Batolito de Buga

Se trata de un cuerpo ígneo íntrusivo de composición cuarzodiorítica a tonalítica predominantemente, que aflora al Este de Tuluá en el cañón del río del mismo nombre por la carretera que conduce a la vereda de Monteloro. Se presenta al sureste de Tuluá y al Oriente de Buga intruyendo en el costado Occidental las anfibolitas y gabros del macizo ofilolítico de Ginebra; hacia el Este hay tramos fallados también con este último conjunto en segmentos de la

falla Quebrada Nueva según la cartografía geológica también hay un contacto fallado hacia el sur en el río Guabas con las rocas de la formación Amaime.

Terciario

Formación La Paila

Esta formación está integrada en la parte inferior por tobas volcánicas con capas arcillosas y en la parte superior por capas lenticulares de conglomerados de gravas redondeadas de roca ígnea volcánica de 1 a 1,50 m de espesor, intercaladas con estratos de arcillolita y arenisca friable de grano grueso. La parte superior de esta formación puede ser observada en el flanco occidental del anticlinal de Sonso en la localidad que lleva el mismo nombre al norte de Guacarí, donde aflora en una cantera abandonada al borde de la carretera central Buga-Tuluá (Figura 2.22).

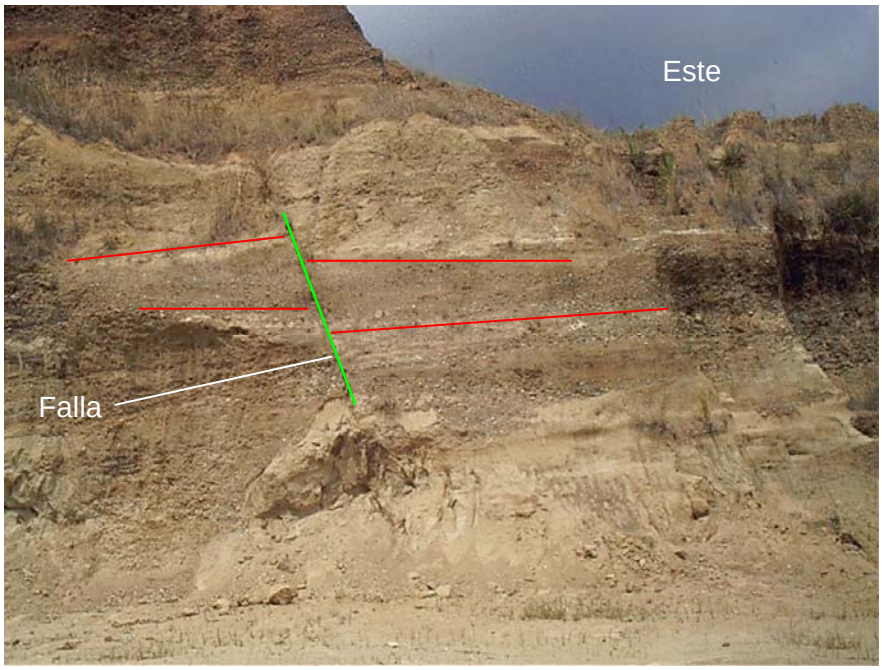


Figura 2.22 (Fotografía). Arcillolitas con capas delgadas de arenisca de la formación La Paila en el corte de una cantera abandonada en Sonso. Nótese el trazo de una falla de orientación aproximada Este-Oeste con desplazamiento de unos 0.30 m.

Cuaternario

Abanicos Aluviales

El municipio de Tuluá está ubicado en proximidades de la parte baja del piedemonte de la cordillera Central, frente a un abanico aluvial coalescente con otros depósitos similares que forman un cordón a lo largo del borde cordillerano. El abanico se extiende desde el piedemonte hasta el borde del Valle del Cauca justamente en la desembocadura del río Tuluá.

En los alrededores de Tuluá, especialmente los sectores urbanos perimetrales del costado oriental del municipio, ocurre una serie de lomas de baja altura constituidas por materiales

torrenciales de abanico aluvial que cubren disconformemente rocas sedimentarias terciarias y sedimentos aluviales del Valle del Cauca.

Estos materiales torrenciales afloran en los cortes de la vía principal Tuluá-Zarzal y se componen de gravas finas a gruesa, cantos y bloques subredondeados a angulares de rocas volcánicas, en matriz medianamente compacta a compacta de arcilla, limo y arena. La proporción gruesa de gravas y cantos puede llegar a ser en muchos casos predominante sobre la proporción de matriz, ocurriendo lo contrario en algunos lugares de acuerdo a lo observado.

En los reconocimientos de campo pudieron ser diferenciados abanicos de primera y segunda generación, siendo más antiguos los primeros; estos se localizan en las partes más altas y próximas al valle del río Tuluá (Figuras 2.23 y 2.24). Es muy probable que estos materiales constituyan parte del subsuelo de Tuluá entremezclados con sedimentos aluviales, dada la proximidad del abanico.

Teniendo en cuenta el desarrollo neotectónico de la zona y por apreciaciones hechas debajo del puente sobre el río Tuluá de la carretera central existen depósitos de lahar como se aprecia en las Figuras 2.25 y 2.26 que están interestratificados con los abanicos de primera generación los depósitos de lahar están interestratificados con los abanicos de primera generación y es muy posible que la falla frontal que levantó estos abanicos haya dejado un bloque caído en el Valle del Cauca y las profundidades en la zona del Tuluá para llegar a estos depósitos deben ser superiores a los 50 m.

Sedimentos Aluviales del Valle del Cauca

Estos sedimentos conforman la zona plana de Tuluá y alrededores. Su composición comprende suelos orgánicos limos-arcillosos, arcillas y capas de arenas con gravas en proporción variable. No obstante, hacia el costado oriental del municipio es probable que aparezcan entremezclados con materiales más gruesos del abanico aluvial.

El espesor de estos materiales también puede llegar a alcanzar varias decenas de metros de acuerdo con la información consultada.



Figura 2.23 (Fotografía) Afloramiento de materiales torrenciales de abanicos de primera generación.



Figura 2.24 (Fotografía) Morfología de abanicos aluviales. Al fondo la cordillera Occidental.



Figura 2.25 (Fotografía). Escarpe producto de la disección del río Tuluá unos 300 m hacia agua arriba del puente de la carretera troncal. En este se aprecia hacia la parte inferior los últimos episodios de lahar bajo los aluviones de abanicos de primera generación



Figura 2.26 (Fotografía). Aspecto general del depósito de lahar (consolidado) en el lecho actual del río Tuluá en las cercanías al puente de la carretera troncal.

Geología Estructural

La zona de Tuluá está dominada por el estilo estructural de la cordillera Central que consiste, como ya se explicó en numeral anterior, de una secuencia alóctona cretáceo-jurásica predominantemente volcánica (Formación Amaime y Macizo Ofiolítico de Ginebra) de rocas de corteza oceánica, que fue acrecionada a terrenos metamórficos continentales más antiguos.

Este conjunto de rocas se encuentra afectado por el sistema de fallas de Romeral de rumbo general Norte-Sur, entre las que guardan especial importancia por su proximidad a Tuluá las fallas de Quebrada Nueva, Guabas-Pradera, Potrerillos y Cauca-Almaguer.

Las tres últimas fallas ya fueron tratadas en el numeral de geología estructural de la zona de Palmira. La falla de Quebrada Nueva de dirección general norte-sur es la más próxima al municipio de Tuluá. Su carácter es inverso con vergencia al Oeste y pone a cabalgar gabros cretáceos del Macizo Ofiolítico de Ginebra sobre rocas sedimentarias terciarias de la formación La Paila.

Neotectónica

El estudio geotectónico constituye una gran herramienta para la evaluación de la amenaza sísmica y es así como con base en los análisis se puede establecer que zonas son más susceptibles a la amenaza sísmica a continuación se hace una descripción de las características neotectónicas de esta zona:

Con base en los análisis de las fotografías aéreas y los reconocimientos de campo, la parte alta del piedemonte inmediatamente al oriente de la localidad de Tuluá se presenta seriamente afectada por una serie de lineamientos recientes de orientación Norte-Sur que han basculado al

conjunto de abanicos existentes. En la actualidad pueden observarse varios ápices de abanicos y pequeñas cubetas que indican que los depósitos cuaternarios han estado afectados por eventos tectónicos recientes.

Las zonas de abanicos basculados se reconocen en las fotografías aéreas por presentar una textura más suave, lo mismo que en algunos puntos donde el río ha eliminado la cobertura de sedimentos cuaternarios por socavación, quedando expuestos afloramientos de la formación La Paila, como ocurre en los cerros más cercanos al oriente de Tuluá. Así mismo, en un corte de la variante de Tuluá se observan basculamientos sutiles en sedimentos del abanico aluvial
Los lineamientos neotectónicos identificados están asociados con el sistema de fracturas mayores que conforman el conjunto de fallas de Guabas-Pradera ubicados principalmente al este de Tuluá, los cuales han sido reconocidos desde el sur de Palmira. Algunos segmentos de estas fracturas se han reactivado provocando la dislocación de los abanicos. Véase imagen Landsat en la Figura 2.27.

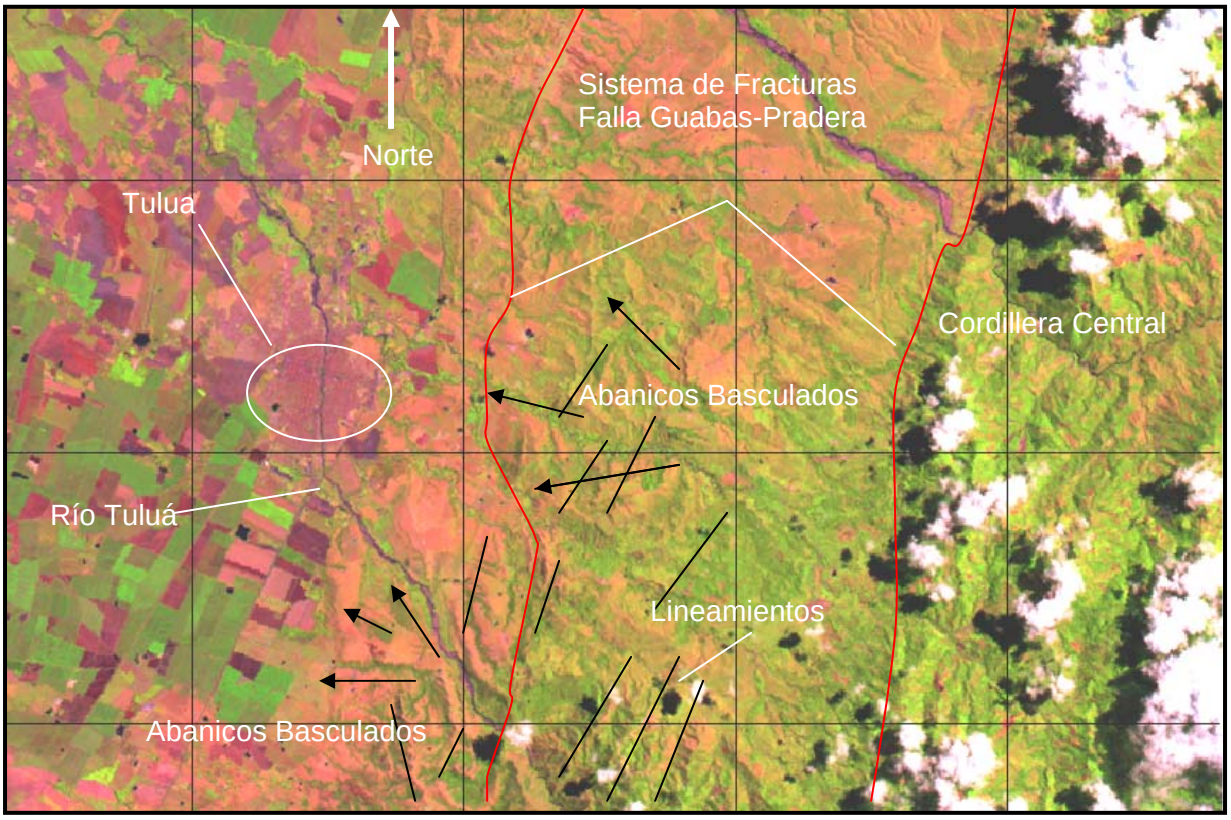


Figura 2.27. Zona de Tuluá. Imagen Landsat/2000 que ilustra lineamientos tectónicos al Este del municipio

En las imágenes en 3D de la Figura 2.28 se aprecia el marco general estructural del sector del Valle del Cauca entre Buga y Tulúa.

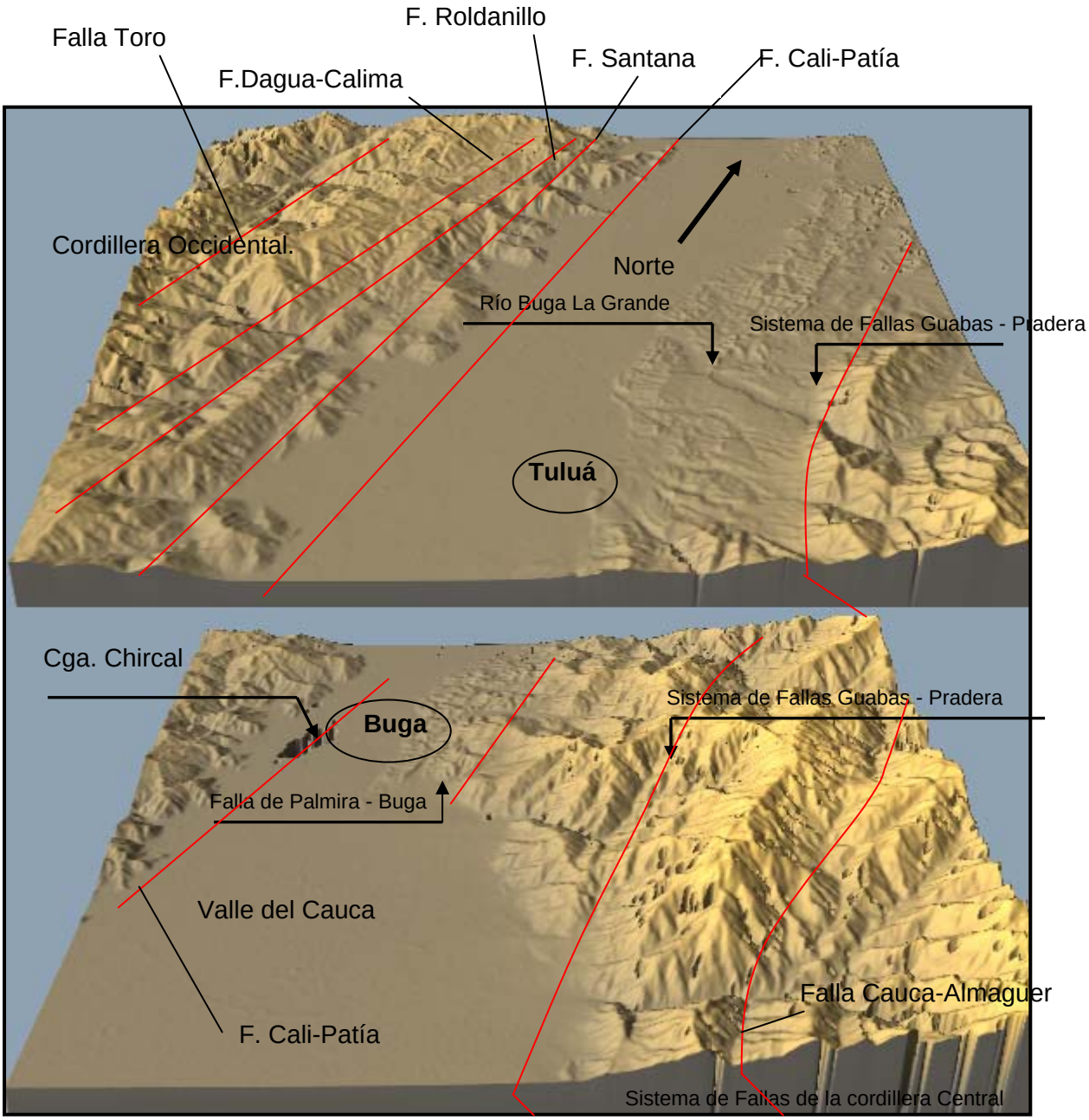


Figura 2.28. Marco general estructural del Valle del Cauca en el sector Buga-Tuluá. Tomado de ¨SRTM SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION¨

Condiciones Geológicas del Subsuelo de Tuluá

Con base en la consulta de registros estratigráficos de 20 perforaciones con recobro realizadas por la CVC, las cuales alcanzaron profundidades entre 35 y 210 m para la prospección de agua subterránea en la localidad de Tuluá y alrededores, se estima que las condiciones del subsuelo de este municipio es como sigue:

El municipio de Tuluá está cimentado principalmente sobre terrenos llanos, constituidos de una parte por depósitos de abanicos y de otra parte por materiales aluviales desarrollados por el río Cauca lo mismo que por el río Tuluá. La composición de estos sedimentos es heterogénea y ocurren probablemente entremezclados en proporción variable de limos orgánicos, arcillas, arenas, gravas, cantos y en algunos casos bloques. La siguiente es la serie de perforaciones revisadas: Vtu- 3, 5, 6, 7, 8, 9, 23, 27, 36, 37, 43, 63, 92, 93, 103, 105, 106, 111, 113, 136. En el Anexo 2.7 Figura 8 se presenta su ubicación.

Una descripción estratigráfica generalizada a partir de los registros de los sedimentos aluviales indica la presencia de 3 niveles más o menos claros: en la parte superior del terreno aparece un suelo orgánico limo-arcilloso café con espesor variable entre 0.6 m y 3.5 m. A continuación del suelo orgánico ocurre un conjunto de materiales que puede alcanzar los 170 m de profundidad, constituido por gravas, cantos rodados y bloques de roca volcánica en matriz de arena, intercalados con capas de arcilla, limo y arena, siendo predominante la fracción gruesa sobre la matriz. Debajo de los materiales gruesos sigue hasta al menos 210 m de profundidad, una serie de capas intercaladas de arcillas, arcillas limosas y arenas con algunas gravas.

El espesor de todo el conjunto de materiales que componen los sedimentos aluviales del subsuelo sin duda es mayor al registrado en las perforaciones, teniendo en cuenta los espesores registrados en las perforaciones realizadas por ECOPETROL para la prospección de hidrocarburos en la zona de Palmira que es del orden de 439 m. Tal como ocurre en aquella zona, los sedimentos aluviales de Tuluá también deben descansar en profundidad sobre rocas sedimentarias terciarias, tipo arcillolita, arenisca y conglomerado cementado relacionados con la formación La Paila que aflora en superficie. Debajo de las rocas sedimentarias debe aparecer un basamento volcánico-intrusivo tipo gabro y basaltos, similares a los que afloran en la cordillera Central frente a Tuluá.

2.2.5.3 Geología de la zona de Buga

La zona de Buga también se ubica prácticamente en el piedemonte del flanco occidental de la Cordillera Central y algunas urbanizaciones están emplazadas en las estribaciones rocosas de la cordillera. A continuación se hace una descripción de las unidades vecinas al casco urbano y detalles de neotectonismo al oriente de esta localidad.

Estratigrafía

La estratigrafía de la zona de Buga es como se describe a continuación en edad de más antigua a más reciente:

Basamento del Valle del Cauca

Con base en la información consultada en ECOPETROL relacionada con líneas de reflexión símica y pozos exploratorios para hidrocarburos realizados entre 1.969 y 1.980 en la región de Palmira, se puede inferir cierta información sobre las condiciones del basamento en la fosa del Valle del Cauca desde Palmira hasta Buga. A continuación se hace una interpretación de los datos anteriormente mencionados.

El Anexo 2.7 muestra la línea de reflexión sísmica interpretada VC-79-08 de orientación suroeste-noreste, la cual en amarre con la información del pozo Juga-1 revela que hacia el extremo derecho los sedimentos cuaternarios se encuentran hasta 439 metros de profundidad; las rocas terciarias hasta 618 m punto en el cual comienza el basamento de rocas volcánicas que fue perforado hasta los 1.147 m donde terminó la perforación. Se interpretó tan solo la VC-79-08 que se considera la más representativa para ilustrar el comportamiento del basamento entre Cali y Palmira, las otras líneas se presentan de manera ilustrativa como las fracturas presenta los mismos patrones debajo de los sedimentos del Valle del Cauca.

Hacia el extremo izquierdo de la línea sísmica en concordancia con el pozo Candelaria-1, el depósito cuaternario se encuentra hasta 295 m de profundidad; las rocas terciarias hasta 1.100 m punto en el cual aparece el basamento volcánico que fue perforado hasta 1.532 m donde terminó la perforación.

Todas estas rocas aparecen en profundidad afectadas por deformación y fallas geológicas inversas con alto ángulo de inclinación, las cuales han definido bloques escalonados de macizo rocoso del basamento cabalgando rocas terciarias.

Debido a que las regiones de Tuluá, Buga y Palmira corresponden a un ambiente desarrollado en una fosa intermontana limitado por fallas regionales se espera que los espesores de las unidades sean muy similares para los tres (3) municipios tan solo que varía el ancho de la fosa tectónica con rellenos sedimentarios.

Estos tres sectores tienen en común el desarrollo actual de una serie de abanicos coalescentes dentro de los cuales la región de Tuluá presenta una deformación más intensa en antiguos depósitos del Cuaternario, los cuales fueron disectados y nuevamente rellenados por materiales aluviales en forma de franjas y nuevos conos de deyección. Para el caso de Buga el tectonismo también indudablemente afecto los depósitos del Cuaternario levantándolos y también disectando la zona con formas de abanicos dentro de los cuales se destaca el ápice de la ciudad de Buga como material más reciente. Estos materiales al igual que en Palmira y Tuluá cubren una secuencia aluvial similar a la de Palmira.

Es de anotar que el mayor estrechamiento del valle del cauca se tiene en la zona de Buga, pero el espesor de los sedimentos del relleno del valle se espera que sea similar al de Palmira y Tuluá.

Cuaternario

Abanicos Recientes QALr

Corresponden a los abanicos recientemente depositados por el río Guadalajara los cuales están constituidos hacia el ápice por bloques de rocas ígneas fundamentalmente derivadas del

batolito de Buga, su composición petrográfica es de cuarzodiorita; también coexisten con estos materiales fragmentos de anfibolitas y gabros provenientes de la desintegración del macizo ofiolítico de Ginebra. Este tipo de material se puede observar sobre el río Guadalajara en las cercanías de una bocatoma que existe agua abajo (unos 200 m) del cruce de la vía que conduce al cerro del Derrumbado. La Figura 2.29 muestra la zona de contacto entre los abanicos recientes y la Formación La Paila la cual esta conformada por un estrato de conglomerados localmente.



Figura 2.29 (Fotografía). Hacia la parte inferior se encuentra un macizo de conglomerado de la Formación La Paila sobre la cual se depositó el materia aluvial de tipo torrencial que dio origen al abanico de Buga.

El abanico de Buga hace parte de la misma litología del depósito aluvial del río Guadalajara que se extiende hacia el costado Oriental.

Terrazas Aluviales del Río Guadalajara QAT

Durante el pleistoceno el río Guadalajara formo un depósito aluvial que rellenó el valle al costado oriental del ápice del abanico de Buga y debido a los levantamientos de la cordillera se han generado entallamientos los cuales dejaron especialmente en el costado sur una franja de terrazas, las cuales además presentan un proceso de basculamiento como se observó durante el reconocimiento de campo (Figuras 2.30, 2.31 y 2.32).



Figura 2.30 (Fotografía). En primer plano se aprecian los aluviones recientes del río Guadalajara. El plano superior donde se ubica la fila de casas corresponde a la superficie de las terrazas aluviales. El río Guadalajara se ubica en el sector de vegetación más exuberante, el flujo del río tiene una dirección de izquierda a derecha, pero la superficie de la terraza tiene una contrapendiente con relación a la dirección del río muy marcada, lo cual obedece a un proceso de neotectonismo el cual debe ser verificado en el futuro.



Figura 2.31 (Fotografía). La continuidad de la terraza registrada en la fotografía anterior se observa hacia el occidente.



Figura 2.32 (Fotografía). Las terrazas aluviales en la pared izquierda del valle del río Guadalajara al oriente de Buga presentan procesos de erosión activa en forma de carcavamiento como se aprecia en esta fotografía.

Cuerpos Deslizados Qd

Los depósitos cuaternarios correlacionables con los aluviones de primera generación (terrazas altas del río Guadalajara) muestran hacia el costado oriental un truncamiento por fallas activas en el piedemonte occidental de la Cordillera Central, esto ha causado que los procesos de erosión en masa se hayan desarrollado en el sector y generado cuerpos cartografiables cuya unidad mas representativa es una masa heterogénea hacia la base de un escarpe conocido como el cerro del Derrumbado. En la Figura 2.33 se puede apreciar un aspecto de esta geoforma la cual se ubica al costado sur oriental de Buga sobre la pared izquierda del río Guadalajara.

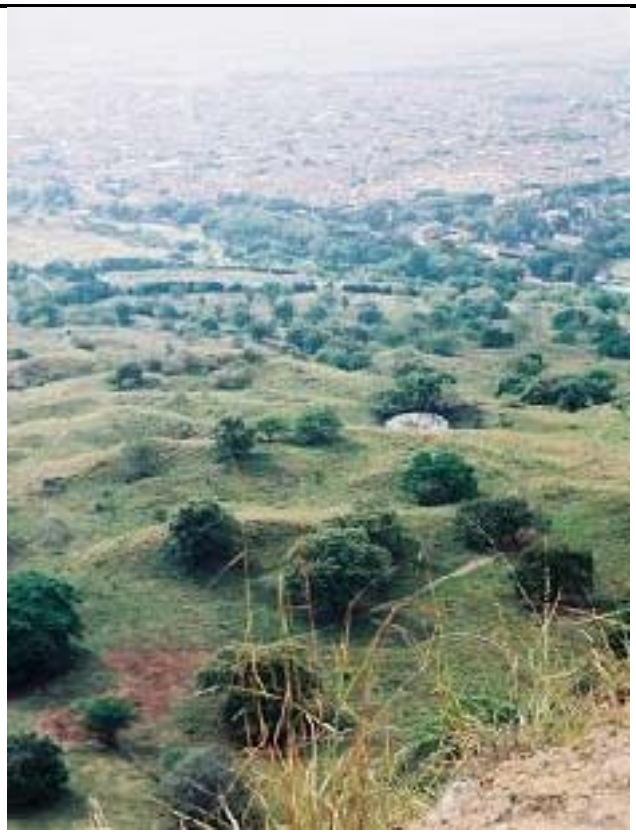


Figura 2.33 (Fotografía). Esta fotografía fue tomada desde la cima del cerro del Derrumbado y en primer plano se aprecia el deslizamiento generado por este escarpe y al fondo el patrón del casco urbano de la ciudad de Buga.

Otras Unidades

Hacia el oriente existen otras unidades que ya fueron cartografiadas en el mapa regional y descritas en este informe para las localidades de Tuluá y Palmira; las más importantes para Buga corresponden a la formación La Paila, el Batolito de Buga y el complejo ofiolítico de Ginebra; más hacia el oriente se encuentra la formación Amaime.

Neotectónica

El estudio geotectónico constituye una gran herramienta para la evaluación de la amenaza sísmica y es así como con base en los análisis se puede establecer que zonas son más susceptibles a la amenaza sísmica a continuación se hace una descripción de las características neotectónicas de esta zona:

La fotointerpretación de la zona de Buga muestra lineamientos que pasan por el ápice del abanico y que son los responsables del levantamiento de los cuaternarios en el costado Oriental (cerro del Derrumbado), además durante el reconocimiento de campo a lo largo del valle del río Bugalagrande sobre la vertiente sur se pudieron apreciar terrazas con un basculamiento hacia el Oriente que indican un proceso geotectónico generado por una reactivación de la Falla Palmira – Buga.

2.3 GEOMORFOLOGÍA

Se describe en el presente capítulo las características geomorfológicas de las zonas de Palmira, Tuluá y Buga con base en fotointerpretación y verificación de campo.

El estudio de fotointerpretación comprendió la definición de la fisiografía, la identificación del sistema de drenaje, la delimitación de las unidades geomorfológicas y un análisis acerca de los fenómenos de erosión y remoción en masa.

La fotointerpretación se realizó sobre acetatos en las fotografías que se relacionan en la Tabla 2.1. Véanse fotointerpretación de las zonas de Palmira, Tuluá y Buga en el Anexo 2.8 y los mapas geológico-geomorfológicos de la zona de Palmira en el Anexo 2.9.

Tabla 2.1 Relación de Fotografías Aéreas

No. de Vuelo	Fotografías No.	Escala	Fecha	Zona
FAL-407 Faja 47	697 - 699	30200	4 de Octubre /1998	Palmira, zona urbana
IGAC-C-2457	113 - 117	42500	29 de Agosto/1991	Palmira, piedemonte
FAL-407 Faja 43	296 - 299	28400	21 de Julio /1998	Tuluá, zona urbana oriente
IGAC – C- 1514	101	33400	14 de Agosto / 1974	Río Pance
FAL-407 Faja 40	467 - 469	30850	24 de Julio /1998	Tuluá, zona urbana occi.

2.3.1 Geomorfología de la zona de Palmira

2.3.1.1 Fisiografía

El Municipio de Palmira está ubicado sobre terreno llano en un relleno cuaternario de gran magnitud conformado principalmente por materiales granulares como limos, arcillas, arenas, gravas y cantos recubiertos por materiales orgánicos de capa vegetal de espesor variable. Esta planicie es el resultado de rellenos sedimentarios aluviales del Cuaternario reciente en una depresión geomorfológica que se conoce como la fosa intermontaña del Valle del Cauca.

2.3.1.2 Drenaje

Desde el punto de vista de la integración, en general las corrientes que están entallándose a lo largo de las unidades geomorfológicas de piedemonte y cordillera, lo mismo que en la parte plana del valle presentan un buen grado de integración, es decir, todos los canales pueden ser seguidos perfectamente y no hay pérdida de ninguno de estos cursos a lo largo del contorno geomorfológico del área.

En cuanto a la adaptación del drenaje, se puede afirmar que los ríos principales (ríos Anaime, Nima y Vilela) que se encuentran en la parte del piedemonte y la cordillera son inadaptados, porque están siguiendo una línea perpendicular a las estructuras principales como las fallas de Guabas-Pradera, Potrerillos y Cauca-Almaguer. Esto se debe a que el levantamiento de la cordillera ha sido gradual y los ríos que inicialmente tuvieron su origen en la superficie fueron desarrollando su cauce con base en un entallamiento inicial. Es importante anotar que los afluentes de los ríos principales pueden ser considerados como cauces adaptados a las

estructuras, puesto que están siguiendo en varios sectores los lineamientos de las fallas de Potrerillos.

En relación con el patrón del drenaje, se identificaron varios tipos. En el sector de la cordillera está desarrollándose un patrón angular controlado por los sistemas de fallas mencionadas y por los cauces principales, dejando ángulos rectos en numerosas intersecciones. Así mismo, se aprecia localmente patrones de drenaje dendrítico y subparalelo.

En la zona plana del valle es típico el desarrollo de un patrón de drenaje dicotómico, el cual es evidente sobre las fotografías de gran escala, y obedece al desarrollo de depósitos de abanicos coalescentes, razón por la cual cada uno de los valles que bajan de la cordillera están enfrentándose con una serie de canales antiguos y recientes que depositan sus materiales en forma de abanico y los drenajes heredados se pueden considerar como de tipo dicotómico.

En cuanto a la génesis de drenaje, los patrones desarrollados en la cordillera tienen diferentes tipos de génesis. Los cauces principales corresponden a ríos resecuentes, es decir, el proceso de profundización de los cauces debido a la iniciación en forma de drenaje consecuente y posteriormente por el mismo efecto a través de las fallas los drenajes afluentes a estos se pueden considerar de tipos subsecuente. En la zona plana el drenaje está controlado por la pendiente original del terreno, lo cual hace que los ríos puedan ser considerados de tipo consecuente, ya que están drenando desde el piedemonte hacia la zona de colección de aguas que para este caso es el río Cauca.

2.3.1.3 Erosión

Se identificaron diferentes paisajes erosivos en la zona de influencia del área de Palmira. En el sector de la cordillera es frecuente encontrar focos erosivos en forma de cárcavas y surcos lo mismo que erosión laminar.

En la parte plana del valle los focos erosivos únicamente están restringidos a las márgenes de los ríos principales donde se origina socavación lateral. Por esto no es recomendable realizar obras civiles u otro tipo de construcciones cercanas a las márgenes.

2.3.1.4 Fenómenos de Remoción en Masa

Este tipo de fenómenos puede ser identificado en la cuenca alta de los ríos en el sector de la cordillera, donde ocurre socavación que origina desintegración de las laderas formándose deslizamientos remontantes, los cuales durante épocas de lluvias pueden ocasionar represamientos y posteriormente originar descargas torrenciales a través de los cañones de los ríos Amaime y Nima, y las quebradas Tigre y Agua Clara. Corrientes más pequeñas también pueden presentar este tipo de descargas.

Así mismo, en la parte alta de la cuenca de los ríos son frecuentes los deslizamientos rotacionales y translacionales, los flujos de tierra y eventualmente algunos desprendimientos y caídas de bloques de zonas escarpadas asociados con las fracturación del macizo rocoso. Estos fenómenos también implican procesos de desestabilización de laderas que al llegar a ser de gran escala originan taponamientos que generan descargas torrenciales. El río Nima es la corriente que podría tener mayor influencia y riesgo para la zona de Palmira.

2.3.2 Geomorfología de la zona de Tulúa

2.3.2.1 Fisiografía

La zona de Tuluá se encuentra en el costado oriental del Valle del Cauca en cercanías del borde del piedemonte de la cordillera Central, y está conformada por una serie de depósitos que han tenido una evolución relativamente joven.

Geomorfológicamente en la zona se pueden identificar dos sistemas de abanicos aluviales: un sistema de abanicos enmascarado por procesos tectónicos y un sistema de abanicos más reciente sobre los cuales está ubicado el municipio de Tuluá. En la parte oriental de la zona aparece una serie de valles desarrollados por erosión, mientras que en el sector donde está ubicado el municipio y los alrededores predomina una gran llanura formada por depósitos de abanicos aluviales más recientes.

2.3.2.2 Drenaje

Desde el punto de vista de la integración, el drenaje se presenta bien integrado porque los cauces pueden ser seguidos sin ninguna interrupción en las fotografías aéreas lo mismo que en el campo.

En cuanto a la adaptación, existen varios cauces como el del río Tuluá que se define como un cauce inadaptado a la estructura, porque corta perpendicularmente los sistemas de fallas que se encuentran en el piedemonte y parte alta de la cordillera. Localmente existen algunos canales adaptados que están siguiendo lineamientos estructurales locales originados al parecer por algún tipo de fallamiento relativamente joven.

Hacia la parte alta de la cordillera, cauces principales como el del río Tuluá pueden ser considerados como ríos inadaptados por antecedencia, es decir, que la profundización de sus cauces tuvo lugar recientemente y después del levantamiento de la cordillera y está cortando perpendicularmente las líneas de falla.

En relación con el patrón de drenaje, en cercanías del municipio el drenaje del río Tuluá es trenzado sobre una llanura de inundación relativamente estrecha de aproximadamente 500 a 600 m de amplitud, la cual en algunos puntos puede extenderse hasta 700 m. En ésta predominan materiales aluviales relativamente recientes. Otro tipo de patrón se identificó en las zonas de abanicos tectonizados, en los cuales localmente se puede apreciar un drenaje angular, donde los cauces principales están colectando canales en forma de alineamientos rectos.

En los sectores donde aflora la formación Paila se encuentra un patrón de drenaje dendrítico controlado por la estratificación, que genera pequeños subpatrones de tipo angular.

Finalmente, en la zona de la planicie de Tuluá se alcanza a distinguir lineamientos semi-radiales lo que indica que estos patrones fueron de tipo dicotómico.

2.3.2.3 Erosión

En la zona de Tuluá se pueden identificar algunos focos de erosión principalmente de tipo laminar, localizados hacia la cordillera en límites con el piedemonte. En el sector de los abanicos es frecuente identificar algunos focos erosivos en forma de cárcavas como el que se encuentra al oriente de Tuluá. En el sector de la cordillera se observan algunos focos activos de erosión en formas laminares y de surcos. En la zona urbana de Tuluá no ocurren fenómenos de erosión importantes debido a que el relieve es prácticamente plano, sin embargo, es evidente que antes de que el río tuviera protecciones se presentaron desplomes de material aluvial de las orillas originados por fenómenos de socavación. En la actualidad gran parte de las orillas están protegidas con muros para evitar el volcamiento de materiales ante ataques del río por socavación lateral.

2.3.2.4 Fenómenos de Remoción en Masa

Hacia la parte alta de la cuenca del río Tuluá se identificaron materiales que han sufrido fenómenos de remoción en masa como grandes deslizamientos, los cuales cubren extensiones importantes de veredas del municipio. Estos fenómenos han generado en el pasado represamientos del río y otras corrientes de agua y pueden seguir ocurriendo, debido a que la zona está afectada por fenómenos tectónicos así como por precipitaciones elevadas que ocurren en algunas épocas. Por lo tanto, la parte alta de la cuenca del río Tuluá presenta una alta susceptibilidad a los fenómenos de remoción en masa que pueden llegar a generar grandes descargas torrenciales con riesgo para el municipio de Tuluá.

Así mismo, es importante destacar que en algunos sitios en zonas de rocas sedimentarias pueden presentarse en los canales subsecuentes pequeñas socavaciones así como susceptibilidad a la formación de deslizamientos de tipo planar.

2.3.3 Geomorfología de la zona de Buga

2.3.3.1 Fisiografía

La zona del casco urbano de Buga se encuentra en planicies aluviales cortadas por el río Guadalajara; la parte oriental corresponde a un relieve de colinas con pendientes variables en donde se destaca el valle del río Guadalajara que tiene una dirección este – oeste; hacia la parte alta del río Guadalajara se aprecia una expansión del valle en donde se destacan terrenos escalonados contrastando con colinas de relieve fuerte.

2.3.3.2 Drenaje

Desde el punto de vista de integración de las grandes unidades el drenaje en general está bien integrado, pues sobre las fotografías aéreas la continuidad de los cauces es clara. Sin embargo en el depósito originado por un deslizamiento cerca del Derrumbado el drenaje esta mal integrado y hay procesos de infiltración bastante marcados como se aprecia en la Figura 2.21. En cuanto al grado de adaptación especialmente del río Guadalajara se considera como un cauce inadaptado por antecedencia y esta cortando el rumbo de las estructuras (estratificación y fallas) en una forma perpendicular. Los ríos tributarios al río Guadalajara sí presentan un buen grado de adaptación y están siguiendo las líneas de falla y algunos planos de estatificación de la formación La Paila.

En cuanto al patrón se pueden reconocer varios tipos dependiendo de la litología y la génesis así: en la llanura aluvial los cauces corresponden a franjas trenzadas y en la parte del abanico se alcanzan a reconocer sobre las fotografías aéreas cauces divergentes del ápice del abanico dejando un patrón dicotómico. En la formación La Paila se alcanzan a reconocer patrones de tipo Trellis y enrejado, en tanto que en la zona del intrusivo de Buga y el macizo Ofiolítico de Ginebra el patrón es principalmente dendrítico.

2.3.3.3 Erosión

En la zona existen varios tipos de erosión así: la zona restringida al cauce del río Guadalajara presenta socavación en las márgenes, lo cual ocasiona desplomes de los depósitos aluviales y caídas de rocas locales, en la Figura 2.34 22 se aprecian escarpes dejados por los fenómenos de socavación lateral.



Figura 2.34 (Fotografía). En esta fotografía se aprecia sobre la margen izquierda del río Guadalajara el proceso de socavación que genera desplomes y erosión en surcos.

Otros puntos de concentración de fenómenos erosivos se detectan en las paredes del río Guadalajara sobre depósitos de terrazas antiguas en donde hay erosión en forma de cárcavas principalmente, esto se aprecia en la fotografía No 20. La erosión en surcos también se aprecia en el escarpe del deslizamiento del Derrumbado.

2.3.3.4 Fenómenos de remoción en masa

En la zona de Buga se destaca un foco de remoción en masa bastante intenso, el cual esta conformado por un gran deslizamiento y un gran escarpe ubicado en el cerro del Derrumbado. Este aparece como una unidad cartografiable incluso sobre fotografías aéreas como se ilustra en el vuelo IGAC C2571 fotografía No 151. Es de resaltar que este fenómeno constituye una amenaza muy alta para la localidad de Buga, puesto que de reactivarse este movimiento durante un sismo puede ocasionar daños en las viviendas que están ubicadas en esta unidad y además si el deslizamiento ocurre en periodos invernales puede taponar el río Guadalajara el cual quedaría represado y la ciudad de Buga se vería fuertemente afectada por procesos de inundación puesto que no habría tiempo suficiente para restituir el cauce.

2.4 RIESGO POR ACTIVIDAD VOLCÁNICA

El vulcanismo moderno en Colombia se ha desarrollado en las cordilleras Central y Occidental sobre sistemas de fallas importantes como: la falla del Cauca (volcanes Azufral y Chiles); la falla de Romeral (volcanes Galeras, Doña Juana, Sotará, Cerro Negro y Puracé – Coconucos); la falla de Suaza (volcán de Sibundoy); falla de Palestina (volcanes del Complejo Ruiz - Tolima) (Ingeominas, 1.988).

El vulcanismo Cenozóico puede ser dividido en dos etapas (Cepeda, 1.987 en Ingeominas, 1.988): la primera etapa que se inició en el Mioceno y se prolongó hasta el Plioceno Inferior. La segunda etapa se inició en el Plioceno Superior y continúa hasta el presente representada por la fase eruptiva del volcán Nevado del Ruiz que tuvo ocurrencia en 1.984 (Ingeominas, 1.984).

2.4.1 Reseña histórica

De acuerdo con el Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia (Ingeominas, 1.999), las primeras manifestaciones volcánicas en el territorio colombiano se remontan al Pre – Cámbrico y Paleozóico Inferior cuando erupciones volcánicas de tipo submarino originó depósitos de rocas volcánicas las cuales fueron convertidas posteriormente en rocas metamórficas que llegaron a constituir el basamento.

En el Jurásico, erupciones de tipo continental explosivo tuvieron lugar en el Valle del Magdalena, Sierra Nevada de Santa Marta y Península de La Guajira.

En el Cretáceo la actividad volcánica fue principalmente efusiva y submarina, originando espesas secuencias de lava y piroclastitas con intercalaciones de capas sedimentarias, todo lo cual en conjunto contribuyó con la formación de las cordilleras Central y Occidental.
En el Neógeno (23.7 – 1.6 millones de años) y Cuaternario hasta la actualidad, se ha desarrollado un nuevo proceso de actividad volcánica de tipo continental explosiva, de composición riolítica a andesítica, la cual es activa actualmente en la cordillera Central y en el extremo sur de la cordillera Occidental.

Durante esta última época geológica señalada, en la zona comprendida por el sur del departamento del Huila, sureste del departamento del Cauca, norte del departamento de Putumayo y límites de los departamentos de Caquetá – Huila y Putumayo – Nariño, se desarrolló un vulcanismo basáltico alcalino en forma de conos de aproximadamente 2 km de diámetro y alturas de 200 m, de los cuales se desprendieron en algunas ocasiones flujos de lava de corta extensión. Los conos volcánicos más representativos son los altos de la Horqueta, Los Idolos, Purutal, Las Guascas, Los Morros y El Pensil, entre otros (Kroonemberg et al., 1.982, 1.987 en Ingeominas 1.999). Este tipo de vulcanismo está aparentemente relacionado con fallamiento profundo que llega hasta el manto.

2.4.2 Volcanes activos en Colombia

La gran mayoría de los volcanes del mundo se encuentran en el Cinturón Circumpacífico (Scott, 1.993 en Ingeominas 1.999). Se acepta comúnmente que un volcán es activo cuando ha tenido al menos un evento eruptivo en los últimos 10.000 años.

El vulcanismo activo en Colombia está localizado hacia la parte central y oeste del país, como resultado de la convergencia destructiva de la placa de Nazca contra la placa Suramericana.

Este vulcanismo es fundamentalmente explosivo, de composición andesítica a dacítica, con predominio de productos piroclásticos, flujos de lava y flujos de lodo.

Las zonas volcánicas activas en Colombia, son:

- El Grupo Volcánico Ruiz – Tolima
- El volcán Nevado del Huila
- El Grupo Volcánico Puracé – Doña Juana
- El Grupo Volcánico Galeras – Cerro Negro

Las zonas volcánicas activas más cercanas a Palmira, Tuluá y Buga son el Volcán Nevado del Huila y el grupo Volcánico Ruiz-Tolima. Los tres municipios están situados así: Palmira a 75 Km, Buga a 130 Km y Tuluá a 115 km en línea recta al noroeste del volcán Nevado del Huila, y Palmira a 200 km, 132 km Tuluá y 155 Buga, respectivamente al suroeste del Grupo Volcánico Ruiz – Tolima.

El volcán Nevado del Huila está situada a 75 km en línea recta al sureste de Palmira y a 110 km de Tuluá, mientras que el Grupo Volcánico Ruiz - Tolima está ubicado a 145 km al noreste de Palmira y a 130 km de Tuluá

Por lo tanto, se concluye que un riesgo directo por vulcanismo de estas dos zonas volcánicas representado por derrames de lava, flujos de lodo, lluvia de material grueso de piroclastos (bombas volcánicas, lapilli) sobre los dos municipios objeto del presente estudio es improbable por la distancia y ubicación en la cordillera Central en la que se encuentran dichos volcanes. Sin embargo antes del Holoceno se presentaron depósitos de lahares a lo largo del valle del río Tuluá pero estos hoy en día no aparecen nuevos eventos y se corrobora que para que ninguno de los municipios la Amenaza Volcánica es significativa.

Desde el punto de vista geomorfológico regional tampoco se detectaron cercanas a los municipios geoformas circulares o focos volcánicos que hagan sospechar la presencia de actividad volcánica reciente en el flanco Occidental de la cordillera Central.

Sin embargo, está dentro de lo posible el efecto de lluvias de ceniza volcánica sobre gran parte del lado occidental de la cordillera Central, donde se ubican las mencionadas poblaciones.

2.5 PROPUESTA DE SEGMENTACIÓN DE LAS FALLAS

En este numeral se plantea una propuesta general de segmentación de las fallas identificadas como activas o potencialmente activas. Esta segmentación se propone con miras a la elaboración de un modelo de amenaza sísmica regional y local.

Inicialmente se identifica cada una de las fallas, las cuales se caracterizan por el tipo de fallamiento, edad estimada del último movimiento, la tasa de desplazamiento aproximada y la fuente de información en cada caso. A su vez cada falla se subdivide en segmentos, cada uno de los cuales se caracteriza por rasgo morfológico, su longitud, el rumbo y la inclinación promedio.

Para el análisis de los segmentos se tuvo en cuenta una zona que cubre desde los límites entre Cauca y Valle del Cauca al Sur hasta la zona de Armenia incluyendo todos los sistemas de fallas de los flancos del Valle del río Cauca limitados por los flancos de la cordillera central y occidental y los aspectos tectónicos tales como la depresión de Calima – Dagua.

Para este análisis se tuvo en cuenta la segmentación propuesta por Paris en investigación neotectónica: Sistema de Fallas de Romeral y Cali – Patia, Departamento del Valle – Colombia, así como las tasas de desplazamiento propuestas en este informe. Se complementó la información utilizando imágenes de Landsat hacia el Norte en donde se detectaron los lineamientos de las fallas de Cucuana e Ibagué. Es de anotar que los mapas geológicos existentes del Valle del Cauca, Quindío, Cauca, Huila y Tolima muestran una gran cantidad de fallas que varían en su nomenclatura en algunos de ellos se mencionan por ejemplo fallas como Romeral y Cauca Almaguer para el flanco Oriental de la cordillera Central.

Para efectos de este trabajo se agruparon las fracturas mas destacadas y se les colocaron nombres más conocidos. Otros trazos de grandes magnitudes aparecen en los mapas de Ingeominas con un nombre específico pero en las citas bibliográficas involucran otros nombres geográficos y en este informe se hace una unificación de ellos, por ejemplo La gran fractura al Oriente del Valle del Magdalena en algunos mapas aparece como Pitalito – Altamira, en otros aparece como Garzón – Algeciras, en este trabajo se propone el nombre de Pitalito – Algeciras. Estos grandes lineamientos fueron digitalizados y posteriormente transferidos sobre las imágenes de Landsat sobre los cuales a su vez se hizo un ajuste de los rasgos morfotectónicos.

La segmentación propuesta para estos grandes lineamientos se realizó entonces con base en criterios de continuidad, cambio de rumbos y expresión morfológica, teniendo en cuenta toda información disponible y descrita anteriormente y en especial las fotografías aéreas e imágenes de satélite. En el análisis se tratan de identificar los segmentos de mayor longitud que son los que generarían las mayores magnitudes sísmicas. Un detallamiento mayor en el nivel y características de esta segmentación requeriría de estudios mas detalladas basados en fotografías aéreas y exhaustivos

trabajos de campo tanto de observaciones directas como excavaciones ejecutadas con trincheras.

En la tabla 2.1 presenta un resumen de las fallas maestras y sus características principales, mientras que la tabla 2.2 presenta la segmentación propuesta a las fallas maestras y sus características morfológicas y geométricas. Esta información se utiliza en el capítulo 3 de amenaza sísmica para conformar el modelo de análisis de amenaza sísmica.

Tabla 2.2. Fallas Maestras y sus características Principales

Sistema	Falla	Formaciones en Contacto	Tipo	Segmentos	Edad del último Movimiento	Tasa de Desplazamiento mm/año	Fuente
Flanco Oriental Cordillera Central	Ibagué	Esta falla se encuentra en el flanco Oriental de la cordillera Central afectando rocas Paleozoicas y Precambricas, así mismo el Batolito de Ibague en el río Cocora. También está desplazando sedimentos Cuaternarios en el Abanico de Ibagué.	Lateral derecho ligeramente oblicuo*	Ib - 1 a Ib - 4 Ver Tabla Segmentos	Menor a 15ka*	1 a 5*	* Paris y Machete.,2000 CO 35
	Cucuana	Subparalela a la falla de Ibagué, en la cordillera Central esta afectando rocas Metamorficas del Paleozoico y el Batolito de Ibague, presenta cambios de rumbo al Sur de Rovira y en la cuchilla de Tomogó. Esta falla penetra bajo el glacis de acumulación de los sistemas de El Guamo y Espinal y se enfrenta con otro alineamiento que controla el cauce del río Bogotá en las cercanías de Tocaima. No se han reportado desplazamientos de los depósito Cuaternarios.	Vertical de rumbo dextral*	Cu - 1 a Cu - 7 Ver Tabla Segmentos	Menor a 1,6 Ma*	menor a 0,20*	* Paris y Machete.,2000 CO 34
Flanco Occidental Cordillera Central	Silvia - Pijao	Pone en contacto la Formación Quebrada Grande con complejos de esquistos de Bugalagrande	Inversa buzamiento al Oriente de desplazamiento dextro lateral	SP - 1 Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0,1 m.m,/a	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	San Jerónimo	Afecta rocas del Paleozoico correspondientes al complejo Cajamarca y al complejo Arquía. Es el lineamiento más Oriental del flanco Occidental de la cordillera Central. Hacia el Sur (Depto del Cauca), se encuentra afectando depósitos volcánicos y su lineamiento se ha marcado con base en anomalías del drenaje.	Inversa buzamiento al Oriente de desplazamiento dextro lateral	SJ - 1 a SJ - 2 Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0,1 m.m,/a*	* Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Cauca - Almaguer	Regionalmente pone en contacto escamas tectónicas de rocas paleozoicas con las rocas volcánicas de la Formación Amaime del Cretaceo en la zona del Valle y hacia el Sur afecta los mismo tipos de roca pero se encuentran en una gran extensión cubiertos por depósitos piroclásticos y lahares.	Inversa buzamiento al Oriente	CA - 1 a CA - 4 Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0,1 m.m,/a*	* Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Potrerillos	La Falla de Potrerillos se ubica cercana al Piedemonte Occidental de la cordillera Central y esta afectando rocas principalmente del Cretaceo hacia la parte Central del área de estudio, hacial el Norte afecta rocas del Terciario y hacia el Sur disloca algunos abanicos del Cuaternario. Su expresión morfológica hacia el Sur deja escarpes recientes hacia la parte central, segmentos del drenaje secundario orientados y desplazamientos de los cauces principales, hacia el Norte la falla en general toma un rumbo paralelo al de la secuencia sedimentaria del Terciario.	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	P - 1 a P - 5 Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0.09	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Guabas Pradera	Su expresión se muestra sobre las imágenes de satélite en el piedemonte Occidental de la cordillera Central y en algunos sectores su alineamiento se manifiesta por la presencia continua de apices de abanicos, en otros sectores queda sepultada en los aluviones del Valle del Cauca y al Occidente de Potrerillos desplaza depósitos aluviales dejando escarpes de más de 20m. Es la responsable de algunos desplazamientos en la zona de El Paraiso y hacia el Norte penetra dentro de la cordillera afectando rocas del Cretaceo y cercano a la localidad de Tuluá desplaza las rocas del Terciario dejando escarpes evidentes de los cuales se han formado conos de abanicos coalescentes muy claros en la imagen de satélite, hacia el Norte esta falla sigue con un lineamiento conocido como la Falla de Quebrada Nueva debajo de los depósitos cuaternarios del Valle del Cauca.	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	GP - 1 a GP - 4 Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0,1 - 0,2	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia

Flanco Oriental Cordillera Occidental	Roldanillo	Se encuentra en la parte media del flanco Oriental de la cordillera Occidental en el área de estudio. Se ubica al Oriente y Nor Oriente del lago de Calima afectando parcialmente la parte Nor Este del embalse. Esta afectando las rocas del Cretaceo conformadas principalmente por diabasas. Hacia el Norte pone en contacto el complejo ultramafico de Bolivar con las diabasas del Grupo Volcánico.	**Normal buzamiento al Oriente**	R-1	Sin determinar	0.08	* Expresión geomorfológica similar a Dagua Calima
	Cali - Patia	Es la falla más Oriental del flanco Este de la cordillera Occidental, hacia el Sur afecta rocas del Cretaceo y el Terciario en el área cercana al embalse de Salvajina y en la medida en que se acerca a Cali afecta depósitos de la Formación Jamundí y abanicos recientes. Hacia el Norte del río Pance la falla queda sepultada por el patrón de la Ciudad	Por estar cubierta en toda su extensión se puede asumir normal de alto grado debido a que el lineamiento es muy recto.	CP - 1 a CP - 3, Ver Tabla Segmentos	Sin determinar	0,1*	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle, 8 Por la expresion de rasgos geomorfologicos pero menos marcados que la Falla de Guabas Pradera.
Parte Central Cordillera Occidental	Sistema Dagua - Calima	¨La falla desplaza rocas cretaceas oceanicas en la parte media del flanco Oriental de la Cordillera Occidental al Sur Occidente de Colombia, al NorOeste de la Ciudad de Cali. La Falla coloca rocas volcanicas oceanicas sobre rocas sedimentarias, causando cerca de 200 m de desplazamiento de una superficie (peneplain) de erosion terciaria a lo largo de la falla. Parte de este desplazamiento ocurrio durante la orogenia andina. Localmente, hacia la parte sur de la falla, el escarpe Oriental esta asociado con un graben de 3-5 km de ancho y cerca de 20 km long, el cual esta parcialmente llenado con depositos aluviales cuaternarios.¨ Paris y Machete.,2000. Tanto el segmento Norte como en el Sur se evidencia el neotectonismo.	Fallas normales con dos angulos de buzamiento, al Oriente y al Occidente	DC- 1 a DC-2 Ver Tabla Segmentos	Menor a 1,6 Ma *	Menor a 0,20 *	* Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Río Bravo	Esta afectando principalmente rocas paleozoicas de la Formación Cisneros y rocas de la Formación volcánica constituida por diabasas principalmente. Se encuentra en el eje de la cordillera Occidental. No se propone segmentación ya que sobre las imágenes de Landsat existen recubrimiento de nubes y las de radar del pacífico no tienen resolución para identificarla debido al efecto topográfico en zonas de alta pendiente.	Inversa hacia el Oriente	RB- 1	Sin determinar	0.2	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Garrapatas	Es una falla que cruza oblicua transversalmente la cordillera Oriental y afecta principalmente rocas del Cretaceo. Desplaza algunos bloques según la cartografia de Ingeominas y sobre las imágenes de sensores no se logro establecer una segmentacion debido al efecto topografico para el radar del pacífico y al cubrimiento con nubes en las imágenes de Landsat.	buzamiento vertical sinestral	G-1	Menor a 1,6 Ma *	Desconocida probablemente menor a 0,20 *	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle 2000, * Paris y Machete.,2000
	Garzón - pitalito, Algeciras	Este sistema de falla forma parte de una gran fractura que pasa por Pitalito, Guadalupe, Garzón, Algeciras. Se ha cartografiado como una falla inversa con posible desplazamiento dextral, hacia el Norte pone en contacto rocas del Jurásico y el Triasico con rocas del Paleozoico. En la zona cercana de Garzón el macizo de Garzón - Florencia está limitado por esta falla siendo el bloque Oriental el del macizo anteriormente mencionado y el Occidental el de las rocas del Terciario. Esta falla continua hacia el Sur afectando indistintamente rocas Jurasicas y Cretaceas así como algunos intrusivos entre Timaná y Altamira. Según parece es una de las responsables de la formacion de la cubeta intermontana del rio Laboyos en Pitalito. Esta falla no fue segmentada ya que no se encontraron elementos contundentes para hacerlo pues su trazo es muy continuo desde Pitalito hasta Algeciras.	Posiblemente Lateral derecho Inversa*	PG-1	Menor a 1,6 Ma probablemente menor a 130 ka *	1 a 5 ?*	* Paris y Machete.,2000 CO - 29i
Flanco Oriental de Cordillera Central	La Plata (Chusma)	¨La Falla de La Plata (Chusma) se extiende a través del flanco Oriental de la cordillera Central, al Sur Este de Neiva. La falla desplaza rocas sedimentarias del Cretaceo, Jurásico y Triásico, así como también rocas volcánicas del Terciario.¨Paris y Machete.,2000. Su principal expresión se encuentra al Este de Aipe en donde hay truncamiento notorio de estructuras entre rocas del Cretaceo y las formaciones del Terciario.	Lateral derecho y Inversa *	LPA-1 a LPA-3	Menor a 1,6 Ma conocido menor a 130 ka *	Desconocido probablemente 0,20 a 1 *	* Paris y Machete.,2000 CO - 45
	Irlanda	¨La falla de Irlanda se extiende por el eje de la cordillera Central, al Oriente de la Ciudad de Popayan. Corta rocas ígneas y metamórficas que son cubiertas por cenizas volcanicas y lapilli.¨ Paris y Machete.,2000.	Lateral derecho *	I-1	Historica 1994 *	Desconocido probablemente menor a 0,20 *	* Paris y Machete.,2000 CO - 46

Flanco Oriental de Cordillera Central	La Dina	¨Diederix y Gomez, 1991, asignaron los siguientes normes de localidades cercanas a de Norte a Sur : Betania, Pital-Agrado y Magdalena. La Falla de Dina transcurre al Oriente de la Falla de La Plata. Esta falla desplaza rocas sedimentarias del Jurasico, Cretaceo y Terciario, que son comunes en el valle superior del Magdalena. ¨Paris y Machete.,2000. Se propone contemplarla como un solo segmento ya que su traza es muy continua y recta.	Inversa lateral derecha *	D-1	Menor a 1,6 Ma *	Desconocido probablemente 0,20 a 1 *	* Paris y Machete.,2000 CO - 47 se corrigio alineamiento
	Pericos	Es una falla que pone en contacto el Batolito de Ibagué con el complejo de Cajamarca y una franja de rocas intrusivas de Tierradentro. Intersecta la carretera Ibagué - Cajamarca a la altura de la quebrada pericos en donde muestra un lineamiento recto que indica un ángulo prácticamente vertical.	Rumbo	Pe-1	Sin determinar	0,20*	* Similar a Palestina por el rumbo y los tipos de rocas que afecta podría asimilarse a Palestina en la Serranía de San Lucas.
Parte Central cordillera Central	La Soledad	Esta falla ha sido planteada en estudios recientes para el tunel de La Linea y en general controla la depresión de la línea en donde pone en contacto diferentes litologías de la Formación Quebrada Grande y escamas del Grupo Cajamarca. En otros estudios se ha conocido también como la Falla el Campanario. La presencia de esta falla se comprobo en los estudios del tunel de La Linea.	Inverso	S-1	No se conoce	Desconocido probablemente 0,08	Rfranco
Flanco Oeste de la Cordillera Occidental	Tambor	¨ La falla bordea el flanco Occidental de la cordillera Occidental. A lo largo de este trazo la falla se emplaza sobre rocas volcánicas y sedimentarias del Cretaceo en el Oriente, sobre depósitos del Neogeno en el Oeste, que comunmente aflora a traves de muchos de las planicies de la Costa Pacífica.¨ Paris y Machete.,2000. Sobre los sensores remotos no se pudieron reconocer rasgos morfoestructurales debido a la gran cobertura vegetal y a la presencia de nubes.	Lateral derecho ? y Inversa*	T-1	menor a 15 ka*	Desconocido probablemente menor a 0,20*	* Paris y Machete.,2000 CO - 40

Tabla 2.3. Segmentación de Fallas Maestras y Características Morfológicas y Geométricas

Falla	Segmento	Rasgo Morfológico	Geometria del Segmento
Ibague	Ib - 1	En imágenes de Landsat se observa un lineamiento controlado principalmente por anomalia en el drenaje. Este segmento esta limitado hacia el Noreste por la intersección del lineamiento de la Falla Local de La Soledad y hacia el Sur por la intersección de la Falla Silvia Pijao.	LONGITUD: 18,5 km, RUMBO PROMEDIO: 72 a 84° , INCLINACION PROMEDIO: Cercano a la vertical
	Ib - 2	Orientacion de los drenajes principales y fuertes evidencias de facetas triangulares. Este segmento se encuentra limitado al Sur por la interseccion de la Falla de La Soledad y al Norte por la Interseccion de la Falla de Pericos.	LONGITUD: 40 km, RUMBO PROMEDIO: 42 a 60° , INCLINACION PROMEDIO: Cercano a la vertical
	Ib - 3	Orientación rectilínea del cauce del río Cocora, presencia de escarpes en el abanico de Ibagué y anomalía en el drenaje del abanico en la Ciudad de Ibagué sobre los depósitos vulcano sedimentarios del Cuaternario. Además de las evidencias planteadas por Paris en el estudio de Fallas y Pliegues Cuaternarios de Colombia. Se encuentra limitado este segmento al Sur en la intersección de la Falla de Pericos y la unión con el sistema de Cambao.	LONGITUD: Mayor a 13 km, RUMBO PROMEDIO: 65° , INCLINACION PROMEDIO: Cercano a la vertical
Cucuana	Cu - 1	Hacia el Occidente desaparece la expresión tectónica en el centro del segmento se observa un contraste marcado entre un patron de drenaje subparalelo hacia el sur y dendritico hacia el norte, ademas hay un claro contraste morfologico entre las dos unidades, por el costado Oriental se trunca con la falla de Silvia - Pijao.	LONGITUD: 6,3 km, RUMBO PROMEDIO: 100° , INCLINACION PROMEDIO: vertical
	Cu - 2	Cauce marcadamente subsecuente controlado por la falla. Su limite Oriental es la intersección con la Falla de San Jeronimo.	LONGITUD: 6 km, RUMBO PROMEDIO: 102° , INCLINACION PROMEDIO: vertical
	Cu - 3	Control del cauce principal del río Cucuana y por el Occidente truncamiento con la falla de San Jeronimo. Por el Oriente se trunca con el lineamiento del Sistema de Falla de Pericos, la cual a su vez forma una cubeta tectonica en San Antonio.	LONGITUD: 39 km, RUMBO PROMEDIO: 80+- 20° , INCLINACION PROMEDIO: vertical
	Cu - 4	Control del cauce del río Cucuana y por el Occidente truncamiento con la Falla de Pericos, por el Oriente truncamiento con el lineamiento de falla de Rovira.	LONGITUD: 5,5 km, RUMBO PROMEDIO: 82° , INCLINACION PROMEDIO: vertical
	Cu - 5	Control del cauce del río Cucuana y por el Occidente truncamiento con la Falla de Rovira por el Oriente con fallas menores.	LONGITUD: 2 km, RUMBO PROMEDIO: 93° , INCLINACION PROMEDIO: vertical
	Cu - 6	Control del Cauce del río Cucuana de tipo subsecuente y límite Occidental por fallas locales y hacia el Occidente recubrimiento con los depósitos del abanico del Guamo.	LONGITUD: Mayor a 14 km, RUMBO PROMEDIO: 51° , INCLINACION PROMEDIO: vertical

Silvia - Pijao	SP - 1	Hacia el costado Sur se presentan contrastes en los patrones de drenaje siendo el Oriental de tipo dendrítico y el Occidental marcadamente subparalelo. Hacia el Norte se observa un contraste topográfico y morfológico bastante marcado siendo el bloque Oriental más disectado que el Occidental. Parcialmente los segmentos del drenaje están controlados por este lineamiento y algunos cauces principales siguen su rumbo. Hacia el costado Norte queda sepultada por el Glacis del Quindio pero los ríos Quindio y Otún muestran cambio en su patrón local y en su dirección, observado sobre imagenes de Landsat. Este segmento se consideró como único puesto que las anomalías en el drenaje del Glacis del Quindio dan indicios de superficies de rotura en el Cuaternario.	LONGITUD: 106 km, RUMBO PROMEDIO: 14° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
San Jerónimo	SJ - 1	En la imagen de Landsat se aprecian en algunos puntos controles de la red de drenaje principalmente en donde parcialmente los drenajes tienen cauces subsecuentes y en otros sectores las anomalias muestran alguna continuidad especialmente por lineamientos entre cambios de dirccion de los cauces principales y orientacion con los cauces secundarios. El recubrimiento de ceniza volcanica impide seguir un trazo definido.	LONGITUD: 100 km, RUMBO PROMEDIO: 27° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
	SJ - 2	Sobre la imagen se muestan cambios en los tonos asi como contrastes morfologicos que dejan un escarpe principal al costado Oriental y una zona de menor pendiente al costado Occidental. Así mismo la densidad de la red de drenaje presenta una mayor densidad en el costado Oriental comparado con el Occidental.	LONGITUD: 230 km, RUMBO PROMEDIO: 15+-10° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
Cauca - Almaguer	CA - 1	Esta afectando depósitos volcánicos de cenizas y aglomerados volcánicos, morfológicamente presenta lineamientos por anomalias en los orientación en los segmentos del drenaje y ligeros cambios de curso de los ríos que tienen dirección Este-Oeste.	LONGITUD: 74 km, RUMBO PROMEDIO: 9° , INCLINACION PROMEDIO: 60-70 grados hacia el Oriente
	CA - 2	No presenta una expresión morfológica marcada y su lineamiento se siguió basado en el cambio morfológico del piedemonte Occidental de la cordillera Central. En general la red de drenaje del costado Oriental presenta menos densidad que la del costado Occidental.	LONGITUD: 35 km, RUMBO PROMEDIO: 43° , INCLINACION PROMEDIO: 60-70 grados hacia el Oriente
	CA - 3	Segmento muy continuo que controla cauces con sentido NorEste tales como el de la quebrada La Tigrera, además también se observan algunos cambios en la dirección de los ríos Nima y Amaime.	LONGITUD: 153 km, RUMBO PROMEDIO: 20+-3° , INCLINACION PROMEDIO: 60-70 grados hacia el Oriente
	CA - 4	Se encuentra en el plano inclinado del Glacis del Quindio , no se observan rasgos morfotectonicos destacado sin embargo al igual que la de San Jeronimo se presentan anomalias en el drenaje.	LONGITUD: 58 km, RUMBO PROMEDIO: 22° , INCLINACION PROMEDIO: 60-70 grados hacia el Oriente
Potrerillos	P - 1	Orientación de segmentos secundarios de los cauces formando además un contraste topográfico entre el bloque Oriental levantado y el bloque Occidental hundido, en rocas del Cretaceo.	LONGITUD: 6 km, RUMBO PROMEDIO: 10° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
	P - 2	Afecta depósitos Cuaternarios conformados principalmente por abanicos del piedemonte. Entre los que se destacan la rotura de los abanicos de Florida enfrentados con el río Párraga que muestran escarpes entre 5 y 8 m de desplazamiento. Hacia el Norte este segmento queda sepultado por los aluviones recientes del río Bolo.	LONGITUD: 28,7 km, RUMBO PROMEDIO: 10° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
	P - 3	Se observan drenajes orientados en el sentido Norte Sur siguiendo la traza de falla sobre rocas del Cretaceo y en la depresión de La Ruiza donde existen abanicos de cubetas tectónicas se observan escalonamientos recientes, este segmento se limita hacia el Norte por el contacto entre los abanicos y las rocas del Cretaceo (diabasas), en las cercanías de la localidad de La Buitrera.	LONGITUD: 6,5 km, RUMBO PROMEDIO: 0° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
	P - 4	Este segmento se caracteriza por presentar tamos de rotura continuos dentro de las rocas del Cretaceo y su expresión morfológica consiste en cambios en la dirección de los ríos principales tales como el Nima, El Amaime y el Tuluá que presenta una expresión bastante marcada en el cambio del rumbo sobre las imágenes de Satélite.	LONGITUD: 104 km, RUMBO PROMEDIO: 10 a 21° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
	P - 5	La parte más septentrional del lineamiento de Potrerillos está afectando rocas del Terciario las cuales tienen un rumbo muy similar al de la falla cartografiada, su evidencia sobre las imágenes de Landsat no es contundente pero seguramente está siguiendo los planos de estratificación en forma subparalela y no hay una expresión morfológica contundente. Quizá un cambio notable en el río La Vieja pudiera estar relacionada con esta fractura o sus asociadas.	LONGITUD: 25,7 km, RUMBO PROMEDIO: 28° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente

Guabas Pradera	GP - 1	Se presenta un lineamiento bastante marcado en donde se alinean los ápices de los abanicos del Cuaternario, la presencia de este plano de falla es sin duda la responsable de este frente de glacis de acumulación. El escarpe Sur Oriental muestra facetas triangulares y morfologías asociadas con la degradación de los escarpes tales como drenajes subparalelos.	LONGITUD: 21 km, RUMBO PROMEDIO: 45° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70 grados hacia el Oriente
	GP - 2	Este segmento está sepultado bajo los depósitos aluviales del Valle del Cauca y el criterio para su trazo son ligeros cambios en el rumbo de las corrientes allí presentes.	LONGITUD: 30 km, RUMBO PROMEDIO: 6° , INCLINACION PROMEDIO:50 - 70 grados hacia el Oriente
	GP - 3	Este segmento deja un claro contraste topográfico entre los depósitos recientes del Valle del Cauca y las rocas Terciarias y Cretaceas de la cordillera Central. Hay evidencias de neotectonismo en la zona conocida como los Lagos de Maracaibo.	LONGITUD: 27 km, RUMBO PROMEDIO: 12° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70 grados hacia el Oriente
	GP - 4	Este segmento penetra en la cordillera y afecta rocas del Cretaceo, su expresión morfológica se muestra por un control marcado en los cambios de alienamiento de los ríos principales y en la orientación en los segmentos de drenaje de tipo subsecuente. La expresión morfológica más destacada se encuentra al Nor Oriente de la localidad de Tuluá en donde el río Bugalagrande cambia la forma del valle pues hacia el Oriente de esta falla es un cauce completamente definido en V y hacia el Occidente se genera un valle trenzado con abundantes barras. Además es claro el contraste entre los conos aluviales y las rocas del Cretaceo.	LONGITUD: 62 km, RUMBO PROMEDIO: 13° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70 grados hacia el Oriente
Piendamo	CO - 15d	¨Forma un bloque tectonico prominente incluyendo flujos piroclasticos y depósitos de ceniza. Este bloque esta limitado por dos escarpe s de falla de 400 m de altura, una enfrentada WSW y la otra enfrentada SSW. Hay evidencia geomorfológica de una de degradacion de escarpes y antiguos deslizamientos en la cara de estos escarpes. Cañones profundos cortan cerca de 200 m dentro de los escarpes formados contra un plano de 400 m de alto.¨PARIS 2000. Este mismo segmento continua hacia el Sur Oriente ocasionando anomalías en el drenaje de los cauces principales hasta quedar sepultado en los depósitos piroclásticos.	LONGITUD: 28.3 km (28.9 km cumulative), RUMBO PROMEDIO: -8.4°±18° (N8.4°W±18°), INCLINACION PROMEDIO: Probably medium to high angle to the east and northeast, Dip based on observations from several years of regional field work by Gabriel Paris in northern Cauca area.
Rosas Julumito	RJ-1	Su limite Norte esta en los escarpes de la margen derecha del río Quilcacé sobre la imagen se muestra una fractura prominente que pasa por la localidad de Rosas y continua hacia el Sur en una zona más escarpada. El flanco Occidental muestra remanentes de la Formación Popayán en tanto que en lo más Oriental está más disectado y corresponde a rocas cretaceas y paleozoicas.La carretera panamericana en las vecindades de Rosas ha sido afectada por esta fractura.	LONGITUD: 17 km, RUMBO PROMEDIO: 29° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70°E
	RJ-2	Esta desarrollado enteramente sobre los depósitos de la Formacion Popayan y sobre las imágenes de Landsat no presenta mayores evidencias.	LONGITUD: 15 km, RUMBO PROMEDIO: 25° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70°E
Palmira - Buga	PB - 1	Se encuentra sepultado bajo los depositos aluviales del Valle del Cauca y sobre las imágenes no se observan contrastes. En el terreno es bastante complicado establecerlo debido al patrón de cultivos.	LONGITUD: 84 km, RUMBO PROMEDIO: 20° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70°E
	PB - 2	Se encuentra en el Piedemonte de la cordillera afectando rocas del Cretaceo y el Terciario, los sistemas de drenaje se ven afectados principalmente por pequeños desvios de las corrientes mayores y orientacion de los drenajes secundarios de tipo subsecuente.	LONGITUD: 19 km, RUMBO PROMEDIO: 7° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70°E
	PB - 3	Presenta fuertes evidencias de neotectonismo especialmente en ls abanicos dislocados de Tuluá y en el truncamiento de los depósitos cuaternarios de la cordillera en el cual se destaca un bloque levantado de la Formación La Paila, además hay un claro contraste de cambio de patrón en el río Bugalagrande.	LONGITUD: 33 km, RUMBO PROMEDIO: 38° , INCLINACION PROMEDIO: 50 - 70°E
Roldanillo	R-1	Sobre la imagen de Landsat se pueden observar arreglos de drenaje en forma de segmentos subsecuentes y cambios muy sutiles en la direccion de los cauces principales.	LONGITUD: 68 km, RUMBO PROMEDIO: 32° , INCLINACION PROMEDIO: 70°E
Cali - Patia	CP-1	Este segmento al Sur se encuentra afectando rocas del Cretaceo pero inmediatamente al Norte de Calima se encuentra recubierta por sedimentos del Cuaternario, según fotografías aéreas esta zona al Sur del río Pance muestra algunos indicios de neotectonismo especialmente sobre la Formación Jamundi pero se requiere de más trabajo de campo y análisis de fotografías aéreas, puesto que a este nivel estos segmentos apenas son preliminares.	LONGITUD: 87 km, RUMBO PROMEDIO: 6 - 31° , INCLINACION PROMEDIO : 50 - 70 grados hacia el Oriente
	CP-2	Se encuentra recubierto completamente por sedimentos de aluviones del Cuaternario sin expresiones claras en las imágenes de Landsat de reactivación tectónica en el Cuaternario.	LONGITUD: 127 km, RUMBO PROMEDIO: 9,6 - 32° , INCLINACION PROMEDIO:50 - 70 grados hacia el Oriente
	CP-3	Similar al anterior solo que se encuentra desplazado por la falla de Las Cañas.	LONGITUD: 61,5 km, RUMBO PROMEDIO: 18 - 37° , INCLINACION PROMEDIO:50 - 70 grados hacia el Oriente

Dagua - Calima	DC - 1	Este segmento se encuentra al Sur del área y se caracteriza por la evidencia de una fosa tectónica que interrumpe parcialmente la superficie de la peniplanicie del Terciario. Hacia el centro de la fosa se encuentran rocas sedimentarias de la Formacion Espinal en cuanto a los rasgos neotectonicos estos se encuentran principalmente en los alineamientos dejados por los ápices de conos coalescentes así como la presencia de facetas triangulares y drenajes en los bloques levantados en forma de copas de vino.	LONGITUD: 50 - 70 km, RUMBO PROMEDIO: 1 - 30° , INCLINACION PROMEDIO: 70°E, LONGITUD: 68 km, RUMBO PROMEDIO: 32° , (INCLINACION PROMEDIO:70°E-SE/Paris y Machete.,2000)
	DC - 2	Este segmento se encuentra al Norte de la localidad de Loboguerrero en donde hay un cambio de rumbo y continua hacia el Norte sobre el costado Oriental del Lago Calima. Dejando la traza una secuencia continua de apices de conos de deyección, conos que han sido también afectados por neotectonismo como ha sido investigado en los proyectos de la Woodward Clyde.	LONGITUD: 50 - 120 km, RUMBO PROMEDIO: 20 - 70° , INCLINACION PROMEDIO: 70°E, LONGITUD: 68 km, RUMBO PROMEDIO: 32° , (INCLINACION PROMEDIO:70°E-SE/Paris y Machete.,2000)
Río Bravo	RB - 1	Orientación de valles en el sentido de la traza entre los cuales se destaca el curso del río Bravo que desemboca en el río Calima	LONGITUD: 48 km, RUMBO PROMEDIO: 22° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
Garrapatas	G-1	Debido a la ausencia de producto de sensores remotos su morfología no se puede apreciar.	LONGITUD: 122 km, RUMBO PROMEDIO: 40 - 69° , INCLINACION PROMEDIO: 70 grados hacia el Oriente
Garzón Algeciras	PG-1 (CO - 29i, CO - 29h)	¨El trazo de falla esta marcado por características de alineación topográfica tales como valles rectos, silletas de falla, rompimientos notorios en los taludes a lo largo del trazo de falla, depósitos cuaternarios confinados en depresiones , sagponds. Muchas de estas características topográficas muestran evidencia de un movimiento dextral. ¨Paris, 2000.	LONGITUD: 184 km, RUMBO PROMEDIO: N40E, INCLINACION PROMEDIO: 70° hacia el Oriente.
La Plata (Chusma)	LPA-1 (CO - 45)	Se encuentra sobre unidades de rocas volcanicas piroclasticas principalmente tobas soldadas. Este segmento controla el cauce de los ríos afluentes al río La Plata, bien sea por pequeños cambios en la direccion del cauce principal y por la orientacion de cauces subsecuentes.	LONGITUD: 45 km, RUMBO PROMEDIO: 44° , INCLINACION PROMEDIO: 40 - 60 grados hacia el Occidente
	LPA-2 (CO - 45)	Basicamente corresponde a un sector cubierto por los sedimentos aluviales del río La Plata.	LONGITUD: 24,5 km, RUMBO PROMEDIO: 35,5° , INCLINACION PROMEDIO: 40 - 60 grados hacia el Occidente
	LPA-3 (CO - 45)	Se encuentra bien definido sobre las imágenes de satelite en donde se aprecia claramente el truncamiento de una gran estructura sinclinal en la zona de Tesalia.	LONGITUD: 40 km, RUMBO PROMEDIO: 26 - 60° , INCLINACION PROMEDIO: 40 - 60 grados hacia el Occidente
Irlanda	I-1(CO - 46)	¨La traza de falla tiene una expresión geomorfológica media aunque algo difusa, hay sistemas de colinas alineadas, escarpes de falla degradados, amplios valles de falla, silletas, drenaje alineado y corrientes deflectadas. ¨Paris, 2000.	LONGITUD: 54.6 km (54.7 km cumulative), RUMBO PROMEDIO: 23.9°±4° (N23.9°E±4°), INCLINACION PROMEDIO: Vertical
La Dina	D-1(CO - 47)	Falla marcada por un trazo bien desarrollado, cambios abruptos en los taludes, silletas y pequeños escarpes. Así mismo los segmentos del drenaje secundario se encuentran orientados y los valles principales que intersecta presentan desviaciones.	LONGITUD: 206.9 km (209.2 km cumulative), RUMBO PROMEDIO: 32.9°±13° (N32.9°E±13°), INCLINACION PROMEDIO: 40°-60°W
Pericos	P-1	Cambios topográficos marcados en los dos lados del lineamiento. El bloque Oriental donde afloran los esquistos el terreno es más disectado en tanto que en las unidades de los granitos el relieve es más redondeado.	LONGITUD: 60km, RUMBO PROMEDIO: 15°, INCLINACION PROMEDIO: Vertical
La Soledad	S-1	Muestra una expresion clara sobre fotografias aereas y en el terreno se ven drenajes secundarios orientados.	LONGITUD:20 km RUMBO PROMEDIO: 350° , INCLINACION PROMEDIO: 70° E
Tambor	T-1(CO - 40)	Contraste topográfico entre el bloque Oriental y el Occidental siendo el más prominente el bloque Orienta. Hay control en los valles que descienden de la cordillera en donde además del desplazamiento se encuentran ápices de conos aluviales alineados con la traza.	LONGITUD: 117.5 km (118.7 km cumulative), RUMBO PROMEDIO: 26.1°±9° (N26.1°E±9°), INCLINACION PROMEDIO: Probablemente de alto angulo hacia el Este.

2.6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del reconocimiento realizado se desprenden las siguientes conclusiones:

- Por su ubicación en la esquina nor-occidental del continente suramericano, el territorio colombiano ha estado sometido a esfuerzos dirigidos en diferentes direcciones por el efecto de la convergencia de tres placas tectónicas: la placa oceánica del Caribe al norte, la placa oceánica de Nazca al Oeste y la placa continental Suramericana localizada al Este de la placa de Nazca.

- De acuerdo con la evolución tectónica de la esquina nor-occidental de Sudamérica, en Colombia es posible identificar ocho provincias geotectónicas de occidente a oriente: La Faja Costera del Pacífico, La Cordillera Occidental, El Valle del Cauca, La Cordillera Central, El Valle Medio del Magdalena, La Cordillera Oriental, La Cuenca de los Llanos, la Cuenca de la Orinoquia / Amazonia y la Región del Caribe.

- Los municipios de Palmira, Tuluá y Buga están localizados en el departamento del Valle del Cauca, una región que forma parte del sector sur-occidental del territorio colombiano, en la cual la geomorfología característica es la de un valle de fosa en su parte central limitado en los costados por las cordilleras Occidental y Central. Palmira está ubicada sobre el valle hacia el extremo oriental del mismo, a unos 5 km del borde del piedemonte de la cordillera Central. Tuluá y Buga también están ubicada sobre el valle pero muy cerca del borde del piedemonte de la cordillera Central.

- Este valle de fosa está constituido por un basamento ígneo probablemente volcánico en su mayor parte, sobre el cual yacen rocas sedimentarias del Terciario cubiertas por un grueso depósito de sedimentos del Cuaternario, constituidos en su mayor parte por materiales aluviales transportados y depositados por el río Cauca, así como por abanicos aluviales y coluviones depositados en las márgenes del valle. La cordillera occidental se compone principalmente de rocas volcánicas y metasedimentos cretáceas de origen oceánico, mientras que la cordillera Central está constituida por un conjunto de rocas volcánicas e intrusivas cretáceas también de afinidad oceánica, recubiertas en el piedemonte por rocas sedimentarias terciarias y depósitos principalmente torrenciales recientes.

- De acuerdo con el reconocimiento de campo realizado, con la geología regional del departamento del Valle y con la información suministrada por la CVC de 33 perforaciones realizadas en Palmira y alrededores para la prospección de agua subterránea, este municipio está cimentado sobre terrenos llanos del valle del río Cauca constituidos por materiales aluviales como limos orgánicos, arcillas, arenas, gravas y en algunos casos bloques, en proporciones variables. Un perfil generalizado de estos materiales del subsuelo de Palmira es como sigue: hacia la superficie un suelo orgánico limo-arcilloso de 0.3 a 5 m de espesor, que en algunos casos puede llegar a espesores mayores a los indicados. Debajo una sucesión de por lo menos 219 m de capas intercaladas de arcillas inorgánicas, arenas de grano fino a grueso, arenas con gravas y lechos de gravas de rocas volcánicas, con predominio de los materiales finos sobre los gruesos. Estos sedimentos aluviales, que seguramente deben alcanzar un espesor mayor, se apoyan en profundidad sobre rocas terciarias y volcánicas que constituyen el basamento del Valle del río Cauca, según imágenes de líneas de reflexión sísmica realizadas por ECOPETROL.

- Con base en la consulta de registros de 21 perforaciones suministrados por la CVC, el municipio de Tuluá está cimentado principalmente sobre terrenos llanos constituidos de una parte por depósitos gruesos de abanico aluvial (hacia su extremo más oriental) y de otra parte por sedimentos aluviales desarrollados por los ríos Cauca y Tuluá. Estos materiales probablemente ocurren entremezclados en proporciones variables de capas intercaladas de limos orgánicos, arcillas, arenas, gravas, cantos y bloques. Un perfil estratigráfico generalizado para el subsuelo de Tuluá y alrededores se sintetiza así: Hacia la superficie aparece un suelo orgánico limo-arcilloso de 0.6 a 3.5 m de espesor. Debajo se presenta un conjunto de por lo menos 170 m de espesor de gravas, cantos rodados y bloques de roca volcánica en matriz de arena, intercalados por capas de arcilla, limo y arena, siendo predominante la fracción gruesa sobre la fracción fina. Más abajo aparece una intercalación de capas de arcillas, arcillas limosas y arenas con algunas gravas, hasta por lo menos 210 m de profundidad. Estos materiales, que también deben alcanzar un espesor mayor al señalado, al igual que la región de Palmira descansan en profundidad sobre rocas sedimentarias terciarias y rocas volcánicas que constituyen el basamento.

- La ciudad de Buga se ha dicho que está fundada sobre depósitos aluviales recientes en una zona plana conformada por el ápice de un abanico aluvial el cual está conformado principalmente por bloques redondeados, cantos rodados, gravas y arenas en las vecindades del piedemonte. Esta litología va cambiando paulatinamente y en la zona urbana los bloques prácticamente desaparecen encontrándose cantos rodados, gravas y arenas principalmente. La zona distal del abanico sobre el cual se ubica la ciudad está conformada por arenas, gravas y algunas lentes de limos. Toda la zona está cubierta por una capa de suelos orgánicos producto de la meteorización de estos materiales aluviales. En cuanto al espesor este es variable y es así como en el cauce del río cercano al ápice del abanico los espesores observados son de casi 3m pero hacia la parte central y distal estos espesores son mayores y además están cubriendo una gruesa capa de antiguos eventos aluviales que pueden superar los 200m.
- La zona urbana de Palmira y alrededores presenta un bajo riesgo por fenómenos de erosión, pues los principales focos erosivos ocurren como cárcavas, surcos y erosión laminar en el sector de la cordillera y piedemonte, retirados entre 5 y 8 km del municipio. En el sector del valle los focos erosivos se restringen a las márgenes de los ríos principales por socavación lateral como los ríos Amaime y Nima también retirados del casco urbano. Riesgos de fenómenos de remoción en masa también son bajos pues estos solo ocurren en las cuencas altas de los ríos en la cordillera, representados por desintegración de laderas, deslizamientos remontantes y represamientos de corrientes con riesgo de avalanchas torrenciales a través del curso de ríos y quebradas. El río Nima es la corriente que podría tener mayor influencia y riesgo para la zona de Palmira.

- En la zona de Tuluá ocurren focos de erosión en el abanico aluvial localizadas al oriente del municipio en forma de cárcavas. Más hacia la cordillera se presentan focos activos en formas laminares y de surcos. Dentro de la zona urbana no ocurren estos fenómenos porque el relieve es plano y aunque está atravesada por el río Tuluá, las orillas están protegidas con muros para prevenir la socavación lateral. Fenómenos de remoción en masa ocurren en la cuenca alta del río Tuluá que generaron en el pasado represamientos de la corriente, por lo tanto, el municipio presenta una alta susceptibilidad y riesgo ante grandes descargas torrenciales. Este se traduce en alguna zona de riesgo o restricción en la zona urbana.

- En cuanto a la zona de Buga además de las descargas torrenciales que se pueden generar en las épocas invernales que ocasionan desplome de las laderas del río Guadalajara se pudo identificar un fenómeno de remoción en masa que afecta los depósitos cuaternarios levantados por neotectonismo y que han generado un gran deslizamiento hacia la base del cerro del derrumbado. Además del escarpe tan evidente en la parte alta de este sector se observa en la parte media un depósito conformado por deslizamientos sucesivos que constituyen una amenaza alta y que se recomienda que no sea desarrollada urbanísticamente puesto que durante los eventos de lluvia acompañados con sismos pueden llegar a ser una alta amenaza para las personas o bienes que allí se ubiquen.

- El riesgo por actividad volcánica es bajo por cuanto la zona volcánica activa más cercana a Palmira, Tuluá y Buga, el volcán nevado del Huila, se encuentra en el lado opuesto de la cordillera Central. En el evento de una erupción de este volcán el mayor riesgo sería lluvia de cenizas volcánicas. No hay evidencias de posibles avalanchas que se generen hacia este sector de los municipios

- El riesgo por actividad sísmica es máximo por cuanto Palmira, Tuluá y Buga, así como el resto del departamento del Valle, están localizados en una zona de amenaza sísmica alta por su proximidad a la fuente sismogénica de la costa Pacífica, y por estar dentro de la zona de influencia de fuentes sismogénicas de varias fallas geológicas con segmentos activos localizadas en la cordillera Central (Fallas Guabas-Pradera, Potrerillos, Buga-Palmira y Silvia-Pijao) y Occidental (Dagua-Calima, El Saladito, Río Bravo y algunas otras localizadas en ambos flancos de la cordillera).

Con base en la interpretación de la geología y la gemorfología se lograron identificar y seleccionar sitios óptimos para las perforaciones y la ubicación de los acelerógrafos como a continuación se describe:

- En la zona de Palmira se reconocieron los sectores de la cantera Calandaima, Club de Tiro y La Buitrera para la instalación de los acelerógrafos y la ejecución de perforaciones en roca. Así mismo, en el área urbana del municipio existen varios sitios seguros para el mismo propósito en suelos blandos cuaternarios de origen aluvial.

- En la zona de Tuluá se seleccionaron como sitios más apropiados para la instalación de los acelerógrafos y la ejecución de perforaciones en roca, en las lomas constituidas por la formación La Paila localizadas al Este de la población. Así mismo, en el sector urbano del municipio existen lugares seguros para el mismo propósito en suelos blandos cuaternarios de origen aluvial y de abanicos aluviales.

- Para la zona de Buga igualmente se seleccionaron los sitios más adecuados para la instralación de los acelerógrafos en la zona del ápice del abanico en la margen derecha del río Guadalajara en donde las rocas de la Formación Paila están a profundidades razonables para la instalación de estos elementos. Se hizo una aclaración que por ningún motivo se deberán instalar acelerógrafos en la margen izquierda debido a la presencia de el gran deslizamiento del cerro del Derrumbado.

- Si se requieren estudios de neotectonismo de mayor detalle, se podrían adelantar investigaciones mediante exploraciones con trincheras en los sectores del piedemonte al oriente de Palmira, Tuluá y Buga.

2.7 BIBLIOGRAFÍA

Alvarez, J., 1.995. Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y Secuencias Relacionadas de Arco de Islas (Complejo de Quebradagrande), Colombia. Boletín Geológico de Ingeominas, Volumen 35 No.1, pp 1 – 48. Santafé de Bogotá, 1.995.

Cazier, Hayward, Espinosa, Velandia, Mugniot & Leel, 1.995. Petroleum Geology of the Cusiana Field, Llanos Basin Foothills, Colombia. AAPG, Bulletin, Volume 79, No.10, pp 1444-1463.

Cooper, Addison, Alvarez, Coral, Graham, Hayward, Howe, Martinez, Naar, Penas, Pulham, & Taborda, 1.995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, eastern cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, Volume 79/10, October, 1.995.

Dengo & Covey, 1.993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Applications for Trap Styles and Regional Tectonics. AAPG, Bulletin V.77, No.8, pp 1315-1337.

FUP, 2.004. Pequeña Microcentral Hidroeléctrica de Guapi. Estudio de Geología. Convenio Fundación Universitaria de Popayán (FUP) – IPSE. Bogotá.

Gruyter & Wu, 1.994. Inversion and Thin Skin Deformation Exploration in the Eastern Cordillera Thrust Front. Maxus Energy.VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 4 a 8 de Septiembre, 1.994.

IGAC, 1.995. Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:300.000. Bogotá.

Ingeominas, 1.988. Mapa Geológico de Colombia.

Ingeominas, 1.982. Mapa Geológico Preliminar, Plancha 244-Ibagué, escala 1:100.000.

Ingeominas, 1.984. Mapa Geológico Preliminar. Plancha 261 Tuluá. Escala 1:100.000. Bogotá.

Ingeominas, 1.984. Mapa Geológico Preliminar. Plancha 279 Dagua. Escala 1:100.000. Bogotá.

Ingeominas, 1.984. Mapa Geológico Preliminar. Plancha 280 Palmira. Escala 1:100.000. Bogotá.

Ingeominas, 1.988. Mapa Geológico de Colombia, escala 1: 1'500.000. Memoria Explicativa. Bogotá, Colombia.

Ingeominas, 1.998. Geología de la Plancha 266 Villavicencio. Escala 1:100.000.Ingeominas, Bogotá.

Ingeominas, 1.999. Geología de la Plancha 245 Girardot. Escala 1:100.000. Bogotá.

Ingeominas, 1.999. Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia.

Ingeominas, 2.000. Geología de la Plancha 264 Espinal. Escala 1:100.000.Bogotá.

Ingeominas, 2.001. Geología del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000.

INGETEC S.A, 1.985. Túnel de La Línea. Estudios Geológicos para el Diseño del Túnel. Estudio para el MOPT.Bogotá.

James, M., 1.986. Estudio Sismotectónico del Area del Viejo Caldas. Informe 2008. Ingeominas, Regional Medellín. Medellín, 1.986.

Mc Court, Muñoz & Villegas, 1.990, Regional Geology and Gold Potential of The Guapi – Napi Drainage Basin and Upper Timbiqui River, Cauca Department, S.W. Colombia. Valle and Cauca Pacific Coast Precious Metals Project – MPP, Phase II, 1.988 – 1990. Convenio Ingeominas – British geological Survey. Ingeominas, Regional Cali, 1.990.
Ingeominas, 1.992. Departamento del Valle del Cauca. Mapa Geológico Generalizado. Memoria Explicativa. Bogotá, Colombia.

Mora, H., 1.995. Resultados de GPS en el Sector Colombiano. Seminario de Sismotectónica del Borde Llanero. Bogotá, Colombia, 1.995.

París & Romero, 1.993. Fallas Activas de Colombia. Boletín Geológico de Ingeominas, Vol.34, No. 2-3, pp. 3 a 25, 1.994. Santafé de Bogotá, Colombia.

Restrepo, P, 1.989. Restauración de la Sección Geológica Cáqueza-Puente Quetame: Moderna Interpretación Estructural de la Deformación del Flanco Este de la Cordillera Oriental. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias. Bogota, 1.989.

Restrepo & Villamil, 1.993. Assesment of Structural Styles and Estimation of Stratigraphic Thickness, Stretching and Crustal Shortening in the Eastern Andean Cordillera, Colombia. Advance Exploration Organization, Conoco Inc., Houston, Texas.

Universidad de los Andes, 2.002. Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Manizales. Informe Final. Alcaldía de Manizales. Centro de Investigación en Materiales y Obras Civiles (CIMOC), Centro de Estudios sobre Desastres y Riesgos (CEDERI). Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad de Los Andes, Bogotá, Colombia.

CAPÍTULO

3

AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME

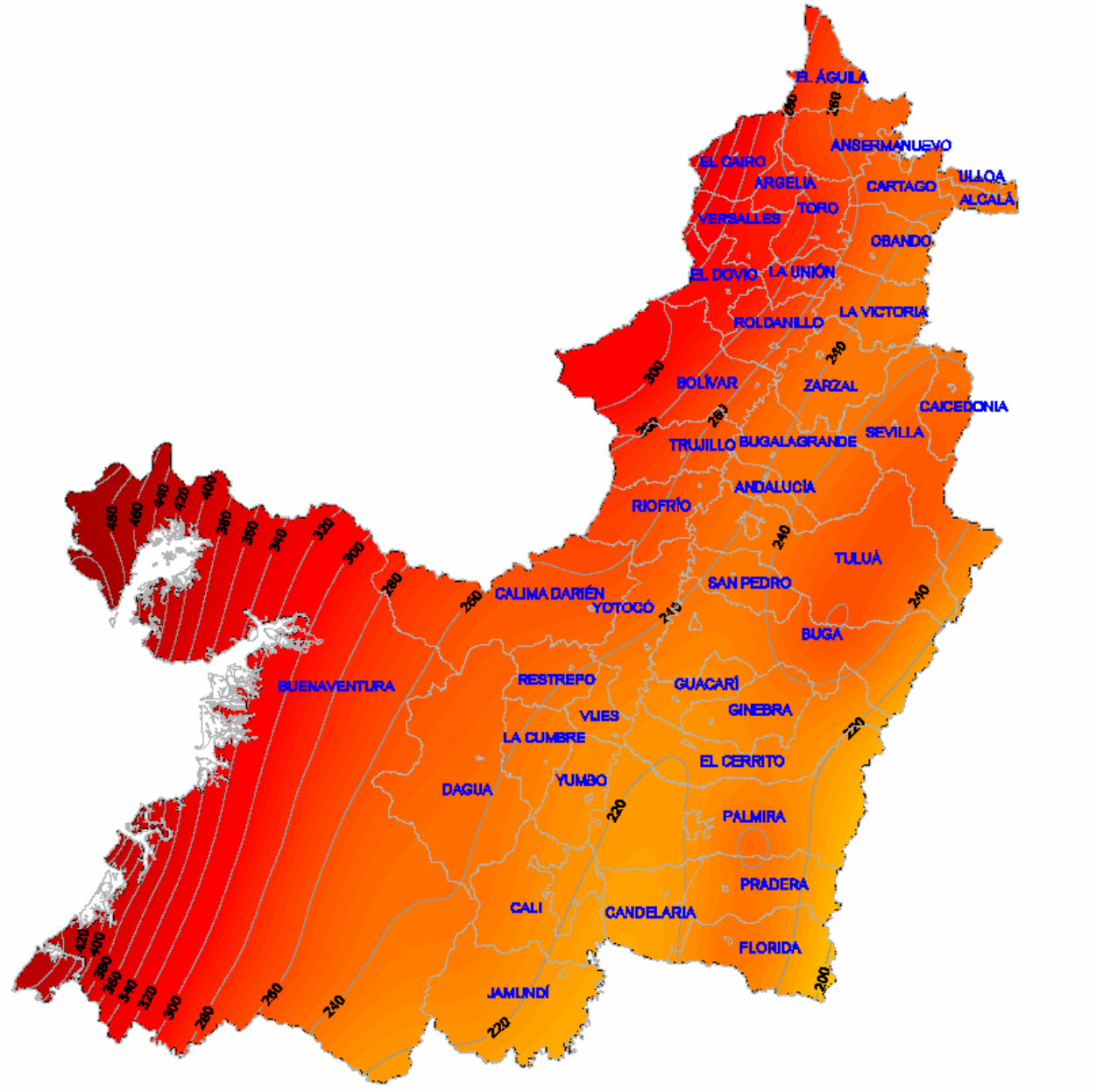


TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 3 AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME 3-1

3.1 GENERALIDADES 3-1

3.2 EFECTOS DE LOS SISMOS HISTÓRICOS EN EL VALLE DEL CAUCA 3-3
3.2.1 Generalidades 3-3
3.2.2 Registro históricos en orden cronológico 3-3

3.3 INFORMACIÓN SÍSMICA DISPONIBLE 3-29

3.4 PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA LAS FUENTES REGIONALES 3-34
3.4.1 Fallas regionales identificadas 3-34
3.4.2 Parámetros de Sismicidad 3-36

3.5 RESUMEN DE PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA FUENTES DE ANÁLISIS 3-42

3.6 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME PARA EL DEPARTAMENTO DEL VALLE DEL CAUCA 3-44
3.6.1 Amenaza sísmica para la totalidad de las fuentes sismogénicas identificadas 3-44
3.6.2 Amenaza sísmica para fuentes sismogénicas a nivel nacional únicamente 3-48

3.7 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME EN LOS MUNICIPIOS DE PALMIRA, TULUÁ Y BUGA 3-49
3.7.1 Municipio de Palmira 3-49
3.7.2 Municipio de Tuluá 3-53
3.7.3 Municipio de Buga 3-57

3.8 COMENTARIOS SOBRE LA METODOLOGÍA Y RESULTADOS 3-62

3.9 BIBLIOGRAFÍA 3-64

ANEXO 3.1 - METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE AMENAZA SÍSMICA

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 Distribución geográfica de los eventos que hacen parte del catálogo sísmico utilizado 3-30
Figura 3.2 Ubicación de los eventos registrados por el OSSO 3-31
Figura 3.3 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica 3-32
Figura 3.4 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica. Modelo de atenuación 3-33
Figura 3.5 Localización de las fallas regionales en relación al departamento del Valle del Cauca 3-35
Figura 3.6 Curva de recurrencia de para el sistema Romeral 3-36
Figura 3.7 Relación Longitud de Ruptura Vs. Magnitud de Momento [Wells & Coppersmith, 1994] 3-38
Figura 3.8 Efecto de la velocidad de desplazamiento en el periodo de retorno de los sismos [Slemmons, 1982] 3-39
Figura 3.9 Localización geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional (AIS, 1997) 3-42
Figura 3.10 Distribución de la aceleración máxima en terreno firme [cm/s²] para el Valle del Cauca 3-45
Figura 3.11 Distribución de la velocidad máxima en terreno firme [cm/s] en el Valle del Cauca 3-46
Figura 3.12 Distribución del desplazamiento máximo en terreno firme [cm] en el Valle del Cauca 3-47
Figura 3.13 Distribución de la aceleración máxima del terreno [cm/s²] en el Valle del Cauca para el modelo simplificado 3-48
Figura 3.14 Curva de Amenaza para la ciudad de Palmira 3-49
Figura 3.15 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Palmira 3-50
Figura 3.16 Distribución de la amenaza por fuentes para la ciudad de Palmira 3-51
Figura 3.17 Distribución de la amenaza para la ciudad de Palmira en función de la magnitud y la distancia 3-51
Figura 3.18 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Palmira 3-52
Figura 3.19 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Palmira 3-52
Figura 3.20 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Palmira 3-53
Figura 3.21 Curva de Amenaza para la ciudad de Tuluá 3-54
Figura 3.22 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá 3-54
Figura 3.23 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá 3-55
Figura 3.24 Distribución de la amenaza para la ciudad de Tuluá en función de la magnitud y la distancia 3-55
Figura 3.25 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Tuluá 3-56
Figura 3.26 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Tuluá 3-56
Figura 3.27 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Tuluá 3-57

Figura 3.28 - Curva de Amenaza para la ciudad de Buga 3-58

Figura 3.29 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga 3-59

Figura 3.30 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga 3-59

Figura 3.31 Distribución de la amenaza para la ciudad de Buga en función de la magnitud y la distancia 3-60

Figura 3.32 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Buga 3-60

Figura 3.33 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Buga 3-61

Figura 3.34 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Buga 3-61

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1 Breve guía de los valores de I 3-3

Tabla 3.2 Catálogo de sismos históricos notables del Valle del Cauca 1800 – 1999 3-28

Tabla 3.3 Caracterización de las Fallas Regionales del Valle del Cauca 3-34

Tabla 3.4 Valor de β para los sistemas sismogénicos que se encuentran la zona del influencia para el Valle del Cauca 3-37

Tabla 3.5 Magnitudes Máximas y periodos de retorno correspondientes 3-40

Tabla 3.6 Tasa de recurrencia para M_0 para las fallas regionales 3-41

Tabla 3.7 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas del modelo de amenaza 3-43

CAPÍTULO 3 AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME

3.1 GENERALIDADES

De acuerdo con los resultados del reconocimiento geológico y neotectónico realizado (presentado en el Capítulo 2), las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga se encuentran ubicadas en una zona de alta amenaza sísmica con diferentes posibilidades de fuentes sismogénicas activas, unas cercanas superficiales, unas profundas y otras lejanas.

Ante estas particularidades, se hace necesario identificar de la manera más confiable posible la amenaza sísmica de la ciudad en términos de espectros de aceleraciones y espectros de amplitudes de Fourier en terreno firme, con base en los cuales se puedan establecer eventuales acelerogramas que podrían esperarse a nivel de basamento rocoso para cada uno de los escenarios identificados anteriormente.

Una vez definida la amenaza sísmica a nivel del terreno firme mediante cualquiera de los parámetros mencionados, se requiere conocer en detalle las condiciones geotécnicas locales, las cuales permiten formular un modelo de subsuelo y estimar mediante la propagación hasta la superficie del terreno de las señales en roca, las respuestas esperadas en superficie, bien sea en términos de acelerogramas, espectros de aceleración, aceleraciones máximas o cualquier otra variable relacionada.

La amenaza sísmica de una zona determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales pueden ser imposibles de cuantificar en la actualidad. Sin embargo, se han desarrollado modelos simplificados que permiten estimar las variables fundamentales involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual permite dar un tratamiento científico al problema.

Inicialmente es necesario determinar un área de influencia que permita limitar el problema a la zona dentro de la cual la ocurrencia de sismos es relevante. En segundo lugar se requiere identificar las fuentes, que dentro del área de influencia previamente establecida son capaces de generar eventos sísmicos de importancia. Una vez identificadas, estas fuentes deben caracterizarse a través de ecuaciones basadas en los datos sísmicos existentes para la zona. En este punto, se hace posible la evaluación probabilística de parámetros para análisis sísmicos en el sitio de interés. Estos parámetros deben ser modificados y complementados por los efectos locales, lo cual es la esencia misma de los estudios de microzonificación sísmica de ciudades o zonas.

En el presente estudio se ha desarrollado una metodología de cálculo de la amenaza basada en la teoría sismológica clásica. Con base en la sismicidad de las fuentes del territorio y en las leyes de atenuación de los diferentes parámetros sísmicos, es posible identificar la amenaza sísmica de todas las fuentes que pueden generar efectos importantes sobre las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga en términos de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), de la aceleración máxima del suelo o de aceleraciones máximas para diferentes ordenadas espectrales. El resultado de este tipo de análisis son tasas de excedencia asociadas a períodos de retorno. Una vez seleccionado el período de retorno, por ejemplo de 475 años como lo

establece la ley 400 de 1998 para el diseño de edificaciones, se puede definir entonces el valor del parámetro sísmico de interés.

El proceso se extiende geográficamente al Valle de Cauca para visualizar la distribución de las intensidades según la posición de las fuentes y su sismicidad con respecto al sitio de estudio. Con dichas intensidades y las leyes de atenuación de aceleración de cada tipo de mecanismo focal es posible identificar para las distancias más representativas valores de magnitud y energía liberada. Variables como distancia y magnitud se utilizan en la teoría sismológica para evaluar los espectros de amplitudes de Fourier (EAF) de cada tipo de mecanismo focal.

Para encontrar los espectros de potencia para cada una de las fuentes que se encuentran en el área de influencia es necesario estimar la duración de la fase intensa de los movimientos, lo cual se realiza mediante un análisis probabilístico mediante las leyes de atenuación de duración, que se determinan a partir de la frecuencia de esquina y la intensidad de Arias. El resultado se expresa en términos de una tasa de excedencia de duración para cada fuente.

La amenaza sísmica se cuantifica en términos de los periodos de retorno (o sus inversos, las tasas de excedencia) de intensidades sísmicas relevantes en el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido.

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores dados de intensidad en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos de las aceleraciones que han producido en un sitio los sismos pasados. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes.

En este capítulo se presenta un resumen de la información de sismos históricos en el Departamento del Valle del Cauca y los efectos principales que estos han tenido. Adicionalmente se presenta la metodología detallada utilizada para la evaluación de la amenaza sísmica en los municipios estudiados y los resultados principales obtenidos para la amenaza sísmica a nivel del terreno firme.

3.2 EFECTOS DE LOS SISMOS HISTÓRICOS EN EL VALLE DEL CAUCA

3.2.1 Generalidades

En este numeral se presenta un resumen de los daños y las intensidades en cada lugar, en los sismos históricos ordenados cronológicamente. Toda la información está resumida o tomada del Banco de Historia Sísmica de Colombia. En la Tabla 3.1 se indica el nivel de daños correspondiente a la intensidad (I) (en valores de I a XII) según la Escala MSK. En los casos en que no se da la intensidad del sismo en el sitio en cuestión, se debe a que los datos disponibles son insuficientes para una determinación de intensidad.

Tabla 3.1 Breve guía de los valores de I

Valores de I	Nivel de Daños
I a III	No sentido o sentido por pocas personas
IV a VI	Sentido, daños leves
VII a IX	Daños severos
X	Daño total en construcciones
XI a XII	Daño total en construcciones y efectos permanentes en la topografía

El valor de la intensidad en cada localidad es un promedio, considerando los efectos en toda la zona habitada. Cuando se dispone de información de interés pero no directamente relacionada con daños en las construcciones o en el paisaje, se transcribe al final del sismo como *Información anexa*. Cuando una localidad posee información detallada, se da un resumen y bajo *Datos puntuales* se relacionan los detalles.

Cuando se señala una hora, se trata de la hora local. En varios sismos hay algunas pequeñas diferencias en la hora, según las informaciones de prensa o de testigos.

3.2.2 Registro históricos en orden cronológico

1566
CALI. Destruyó las pocas edificaciones de tapia y teja que existían, quedando en pie solamente las de paja. I : V

1766, julio 9
CALI. El terremoto causó muchos daños en la ciudad. La iglesia matriz experimentó tanta ruina que ha compelido a sus moradores a oír misa en la plaza. Las capillas mayores de Santo Domingo y la Merced, cuasi vinieron al suelo quedando sus cañones y conventos no malos. La iglesia de San Agustín se lastimó poco, aunque la capilla de Jesús, y su convento quedaron cuasi arruinados. La de San Francisco con su convento ha experimentado la misma ruina. La ermita quedó tan arruinada que ha sido menester derribarla, y la que menos padeció fue el convento de hospitalidad de San Juan de Dios. Las casas capitulares cuasi se cayeron, y no hay casa alta habitable sin grandísimo riesgo. Las casas bajas, han quedado con poca diferencia del mismo modo arruinadas, aunque en las del barrio de San Francisco unas padecieron mucho, y otras nada, y aun no escapándose las de paja, cayeron 4 en diversos

barrios. La cárcel está del todo arruinada. Desde los primeros remesones descompuso templos, casas altas y bajas del centro de la ciudad, en tal forma que no son capaces de habitación. I : VII

BUGA. Fuertes temblores de tierra arruinaron la iglesia parroquial y otros edificios. La iglesia parroquial de la ciudad de Buga, el convento de Santo Domingo, la ermita del Santísimo Cristo de los Milagros, y aún las casas de los vecinos.

PALMIRA. Se sintieron en Llanogrande (nombre con el cual se conoció la ciudad de Palmira de 1680 a 1830) fuertes temblores de tierra. Como consecuencia, la iglesia parroquial quedó semidestruida. I : VII

Datos puntuales

- La parroquial de San Pedro, frente al actual parque de Cabal, en el costado meridional, fue destruida por el terremoto. La iglesia de Santo Domingo averiada. La santa Ermita, cuya torre amenazaba quedar en ruina. El colegio de la compañía quedó casi del todo inservible en su vivienda alta.
- La cárcel pública quedó destrozada, y fue necesario el reparo de los tejados en toda la ciudad. Derribó de un todo el convento del Patriarca Santo Domingo. La casa e iglesia que fue de los regulares extinguidos [Jesuitas] en aquella dicha ciudad se hallan sus edificios materiales amenazando una próxima y lamentable ruina. La mayoría de las casas de habitación sufrieron daños severos. I : VIII

1785, julio 12
CALI. Se experimentó un movimiento sísmico que estremeció fuertemente la ciudad de Cali. Daños Menores. La iglesia Parroquial ya estaba arruinada por temblores anteriores y su reparación continuaba.

CARTAGO. Los edificios eran tan fuertes que resistieron ilesos el movimiento del fuerte temblor que se experimentó. Muy leves daños. I : IV

1827, noviembre 16
BUGA. El temblor se sintió bastante fuerte.

CARTAGO. El temblor de tierra había sido muy fuerte en Cartago, en Buga y sobre todo en Popayán.

VALLE DEL CAUCA. Se abrieron considerables grietas en el valle. El efecto del terremoto se ha sentido con la misma fuerza en el valle del Cauca como en Timaná (Huila). Pero es de temerse que la gran crecida del Cauca y de los otros ríos que desaguan en él, causen mayores estragos con una inundación repentina, que los que ha producido el sacudimiento de la tierra.

1829, diciembre 9
CARTAGO. El círculo afectado por el temblor se extiende en una región comprendida por las poblaciones de Santa Ana, Honda, Cartago y la Vega de Supía.

1868, octubre 18
CARTAGO. Sentido muy fuerte, sin daños. En ese momento toda la población se encontraba reunida en la iglesia. I : IV

1876, noviembre 12
CALI. Ocurrió un fuerte temblor a las 3 y 20 de la mañana. I : IV

1878, enero 25
CALI. Ocurrió un temblor a las 9 de la mañana. I : IV

1878, febrero 9
CALI. Ocurrió un fuerte y largo temblor a las 2 y 40 de la tarde.

1878, septiembre 9
CALI. Ocurrió un fuerte temblor a las 7 y 20 de la noche. Se cayó parte de las iglesias de San Francisco y de San Pedro, fuera de otros graves daños en el centro de la ciudad.

1884, noviembre 5
INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. Hora 23:45, duración de 15-20 segundos.

CALI. Se sintió en esta ciudad un terremoto muy fuerte, el más fuerte sentido allí en 50 años. Causó daños graves en la iglesia de San Pedro dejándola incapacitada de servir para la celebración de los oficios religiosos y hubo daños en algunas casas.

1884, noviembre 6
CALI. Temblor sentido fuertemente a las 11:45 p.m. Quedó inutilizada la iglesia de San Pedro porque todas las bóvedas del templo se cuartearon. I : V

1885, mayo 25
TULUÁ. Ocurrió un violento temblor de tierra que alarmó demasiado a los peones de la finca Morillo, cerca de El Overo, Tuluá. I : V

CALI. El temblor afectó la Iglesia nueva de San Francisco.

1906, enero 31
INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. Hora 10:30 a.m., en las ciudades del valle no hubo mayores daños.

PALMIRA. No ha habido daños. I : V

MALAGUITA (Límite Valle - Chocó). Fue sorprendida esta ciudad por un violento terremoto. En el bajo San Juan duró desde las 10 y 30 a.m. hasta las 3 de la tarde, es decir, cinco horas. Desde este punto para arriba fueron derribadas 30 casas en las orillas del San Juan, edificios; la tierra se agrietó en una extensión de más de 40 varas de longitud por una cuarta de latitud; en Istmina también hubo una grieta en la quebrada que la baña. Las aguas de ríos y quebradas cambiaron de curso diametralmente y subían con furia inusitada. Desde Malaguita hasta la desembocadura del río San Agustín, se sintieron 48 temblores en espacio de tres días. I : VIII

CALI. A las 10:40 a.m. se sintió en esta ciudad un fuerte y prolongado movimiento de tierra que produjo gran alarma en la población. El movimiento fue decididamente trepidatorio, y a esta circunstancia se atribuye el que no causara graves daños en los edificios pues su duración fue extraordinariamente larga: 3 minutos según se observó reloj en mano. No causó pérdidas de vidas, ni daños graves en los edificios; la torre de San Pedro quedó en inminente peligro de caer (daño considerable de la bóveda principal del edificio y cuarteo de la torre), el templo de

San Francisco sufrió considerablemente (se derribó parte de la bóveda de la nave central) y sufrieron daños la capilla de la guarnición y el arsenal, y el edificio del cuartel y parque. El 8 de febrero de 1906 se hundió parte del techo de la capilla Santa Librada. Cinco operarios trabajaban en su reconstrucción y cayeron en hundimiento. I : VII

CARTAGO. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. Poblaciones norte del Cauca no sufrieron novedad por el temblor. Líneas: cruzadas entre Cerrito, Palmira. Demás bien. Servicio de cable suspendido. I : V

CORDOBA (BUENAVENTURA). Fuerte y largo terremoto oscilatorio. No hubo daños.

BUGA. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. I : V

RÍOS SAN JUAN - ATRATO (Límite Valle y Chocó). Se informó que la desembocadura del río San Juan fue obstruida (represada) por la inmensa ola del mar sobre aquellas costas. Se desbordó furiosamente sobre las riberas, destruyendo las sementeras y arrastrando con todo. En el mar, sobre todo, se ha sentido una conmoción tan grande, que han muerto infinidad de peces. Parece, pues, que ha ocurrido una erupción volcánica submarina, entre esmeraldas y Buenaventura. Las poblaciones del San Juan y del Atrato no fueron destruidas dicho día, debido a su especial construcción pero en la costa norte la tierra se abrió y varias casas fueron derribadas. Este temblor se sintió desde el Valle del Atrato y Medellín en el Norte, hasta Guayaquil y Cuenca en el sur del Ecuador, en un territorio de 300.000 kilómetros cuadrados. I : VI

ROLDANILLO. El terremoto no produjo ninguna desgracia personal: Tan sólo echó por tierra algunas tapias y fachadas de antigua data, desplomadas por el propio peso de sus años. I : VI

BUENAVENTURA. El gobierno cedió a favor de los damnificados $ 2000 oro. Una ola inmensa sumergió gran parte de las orillas del litoral colombiano del pacifico, las playas de la bahía de Málaga bajaron de nivel, según datos y señales precisas de los habitantes de allí. El mar cubrió una faja de las playas que antes permanecían descubiertas aun en pleamar, porque el nivel de dichas playas bajó un metro, lo que ellos comprueban teniendo como punto de referencia las casas y los montes, antes del terremoto más retirados del mar. En efecto, si se examinan atentamente las capas de suelo marino, se nota el avance del mar por los despojos vegetales allí hundidos. Todas las brújulas sufrieron derivaciones, todas las péndolas cambiaron de andar. El jefe de la estación del cable dio aviso, que las dos líneas del Norte y del Sur han quedado interrumpidas. Entre Buenaventura y Esmeraldas se rompió el cable nada más que en 15 pedazos. Nuevas conmociones sísmicas sentidas, coinciden con bruscos cambios atmosféricos y fenómenos observados, muy poco tranquilizadores. I : VIII

Datos puntuales

- A las 10:30 a.m. se sintió un fuerte temblor de tierra oscilatorio, dirección Sur a Norte, duración 7 minutos. A las 11 a.m. el mar estaba en reflujo, hizo grande avenida que alcanzó (2) dos metros verticales allí, pero en otra parte la ola tenía de altura 30 pies. Dicho movimiento se repitió por tres veces.
- Ocurrieron 24 temblores, 4 fuertes, que ocasionaron la destrucción de poblaciones, caseríos y haciendas, a causa de la grande avenida que hizo el mar.
- Al volver el mar a su nivel primitivo, la estructura de las costas quedó profundamente alterada, desapareciendo muchas islas y playas de arena y terrenos aluvión. Tres días tardó el mar para volver a su nivel.
- No hubo variación en la temperatura señalada por el termómetro durante el temblor.

- La temperatura estuvo entre 31 a 33º desde cinco días antes, temperatura normal allí 27º. Diez días sin llover antes del temblor, a partir del 31 se presentaron fuertes lluvias.
- Detonaciones marítimas, 3, muy rápidas, como truenos.

TULUÁ. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. I : V

TRUJILLO (Costa Pacífica). Población constante de más de cien casas, desapareció. Trujillo, Salahonda, Mulatos, Amarales, hundidas en gran parte; datos hacen subir 2500 victimas 31. I : VIII

Información anexa

- Efectos sobre el nivel marino: el crucero Luxor encontró en Manta al bajar el ancla, una profundidad menor de lo que indicaba la carta, probablemente de dirección noreste.
- Número de víctimas: Se calculan en unas 1500 las víctimas de la catástrofe.

1906, febrero 3
BUENAVENTURA. El 2 de febrero de 1906 a las 11 p.m. se repite un fuerte temblor. La misma oscilación y la misma amenaza del mar. Hubo profundo pánico entre los pobladores. En la costa norte produjo grandes estragos: la tierra se abrió en diferentes puntos; varias casas derribadas. Los temblores continuaron y la marea fue afectada. I : V

CARTAGO. Temblor sentido el 3 febrero a las 10 a.m. I : IV

PALMIRA. Temblor sentido a las 3:42 a.m. I : IV

1906, febrero 7
CALI. Sentido, se produjo hoy a las 4 y media a.m. I : IV

1906, febrero 17
PALMIRA. Temblor sentido este día. I : IV

1907, enero 13
CALI. A las 5 a.m. se sintió un movimiento de tierra que no alcanzó a ocasionar daño alguno. I : IV

1907, septiembre 17
CALI. A las cinco de la mañana se sintió en esta ciudad un movimiento de tierra bastante fuerte. I : IV

1908, enero 8
CALI. Sentido un ligero terremoto a las 10:40 p.m. I : IV

1909, mayo 4
CALI. Se sintió un ligero movimiento de tierra a las 11:20 a.m. I : III

1914, enero 8
CALI. A las 6:20 p.m. se sintió en esta ciudad un ligero temblor terrestre. I : IV

1914, febrero 24
CALI. Ligero temblor sentido a las 4:30 p.m. - N.E. I : III

1914, abril 20
CALI. A las 8 y 20 se sintió un temblor de tierra, que aunque leve se prolongó por más de dos minutos. I : III

1917, agosto 29
VALLE DEL CAUCA. Una serie de eventos a partir de esta fecha y durante el mes siguiente fueron sentidos desde Santander hasta el Cauca. De poblaciones del Norte de la República se reportaron sentidos levemente. Sin daños.

1917, agosto 30
CALI. Fueron sentidos tres temblores: el primero fortísimo (3:40 a.m. que fue de oriente a occidente, sin mayor intensidad) y los otros leves (12:55 m. y 1:45 p.m.). La estación de verano se ha tornado lluviosa. De ninguna parte se comunican desgracias personales que lamentar y sin daños notables. Sentidos 2 movimientos el 29 de agosto a las 10:15 p.m. y a las 10:30 p.m. (duró como diez segundos y la trepidación fue fuerte.). I : IV

CARTAGO. El movimiento tuvo la misma intensidad que en Bogotá; alcanzó a agrietar varios edificios, no hubo desgracias personales. I : V

Información anexa
Replicas: A las 10 y 44 minutos volvió a sentirse el temblor con menor fuerza. No hubo daños de consideración.

1917, agosto 31
CALI. Sentido con violencia un prolongado movimiento de tierra a las 6:30 a.m. (sacudió a Bogotá durante 15 segundos y durante el día repitió cuatro veces, decreciendo en intensidad y duración). En Cali no hubo desastres ni desgracias personales, aun cuando en la ciudad se alcanzaron a agrietar varios edificios. I : IV

PALMIRA. Sentido un movimiento prolongado; no causó daños. Sentidas varias réplicas fortísimas. I : IV

BUENAVENTURA. Sentido un temblor prolongado; no causó daños. Hubo varias réplicas fuertes. I : III - IV

Información anexa
- Epicentro: El epicentro estaba situado al sudeste de Bogotá,

1917, septiembre 6
CALI. Entre las 9:15 a.m. y 9:20 a.m., se sintió levísima sacudida terráquea de corta duración, no tuvo ninguna consecuencia deplorable.

BUENAVENTURA. Se sintió un temblor de corta duración. No causó en la ciudad daños apreciables.

PALMIRA. En la mañana, se sintió temblar.

1917, octubre 22
CALI. Entre la 1 y las 2 de la madrugada fue sentido un leve movimiento sísmico.

1924, enero 10
CARTAGO. A las 9:48 p.m. se sintió un violento temblor de tierra; causó pánico entre los habitantes. No hubo consecuencias. I : V

CALI. Sentido por muchos como ligero. Se presentó sin consecuencias. I : IV

1924, febrero 3
CALI. A las 12 a.m., se sintió en esta ciudad un ligero movimiento sísmico que no alcanzó a producir alarma.

1925, junio 7
BUENAVENTURA. Se observó que a pesar de vivir tan seriamente amenazados por las mareas que a diario los invaden, fue en donde menos estragos causo la catástrofe producida a las 6:45 p.m. Duración de un minuto. No ocurrieron desgracias personales que lamentar y entre los edificios se encuentra perjudicada la casa del señor Ismael San Clemente, que quedó bastante desplomada. Otros edificios particulares sufrieron serios deterioros. En varios establecimientos de cantina hubo daños considerables. Muelle no sufrió daños. I : VI

LA CUMBRE. Temblor fortísimo ocasionó muerte instantánea de una mujer; pérdidas de consideración en boticas, almacenes, bodegas. Se desplomó en parte el Ferrocarril, las baterías de las oficinas telegráficas destruidas, estanco hubo muchas perdidas. El movimiento produjo graves pérdidas. I : VIII

LA UNIÓN. Campanas sonando, cantinas a tierra, perjuicios iglesias, casa cural. I : VII
RESTREPO. El Temblor fue terrible. Varias casas caídas, particularmente comerciales; ninguna desgracia personal. El movimiento produjo graves pérdidas. I : VIII

PALMIRA. Sentido levemente a las 6:45 p.m. No ocurrió nada de particular fuera de algún pequeño daño en la iglesia. I : V

YOTOCO. Fuerte terremoto que causó grandes perjuicios. I : VIII

BUGA. El temblor tuvo inauditas proporciones; del templo milagroso se fueron al suelo 3 cúpulas; la casa de don Modesto Cabal se cuarteó toda, las cantinas se fueron al suelo y muchas casas sufrieron desperfectos. I : VII

CALOTO. Sentido. No hubo daños. I : V

ROLDANILLO. Causó daños parciales en todas las casas y daños graves en la iglesia de la noble Catedral y muchos edificios. También las escuelas. Las perdidas son incalculables. I : VII

CARTAGO. Sentido, no se presentaron daños, sin más detalles.

CALI. Sismo sentido a las 6:45 p.m. La tierra se movió por más de 16 segundos, durante los cuales llegaron tres ondas potentes de brutal intensidad. Ocasionó numerosos y valiosos daños en la ciudad y unas cuantas desgracias personales (murió un muchacho debido a una enorme

piedra caída del techo del Salón Moderno, allí hubo 6 heridos; hubo numerosos heridos por causa de los desprendimientos de techos en varios edificios).

En el barrio de Juanchito la mayoría de las cantinas se desplomaron. En Cañaveralejo se sintió el movimiento con gran intensidad. Se cayó una casa y sufrieron graves daños las quintas "Bolonia", la "Selva" y "la Sabana". En Pichindé, San Antonio y otros campos, se sintió de manera formidable.

Datos puntuales

- Se destruyó la iglesia de la Ermita. Los templos sufrieron graves daños en el frontis, torres, cúpulas, naves y arcos. Las torres en construcción del templo de San Nicolás se agrietaron desde el suelo hasta el alto del edificio. El templo La Merced no sufrió mayores daños, el coro del templo y los muros sufrieron graves daños. Hubo pánico entre los fieles. La torre del templo de Santa Librada, seriamente quebrantada. La cúpula del templo de San Francisco se fue al suelo: la altura de la media naranja era de 33 metros 10 centímetros. Esta media naranja fue destruida por el terremoto del 8 de junio de 1825. Fue fatal para la ciudad de Cali. El terremoto de 1925, de 5 de junio, le ocasionó serios daños a La Ermita del Río o Nuestra Señora de la Soledad y el Señor San Roque; la iglesia estaba situada precisamente junto al río, en el punto donde hoy se levanta La Ermita. La iglesia parroquial de San Pedro se quebrantó seriamente el 5 de junio, se cuarteó en el frontis y la torre. Por lo que hace a los edificios, puede decirse que casi todos sufrieron serias averías.

- Daños graves varios edificios particulares. El colegio Santa Librada sufrió grandes deterioros especialmente en la torre que amenaza desplomarse de un momento a otro. El Hotel Francia se vino totalmente al suelo. La clínica para enfermedades venéreas sufrió graves daños y peligro ruina. En el matadero se cayó una de las paredes. En el cuartel de desplomó una de las Atalayas, y otra quedó completamente averiada. El edificio de "Relator" sufrió graves daños al igual que la casa municipal. Al edificio que se construía en la plaza de Caicedo de tres pisos, se le desniveló una de las paredes; fue necesaria su demolición. Las casas edificadas por el sindicato popular, que dirigía el padre Posada, se vinieron al suelo totalmente. Edificios de más de un piso, sufrieron gravísimos daños. Se desplomó una casa situada en la calle 8ª. El cuartel de construcción, la clínica municipal, edificio donde funciona la gerencia y oficinas del ferrocarril del Pacifico, modernas casas habitación, la iglesia de Santa Rosa, la capilla de las Carmelitas, una casa de habitación, edificio que ocupan las oficinas de correo y telégrafos, el manicomio y cinco casas más, también fueron victimas de la tremenda sacudida.

- La ciudad quedó completamente incomunicada, telegráfica y telefónicamente, pues todas las líneas se cruzaron. Hubo además varios amagos de incendios, causados por cortos circuitos de la luz; dicho servicio público pudo reanudarse después de algunos minutos de sombra. Los perjuicios ocasionados por el movimiento se calculan en más de 400.000 dólares. I : VIII

Información Anexa

- Réplicas: El 9 de junio a las 6:37 p.m. se registró un pequeño movimiento sísmico, sentido por todos lo habitantes de la ciudad. Ligero estremecimiento oscilatorio, de sur a norte. Casi inmediatamente hubo un fuerte movimiento de trepidación, que duro varios segundos.

1925, agosto 13
CARTAGO. En Cartago, Manizales y otras poblaciones de Caldas y del Valle, fue sentido el temblor, a la misma hora que se sintió en Bogotá.

1927, junio 12
CALI. A las 8 a.m. se sintió en la ciudad un fuerte movimiento sísmico, de carácter oscilante, en dirección sur a norte. De corta duración. Causó algunos desperfectos en varios edificios. Un herido.

1937, mayo 21
VALLE DEL CAUCA. Sentido con alguna intensidad en Cali y en las partes más altas de la cordillera.

1938, febrero 4
BUENAVENTURA. Sentido fuerte, algunos daños. En el sector de Pueblo Nuevo se sintió con mayor fuerza. No hubo desgracias personales. I : VI

BUGA. Sentido muy fuerte, pánico, no hubo daños de consideración ni desgracias personales. I : VI

CALI. El sismo causó en la ciudad alarma y pánico a las 9:30 p.m. exactamente. Duración cerca de 16 segundos consecutivos. Fue el temblor de tierra más fuerte que se haya registrado en los últimos tiempos. Se sintió de sureste a noroeste en dos fuertes sacudidas, sin intervalo ninguno, pues durante el lapso comprendido entre temblor y temblor, no dejó de sacudirse la tierra.

Algunos daños ocurrieron en las edificaciones urbanas. Se averiaron algunas casas especialmente en los barrios de Granada, El Peñón, San Francisco, pero levemente. En el Barrio de El Salvador, situado cerca de Las Palmas, una casa se vino a tierra, por lo cual sufrieron heridas 3 personas. La iglesia del Sagrado Corazón, situada en el Barrio Guayaquil, también sufrió algunos desperfectos. En el Barrio de Manrique sobre todo en las construcciones viejas, se presentaron serios desperfectos. La torre mayor de la estación del inalámbrico se vino a tierra, matando cuatro personas. La mayor parte de las cantinas, cafés y droguerías sufrieron pérdidas. I: VII

CARTAGO. Hora: 21:24. Sentido muy fuerte; daños en las galerías, agrietamiento en la parte superior de la cúpula de la iglesia matriz o de San Jorge, el techo de la oficina del comando militar, daños graves en varios edificios (el edificio de las rentas departamentales). Un techo en el barrio de Collarejo se vino al suelo, donde resultaron varios heridos. Muchas casas sufrieron serias averías. No hubo desgracias personales. Fuertes pérdidas en los pequeños comercios establecidos en los pabellones interiores de la plaza de mercado I : VII

LA VICTORIA. Temblor registrado a las 9:20 p.m., de intensa duración.

PALMIRA. Sentido muy fuerte, pánico, daños generalizados en construcciones antiguas. Sufrieron daños graves algunos edificios. I : VII

SEVILLA. Registrado a las 9:25 p. m. La Iglesia y algunas casas seriamente averiadas, daños por $15.000, pánico general.

ULLOA. Daños serios en numerosos edificios. No hubo desgracias personales. I : VII, eventualmente VIII

1942, mayo 22
BUENAVENTURA. Sentido con violencia a las 5:35 a.m.

1943, febrero
BUENAVENTURA. Sentido con violencia. Agrietados algunos edificios modernos. I : V

1945, noviembre 15
CALI. Sentido fuertemente. Duración de dos segundos. No ocasionó desastres ni desgracias personales.

1957, mayo 23
BUENAVENTURA. Sentido muy fuerte en el Puerto de Buenaventura. Varias casas destruidas. Algunos heridos. I : VI

CALI. Sentido en forma violenta y prolongada. No hubo desgracias personales ni materiales.

1958, enero 19
CALI. Alarmó a la población a las 09 horas, 09 minutos. Hubo daños.

1959, junio 2
CALI. Hora: 10:45 p.m. Sentido fuertemente. Daños de gravedad en las plantas de energía. Varias residencias resultaron averiadas. I : V

1961, diciembre 20
CALDAS, ANTIOQUÍA Y VALLE. Sismo sentido con mayor violencia en esos departamentos, veintitrés muertos, las ciudades más afectadas son Sonsón y Manizales.

ALCALÁ. Temblor a las 8:26 a.m. Produjo alarma en la población. Causó agrietamientos en algunas casas. I : VI

BUENAVENTURA. Sentido intensamente. Se corrieron algunos metros del muelle antiguo.

BUGA. Sentido. Aunque fueron atendidos 4 heridos, no hubo desgracias personales. Se agrietaron algunas casas. I : VI

CAICEDONIA. El Templo sufrió desperfectos al igual que una casa y varias residencias particulares. No se registraron víctimas. I : VI

CALI. Sentido a las 8:27 a.m. Duración aproximada de 20 segundos. Paralizó el reloj del Templo de la Ermita. Sufrieron daños de consideración el edificio Gutiérrez; el Banco de Bogotá y el Hotel New York, que eran contiguos, quedaron separados con una luz de varios centímetros: éste último presentó una profunda grieta; el edificio Zaccour; el taller "El Cigüeñal"; el Hospital Departamental Evaristo García, que experimentó averías en sus pisos y presentó una ancha grieta en el aluside; la Compañía Colombiana de Seguros; el diario "El País"; la unidad vecinal República de Venezuela; los templos de San Nicolás, San Cayetano y el Juanchito; también el puente España sobre el río Cali. Algunas residencias particulares perdieron la totalidad de los vidrios y presentaron grietas en sus paredes. Perjuicios en los sistemas telefónicos y de energía eléctrica (en el barrio San Fernando se desprendió un transformador). No hubo víctimas.

CARTAGO. A las 8:29 a.m. se sintió un violento temblor que sacudió la Cordillera Central de los Andes. Hubo dos muertos, uno víctima del pánico que se produjo cuando se sintió el sismo, y una niña al desplomarse la pared de una casa. También se presentaron destrozos materiales y daños leves en algunas edificaciones. Las comunicaciones con la mayoría de las ciudades afectadas quedaron interrumpidas, aparentemente a causa del mismo terremoto. I : VI

CERRITO. Las oficinas del Expreso Trejos sufrieron pérdidas de consideración. La casa cural sufrió daños diversos. No hubo víctimas. I : VI

EL RETIRO. Muchas casas quedaron averiadas. I : VI

JAMUNDÍ. Se cayeron algunos dinteles de la Iglesia. No se registraron desgracias personales, ni pérdidas cuantiosas.
LA UNIÓN. Se vino a tierra una vieja casa donde funcionaba la gallera y numerosos gallos finos murieron aplastados. I : VI

ROLDANILLO. Averías en varios edificios, entre estos el del colegio de La Presentación; quedó herida una niña. I : VI

SEVILLA. Sentido con gran estrépito. La comunicación con las ciudades afectadas quedó interrumpida. Se registraron desprendimientos en los muros de la cárcel del circuito; hubo un muerto y 3 presos heridos. Entre las edificaciones averiadas figuran los edificios de las empresas municipales, la iglesia y muchas casas de gentes pobres. También resultaron averiadas varias casas residenciales, de comercio y edificaciones de colegios y escuelas. Total de heridos = 6. I : VI

TULUÁ. Hubo daños leves en los corregimientos. No se registraron desgracias personales. I : VI

YUMBO. Sentido con fuerza. Solo una casa se desplomó, hiriendo levemente a su moradora. En el templo se agrietaron dos de los arcos principales.

ROLDANILLO y ZARZAL. También se registraron daños de menor cuantía.

Datos puntuales

- Siete muertos en el Valle del Cauca.

1962, julio 30
INFORMACIÓN MACROSISMICA. Sentido claramente en Cali como sismo lejano; sentido en Bogotá con dirección W-E, epicentro a 245 km. al occidente de Bogotá.

ANDALUCÍA. El terremoto destruyó la escuela de niñas "Antonio Santos" y averió otras construcciones (edificios residenciales) de la localidad, sin mayores pérdidas. I : VI

ANSERMANUEVO. Daños en la cárcel, el palacio municipal y el cuartel del destacamiento militar. Varias casas se fueron a tierra y otras quedaron averiadas seriamente. En total fueron 40 casas destruidas y 50 semidestruidas. No hubo víctimas que lamentar, ni heridos. I : VII

BOLÍVAR. Sentido a las 3:20 p.m. Sufrieron daños de consideración varias casas, la escuela de niñas (en su techo), la casa municipal y la iglesia parroquial (se vino a tierra una de las naves laterales del templo). I : VI

BUENAVENTURA. Resultaron agrietados los edificios de Telecom, el altar mayor de la Iglesia del Mangle y el edificio de la industria pesquera. Daños en el último piso del palacio Nacional y se desplomó una casa en la calle del Naranjito. No hubo víctimas, pero al caer una pared, resultaron varios heridos no de gravedad.

BUGA. La intensidad del sismo fue particularmente violenta. No se registraron daños mayores, exceptuando algunas serias averías en las edificaciones de la nueva galería, en la Basílica Menor del Señor de los Milagros, en el colegio de las Hermanas Vicentinas y en las redes de acueducto y teléfono. I : VI

CAICEDONIA. Se desprendió el decorado en el templo y hubo averías en varias residencias. Sin consecuencias graves. I : VI

CALI. Sentido a las 3:21 p.m. Daños: Se desplomó el techo de la Iglesia de Nuestra Señora del Perpetuo Socorro, del barrio Bretaña. Seis muertos; una pared de un patio de garages situado en la carrera 8 con calle 12, se cayó; una pared y la saliente del edificio de la fábrica de vestidos Cámel, se desplomó en la calle 12 con carrera 16. Hubo algunos heridos; el edificio de la Suramericana de Seguros sufrió el agrietamiento de sus entrepisos en un sector; el Templo de San Francisco sufrió el desprendimiento de algunos de sus ladrillos de su frontis; el templo del barrio Cristóbal Colón se agrietó y parte de su torre se fue al suelo; el templo del barrio de Juanchito sufrió daños en su torre; la iglesia de la parroquia de La Asunción, ubicada en el barrio de Puerto Mallarino; hoteles Alférez Real y Nueva York; Edificio Garcés; edificio del Banco de Bogotá; algunas construcciones sufrieron averías no graves, y no menos de 1000 casas sufrieron daños de alguna consideración. Se suponen pérdidas por 2 millones de pesos. I = VI

CARTAGO. Destrucción total de la iglesia colonial de Guadalupe, causando la muerte a dos personas; daños de consideración en varios edificios como Telecom, Bolívar, el Templo de San Nicolás, el Hospital del Sagrado Corazón de Jesús, la plaza de mercado y la Planta Telefónica. 40 residencias semidestruidas. Hubo heridos aunque de menor gravedad. I : VI

GUACARÍ. La Iglesia Parroquial sufrió desperfectos en el frontis y en los arcos interiores. I : VI

LA UNIÓN. Hubo pánico entre las gentes. Destruido el local del almacén "El Triunfo". I : VI

LA VICTORIA. Daños en el frontis y en los alrededores del templo parroquial, en la casa consistorial. Destruyó un aula de la escuela anexa a la Normal. Daños en varias casas particulares. I : VI

PALMIRA. Varios templos, edificios y residencias, sufrieron averías. No hubo desgracias personales ni daños de consideración.

RESTREPO. Serias averías en el Templo Parroquial, el café El Globo y algunas casas de habitación.

ROLDANILLO. Agrietada la torre de la Iglesia Parroquial, al igual que algunas casas. I : VI

SEVILLA. Se derrumbó una pared del edificio de telecomunicaciones sobre el techo de la cárcel municipal, sin causar daños mayores. Averiada la Alcaldía Municipal. El edificio de las empresas municipales sufrió algunos desperfectos. No hubo desgracias personales. I : VI

TORO. Quedó casi destruido el templo, ocasionando una víctima. I : VI

TRUJILLO. Destrucción de dos casas de habitación. Seis heridos, de los cuales tres de gravedad. I : VI

Datos anexos
VALLE DEL CAUCA. Muertos: 8; heridos: 13; templos destruidos: 2 (Cali y Cartago).

1962, agosto 2
CALI. Cerca de la media noche se registró un movimiento de poca intensidad.

1962, agosto 10
VALLE DEL CAUCA. Se registraron siete muertos.

1967, febrero 9
ALCALÁ. Hubo daños en el hospital, concentración escolar Santo Tomás de Aquino y en el templo parroquial. Pérdidas aproximadas $25000. I : VI

ANDALUCÍA. Se presentaron averías en una casa. Pérdidas aproximadas de $8000. I : VI

BUENAVENTURA. Dos sismos que duraron cerca de un minuto se sintieron en este puerto y en las regiones del litoral Pacífico hasta Mitú. El primero se inició a las 10:27 a.m. y duró 20 segundos; el segundo a las 10:19, duró 35 segundos. Algunos edificios y casas residenciales sólo sufrieron leves averías. I : V

BUGA. Sentido fuerte temblor de tierra que creó pánico general; El reloj de la Basílica del Señor de los Milagros quedó marcando las 10:26 a.m., hora en que la ciudad fue sacudida. No se registraron desgracias personales. Los daños fueron leves; solo se presentaron en algunas edificaciones. Entre los edificios más afectados se encontraba la plaza Central de Mercado, que presentaba algunas grietas de consideración. I : VI

BUGALAGRANDE. Daños en varias edificaciones. Cuatro heridos. Cuantiosos daños dejó el fuerte sismo (pérdidas aproximadas $8.000). I : VI

CALI. Causó gran pánico en la población. Solo se presentaron contusos leves y muchos en estado inconsciente. Tuvo una duración de 80 segundos, según informes oficiales. La tierra comenzó a oscilar en forma lenta, su movimiento no fue vibrante, lo que evitó que las edificaciones sufrieran daños de consideración.

En el laboratorio del Colegio Villegas registraron el temblor de tierra. Había un aparato diseñado y construido en el mismo que sirvió como sismógrafo improvisado. Se observó en la placa de vidrio ahumado que estaba debajo de la aguja, registradas las oscilaciones horizontales del temblor, cuyo pico o cresta señalaba al noroeste.

Datos puntuales

- Dos grandes vidrios de la primera planta del edificio Telecom localizado en la Cra. 6a con la calle 10, fueron destrozados; varias plaquetas de mármol del edificio de la Suramericana de seguros, cayeron frente al local de la óptica Alemana; una tapia de más de 50 metros en la huerta de la casa cural de El Templete, se fue a tierra. Agrietamientos en el mismo templo; en una fábrica se desplomó una tapia; en la iglesia se derrumbó un alero; en el edificio del Banco de la República que se encontraba en

construcción, se presentó agrietamiento de algunas paredes; en el supermercado se cayeron las estanterías cuyas pérdidas se calculan en $34.000; en el colegio de Fray Damián, una pared en su parte superior en extensión de varios metros, cayó estrepitosamente; los almacenes de depósito fueron afectados; el cuarteamiento de una de las paredes en la Normal de Varones, localizada en el barrio de Colseguros, y un cuarteamiento y averías en otros inmuebles. También ocasionó el incendio de una casa. No hubo consecuencias que lamentar. I : VI

CANDELARIA. Los corregimientos de Candelaria más afectados por el movimiento telúrico, fueron el Carmelo y Juanchito. En el Carmelo quedó destruido el tanque de aprovisionamiento de agua, se desplomó un tanque del pozo artesiano, de 35.000 litros de capacidad y dos residencias sufrieron serias averías. En cuanto a la zona urbana se informó la destrucción de una tapia, los daños fueron leves. No se registraron desgracias personales. En el corregimiento de Buchitolo, se desplomó un gallinero y perecieron 2.000 aves. Daños por $450.000.
Pérdidas aproximadas del Carmelo, Buchitolo, San Joaquín, Villa Gorgona y Juanchito por $230.000 (sin adicionar las pérdidas del gallinero en Buchitolo). I : VI

CARTAGO. Sentido fuerte sismo que dejó cuantiosos daños. El movimiento telúrico se inició aproximadamente, a las 10:26 a.m. No se registró ningún hecho que lamentar. I : VI

CERRITO. Los mayores daños se registraron en el templo parroquial (la torre del templo sufrió daños y fácilmente se puede observar a lo largo de su torre una grieta de varios centímetros de ancho) y la casa cural. Daños en la casa municipal, en la casa de "La Sierra" y en la casa de la hacienda "El Paraíso", ubicada en el corregimiento de Santa Elena. En otro sector se vino a tierra una pared, resultando dos personas lesionadas. El colegio quedó seriamente averiado. Grandes tramos de tapias se derrumbaron en el municipio. Ocho heridos. Pérdidas aproximadas $500.000. I : VI

DAGUA. Se derrumbó parcialmente una escuela. No hubo desgracias personales. Pérdidas aproximadas por $4000. I : VI

FLORIDA. A consecuencia del fuerte sismo que azotó a esa ciudad dicho día, se desplomó una residencia en construcción en donde se encontraban varios obreros trabajando, los cuales salieron ilesos. I : VI

GINEBRA. Se sintió en las horas de la mañana un fuerte movimiento de tierra. En el corregimiento de Costa Rica destruidas 4 casas y averiada la casa cural (se desplomó una pared). Pérdidas aproximadas $10.000. No se registraron desgracias personales. I : VI

GUACARÍ. A pesar de lo fuerte del sismo no se registraron daños materiales, ni desgracias personales que lamentar. Las pocas averías notables fueron en la casa municipal. Pérdidas aproximadas por $5.000. I : VI

JAMUNDÍ. Seis averías a una casa. El temblor no provocó desgracias personales. I : V

JUANCHITO. Sin servicio de agua a causa del temblor. I : V

PALMIRA. Sentido. Afectó al Liceo Femenino, la escuela hogar Santa Cecilia y la Iglesia Catedral.

PRADERA. Sentido fuertemente. Afectó seriamente la iglesia parroquial y la escuela "Antonio Ricaurte". Pérdidas aproximadas por $5000.

ROLDANILLO. El temblor no provocó desgracias personales ni materiales. I : V

SEVILLA. Se derrumbo una pared del colegio María Inmaculada, hiriendo a una profesora. Un niño herido. Algunas residencias sufrieron daños. Averías estimadas en más de $20.000. I : VI

TULUÁ. No hubo heridos, ni muertos. Daños en algunas residencias y edificios. I : VI

Información anexa

- Fueron de $1.500.000 las pérdidas por el temblor en el Valle.
- Replicas: Los sismógrafos siguieron captando deslizamientos terráqueos; por lo menos unos 200 temblores más de menor intensidad, afectaron a Colombia a partir de las ocho de la mañana del día del sismo, hasta el 14 de febrero del mismo año. Uno de ellos tuvo características de terremoto y solamente otros cuatro sensibles al hombre.
- Febrero 10. Nuevo temblor, réplica del terremoto de las 10:25:19 a.m., se presentó hacia las 4:15 p.m. con una intensidad mínima de tres en la escala internacional. Causó pánico entre las personas que residían o trabajaban en los edificios altos en Bogotá.

1971, febrero 20
CALI. Temblor sentido que alarmó a la población.

1979, noviembre 23
INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. La mayor devastación del terremoto se presentó en los departamentos de Risaralda, Caldas, Valle del Cauca, Cauca, Antioquia y Quindío. Uno de los más fuertes registrados en los últimos 10 años, después del que se produjo el 9 de febrero de 1967. Sentido a las 6:43 p.m.

ANSERMA NUEVO. La mitad de la población quedó completamente destruida; 24 casas colapsadas, igual número de familias desalojadas; de 600 viviendas que componen el casco urbano, 320 derrumbadas; daños por $ 10’000.000. La mayoría de daños en casas de bahareque. Según el diario El País, 250 casas destruidas y veinte millones en pérdidas. La vía que los comunica con el municipio de El Águila quedó cerrada por derrumbes. Algunos heridos, pero no de consideración. I : VIII

ANDALUCÍA. Sentido. Dejó tres heridos. I : VI

ARGELIA. Sentido fuertemente. Semidestruidos varios colegios, edificaciones y capillas. I : VII

BOLÍVAR. Muchas edificaciones resultaron averiadas. La Casa Municipal de reciente construcción; se desplomó gran parte del techo de la escuela "Santa Ana"; también la escuela "Alfonso Aragón Quintero" sufrió agrietamientos y uno de los muros que la encierran se vino al suelo en un trecho de 70 metros; la escuela "Julio Caicedo", el edificio de la alcaldía y el de Telecom, el cuartel de Policía y muchas viviendas particulares, también sufrieron averías a raíz del sismo. La iglesia del corregimiento de Primavera y seis residencias más también sufrieron por el movimiento. Daños cuantiosos: en entidades oficiales por seis millones de pesos. No hubo víctimas personales. I : VII

BUENAVENTURA. Derrumbes en la vía Buga-Madroñal-Buenaventura, dejando más de 100 vehículos bloqueados; 30 personas hospitalizadas; taponados los túneles. En la vía que

comunica con Cali hubo 5 derrumbes que obstaculizaron el movimiento de toda clase de vehículos. Averiados los edificios de Telecom y Barreto. Puerto de Buenaventura totalmente incomunicado tanto por vía férrea como por carretera. Infinidad de piedras y rieles rotos entre Loboguerrero y El Naranjo. Una locomotora y un coche se precipitaron a las aguas del río Danubio. Hubo apagones. Edificios de concreto de la parte central de la ciudad, resultaron con graves grietas y derrumbamientos de paredes; en el barrio Puente del Este cayeron dos casas de madera y muchas casas de los barrios lacustres quedaron en muy mal estado. Heridos: 2. Cuantiosas pérdidas materiales. I : VIII

CALI. Temblor sentido violentamente. Un muerto, quince heridos de gravedad y 50 lesionados leves. Cuantiosos daños materiales (20 edificios seriamente afectados).

Datos puntuales

- El edificio del supermercado "Mercafé" fue la estructura más afectada. Sufrió el colapso de su piso superior a lo largo de los lados oriental y occidental y la caída de bastantes enchapados de cemento por sus otros dos lados. También quedó sin fluido eléctrico durante 2 horas. El edificio en términos generales quedó presentando un riesgo para sus inquilinos y visitantes, por esto debe ser demolido. Varios edificios sufrieron agrietamientos y sus vidrios se rompieron; techos, paredes y muros de numerosas viviendas se derrumbaron por el fuerte remezón que tuvo una duración de un minuto. La Iglesia de San Cayetano, la Universidad Santiago de Cali y la Unidad Residencial Antonio Nariño resultaron seriamente afectados. Evacuados tres edificios con daños estructurales en el centro de la ciudad: donde funcionaba El Banco de los Trabajadores, el Hotel Nueva York (descascarado del enyesado en las paredes, mampostería afectada, uniones pared - cielo raso y pared – piso desprendidas; daños reparables) y las oficinas del Banco de Colombia. También evacuado el Hotel Franco ya que varias habitaciones se vinieron a tierra. El edificio más alto de la ciudad, de 30 pisos, el Banco del Comercio, tuvo daños a la altura del piso 28 en las oficinas de Skandia, al presentarse descascaramiento en la obra de yesería, particularmente en las uniones entre columnas y la pared de la esquina suroccidental del edificio y a lo largo del gran respiradero central (pozo de ascensores). También algunos paneles de madera situados bajo las ventanas y que cubrían las unidades de aire acondicionado se aflojaron. Los pisos 23 y 24 mostraron daños similares en la obra de yesería. Una de las columnas de las ventanas, que no soporta carga, mostró señales de astillamiento. En el piso 14 también hubo descascaramiento del enyesado de las paredes y cielos rasos. El piso más afectado fue el tercero, en donde hubo grietas hasta de 1.5 cm diagonalmente a lo largo de toda la pared de un baño. Hubo un desplazamiento aproximado de 3 cm, de algunos escalones exteriores a la altura del mezanine entre los pisos 1 y 2. La Iglesia de San Francisco sufrió en el enyesado y en los frescos interiores; dentro de la nave central los frescos se agrietaron diagonalmente, mientras en las dos naves exteriores se presentó una forma de descascaramiento circular en la unión de la cúpula y las columnas. En el exterior de la construcción una de las torres de la fachada se desplomó. El costo estimado de la reparación es de un millón de pesos. La tradicional capilla de La Merced, el edificio Belmonte, el Club Colombia y la Universidad de Buenaventura, entre otras, presentaron grietas en sus paredes, así como algunos hundimientos en sus pisos. Las tuberías hidráulicas y sanitarias de la Universidad Libre, quedaron rotas. Las paredes de los pisos sexto y séptimo del Hospital Departamental, quedaron agrietadas. El Centro Hospitalario Carlos Carmona quedó sin fluido eléctrico por 3 horas, y el teléfono averiado, también allí se agrietó profundamente una pared de la sala de partos. El sismo también afectó la Normal Nacional de Señoritas (se clausuró el tercer piso por completo y se desalojó el salón de Pre-escolar), aunque no presentaban peligro de

ninguna clase. El edificio de Colseguros se dividió por la unión de sus partes, recubrimiento de fachada exterior con daños. Casas con graves daños en los barrios: San Nicolás, La Flora, San Antonio, Bretaña, La Foresta, Belalcázar, San Fernando, San Cayetano y El Popular. Traumas en los servicios públicos: Interrupción de la energía eléctrica por varios minutos. El tráfico automotor sufrió serios traumatismos. Sin servicio telefónico durante media hora. I : VII

CARTAGO. Una casa colapsada al igual que un edificio de cinco pisos, galería averiada. Dejó tres muertos y 43 heridos. I : VI eventualmente VII, daños localizados.

CISNEROS. Sentido. Heridos los dos maquinistas del ferrocarril. I : VI

CORDOBA. Daños por $ 300.000.

EL AGUILA. Está entre los municipios del norte del Valle más afectados, un millón en pérdidas, tres casas totalmente destruidas, 60 % de las viviendas sufrieron daños, colegios y edificios oficiales afectados. En las vías que comunican con otros corregimientos y veredas se presentaron varios deslizamientos, que interrumpieron el tránsito vehicular. No hubo desgracias personales. Daños considerables en los corregimientos de la María, Villanueva y San José. I : VII

EL CAIRO. Pérdidas por 10 millones de pesos. El 95% de las casas están seriamente averiadas; daños en La Alcaldía. Quedaron sin fluido eléctrico y sin servicio telefónico. I : VII

EL DOVIO. Daños en varios colegios, capillas y edificaciones oficiales. I : VII

GUACARÍ. Cuatro edificaciones con desperfectos de bastante consideración. Dos casas caídas. I: VI

LA CUMBRE. Se cayeron las líneas de conducción del fluido eléctrico. I : VI

LA UNIÓN. Sentido fuertemente. Muy afectado. Un herido y cuatro casas destruidas. Colegios, capillas y edificaciones afectadas. I : VII

LA VICTORIA. Heridos, dos. $25’000.000 en daños; iglesia Parroquial (sus techos y las dos torres con pérdidas por un millón de pesos), Albergue Infantil, Palacio Municipal, La Alcaldía, el asilo de ancianos, el Instituto de Bienestar familiar, la escuela Sagrado Corazón de Jesús, el puente sobre el río Cauca, el bar El Lago y el Comité de Cafeteros con graves averías, ochenta familias evacuadas, iglesia demolida al día siguiente. Con daños serios 18 residencias particulares, el edificio de la Droguería Central y la Normal Santa Teresita. 80 familias damnificadas. I : VII

PALMIRA. Averías en la cúpula de la iglesia de La Santísima Trinidad. Ocho heridos de consideración. I : VII

RESTREPO. Averiada la torre central de la iglesia, el edificio de la Alcaldía, cuatro residencias seriamente afectadas, cinco casas derrumbadas. Tres heridos. I : VI

ROLDANILLO. Cuatro heridos leves por caída de un muro. Daños considerables en la iglesia de San Sebastián, instalaciones del Matadero Municipal, Cuartel de la Policía Nacional, colegio

Gimnasio del Norte del Valle y siete residencias. Millares perdieron sus techos y algunas de sus paredes. El 70% de las viviendas antiguas se desplomó. I : VII

SEVILLA. Sentido fuertemente. Dos muertos por derrumbe de sus casas, 20 heridos; ocho viviendas destruidas parcialmente. Daños: Afectó el Palacio Municipal; el edificio de las Empresas Públicas Municipales sufrió averías en una de sus esquinas; edificio de Telecom totalmente agrietado. Pérdidas calculadas en $800.000. I : VII

TORO. Daños por $20'000.000, nueve viviendas semidestruidas, daños en el cementerio (capilla totalmente destruida). En el corregimiento de San Francisco se reportaron daños por más de 5 millones de pesos. Cerca de 100 casas quedaron destruidas (40 de ellas totalmente). 7O casas para demoler ya que sus bases quedaron totalmente debilitadas. I : VII

TRUJILLO. Un muerto y cinco heridos con graves heridas en todo el cuerpo. Hubo apagón. I : VI

TULUÁ. Un muerto de infarto cardíaco y once heridos (10 en estado grave). Averiado un céntrico edificio. I : VI

VERSALLES. Dejó un muerto y un herido. I : VII
YOTOCO. Se derrumbó un puente. I : VI

YUMBO. Apagón. I : VI

ZARZAL. Sentido a las 6:45 p.m. Cinco heridos, un muerto. Daños: se derrumbó un muro en la Fábrica Colombiana y una casa en la vereda Limonar. I : VII

Datos puntuales

- Total muertos en el Valle del Cauca: 8
- Total de heridos: 65.
- Desaparecidos: 10.

1979, diciembre 12
BUENAVENTURA. El epicentro se encontró a 200 millas del puerto de Buenaventura. Algunas casas presentaron hendiduras. No hubo víctimas. I : VI

CALI. Un muerto, más de 50 lesionados y numerosas casas destruidas. El edificio Mercafé del sur sufrió averías. Decenas de edificaciones con serias averías. I = VI

1980, junio 25
Sentido fuertemente en el norte del Valle. No se registraron daños ni víctimas.

1989, junio 28
BOLÍVAR. Sentido con fuerza. No se reportaron víctimas o damnificados por daños materiales en edificaciones. I : V

CALI. Sentido en Cali y el centro del Valle, hacia las 10:16 a.m. I : V

EL DOVIO. Sentido fuertemente. No hubo víctimas o damnificados por daños materiales en edificaciones. I : V

PRIMAVERA. Sentido con mayor fuerza. No hubo víctimas o damnificados reportados por daños en edificaciones. I : V

ROLDANILLO. Fue una de las localidades donde se sintió el temblor con más fuerza. No hubo víctimas o damnificados. I : V

1989, agosto 31
Un leve movimiento telúrico se registró en el Valle del Cauca. El epicentro del temblor producido hacia las 11 horas, fue situado en los municipios de Buga, Ginebra, Guacarí, y el Cerrito a una profundidad de 130 kilómetros. Se trató de un evento sísmico profundo que no tuvo ninguna repercusión sobre la población.

CALI. Leve movimiento telúrico. Se sintió con alguna intensidad en las edificaciones altas. No tuvo efectos sobre la población.

EL CERRITO. Leve movimiento sísmico. Sin daños personales ni materiales.

GINEBRA. Leve movimiento sísmico. No hubo daños personales ni materiales.

GUACARÍ. Leve movimiento sísmico. Sin daños personales ni materiales.

1989, septiembre 8
BUGA. Durante los últimos días, el sur del país fue epicentro de temblores de escasa magnitud, entre ellos uno registrado en el área central del Valle del Cauca, sentido especialmente en Buga y municipios vecinos.

ISLA GORGONA. Un temblor de regular magnitud tuvo ocurrencia al finalizar la noche, con epicentro en la isla Gorgona. El evento sísmico, presentado a las 20 horas y 41 minutos, registró 5 grados en la escala de Richter y 14 réplicas en la hora siguiente. El movimiento tuvo una profundidad de 10 mil metros y se alcanzó a sentir levemente en la zona continental, sin que se presentaran situaciones que lamentar.

1990, noviembre 23
CALI. Sentido a las 5:30 p.m. en el occidente del país. Fue registrado fuertemente en Cali y en sus municipios vecinos, en donde se vivieron escenas de pánico, especialmente en los edificios más altos, donde el temblor se sintió más fuerte. La duración del mismo fue superior a los 12 segundos. Quedaron incomunicadas por más de media hora al presentase un infarto telefónico y a la vez el temblor causó suspensión del servicio de energía. No hubo desgracias personales ni daños materiales.

1991, enero 22
CALI. Se registró un temblor a las 8:06 p.m., de mediana intensidad en el suroccidente colombiano, causando pánico especialmente en Cali, algunas localidades del sur del departamento del Valle y varias poblaciones del Cauca. El movimiento telúrico con dos sacudidas en tiempo 8 y 10 segundos de duración, según los primeros informes del Observatorio Sismológico de la Universidad del Valle, fue de unos 4 grados en la escala de Richter. No hubo víctimas ni daños materiales.

1991, noviembre 19
BOCAS DE CHARAMBIRÁ. Ocho casas se desplomaron por el fuerte sismo. Dos casas y el aserrío con daños parciales.

BUGA. Hubo apagones en algunos barrios e interferencia en las comunicaciones telefónicas con otras ciudades del departamento. I : IV

BUENAVENTURA. En el barrio Oriente, la pared de una casa se desplomó. En un céntrico hotel varias tejas cayeron y se presentaron averías en el techo del grill El Rey. Daños en algunos edificios de diversa índole en las fachadas y la mampostería pero no en sus estructuras. Rompimiento de tuberías y daños en el tanque de Acuavalle. I : V

CALI. Fuerte sismo ocurrido a las 5:30 de la tarde. Se registró un infarto telefónico total prolongado; el 55 por ciento de los barrios quedó a oscuras tras la caída de cables de alta tensión, explotar transformadores y por cortos circuitos en líneas de alta tensión. Dos edificios situados en la Avenida Roosevelt, fueron evacuados por los bomberos, por cuanto algunas vigas sufrieron en resentimiento por el movimiento telúrico. Emergencias por atascamiento de ascensores. Un total de 5 edificaciones del sur de la capital vallecaucana, zona donde se sintió más fuerte, sufrieron daños de alguna consideración. Entre estos edificios con agrietamientos encontramos a “Los Conquistadores", “Torres del Refugio” y "Marañon", este último de 15 pisos tuvo que ser evacuado. Momentos después del sismo, se determinó que no había peligro para ser habitadas. En el centro comercial Cosmocentro, también al sur, se cayeron láminas de aleros exteriores. En el norte sólo se presentaron grietas en los pisos 1, 11, y 12 del "edificio Venezolano”. En total fueron 9 los edificios afectados por el movimiento telúrico, a los cuales retornaron la gran parte de sus pobladores. Vidrios rotos. Se registraron tres heridos.

CARTAGO. Hubo interferencia en las comunicaciones telefónicas con otras ciudades del departamento. En algunas residencias del sur y el norte de la ciudad se presentaron daños en el servicio de energía. I : IV

CINIRU. Dos casas caídas que afortunadamente estaban desocupadas.

DOCAMPADÓ. En Belén de Docampadó, poblado cerca del Litoral Pacífico, 42 chozas de madera y paja se desplomaron o quedaron seriamente averiadas.

DOCORDÓ. Seis casas afectadas, ocho casas con daños graves y otras cuarenta a punto de caerse, averiado el muelle, la escuela, dos aserríos y la iglesia.

EL VENADO. Una casa afectada.

PACIFICO VALLECAUCANO. Un total de 17 casas destruidas, 2 aserríos caídos y 70 viviendas averiadas.

PALMIRA. En los barrios del suroriente hubo apagones en el suministro de energía y la telefonía se vio afectada en las oficinas municipales y en el comercio. I : IV eventualmente V.

PLAYA ABADÍA. Seis casas averiadas.

PLAYA CHURIMAL. Una casa caída.

PUERTO ESPAÑA. Una casa averiada.

PUNTA IGUÁ. Dos casas destruidas, un puente se cayó al río.

PUNTA ORPÚA. Tres casas con daños graves.

TOGOROMÁ. Seis casas y el aserrio averiados. Diez viviendas destruidas en total.

TULUÁ. La población de Jicaramata recibió el impacto del sismo y un alud de tierra se precipitó sobre una zona aledaña a la escuela, allí se han venido sintiendo los efectos de una falla geológica que meses atrás fue detectada por expertos. No hubo víctimas. Las empresas de servicios públicos reportaron daños en las líneas telefónicas como consecuencia del movimiento telúrico. I : V

UNIÓN BALSALITO. Una persona resulto herida, cuatro casas caídas, y diez viviendas averiadas.

VALLE DEL CAUCA. En la Bocana (balneario del Pacífico) se derrumbaron tres casas, 15 municipios a oscuras y corte del servicio telefónico, en el centro de Buenaventura resultaron averiados edificios y viviendas.

Información anexa
En el pacifico vallecaucano, 17 casas destruidas, dos aserríos caídos y 70 viviendas averiadas. No hubo víctimas.

RÉPLICAS.
Los instrumentos del laboratorio ubicados en la torre de ingeniería de la Universidad del Valle, detectaron 60 réplicas, fueron movimientos leves que oscilaron entre 2.5 y 4 grados en la escala de Richter.

Las comunicaciones con las apartadas regiones selváticas, ubicadas en los límites entre los departamentos del Valle y Chocó, son muy difíciles.

1991, noviembre 27
CALI. En los departamentos del litoral pacífico, también se sintió la nueva sacudida. Esta es la mayor réplica, de más de 400 registradas hasta la fecha, del sismo del 19 de noviembre. Fue sentido levemente en Cali, en algunos edificios altos.

1992, enero 2
DEPTOS. EJE CAFETERO Y ZONA CIRCUNDANTE. Sentido, ningún daño señalado. I : IV

1992, octubre 17
BELLAVISTA. Sentido fuerte.

1992, octubre 18
BUENAVENTURA. Hora: 11:14 a.m. Agrietamientos en el primer y segundo piso del edificio del Café.

CALI. Sentido muy fuerte, algunos daños. El colegio Caro y Cuervo quedó con varias grietas.

1992, diciembre 5
CALI. Hora: 8:45 p.m. Sentido en forma leve en los edificios altos de la ciudad. No se registraron pérdidas materiales ni personales.

1993, enero 11
BUENAVENTURA. Hora: 10:00 a.m. No hubo daños reportados.
CALI. Alarmó parte de la población, en especial los que se encontraban en edificios altos. No se reportaron daños de ninguna naturaleza a pesar del remezón.

1995, febrero 8
ALBÁN. Tres viviendas agrietadas. I : VI

ANSERMANUEVO. Unas 200 viviendas resultaron averiadas, 33 semidestruidas y 14 desplomadas. I : VII

ARGELIA. Dos casas averiadas. I : VI

BOLIVAR. Se desplomó la Iglesia y varias viviendas fueron averiadas. I : VI eventualmente VII.

BUENAVENTURA. 17 heridos, de los cuales 4 de gravedad. Se resintieron muchas edificaciones. 15 viviendas agrietadas: daños en casas en los barrios Viento Libre, Las Delicias, Juan XXIII y Antonio Nariño. Afectadas las instalaciones de la Universidad del Valle. I : V

BUGA. Se reportaron 16 personas heridas; cuatro casas se derrumbaron y ocho más quedaron averiadas. Un edificio presenta grietas en un 60% de su estructura. Averiado el Palacio de Justicia, el edificio de El Café, el comando de La Policía, el edificio Armenia y cuatro almacenes. I : VI

CAICEDONIA. Afectó a varias construcciones; semidestruido el palacio municipal, la iglesia y seis viviendas. Dos menores de edad resultaron heridos.

CALI. Más de 10 edificios con grietas en sus estructuras o fachadas: el hospital Departamental, la ciudadela Chipichape, varios edificios ubicados en la carrera 86 con calle primera, avenida de las Américas con calle 22, avenida 5ª Norte # 18-02, el complejo de fábricas de Carvajal en Yumbo, la Clínica Imbanaco, el edificio Rivera del Río frente al gimnasio "El Pueblo", el supermercado "Super A" en Nápoles, una casa en la calle 21 con carrera 1ª, una edificación detrás del "Club Colombia" y un edificio en construcción en la calle 66 con carrera 1ª. En el Edificio del Café se presentaron serias averías en las redes de acueducto. Seis viviendas incendiadas en el barrio El Ponclaje, en el distrito de Aguablanca. Hubo derrumbes en la vía que comunica a Cali con Buenaventura. En la vía que comunica a la capital vallecaucana con Palmira, se cayeron varios postes de energía. Dos heridos en la ciudadela Chipichape, al caer una pared. I : VI

CALIMA - DARIEN. Dos heridos leves. Daños: más de 150 viviendas averiadas y 12 semidestruidas. También quedaron semidestruidas la iglesia del Perpetuo Socorro y la Discoteca. Se desplomó el teatro y en la vereda de La Magdalena se reportó la caída de una vivienda. También en Darién resultaron con fisuras en sus estructuras el Cuartel de la Policía y una escuela. I : VI eventualmente VII.

CARTAGO – ALCALÁ - VERGEL. Sufrieron daños 21 casas y hubo 12 heridos leves. I : VI

DAGUA. Sentido a la 1:40 p.m. Por lo menos 19 viviendas quedaron averiadas y cuatro de ellas cayeron, quedando inhabilitadas. En el barrio Los Remedios, cerca de 8 viviendas construidas en bahareque resultaron averiadas. I : VI

EL AGUILA. 55 casas sufrieron daños de consideración en sus estructuras. I : VI eventualmente VII.

EL CAIRO. Más de 650 casas se agrietaron (casi el 70% de la población); seis fueron destruidas y 12 evacuadas. Diez personas lesionadas. I : VII

GUACARÍ. Seriamente afectada las instalaciones de la alcaldía; tuvo que ser evacuada. Hubo dos heridos. I : VI

HUASANO. I : VI eventualmente VII.

LA UNION. La Ermita sufrió daños en su torre. Se desplomaron 8 techos y la escuela María Inmaculada. Se averió el teatro local. Dos casas resultaron semidestruidas y cuatro destruidas. 36 viviendas sufrieron averías. Un menor y 5 mujeres en estado de Shock. I : VI

LOBOGUERRERO. Desprendimiento de piedras después de la población, lo mismo que en los cinco túneles. La carretera no quedó taponada.

NARANJAL. Varias viviendas resultaron averiadas. I : VI

PALESTINA. Dos personas fallecidas por el colapso de su vivienda y una herida por el derrumbamiento de un muro. I : VI eventualmente VII.

PALMIRA. No se registraron daños ni desgracias personales. I : VI

PRIMAVERA. Varias viviendas resultaron averiadas. I : VI

RESTREPO. Averiadas la Iglesia y tres viviendas con fisuras y daños de consideración. En total 15 casas se vieron afectadas por el sismo. I : VI

ROLDANILLO. El edificio tradicional de la Ermita sufrió serias averías; daños en 58 viviendas. 7 personas resultaron heridas. I : VI

SAN JOSE DEL PALMAR. Derrumbe de 4 casas y 40 más resultaron averiadas. En los límites de Chocó y Valle del Cauca, muy cerca al epicentro, se desplomaron 16 viviendas. Doce personas resultaron lesionas. I : VI

SEVILLA. 20 casas sufrieron daños de consideración. I : VII

TRUJILLO. 10 casas averiadas y se cayó el cuartel de policía. Dos policías heridos en el corregimiento de Indianápolis. Derrumbe de la sede de Telecom en el corregimiento de Galicia y 50 viviendas afectadas. En la vereda de Felicia resultaron averiadas más de 70 casas; casi todo el pueblo. Hubo un derrumbe en la Carretera que comunica a Trujillo con la vereda La Bohemia. En el corregimiento de Zulia, sitio del epicentro del temblor, no se presentaron heridos y sólo hubo tres casas destruidas. En Guasanó se cayó la iglesia y cinco casas averiadas. I : VI

TULUÁ. Sentido a la 1:40 p.m. Quedó semidestruido el Cuartel de Policía del corregimiento de Aguaclara. Un herido en la vereda El Picacho. I : VI

ULLOA. El campanario de la iglesia se desplomó sin causar daño alguno. Cinco casas sufrieron los rigores del temblor. I : VI

YOTOCO. La iglesia y 14 viviendas quedaron semidestruidas (4 de ellas más notoriamente); hubo ocho heridos. Continuos derrumbes sobre la vía Panorama. I : VI eventualmente VII.

Información anexa

- En Dagua y Trujillo murieron tres personas y varias resultaron heridas. Cerca de 100 viviendas resultaron totalmente destruidas y 468 averiadas en 26 poblaciones del Valle. Averiadas dos vías y 32 centros entre comunitarios y educativos.

1995, abril 12
Sismo registrado entre Zarzal y La Uribe. Su magnitud fue de 4 grados en la escala de Richter.

1996, septiembre 11
Sentido con gran intensidad. Hora: 1:35 a.m. Tuvo una intensidad de 5.6 grados en la escala de Richter. No se reportaron daños.

1997, junio 18
EL DOVIO. Sentido a las 17:35 horas. No se presentaron pérdidas materiales ni personales.

1997, septiembre 2
CALI. Se sintió en suelos rígidos y edificaciones bajas el movimiento telúrico, durante 30 segundos a las 7:14 a.m. En otros suelos y edificaciones altas se sintió hasta por un minuto. I : IV

SEVILLA. Se presentaron algunas fisuras en algunas edificaciones, como en la Alcaldía. Se levantó pase del piso del parque de La Concordia. I : V

ZARZAL. Dos ancianos muertos por infarto, como efecto del susto que les produjo el temblor. I : IV

1999, enero 25
Un fuerte sismo, registrado a la 1:19 de la tarde, estremeció a los habitantes de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal en el Departamento de Risaralda, Armenia, Calarcá, Circasia, Montenegro, La Tebaida, Córdoba y Pijao en el Quindío y los municipios de Ulloa, Alcalá y Sevilla en el norte del Valle.

Los escombros dejaron unos 2000 muertos. Las pérdidas materiales son incalculables.

En el Valle del Cauca las pérdidas materiales son cuantiosas pero no existen muertos. Los heridos son más de 60. Los mayores estragos se registraron en Caicedonia.

Las viviendas de los estratos uno, dos y tres fueron las más afectadas; las estructuras de las edificaciones que sufrieron más daños fueron aquellas que no superan los cinco pisos.

Aunque en el Valle del Cauca el sismo no dejó víctimas, si causó numerosos daños en viviendas, iglesias y edificios públicos, especialmente en el Norte del departamento, donde el movimiento telúrico se sintió con gran intensidad.

En el Valle del Cauca, cientos de viviendas, de los municipios de Obando, Alcalá, el Cairo, Ulloa, Sevilla y Caicedonia, resultaron averiadas. En Caicedonia, población que resultó más afectada, hay 60 heridos. No hubo muertos en el Valle del Cauca.

Los municipios de Caicedonia, Sevilla, Alcalá y Ulloa, fueron los más afectados.

En las regiones afectadas fueron suspendidas las clases de colegios de primaria y bachillerato y los hospitales fueron declarados en emergencia tras la falta de sangre para atender los cientos de heridos.

Las operaciones aéreas desde cualquier parte del país hasta Pereira, quedaron suspendidas y sólo hay vuelos de aviones oficiales llevando auxilios a los heridos y damnificados.

En la zona del desastre se hicieron presenten los cuerpos de bomberos de los municipios aledaños entre ellos, Caicedonia, Cartago, Bugalagrande y Roldanillo.

La Secretaría de Salud del Valle dispuso los hospitales de Roldanillo, zarzal, Andalucía, Bugalagrande y Tuluá para atender los heridos del Valle, Armenia, Pereira y otros municipios vecinos.

Un análisis del Ideam señaló que las zonas de ladera de las siguientes áreas en el Valle del Cauca presentan riesgo de deslizamientos de tierra: Cali, Buga, Florida, Buenaventura, Tuluá y Trujillo.

REPLICAS
Temblor de 5,6 grados en la escala de Richter que se presentó a las 5:45 p.m.

ALCALÁ. Reportados 50 heridos. 15 casas semidestruidas y más de 200 averiadas. Cúpula de la Iglesia destruida (la torre de la parroquia seriamente averiada). 100 edificaciones derrumbadas. Se teme una avalancha por el represamiento de agua en la Quebrada Los Micos, en el sector de La Estación. El Cuerpo de Bomberos Voluntarios indicó que hay un talud de tierra en la quebrada, por lo que se teme que la fuerza del causal lo arrastre y cause destrozos en la cabecera municipal. Paso restringido en la vía Pereira-Alcalá por siete derrumbes; interrumpido el paso a Montenegro-Alcalá por agrietamiento de la vía. No se registraron pérdidas humanas.
CAICEDONIA. Hubo 78 heridos. 89 casas destruidas totalmente, once semidestruidas, 400 con averías de consideración; también se presentaron daños en 4 escuelas, la Alcaldía y la torre de la parroquia resultó seriamente averiada. Vivió una situación dramática. No hubo víctimas fatales.

CALI. El sismo provocó pánico entre la población, especialmente en las edificaciones altas.

EL CAIRO. Varias casas averiadas.

LA UNIÓN. Dos casas presentaron daños en sus paredes, aunque no muy graves.

OBANDO. 120 casas averiadas y 35 en el perímetro rural. Sin precisar la cantidad de heridos en las veredas El Chuzo, San Isidro y Villa Rodas en la zona montañosa del Municipio, que fueron las más afectadas. Solo se reportaron tres personas desmayadas.

SEVILLA. Cuatro casas destruidas. Afectado el acueducto.
ULLOA. El sismo dejó por lo menos 20 heridos. 200 casas averiadas, dos semidestruidas y la iglesia con daños. Los daños no fueron muy graves, aunque inicialmente se creyó que sí.

ZARZAL. Una casa resultó gravemente afectada y sus habitantes evacuados por parte del CLE (Comité Local de Emergencias).

En la Tabla 3.2 se presenta un resumen de los sismos con mayores efectos en el departamento del Valle del Cauca. Para cada sismo, se incluye información referente a ubicación, fecha de ocurrencia e intensidad (en escala M.S.K.).

Tabla 3.2 Catálogo de sismos históricos notables del Valle del Cauca 1800 – 1999

AÑO	MES	DÍA	Hora Local	Epicentro	Lat. [º]	Long. [º]	Intensidad M.S.K
1766	7	9	16:00	Buga	3.60	- 67.40	VIII
1827	11	16	18:00	Timaná (Huila)	2.00	- 75.90	X
1906	1	31	10:35	Océano Pacífico Sur	2.38	- 79.31	X
1925	6	7	18:41	Yotoco (Valle)	3.90	- 76.40	VII-VIII
1938	2	4	21:23	Neira-Aranzazu-Filadelfia	5.36	- 75.63	VIII
1957	5	23	21:37	Cordillera Occidental – cerca al límite con Cauca – Poblaciones cercanas: La Liberia (Valle) y Quebradillas (Cauca)	3.09	- 76.90	VII
1961	12	20	8:25	Ansermanuevo - Balboa	4.79	- 75.96	VII
1962	7	30	15:20	Pereira - Cartago	4.82	- 75.73	VIII
1967	2	9	10:25	E de Neiva	2.90	- 74.90	IX
1979	11	23	18:40	El Cairo (Valle)	4.80	- 76.20	VIII
1979	12	12	3:14	El Charco (Nariño)	2.30	- 79.28	IX
1995	2	8	13:40	Calima (Valle)	4.13	- 76.74	VII
1999	1	25	13:19	Córdoba (Quind)	4.43	- 75.67	VIII
2004	11	15	4:06	Pizarro (Chocó)	4.68	-77.51	VII

3.3 INFORMACIÓN SÍSMICA DISPONIBLE

La evaluación de la amenaza sísmica se basa en buena parte en la información existente, la cual es generalmente insuficiente y defectuosa. En Colombia las informaciones disponibles provienen de registros a grandes distancia, de las redes regionales de cierta apertura como la del Instituto Geofísico de los Andes Colombianos y redes de menor apertura pero más densas y confiables como la del Observatorio Sismológico del Sur Occidente, OSSO, con sede en la Universidad del Valle y mucho más recientemente, de la Red Sismológica Nacional de Colombia, RSNC, operada por el Ingeominas.

Gran parte de la información sismológica nacional se obtiene del Estudio General de Amenaza Sísmico de Colombia adelantado por la AIS en 1997. La información proviene de diversas fuentes a las cuales se hace referencia en el presente capítulo. La actual red sismológica que opera el Instituto Geofísico de los Andes cuenta con estaciones en Galerazamba (Bolívar), Floridablanca (Santander), Fúquene (Cundinamarca), Bogotá (Cundinamarca), Chinchiná (Caldas) y Pasto (Nariño). Esta red tiene problemas de diversa índole los cuales deben tenerse en cuenta al interpretar la información del catálogo de sismos ya que una buena parte de la información existente proviene de los datos recolectados en esta red durante más de cuarenta años.

Por otro lado está el Observatorio Sismológico del Sur Occidente Colombiano el cual inició operaciones en 1986 y sus registros sismológicos se inician en 1987. El Observatorio está ubicado en los predios de la Universidad del Valle y cuenta en la actualidad con doce estaciones de registro analógico, con sensores verticales de período corto y una sola componente. Las estaciones están ubicadas en las siguientes localidades: El Hobo, Sevilla, Calima, Guadalajara, Anchicayá, La Horqueta, La Diana, Salvajina, El Peñón, Puracé, El Nudo y Tatamá. La información sismológica del OSSO ha servido, en parte, para confirmar la actividad sísmica en varias zonas del Occidente de Colombia. Los eventos importantes registrados por la Red del OSSO han sido incluidos en los catálogos recientes de sismos, publicados por el Ingeominas.

Finalmente se cuenta con la Red Sísmica Nacional de Colombia la cual cuenta con catorce estaciones de tecnología digital punta a punta, conexión de tipo satelital y estación central de registro. La RSNC es operada por Ingeominas; comenzó a operar oficialmente en abril de 1994, pero sus diferentes estaciones entraron en servicio poco a poco desde el año 1992. Ingeominas publica boletines trimestrales y cuenta con un nivel de operación de alta capacidad.

El catalogo sísmico disponible (Ingeominas) consta de 25665 sismos con magnitud superior a 2.5, ocurridos entre 1 de Junio de 1993 y el 11 de Noviembre de 2004. Este catalogo fue complementado con el catálogo sísmico actualizado a raíz del Estudio de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997) para conformar un catálogo con un total de 31512 eventos con magnitud superior a 2.5 ocurridos entre 1541 y 2004.

En la Figura 3.1 se presenta un mapa general de Colombia con la ubicación de todos los sismos incluidos en el catálogo mencionado.

Por otro lado y por solicitud de la CVC el OSSO suministró información sísmica para la zona del Valle del Cauca en un periodo comprendido entre 1987 y 1992, con un total de 6206 eventos

en medio magnético. La Figura 3.2 detalla la ubicación de estos sismos en relación con algunas de las fallas ubicadas en la zona de estudio.

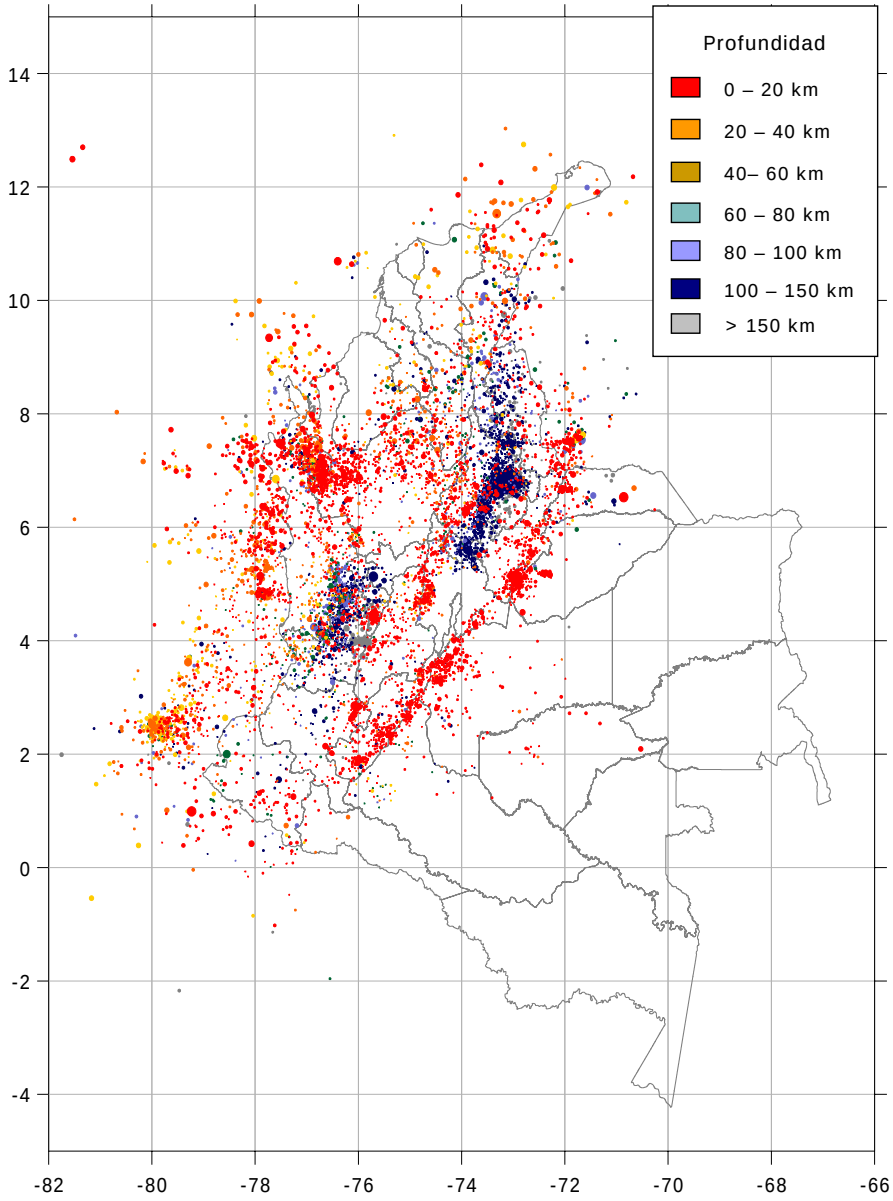


Figura 3.1 Distribución geográfica de los eventos que hacen parte del catálogo sísmico utilizado

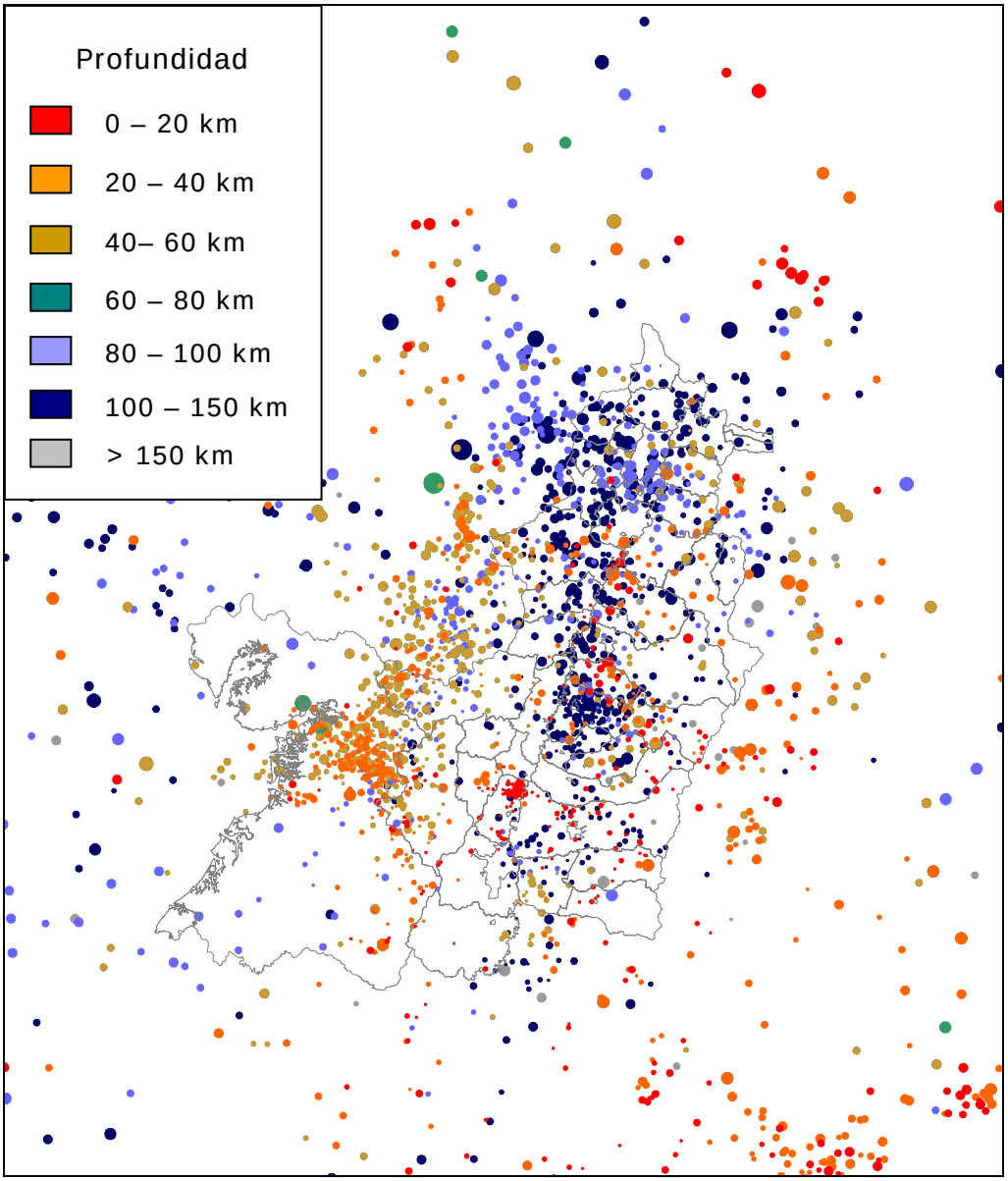


Figura 3.2 Ubicación de los eventos registrados por el OSSO

Para el caso del departamento del Valle del Cauca y tal como se mencionó anteriormente se presentan dos tipos de fuentes dominantes. En primer lugar están las fuentes cercanas que establecen una amenaza significativa como es el caso de las fallas que hacen parte de los sistemas Romeral y Cauca, cuyo trazo se encuentra a pocos kilómetros de los dos municipios analizados. Este tipo de fallas ha sido causante de sismos como el de Popayán en 1983 y más recientemente el de Armenia en 1999. Estas fuentes locales, aunque no son generadoras de grandes sismos se encuentran a distancias lo suficientemente pequeñas como para generar fuertes intensidades sísmicas en las zonas de estudio.

Otro tipo de fuentes que afectan la región del Valle de Cauca son las fuentes a distancias intermedias pero con gran capacidad de liberación de energía. Se hace referencia a la fuente Benioff la cual se encuentra justo debajo de la ciudad a una profundidad aproximada entre 100

y 150 km. Estas fuentes han causado muchos movimientos sísmicos importantes en la zona tales como el sismo de Pereira de 1995 el cual generó pérdidas apreciables en la ciudad. Finalmente se encuentra la zona de subducción con potencialidad de generar sismos superficiales a distancias intermedias pero de alta magnitud, como lo fue el reciente sismo de Pizarro del 15 de Noviembre de 2004 con efectos considerables en la citad de Cali en determinadas zonas y en tipos característicos de edificios.

Además de las anteriores fuentes, existen otras fuentes sismogénicas cercanas como las fallas Murindó y Garrapatas para Buga y Tulúa, y Frontal de la Cordillera Oriental en el caso de Palmira que contribuyen a la amenaza de cada una de las ciudades.

Con base en la información recopilada se realiza la estimación de la amenaza en terreno firme (sin considerar los efectos de sito) para el Valle del Cauca. En la Figuras 3.3 y 3.4 se presenta un esquema de la metodología empleada para el cálculo de la amenaza sísmica.

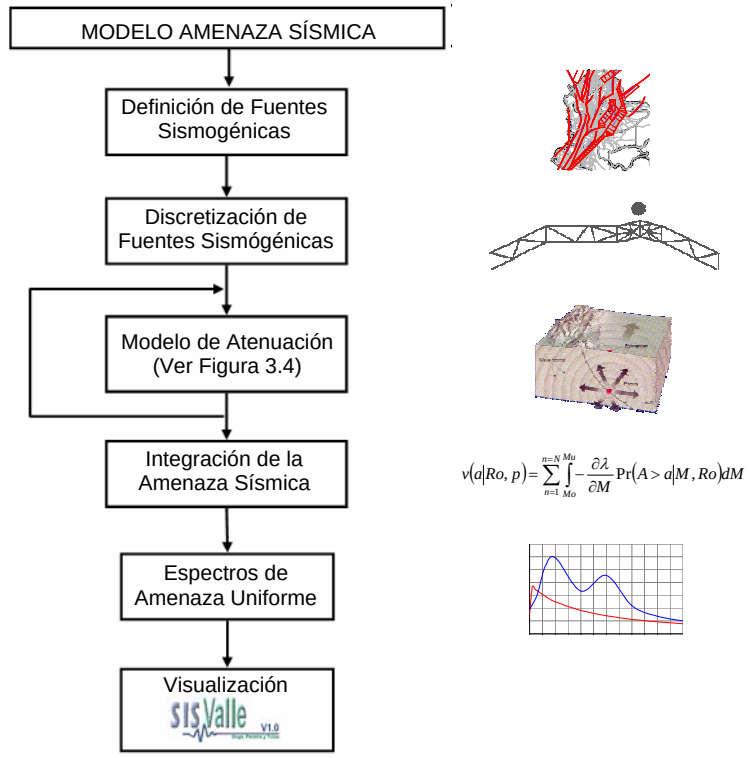


Figura 3.3 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica

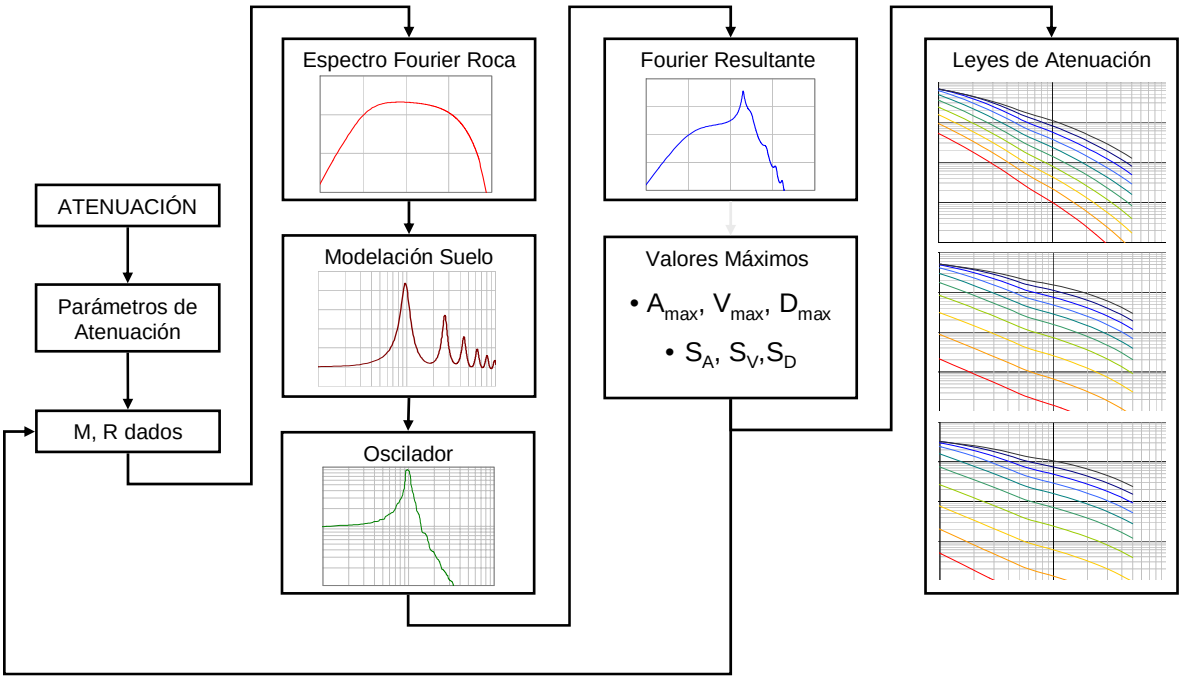


Figura 3.4 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica. Modelo de atenuación

A continuación se presenta el procedimiento empleado para la definición y caracterización de las fuentes sísmicas que constituyen el modelo de amenaza sísmica para el departamento del Valle del Cauca. El modelo considera tanto las fuentes sísmicas a nivel regional como los sistemas sismogénicos a nivel nacional. Las bases teóricas detalladas de las etapas de Atenuación, Integración de la Amenaza Sísmica y Espectros de Amenaza Uniforme se encuentran en el Anexo 3.1 del presente Capítulo.

3.4 PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA LAS FUENTES REGIONALES

3.4.1 Fallas regionales identificadas

Con base en la información recopilada en las visitas de campo realizadas por el equipo de geólogos del proyecto y en diversos estudios realizados en la región del Valle del Cauca, se determinaron variables con las cuales se pueden estimar la actividad de las distintas fuentes regionales tales como: mecanismo de ruptura, velocidad de desplazamiento y longitud de ruptura máxima. En la Tabla 3.3 se presentan los parámetros utilizados para cada una de las fuentes sísmicas regionales. Las características morfológicas y estructurales de cada una de las fuentes regionales se presentaron en detalle en el Capítulo 2.

Tabla 3.3 Caracterización de las Fallas Regionales del Valle del Cauca

Sistema	Falla	Longitud Total [km]	Longitud de Ruptura [km]	Longitud de Segmento [km]							Tasa de Desplazamiento [mm/año]	Tipo	Fuente de información
				S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7			
Flanco Oriental Cordillera Central	Ibagué	124	32	18.5	40	13.5	24.5	18.5	9	9	1.00	Vertical de rumbo dextral	Paris y Machete.,2000 CO-35
	Cucuana	140	39	6.3	6.1	38.5	5.5	2	40	40	0.10	Vertical de rumbo dextral	Paris y Machete.,2000 CO-35
Flanco Occidental Cordillera Central	Silvia - Pijao	106	39	106							0.10	Inversa buzamiento al Oriente dextro - lateral	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	San Jeronimo	330	87	100	230						0.10	Inversa buzamiento al Oriente dextro - lateral	Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Cauca - Almaguer	320	97	74	35	153	58				0.10	Inversa buzamiento al Oriente	Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Potrerillos	171	84	6	28.8	6.5	104	25.7			0.09	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Guabas - Pradera	140	43	21	30	27	62				0.10	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Piendamó	35	29	35							0.20	Inversa lateral derecha*	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Rosas - Julumito	32	17	17	15						0.20	Inversa lateral derecha*	Paris y Machete.,2000 CO - 15 e
	Palmira - Buga	136	41	84	19	33					0.01	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento sinestral	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
Flanco Oriental de Cordillera Central	La Plata (Chusma)	110	45	45	24	41					0.20	Lateral derecho e Inversa	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Irlanda	55	30	55							0.10	Lateral derecho *	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	La Dina	210	33	70	47	93					0.20	Inversa lateral derecha *	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Pericos	60	47	60							0.20	Rumbo	Similar a Palestina por el rumbo y los tipos de rocas que afecta.
Zona Central Cordillera Central	La Soledad	20	20	20							0.08	Inversa	Rodolfo Franco
Flanco Oeste de la Cordillera Occidental	Tambor	112	35	112							0.10	Lateral Derecho e Inversa	Paris y Machete.,2000 CO - 40
Flanco Oriental Cordillera Occidental	Roldanillo	68	30	68							0.08	Normal buzamiento al Oriente	Expresión geomorfológica similar a Dagua Calima
	Cali - Patia	275	84	87	127	61					0.10	Se asume normal de alto grado debido a que el lineamiento es muy recto.	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle
Zona Central Cordillera Occidental	Fosa Tectónica Dagua - Calima	190	72	70	120						0.10	Fallas normales con dos angulos de buzamiento, al Oriente y al Occidente	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Río Bravo	48	48	48							0.20	Inversa hacia el Oriente	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Garrapatas	121	30	120.5							0.10	Buzamiento vertical sinestral	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle 2000, * Paris y Machete.,2000
	Garzón - Pitalito, Algeciras	76	26	75.7							1.00	Posiblemente Lateral derecho Inversa*	Paris y Machete.,2000 CO - 39

En la Figura 3.5 se presenta la ubicación geográfica de cada una de las fuentes activas regionales que se han identificado en este proyecto. Los círculos que se encuentran en el trazo de cada una de las fallas demarcan los segmentos en los cuales fueron divididas las fallas regionales. Adicionalmente se utiliza una línea de mayor grosor para denotar la longitud de ruptura de cada una de las fallas regionales.

La segmentación presentada en la siguiente figura se debe analizar como una segmentación preliminar y tentativa debido a que para considerarla definitiva se requiere un estudio geológico más detallado que el realizado.

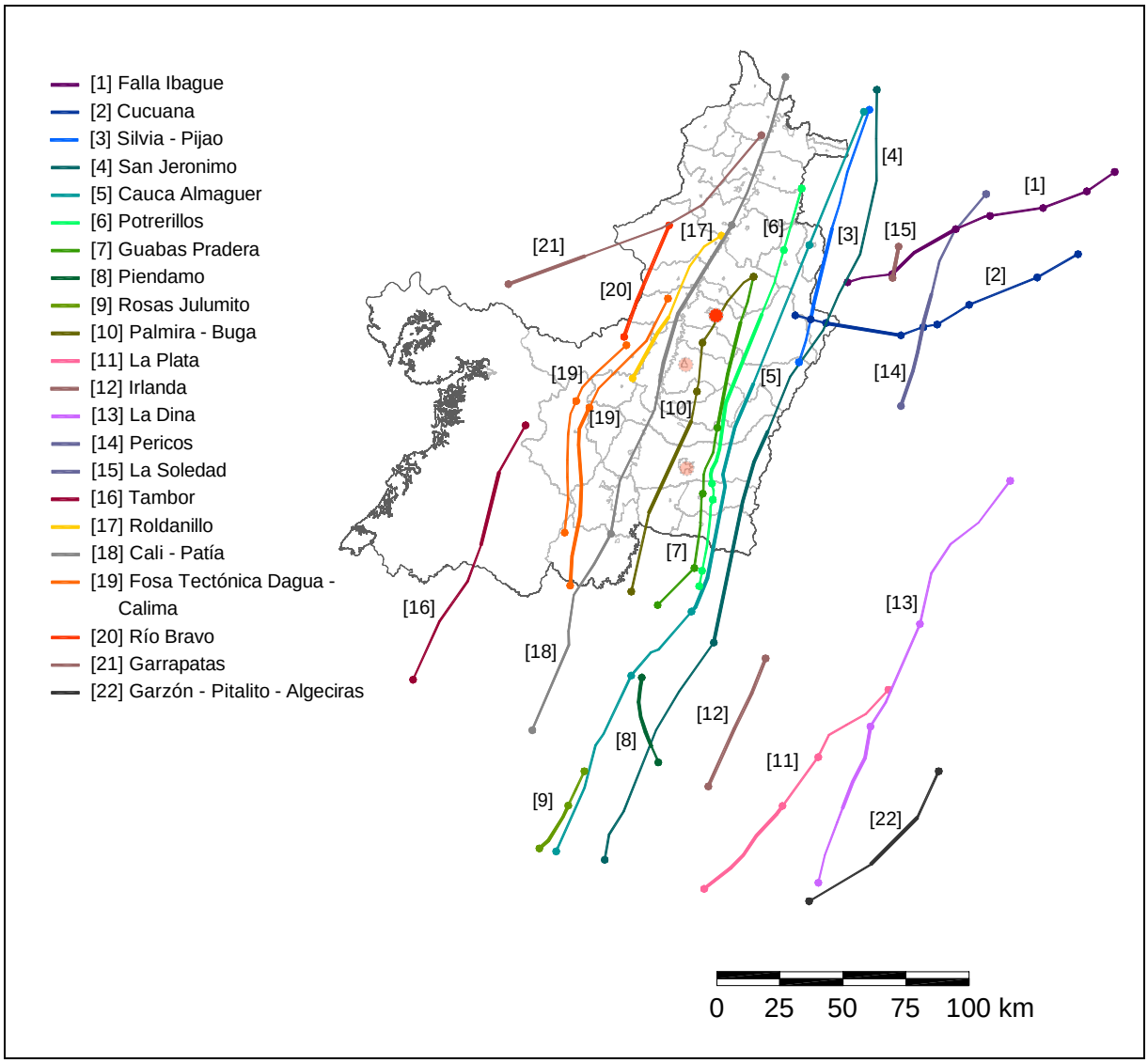


Figura 3.5 Localización de las fallas regionales en relación al departamento del Valle del Cauca

3.4.2 Parámetros de Sismicidad

Cada una de las fuentes sismogénicas se caracteriza mediante una serie de parámetros de sismicidad los cuales se determinan con base en el reconocimiento geológico y neotéctonico realizado y en la información sísmica disponible. Los parámetros definidos son los siguientes:

- Recurrencia de magnitudes: se identifica mediante el parámetro b que representa la pendiente promedio de la curva de recurrencia de magnitudes (curva de número de eventos con magnitud mayor que M, versus magnitud sísmica M) en la zona de magnitudes bajas.

- Magnitud máxima: se estima con base en la máxima longitud de ruptura posible de cada una de las fuentes y en otras características morfotectónicas.

- Tasa de recurrencia de sismos con magnitud mayor que 4.0: corresponde al número promedio de eventos por año de sismos con magnitud mayor que 4.0 que ocurren en una determinada fuente.

3.4.2.1 Parámetro β

Dado el bajo número de eventos sísmicos asociados a cada una de las fuentes sísmicas regionales es imposible con base en esta información determinar los parámetros necesarios para el modelo de amenaza sísmica regional. Para la estimación de la pendiente de la curva de recurrencia se utiliza el valor del sistema sismogénico principal es decir: Romeral, Cauca, Ibagué ó Garrapatas. En la Figura 3.6 se presentan la ubicación geográfica de los epicentros en relación al trazo principal del sistema Romeral y la curva de recurrencia encontrada con base en el catálogo sísmico para el sistema de Romeral.

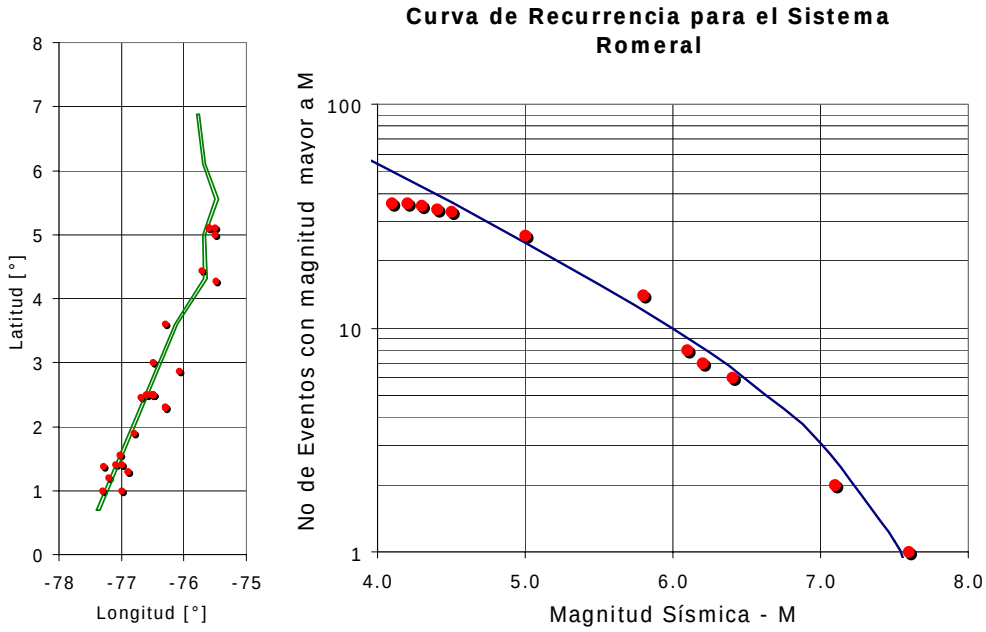


Figura 3.6 Curva de recurrencia de para el sistema Romeral

Se realizó el análisis anterior para cada uno de los sistemas sismogénicos que se encuentran en la zona de influencia del Valle del Cauca encontrándose los valores que se presentan en la Tabla 3.4. En el catálogo utilizado en el presente estudio no se encuentran sismos en el corredor de influencia de la Falla Cucuana, ni en las fallas del flanco oriental de la cordillera central por lo cual se utiliza el valor de β obtenido para sismos con profundidad igual o inferior a 50 km (β = 0.90).

Tabla 3.4 Valor de β para los sistemas sismogénicos que se encuentran la zona del influencia para el Valle del Cauca

Sistema Sismogénico	β
Sistema Romeral	0.736
Sistema Cauca	0.900
Sistema Ibagué	2.700
Sistema Garrapatas	2.120
Fallas del Flanco Oriental de la Cordillera Central	0.900
Sistema Cucuana	0.900

3.4.2.2 Magnitud Máxima

Para la estimación de la magnitud máxima se utilizan las expresiones propuestas por Wells y Coppersmith en 1994 para diferentes tipos de fuentes en función de la longitud de ruptura en km.

Las expresiones utilizadas son las siguientes:

- Falla de Rumbo: $M_W = 5.16 + 1.12 \log(L)$ (1)
- Falla Inversa: $M_W = 5.00 + 1.22 \log(L)$ (2)
- Falla Normal: $M_W = 4.86 + 1.32 \log(L)$ (3)
- Todos los tipos de falla: $M_W = 5.08 + 1.16 \log(L)$ (4)

En la Figura 3.7 se presentan las anteriores expresiones de forma gráfica.

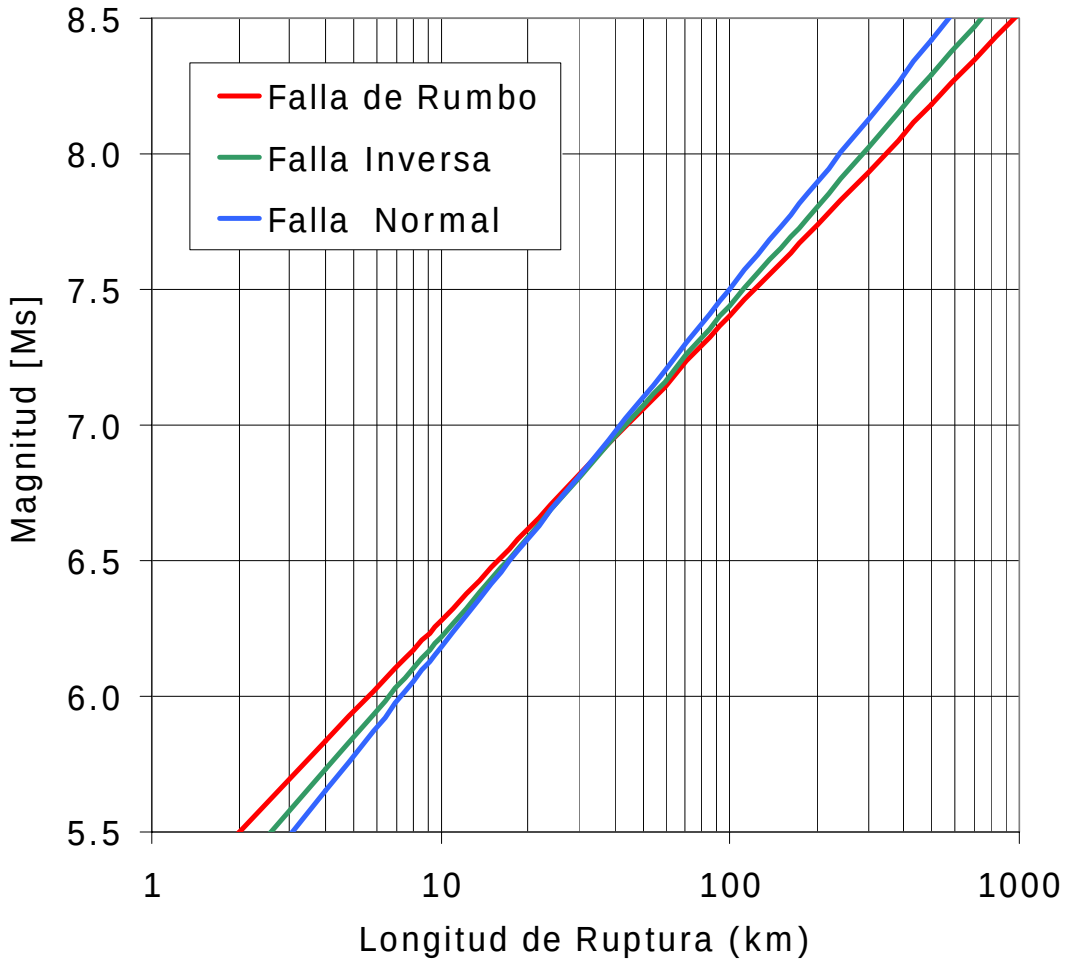


Figura 3.7 Relación Longitud de Ruptura Vs. Magnitud de Momento [Wells & Coppersmith, 1994]

Con base en las relaciones anteriores se establecen las magnitudes máximas para cada una de las fuentes regionales analizadas. Por otro lado se estiman las tasas de desplazamiento medias de cada una de las fallas identificadas. Para el efecto se utiliza como referencia el articulo: "Investigación Neotectónica: sistemas de fallas de Romeral y Cali – Patia" del ingeniero Gabriel Paris y el reporte "Seismic Hazard Evaluation Calima III Proyect, Colombia" de Woodward-Clyde Consultants.

Con la magnitud máxima y la velocidad de desplazamiento se puede encontrar la recurrencia de la magnitud máxima siguiendo las relaciones planteadas por Slemmons en 1982. En la Figura 3.8 se presenta el gráfico utilizado para el cálculo del periodo de retorno para las magnitudes máximas de cada una de las fuentes.

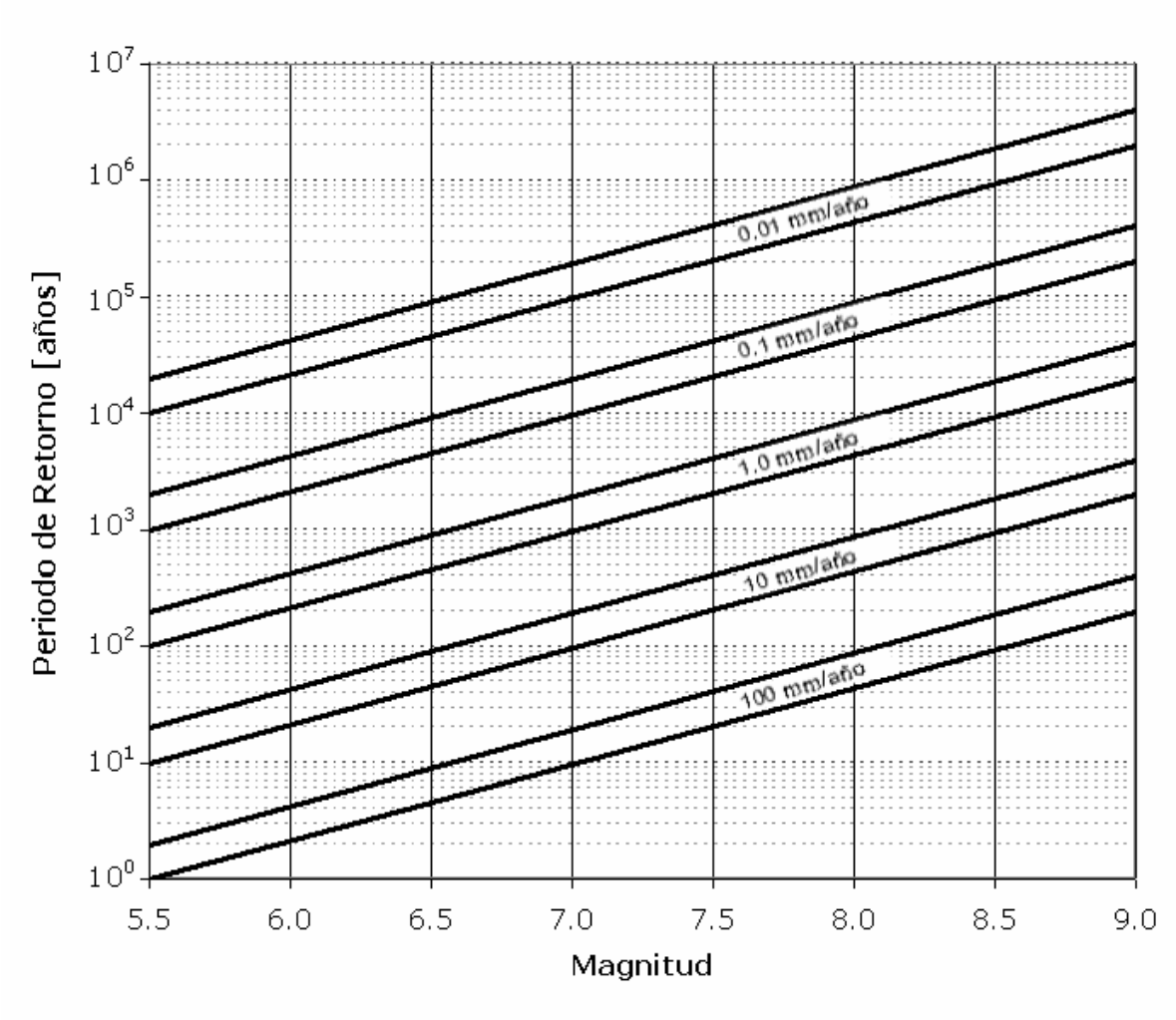


Figura 3.8 Efecto de la velocidad de desplazamiento en el periodo de retorno de los sismos [Slemmons, 1982]

Los valores encontrados de magnitud máxima y periodo de retorno se presentan en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5 Magnitudes Máximas y periodos de retorno correspondientes

Nombre	Longitud de ruptura estimada [km]	Tasa de desplazami-ento [mm/año]	Tipo de Falla	Magnitud de Momento [Mw]	Recurrencia de la Magnitud [años]
Ibagué	32	1.000	Rumbo	6.8	1150
Cucuana	39	0.100	Rumbo	6.9	13308
Silvia - Pijao	39	0.100	Inversa	6.9	13290
San Jeronimo	87	0.100	Inversa	7.4	25294
Cauca - Almaguer	97	0.100	Inversa	7.4	27600
Potrerillos	84	0.090	Inversa	7.3	27324
Guabas - Pradera	43	0.100	Inversa	7.0	14373
Piendamó	29	0.200	Inversa	6.8	5240
Rosas - Julumito	17	0.200	Inversa	6.5	3414
Palmira - Buga	41	0.012	Inversa	7.0	115282
La Plata (Chusma)	45	0.200	Inversa	7.0	7453
Irlanda	30	0.100	Inversa	6.8	10768
La Dina	33	0.200	Inversa	6.9	5812
Pericos	47	0.200	Rumbo	7.0	7634
La Soledad	20	0.080	Inversa	6.6	9723
Tambor	35	0.100	Inversa	6.9	12185
Roldanillo	30	0.080	Normal	6.8	13618
Cali - Patia	84	0.100	Normal	7.4	26623
Fosa Tectónica Dagua - Calima	72	0.100	Normal	7.3	23289
Río Bravo	48	0.200	Inversa	7.1	7849
Garrapatas	30	0.100	Rumbo	6.8	10970
Garzón - Pitalito, Algeciras	26	1.000	Inversa	6.7	960

3.4.2.3 Tasa de recurrencia para sismos de Magnitud 4.0 λ_0

En el presente proyecto y considerando la calidad de la información disponible se toma como magnitud mínima (M_0) una magnitud sísmica igual a 4.0. La tasa de recurrencia para la magnitud mínima de análisis (λ_0) debe proporcionarse como un parámetro adicional al modelo de amenaza sísmica. Para determinar este parámetro se utiliza como base la tasa del sistema sismogénico al cual pertenece cada una de las fuentes, obtenida con base en los resultados de los análisis realizados sobre el catálogo de eventos. La recurrencia de magnitudes de todo el sistema es el valor disponible se proporciona a cada una de las fallas individuales con base en la velocidad de desplazamiento y la longitud total de cada una de las fallas. Los valores finalmente utilizados en la modelación se presentan en la Tabla 3.6.

Tabla 3.6 Tasa de recurrencia para M_0 para las fallas regionales

Nombre	λo
Ibagué	0.380
Cucuana	0.011
Silvia - Pijao	0.008
San Jeronimo	0.030
Cauca - Almaguer	0.028
Potrerillos	0.013
Guabas - Pradera	0.013
Piendamó	0.007
Rosas - Julumito	0.005
Palmira - Buga	0.001
La Plata (Chusma)	0.010
Irlanda	0.006
La Dina	0.009
Pericos	0.008
La Soledad	0.006
Tambor	0.006
Roldanillo	0.005
Cali - Patia	0.022
Fosa Tectónica Dagua - Calima	0.018
Río Bravo	0.009
Garrapatas	0.100
Garzón - Pitalito, Algeciras	0.046

3.5 RESUMEN DE PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA FUENTES DE ANÁLISIS

El modelo de cálculo de la amenaza sísmica se complementa con la información de las fuentes sismogénicas (fallas intraplaca y subducción) que no fueron consideradas como fuentes regionales, la información utilizada proviene del Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997). Los parámetros de las fuentes sísmicas nacionales son los mismos que los determinados en el estudio AIS (AIS, 1997) con la excepción de la zona de Benioff intermedia, y las fuentes regionales que se encuentran en el Valle del Cauca. El modelo de amenaza sísmica queda conformado por 57 fuentes. En la Tabla 3.7 se presentan los parámetros de caracterización de las fuentes activas usadas en el presente estudio. En la Figura 3.9 se presenta la distribución geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional que complementan las fuentes regionales presentadas anteriormente.

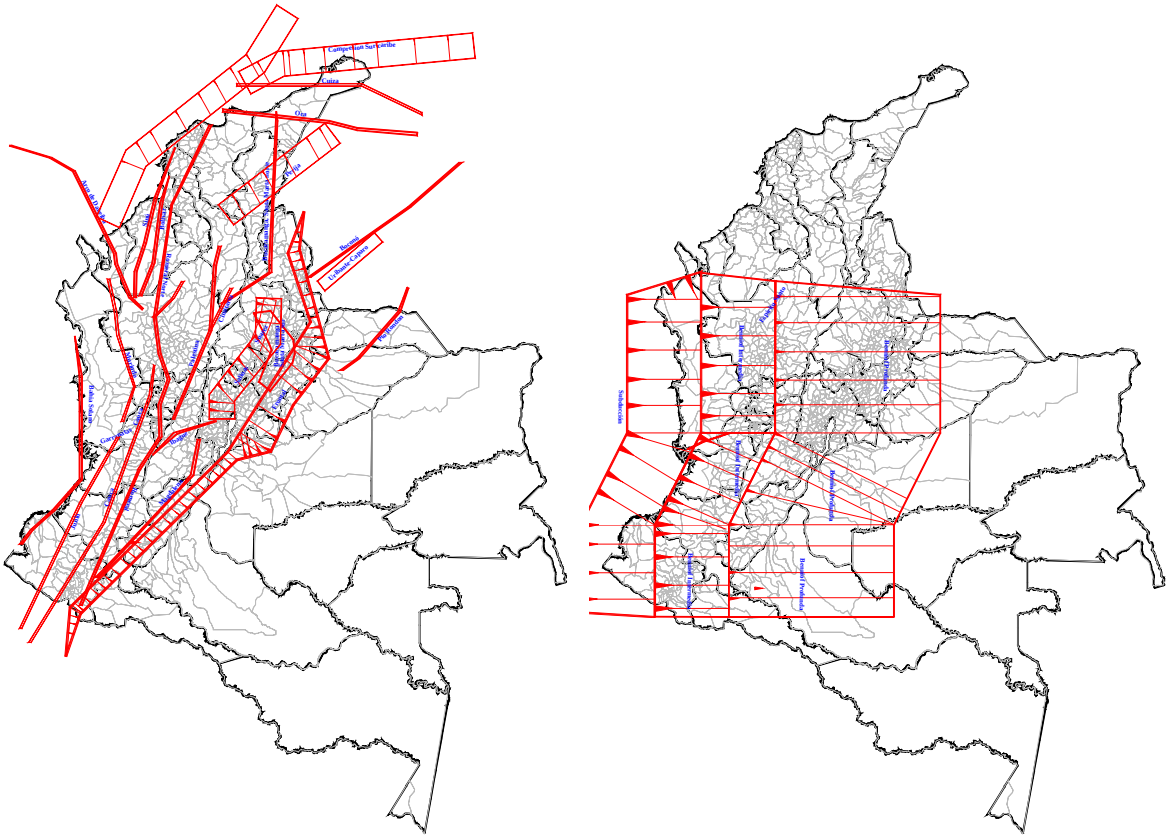


Figura 3.9 Localización geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional (AIS, 1997)

Tabla 3.7 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas del modelo de amenaza

No	Fuente	λ_0	β	M_U	M_0
1	Sinú	0.100	0.50	6.0	4.0
2	Arco de Dabeiba	0.210	0.98	6.5	4.0
3	Bahía Solano	0.610	0.95	7.2	4.0
4	Boconó	0.050	4.24	8.0	4.0
5	Subducción	7.890	1.45	8.6	4.0
6	Benioff Intermedia I	0.230	0.87	8.0	4.0
7	Benioff Intermedia I	0.150	0.87	8.0	4.0
8	Benioff Intermedia I	0.380	0.87	8.0	4.0
9	Benioff Profunda	6.450	1.68	8.0	4.0
10	Bolívar	0.050	0.56	6.0	4.0
11	Bucaramanga Sta Mart	0.100	3.30	6.5	4.0
12	Bucaramanga Sta Mart	0.260	1.31	6.5	4.0
13	Cauca Superior	0.020	0.90	7.0	4.0
14	Cali-Patia	0.020	0.90	7.4	4.0
15	Dagua Calima 1	0.010	0.90	7.4	4.0
16	Dagua Calima 2	0.010	0.90	7.4	4.0
17	Rio Bravo	0.010	0.90	7.0	4.0
18	Roldanillo	0.000	0.90	7.0	4.0
19	Cauca Inferior	0.060	0.90	7.0	4.0
20	Cimitarra	0.080	2.51	6.5	4.0
21	Compresión Sur Carib	0.100	2.38	6.0	4.0
22	Compresión Sur Carib	0.130	1.21	6.0	4.0
23	Cucuana	0.010	0.90	7.0	4.0
24	Cuiza	0.100	2.73	7.0	4.0
25	Espíritu Santo	0.100	1.34	6.5	4.0
26	Magdalena	0.080	2.24	7.0	4.0
27	Frontal Cordillera O	1.160	0.97	8.0	4.0
28	Garrapatas	0.100	2.12	7.0	4.0
29	Garzón - Pitalito	0.050	0.90	7.0	4.0
30	Ibagué	0.380	2.70	7.0	4.0
31	Junín	0.050	1.38	7.0	4.0
32	Murindó	0.840	1.17	7.5	4.0
33	Oca	0.050	0.75	7.4	4.0
34	Normal Panamá-Pacífi	0.180	1.87	7.0	4.0
35	Palestina	0.130	1.50	6.5	4.0
36	Perijá	0.160	1.41	6.5	4.0
37	Puerto Rondón	0.080	0.56	6.5	4.0
38	Romeral Superior	0.070	0.74	7.6	4.0
39	Cauca Almaguer	0.030	0.74	7.4	4.0
40	Palmira Buga	0.000	0.74	7.1	4.0
41	Potrerillos	0.010	0.74	7.3	4.0
42	Guabas - Pradera	0.010	0.74	7.0	4.0
43	Silvia - Pijao	0.010	0.74	7.0	4.0
44	San Jeronimo	0.030	0.74	7.4	4.0
45	Piendamo	0.010	0.74	7.1	4.0
46	Rosas Julumito	0.000	0.74	7.0	4.0
47	Romeral Inferior	0.040	0.74	7.6	4.0
48	Romeral Norte	0.050	0.85	6.5	4.0
49	Salinas	0.160	1.64	6.5	4.0
50	La Plata	0.010	0.90	7.2	4.0
51	Irlanda	0.010	0.90	7.0	4.0
52	La Dina	0.010	0.90	7.2	4.0
53	Pericos	0.010	0.90	7.3	4.0
54	La Soledad	0.010	0.90	6.8	4.0
55	Tambor	0.010	0.90	7.1	4.0
56	Suárez	0.100	1.99	6.5	4.0
57	Uribante Caparo	0.080	2.23	7.0	4.0

3.6 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME PARA EL DEPARTAMENTO DEL VALLE DEL CAUCA

3.6.1 Amenaza sísmica para la totalidad de las fuentes sismogénicas identificadas

En este numeral se presentan los resultados de amenaza símica en terreno firme para el Departamento del Valle del Cauca. Se presentan mapas de aceleración máxima, velocidad máxima y desplazamiento máximo del terreno.

Los mapas de amenaza que se presentan corresponden a la respuesta esperada en las formaciones geológicas competentes, con velocidades de onda de cortante en el orden de 800 m/seg o más o con valores del ensayo de penetración estándar, SPT, igual o superior a 50 golpes/pie. Al llegar a estos estratos, la onda sísmica se propagará dentro del subsuelo superficial generalmente menos rígido y competente, hasta alcanzar la cimentación de las estructuras o simplemente el nivel del terreno.

Estos depósitos superficiales relativamente más blandos modifican la señal tanto en amplitud como en contenido frecuencial y duración, básicamente en función del contraste que se presente entre el depósito superior y los inferiores referidos. Esta variación de la señal sísmica conforma el llamado efecto de sitio que desempeña en general un papel fundamental en la magnitud de las fuerzas sísmicas que pueden llegar a sacudir las obras de infraestructura en el futuro y que es la motivación principal de los estudios de microzonificación sísmica de ciudades. La evaluación de estos efectos se presenta en el Capítulo 5 de este informe.

En la Figura 3.10 se presenta la distribución de la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. La distribución regional de la aceleración en terreno firme Figura 3.10 permite visualizar la influencia de cada fuente en la amenaza sísmica de la región del Valle del Cauca. Se hace evidente que la mayor contribución de amenaza en las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga corresponde al sistema de fallas Romeral y a la zona de subducción (subducción y zona de Benioff) las cuales se encuentra a pocos kilómetros de la ciudad.

Por otro lado las Figuras 3.11 y 3.12 presentan la distribución de la velocidad y el desplazamiento máximo del terreno respectivamente para el departamento del Valle del Cauca.

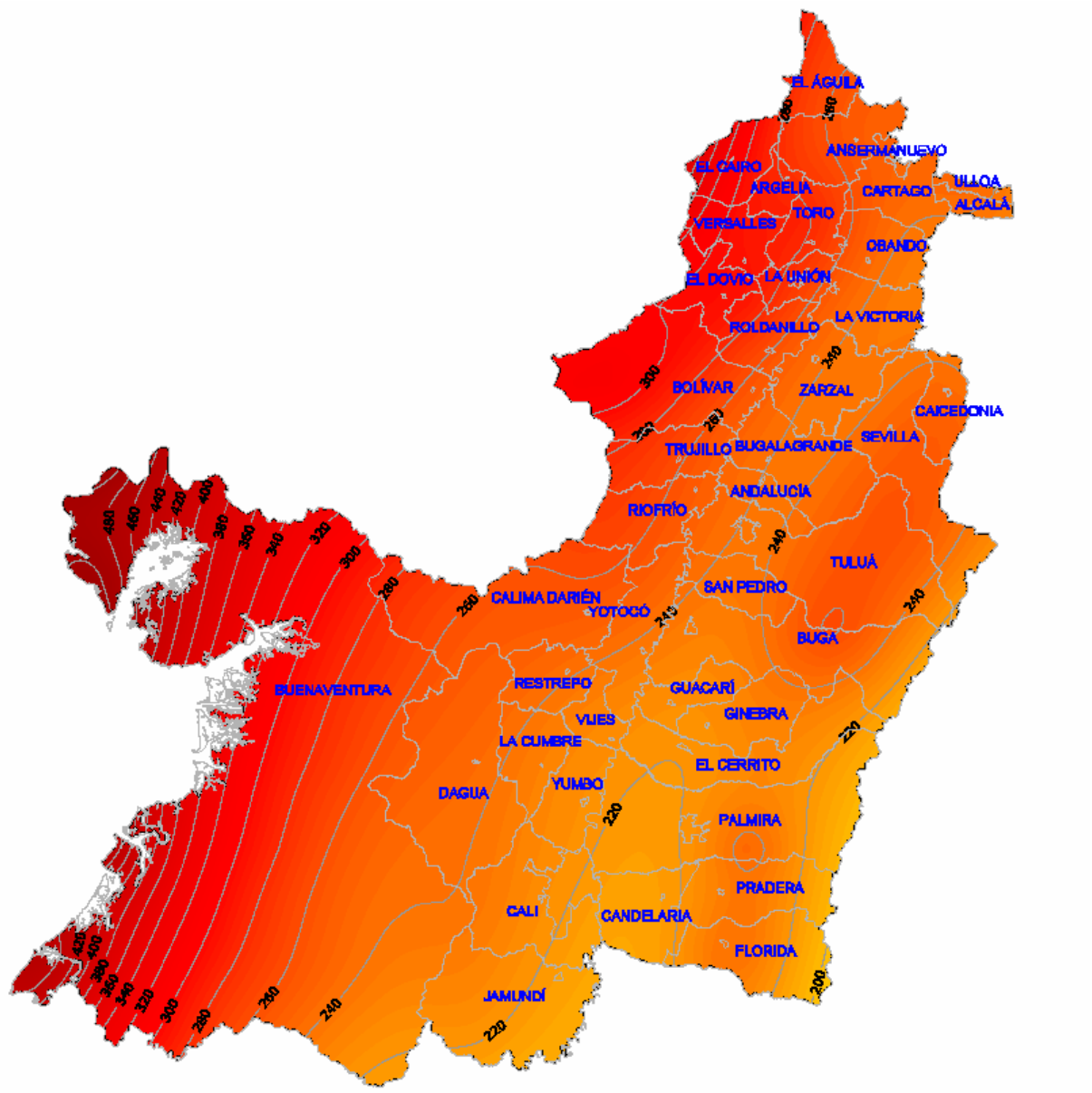


Figura 3.10 Distribución de la aceleración máxima en terreno firme [cm/s²] para el Valle del Cauca

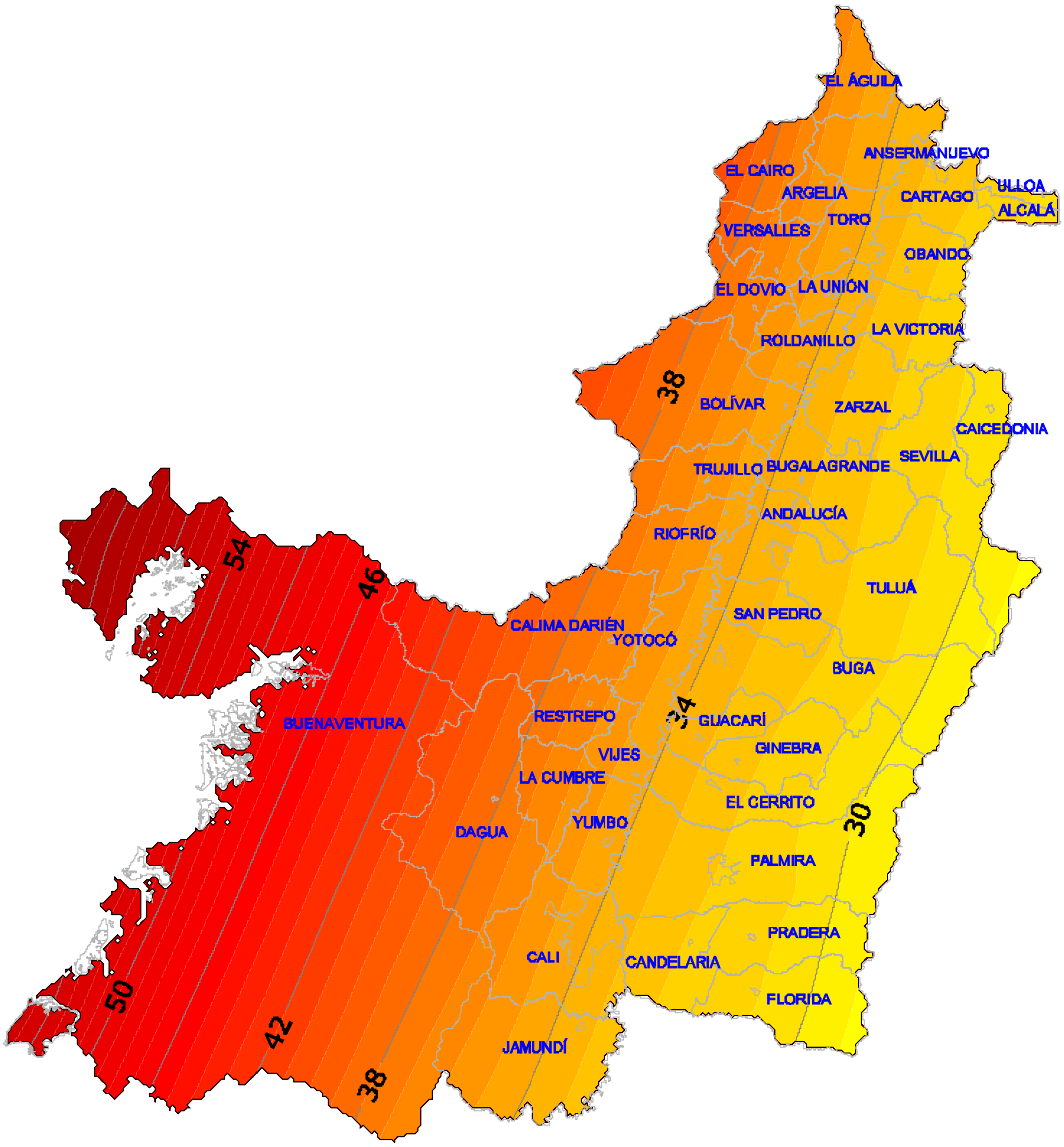


Figura 3.11 Distribución de la velocidad máxima en terreno firme [cm/s] en el Valle del Cauca

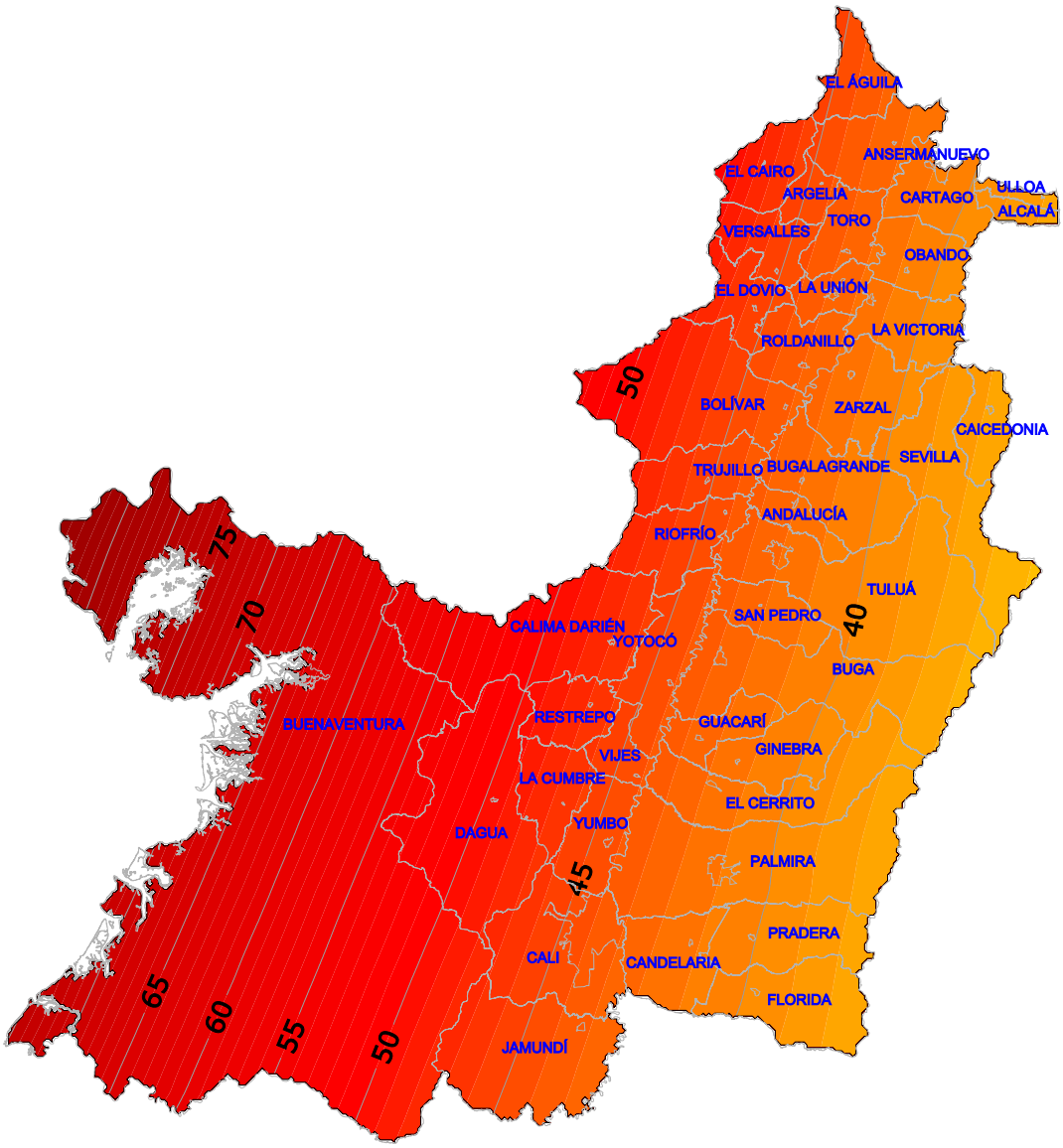


Figura 3.12 Distribución del desplazamiento máximo en terreno firme [cm] en el Valle del Cauca

3.6.2 Amenaza sísmica para fuentes sismogénicas a nivel nacional únicamente

Para efectos comparativos a los anteriores resultados se realizó una corrida con el modelo de fallas utilizado en el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997) en el cual se consideraron únicamente las 34 fuentes símicas activas a nivel nacional. En la Figura 3.13 se presenta el mapa de aceleración máxima en terreno firme obtenido con este modelo para un periodo de retorno de 475 años, el cual debe compararse con la Figura 3.10.

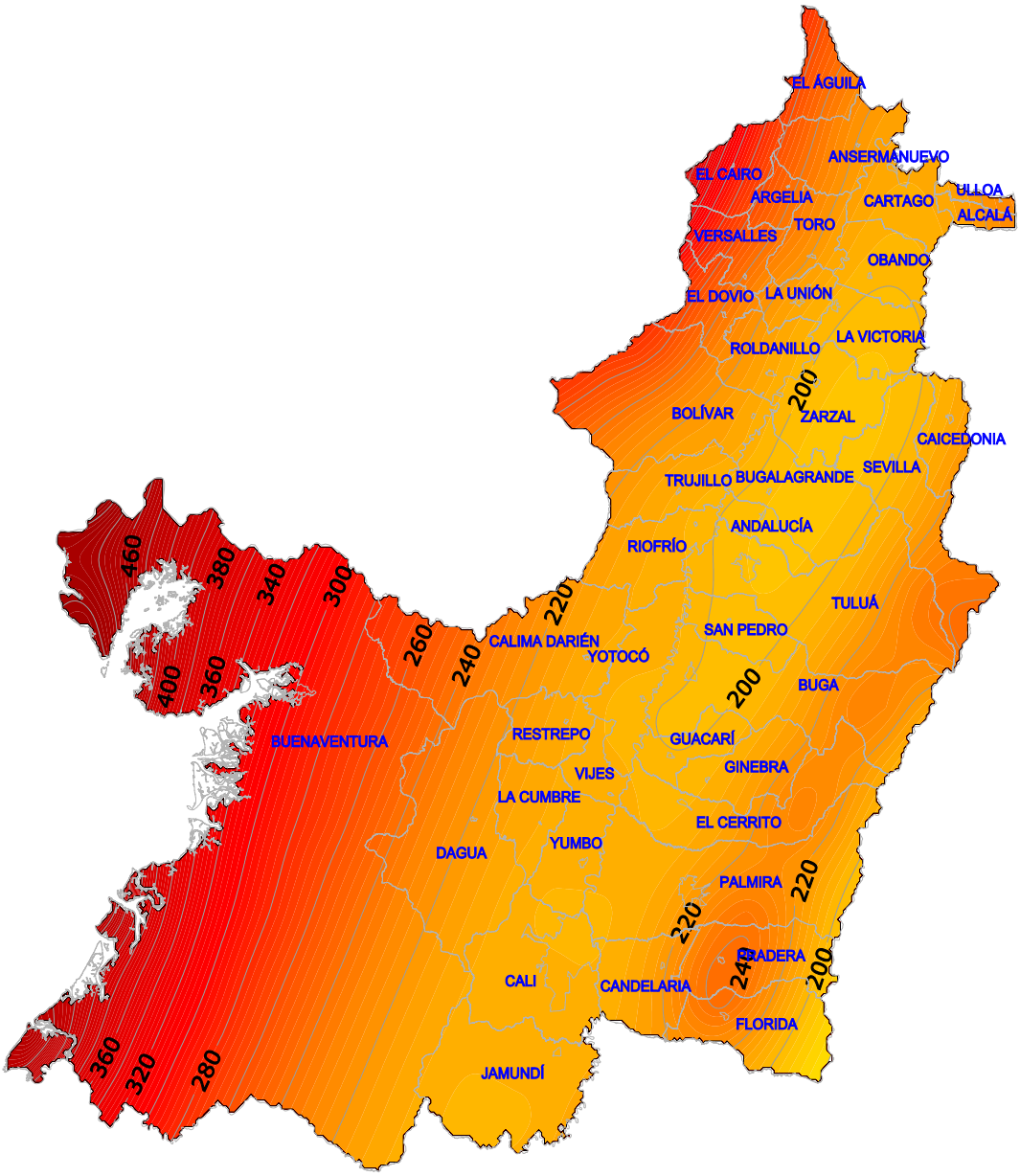


Figura 3.13 Distribución de la aceleración máxima del terreno [cm/s²] en el Valle del Cauca para el modelo simplificado

3.7 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME EN LOS MUNICIPIOS DE PALMIRA, TULUÁ Y BUGA

3.7.1 Municipio de Palmira

3.7.1.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.14 se presentan las tasas de excedencia en terreno firme de la aceleración máxima del suelo para cada una de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad de Palmira. En la misma Figura se presenta además la tasa total, es decir, la que resulta de sumar las contribuciones de todas las fuentes, para la aceleración máxima sobre terreno firme. Si sobre la Figura 3.14 se establece una tasa de excedencia para un estado de funcionalidad determinado es posible trazar líneas horizontales que interceptan a las curvas de las tasas de las diferentes fuentes que aportan amenaza a la ciudad. Por ejemplo, al establecer un periodo de retorno de 475 años como se explicó anteriormente, (tasa de 0.0021/año) resulta posible encontrar los puntos de aceleración máxima de cada fuente sobre la ciudad. Además siguiendo la teoría clásica de amenaza sísmica es posible calcular la amenaza total de la contribución de todas las fuentes en la ciudad.

Para un período de retorno de 475 años se obtiene una aceleración máxima probable en terreno firme del orden de 0.23 g (228 gales) en la ciudad de Palmira la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y adoptada por el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

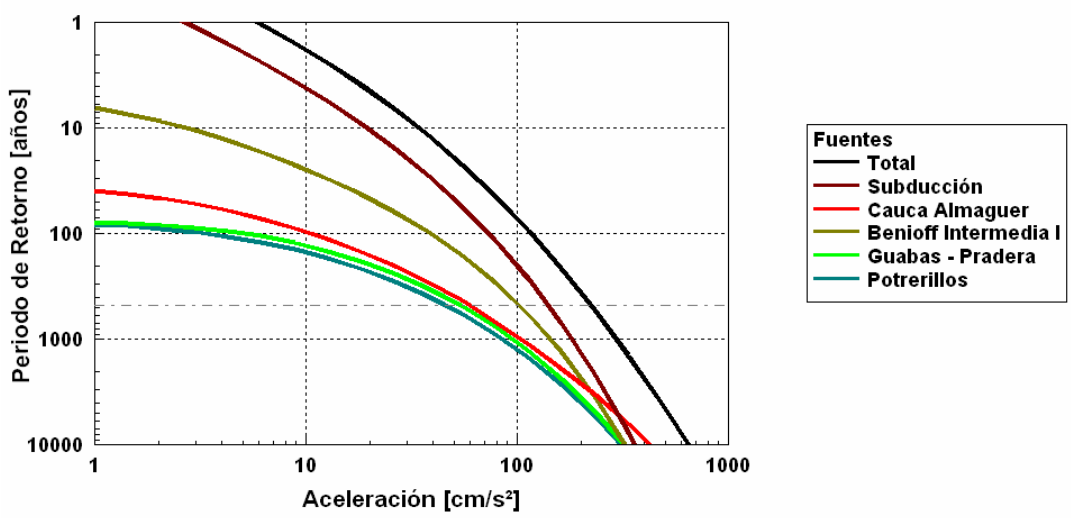


Figura 3.14 Curva de Amenaza para la ciudad de Palmira

3.7.1.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

La participación relativa de cada una de las fallas se presenta en las Figuras 3.15 y 3.16. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad. Sin embargo estas contribuciones varían considerablemente dependiendo del contenido frecuencial y de la distancia media de las fuentes, por lo que dicha participación puede verse afectada para tasas de excedencia en períodos estructurales medios y altos.

El cálculo anterior se realizó para unas coordenadas específicas en el centro de cada una de las ciudades. Sin embargo es de mucha importancia conocer la distribución geográfica de la amenaza para terreno firme dentro de la región donde se encuentra circunscrita esta, por lo cual el cálculo de las tasas de excedencia se amplió para toda la región. De acuerdo con esto es posible generar mapas de igual tasa de excedencia (o período de retorno) de la intensidad de interés, en este caso mapas de aceleración máxima del suelo para diferentes periodos de retorno.

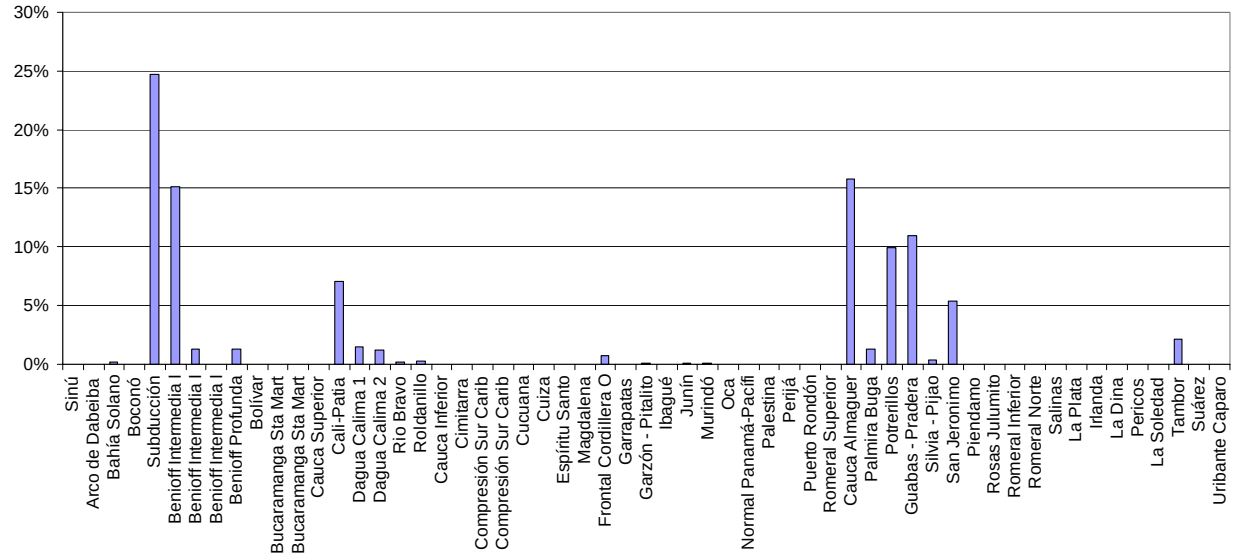


Figura 3.15 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Palmira

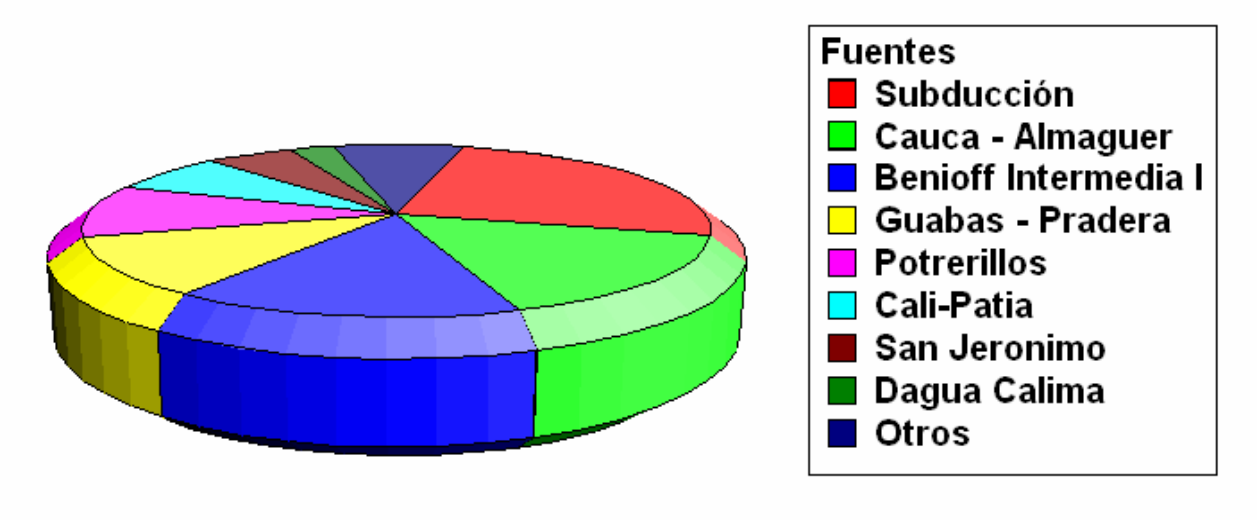


Figura 3.16 Distribución de la amenaza por fuentes para la ciudad de Palmira

3.7.1.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.17 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.9 y 7.9 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

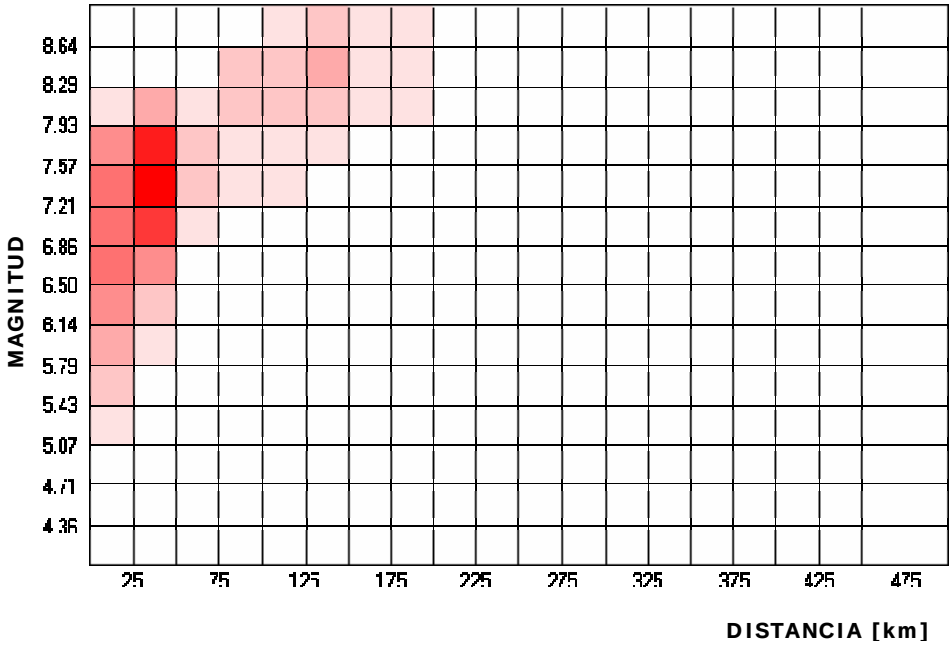


Figura 3.17 Distribución de la amenaza para la ciudad de Palmira en función de la magnitud y la distancia

3.7.1.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

Un análisis clásico de amenaza sobre las leyes de atenuación espectrales de aceleración (Ver Anexo 3.1), permite encontrar las tasas de excedencia de diferentes parámetros sísmicos. En las Figuras 3.18, 3.19 y 3.20 se presentan los espectros de amenaza uniforme para terreno firme calculados a diferentes períodos de retorno para la ciudad de Palmira en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento espectral.

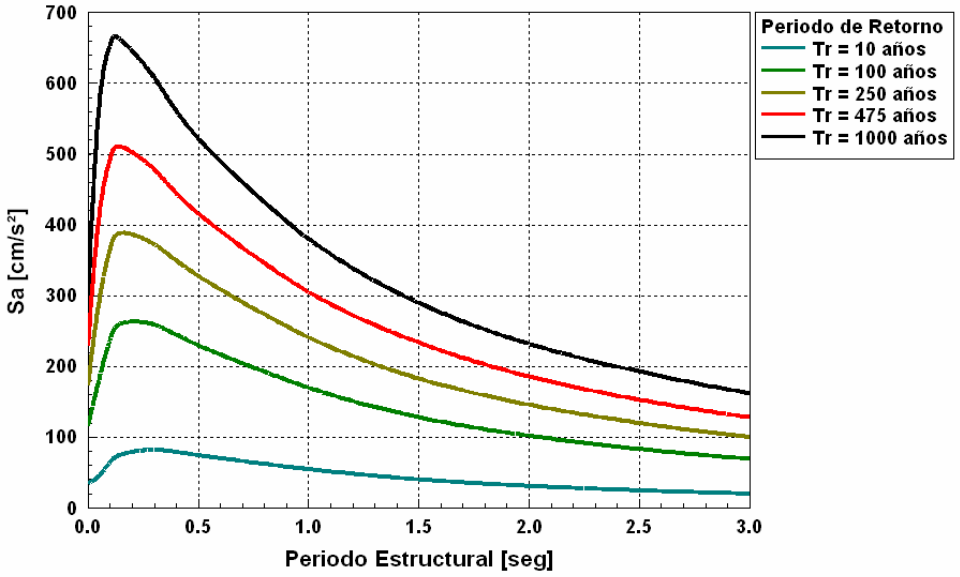


Figura 3.18 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Palmira

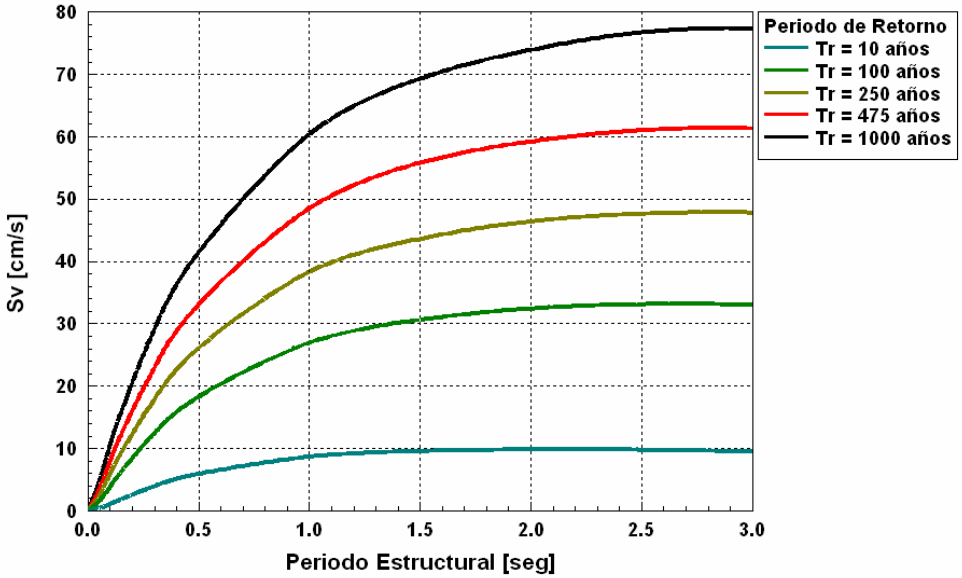


Figura 3.19 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Palmira

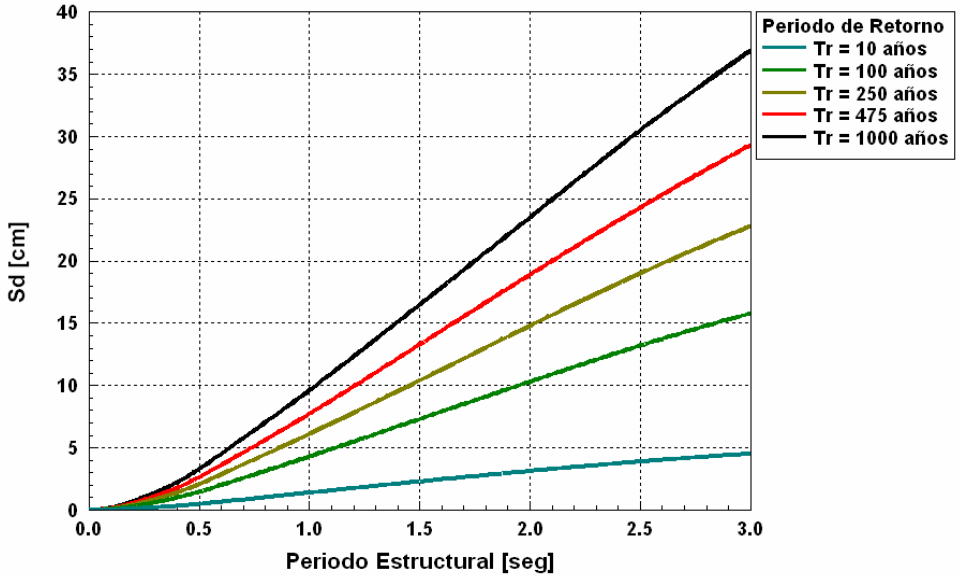


Figura 3.20 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Palmira

3.7.2 Municipio de Tuluá

El procedimiento anterior se repite para la coordenada geográfica del centroide del perímetro urbano del municipio de Tuluá, obteniéndose los resultados que se presentan a continuación.

3.7.2.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.21 se presenta la curva de amenaza para la ciudad de Tuluá. Se encuentra una aceleración máxima de 0.24 g para terreno firme (240 gales) la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y ADOPAT el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

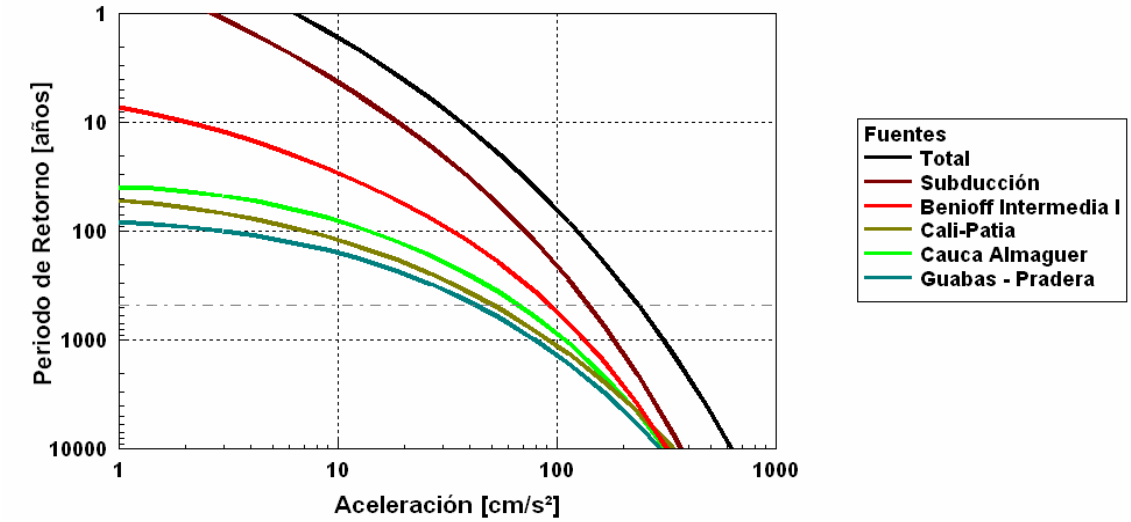


Figura 3.21 Curva de Amenaza para la ciudad de Tuluá

3.7.2.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

En las Figuras 3.22 y 3.23 se presenta la participación relativa de cada una de las fuentes activas en la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad.

En las Figuras 3.22 y 3.23 se observa que las fuentes que tienen una mayor participación en la amenaza en terreno firme son las fuentes de subducción, la zona de Benioff (Intermedia principalmente) Y los sistemas Romeral y Cauca principalmente (fallas Cali-Patía, Cauca Almaguer, Potrerillos y Guabas Pradera).

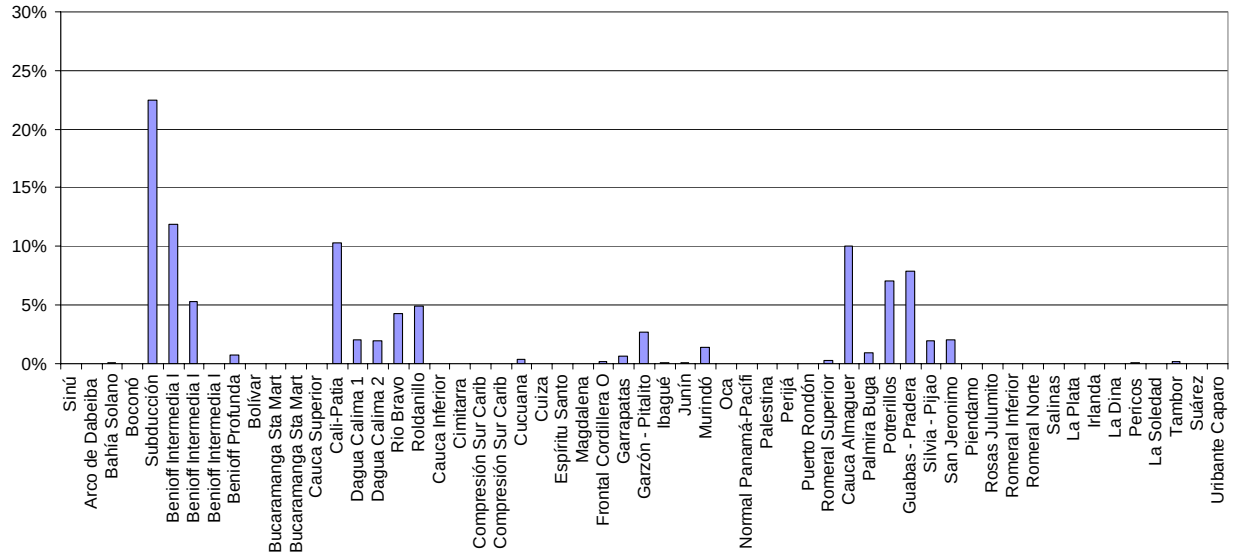


Figura 3.22 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá

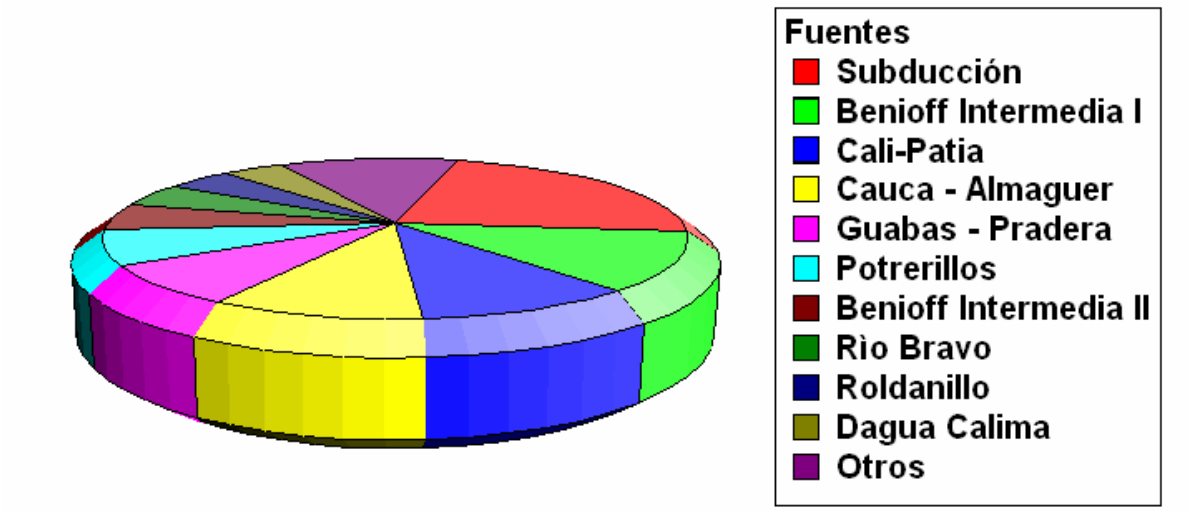


Figura 3.23 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá

3.7.2.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.24 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.7 y 7.8 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

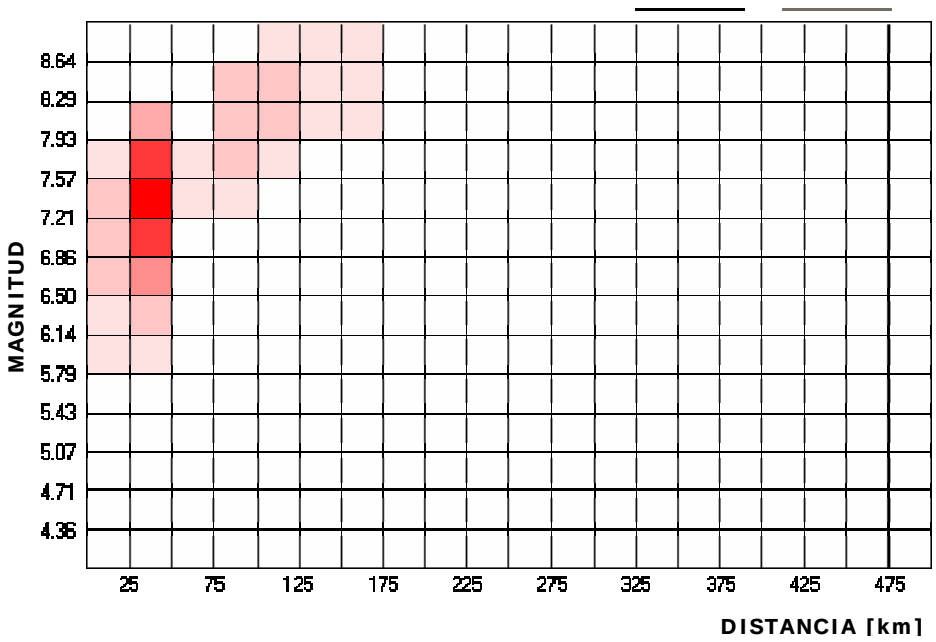


Figura 3.24 Distribución de la amenaza para la ciudad de Tuluá en función de la magnitud y la distancia

3.7.2.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

En la Figuras 3.25, 3.26 y 3.27 se presentan los espectros de amenaza uniforme para diferentes periodos de retorno para la ciudad de Tuluá expresados en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento.

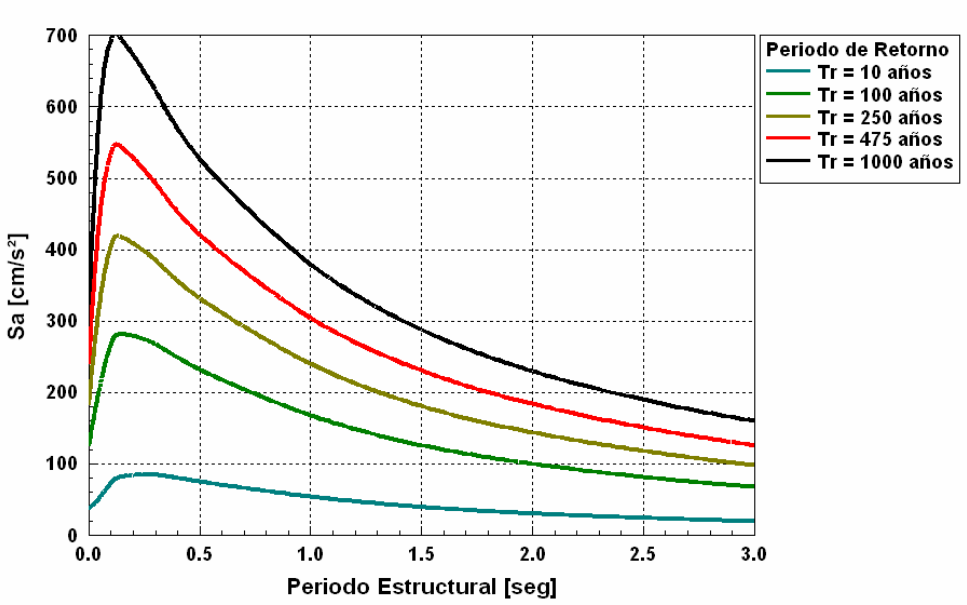


Figura 3.25 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Tuluá

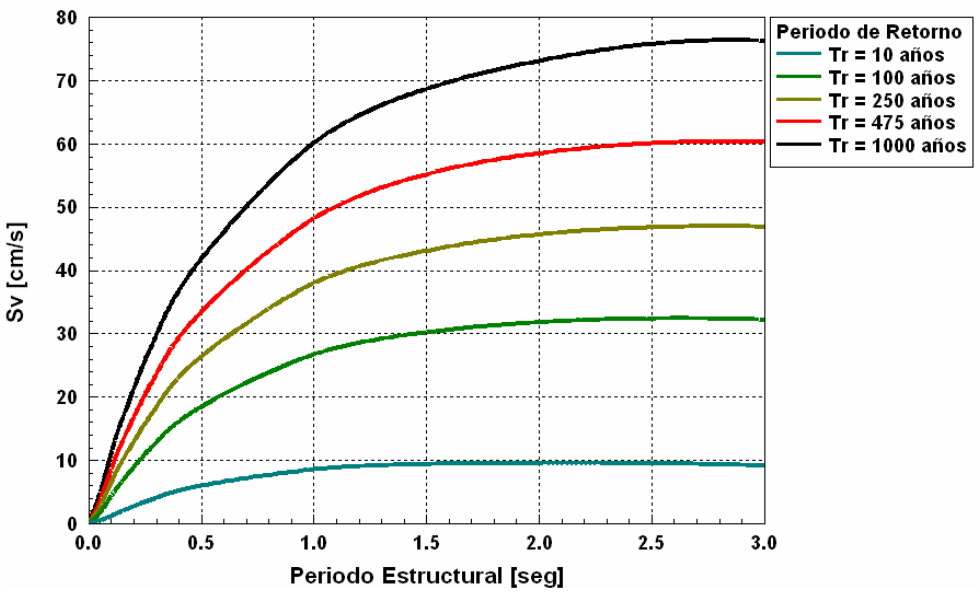


Figura 3.26 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Tuluá

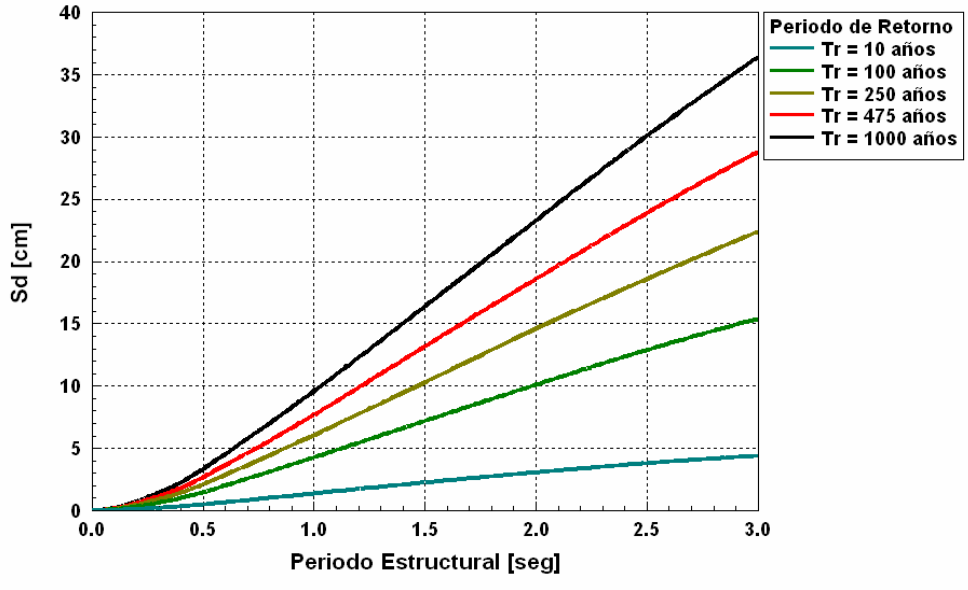


Figura 3.27 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Tuluá

3.7.3 Municipio de Buga

El procedimiento de evaluación de la amenaza sísmica, se repite para la coordenada geográfica del centroide del perímetro urbano del municipio de Buga, obteniéndose los resultados que se presentan a continuación.

3.7.3.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.28 se presentan las tasas de excedencia en terreno firme de la aceleración máxima del suelo debida a cada una de las fuentes de mayor amenaza y a la tasa total para la ciudad de Buga. Para un período de retorno de 475 años se obtiene una aceleración máxima probable en terreno firme del orden de 0.24 g (239 gales) la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y adoptada por el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

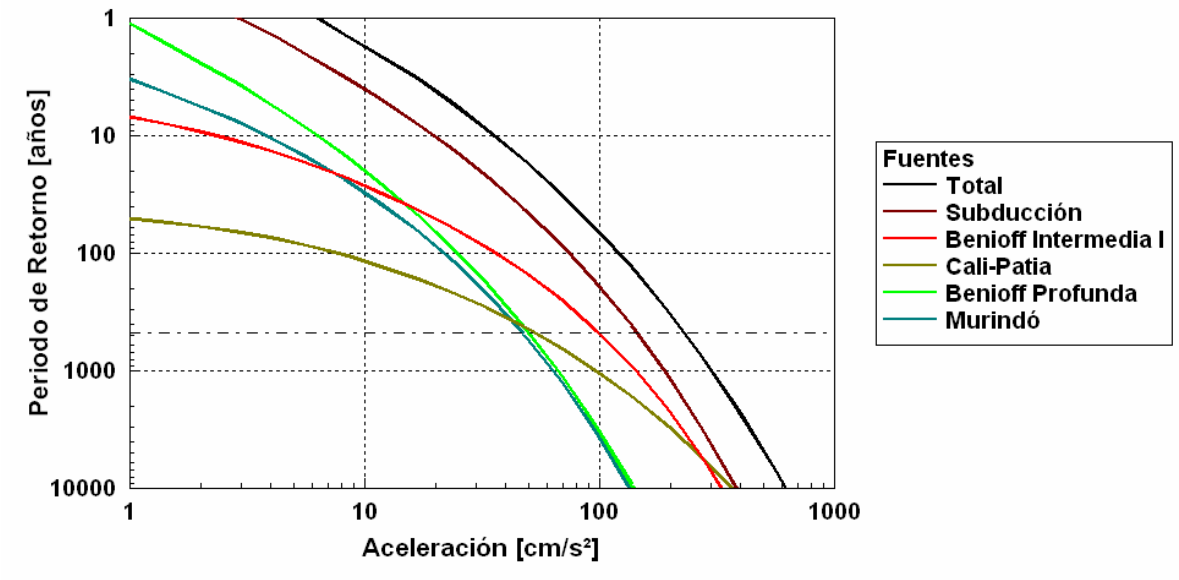


Figura 3.28 - Curva de Amenaza para la ciudad de Buga

3.7.3.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

En las Figuras 3.29 y 3.30 se presenta la participación relativa de cada una de las fuentes activas en la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad.

En las Figuras 3.29 y 3.30 se observa que las fuentes que tienen una mayor participación en la amenaza en terreno firme son principalmente las fuentes de subducción, la zona de Benioff (Intermedia principalmente) y las fallas Cali-Patía, Cauca Almaguer, Potrerillos y Guabas Pradera en menor grado.

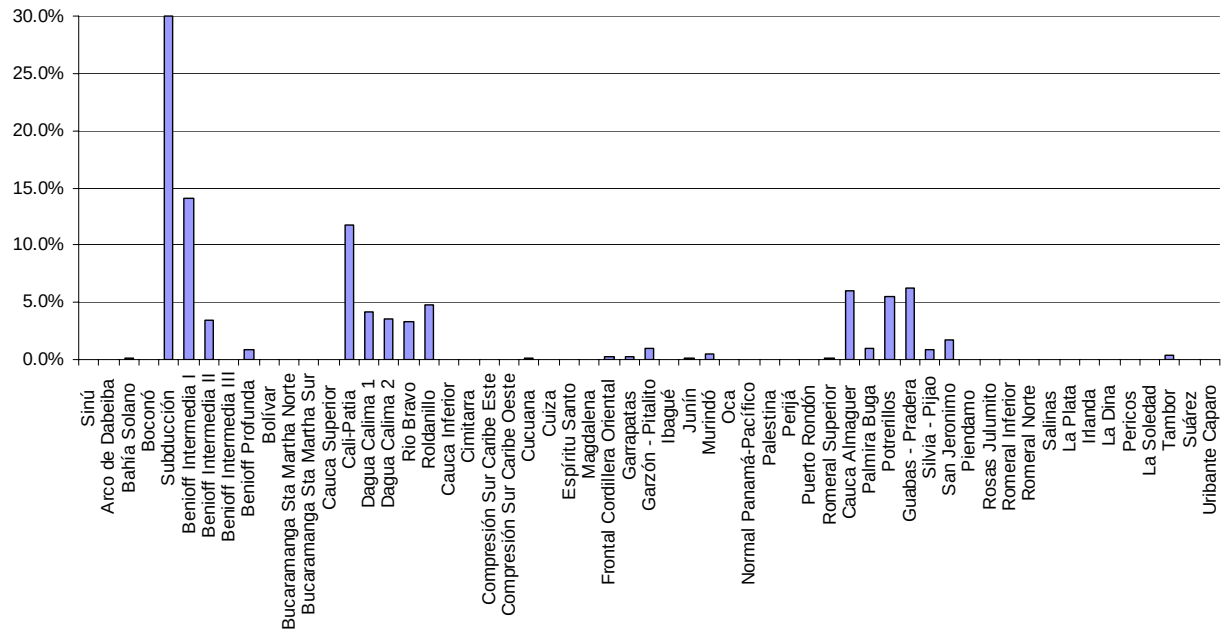


Figura 3.29 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga

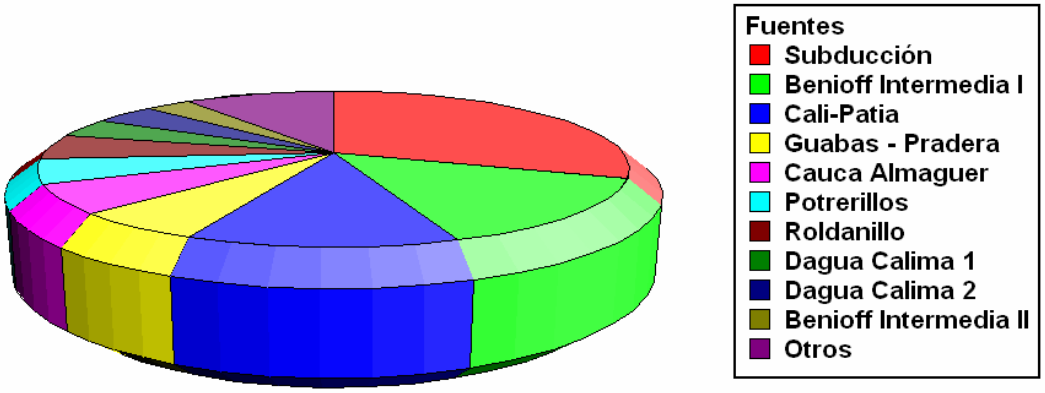


Figura 3.30 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga

3.7.3.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.31 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.9 y 7.9 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

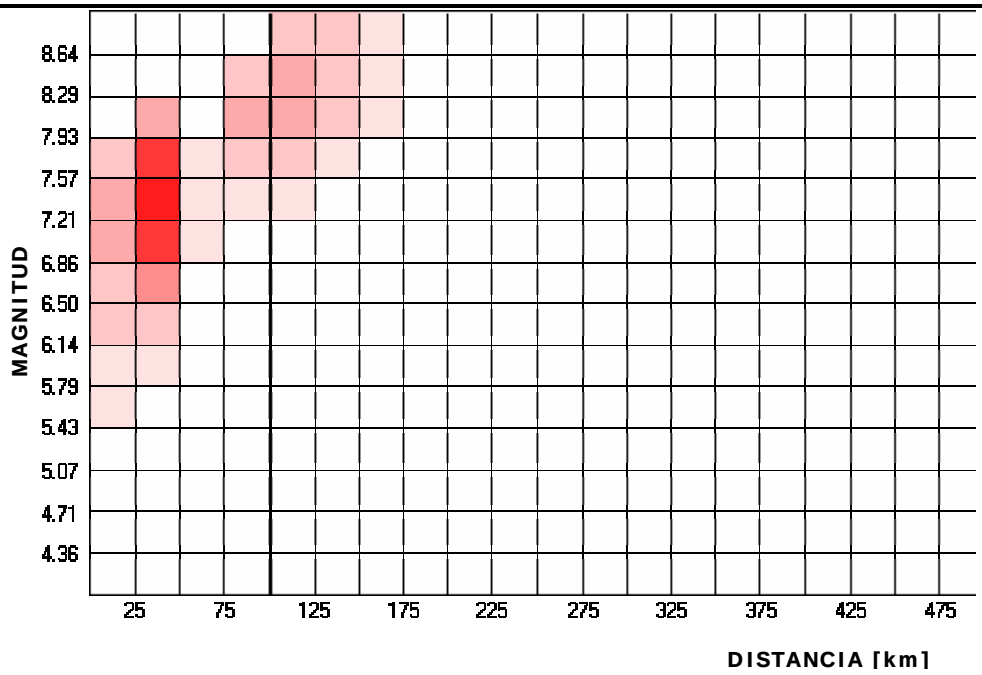


Figura 3.31 Distribución de la amenaza para la ciudad de Buga en función de la magnitud y la distancia

3.7.3.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

En la Figuras 3.32, 3.33 y 3.34 se presentan los espectros de amenaza uniforme para diferentes periodos de retorno para la ciudad de Buga expresados en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento.

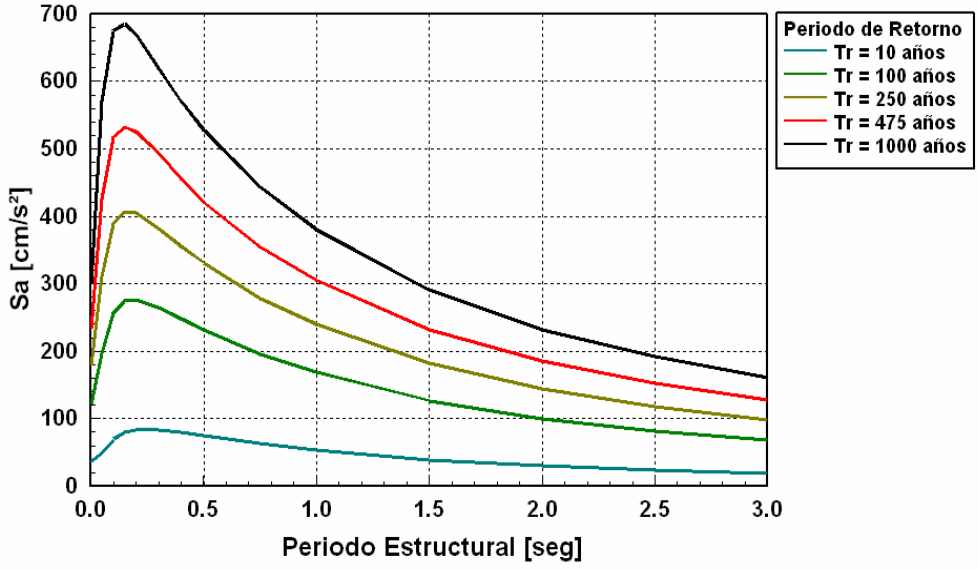


Figura 3.32 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Buga

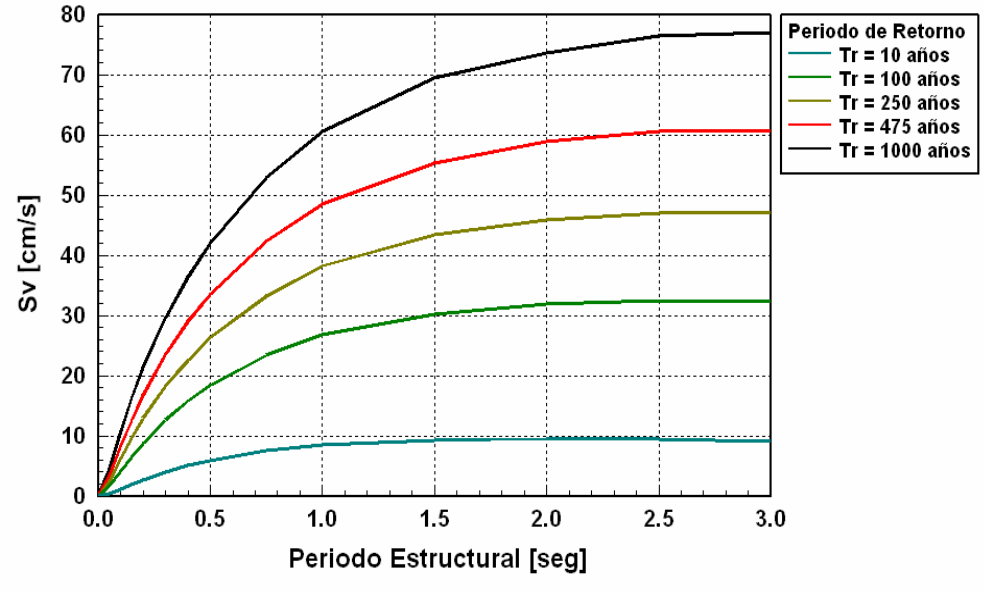


Figura 3.33 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Buga

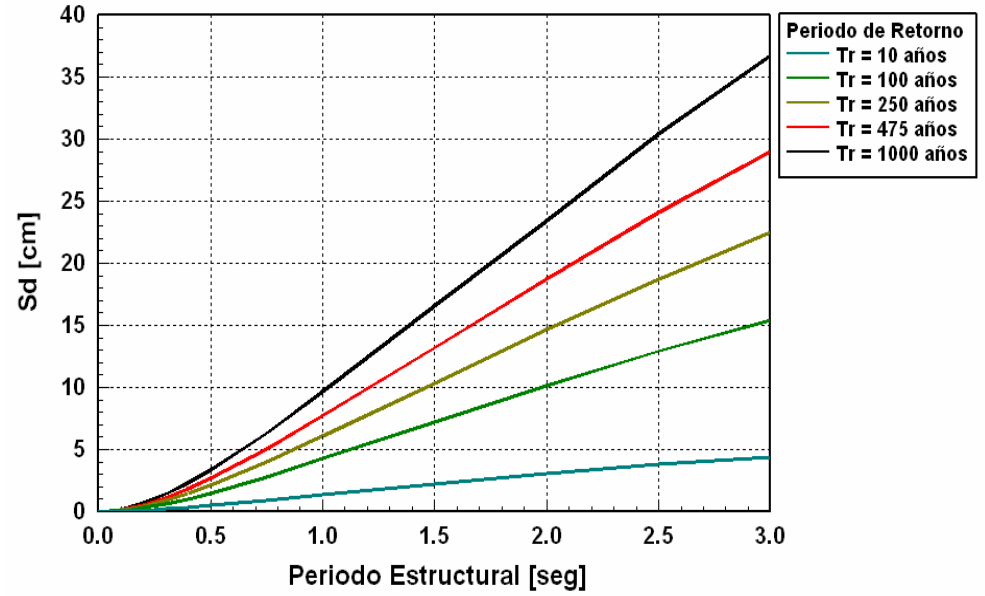


Figura 3.34 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Buga

3.8 COMENTARIOS SOBRE LA METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La evaluación de la amenaza sísmica a nivel nacional se adelantó en el año 1997 mediante el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia llevado a cabo por la Asociación de Ingeniería Sísmica AIS. Este estudio sirvió de punto de referencia a nivel nacional en relación a la metodología a seguir en este tipo de estudios. Los resultados del mismo sirvieron de base para la adopción de las Normas Colombiana de Diseño y construcción Sismo Resistentes, Decreto 33 de 1998, las cuales son de obligatorio cumplimiento en todo el territorio nacional.

El presente proyecto presenta una metodología de evaluación de la amenaza sísmica más moderna, completa y rigurosa, especialmente en el tratamiento de la incertidumbre general de las variables, aunque en términos generales se basa en la misma información que la anterior. Adicionalmente se cuenta en la actualidad con bases de datos un poco más completas y con algunos estudios locales que permiten mejorar en algún grado la confiabilidad general de resultados con respecto a modelos previos. Sin embargo y considerando que no se han producido eventos sísmicos importantes que modifiquen las bases conceptuales existentes, no es de preverse la ocurrencia de cambios drásticos en los resultados de amenaza de la zona.

La metodología permite en cambio generar información complementaria muy útil en términos de diferentes parámetros de amenaza tales como aceleraciones, velocidades y desplazamiento, parámetros que pueden llevarse a nivel de la roca base y a nivel de la superficie del terreno mediante una metodología consistente y rigurosa. Se plantean así leyes de atenuación de los diferentes parámetros (variación del parámetro con la distancia y la magnitud del sismo) incluso hasta el nivel de la aceleración espectral de respuesta estructural en condiciones no lineales. Estos parámetros, totalmente consistentes con los anteriores, permiten adelantar los diseños de diferentes componentes de la infraestructura con los parámetros sísmicos que mejor representan su respuesta sísmica (como es el caso de la velocidad para tuberías enterradas, aceleraciones para edificaciones menores de 1 y 2 pisos o desplazamientos para edificaciones de altura o puentes).

Algunas de las hipótesis o características del modelo de amenaza sísmica implementado, en comparación con los modelos anteriores, son las siguientes:

- La probabilidad que el foco del sismo se presente en cualquier punto de la falla es uniforme. El modelo utiliza esta suposición para dividir cada una de las fuentes sísmicas en pequeños triángulos (con menores dimensiones entre más cerca se esté de la subfuente o celda del punto de análisis) y así poder suponer que estas subfuentes son fuentes puntuales.

- El sismo se origina en el foco y se propaga simétricamente a ambos lados del foco es decir el patrón de atenuación es esférico, por lo que en el modelo no existen diferencias entre los valores de aceleración horizontal en dos componentes ortogonales.

- El valor de cualquier parámetro de intensidad en el sitio de interés es una función de la magnitud y la distancia más corta entre la distancia de ruptura y el sitio de análisis (distancia hipocentral). La relación que existe entre estas variables están representadas en las leyes de atenuación.

- En el modelo de amenaza sísmica utilizado se realizó un refinamiento en el trazo y en el cálculo de los parámetros característicos de las fallas regionales (se identificaron 22

fallas regionales en la región del Valle del Cauca). Lo anterior fue posible gracias al trabajo del equipo de geólogos del proyecto en temas como interpretación de fotografías satelitales y reconocimiento en campo. El modelo utilizado incluye también los principales sistemas sismogénicos utilizados en el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia.

- El modelo utiliza planos inclinados para representar las fuentes sísmicas lo que permite tener en cuenta el buzamiento de las fallas. Los modelos anteriores utilizaban en general modelos de falla de línea ubicados a una profundidad constante a lo largo de la falla. Esta refinación en el modelo minimiza los problemas asociados al análisis para sitios muy cercanos a las fuentes sísmicas.

- Los resultados de amenaza en terreno firme son muy sensibles a la variación de parámetros tales como la magnitud última y la distancia promedio de las fuentes sísmicas al punto de análisis. En este punto se requiere un gran esfuerzo para mejorar la calidad de la información neotectónica, en especial lo relacionado con la geometría tridimensional de la falla y con la caracterización de magnitudes máximas, lo cual solo puede realizarse mediante trabajos de campo que incluyan la realización de trincheras en las zonas de fallas activas.

Los resultados obtenidos con el modelo de análisis propuesto son en general consistentes con los resultados de estudios previos de amenaza a nivel nacional. Las aceleraciones en terreno firme (roca) obtenidas siguiendo la metodología propuesta difieren en cerca al 8 % para el caso de Palmira (0.23 g según el modelo contra 0.25 g según la normativa vigente) y en el 4 % para el caso de Tulúa y Buga (0.24 g en el modelo contra 0.25 g según la normativa vigente). Las variaciones observadas son muy bajas con lo cual se mantiene la consistencia entre la normativa vigente y los resultados del estudio.

Aspectos adicionales que deben analizarse se centran en la determinación de los períodos de retorno para el diseño. Ha sido usual en Colombia trabajar con 475 años que corresponde a una probabilidad de excedencia del 10% en un lapso de 50 años. Este período de referencia ha sido tomado de la normativa americana que ha usado este valor por varias décadas. Sin embargo recientemente se han empezado a utilizar periodos de retorno diferentes a los tradicionalmente empleados. El caso de Estados Unidos se fundamenta en la necesidad de contar con mapas de amenaza para eventos de alta capacidad destructiva para la evaluación de daños potenciales de compañías de seguros. En dichos casos se han utilizado mapas para períodos de retorno de 2500 años. Por otro lado en el caso de México se utilizan periodos de retorno para el diseño de estructuras por debajo de los 475 años. Este es un aspecto que requiere evaluación cuidadosa a nivel de política y normativa nacional.

3.9 BIBLIOGRAFÍA

Aguilar A., Arboleda J. & Ordaz M., 1999. Programa Crisis 99. Programa para calcular el Riesgo Sísmico.

Aki, K., 1988. Local Site Effects on Ground Motions, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II- Recent Advances in Ground motion Evaluation, J.L. Von Thun (Editor), Geotechnical Special Publication No.20, Am. Soc. Civil Eng, New York, 103-155.

Ambraseys, N. N., & Tchalenko, J. 1927. Documentation of Faulting Associated With Earthquakes, Part I

Ambraseys, N. N., 1959. A note on the response of an elastic overburden of varying rigidity to an arbitrary ground motion, Bulletin of the Seismic Society of America, Vol. 49, No. 3, July 1959, pp. 211-220.

Ambraseys, N. N., 1960. On the seismic behaviour of earth dams Proceedings 2nd World Conference Earthquake Engineer, Tokyo, Japan, Vol II.

Ambraseys, N. N. & Sarma, S. K., 1967. The response of earth dams to strong earthquakes Geotechnique, Vol. 17 No 3, September 1967, pp. 181 – 213.

Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica (AIS), 1997. Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia.

Bath, M. 1973. Introduction to Seismology, John Wiley and Sons.

Centro Regional de Sismología Para América del Sur. 1985. Proyecto SISRA, Sismicidad Regional Andina, Lima, Perú 1985.

Clough, R. W., & Chopra, A. K., 1966. Earthquake stress analysis in earth dams, Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, Vol.92, EM2, Proceedings Paper 4793, April 1966, pp. 197-212.

Comunidad Económica Europea-Ingeominas., 1992. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán, Publicaciones Especiales Ingeominas #2, 1992.

Coppersmith, K. J., 1981. Probabilities of earthquake occurrences on San Andreas Fault based on geological risk. EOS, Vol. 62, No 17, pp.322.

Coppersmith, K. J. & Youngs R. R., 1986. Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments with intraplate tectonic environments. Prooceedings, 3rd U. S. National Conference on Earthquake Engineering, Charleston, South Carolina, Vol. 1, pp. 301-312.

Corporación Autónoma Regional del Quindio, CRQ. Microzonificación Sísmica Preliminar de la Ciudad de Armenia – Quindio, Universidad de los Andes, Julio de 1997.

Der Kiureghian, A. & Ang, H. S. 1975. A Line Source Model for Seismic Risk Analysis, University of Illinois, Series N419.

Donovan, N. C. 1973. Earthquake hazards for buildings Building practice for hazard mitigation, building Science Series 46 U.S. Department of Commerce Bureau of Standards.

Espinosa, A. 2005. Informe de Sismicidad Histórica del Valle del Cauca

Ferraro, A. 1983. Características de los Sismos Colombianos, Universidad de los Andes, IC

Gallego M. & Ordaz M. 1999. Construcción de leyes de atenuación para Colombia a partir de espectros fuente y teoría de vibraciones aleatorias, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín técnico no. 53, Julio de 1999.

Gutenberg, B & Richter, C. F. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104 – 145.

Housner, G. W., 1970. Strong Ground Motion, Prentice Hall Inc..

Ingeominas, 2.000. Geología de la Plancha 264 Espinal. Escala 1:100.000.Bogotá.

Ingeominas, 2.000. Geología del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000.

Instituto Geofísico Universidad Javeriana, 2004. SIGHypo V 1.1.46 – Catálogo Histórico de Eventos Sísmicos para Colombia.

ITEC Ltda.. Actualización de la Información Sísmica de Colombia1988. , Informe preparado para ISA.

Kanai, K., 1950. The effect of solid viscosity of surface layer on the earthquake movements, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 28, 1950, pp. 31-35.

Kanai, K., 1952. Relation between the nature of surface layer and the amplitude of earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 30, 1952, pp. 31-37.

Kanai, K., 1961. An empirical formula for spectrum of strong earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 39.

Kramer, S. L. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458.

Oficina para la Prevención de Emergencias OPES, Dirección Nacional para la Prevención y Atención de Desastres DNPAD, INGEOMINAS, UNIANDES., 1996. Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Subproyecto No 11 Zonificación Sísmica..

Newmark, N. & Rosenblueth, E., 1972. Fundamental of Earthquake Engineering, Van Nostrand.

Newmark, N; Blume, J.; Kapur, K. 1973. Design Response Analysis For Nuclear Reactor Power Plants, Seminario Int. Ingeniería Sísmica, Universidad de los Andes.

Newmark, N.; Hall, W. 1982. Earthquake, Spectra and Design, EERI Monograph Series.

Observatorio Sismológico del Sur Occidente Colombiano, OSSO, 2004. Catálogo Sísmico Preliminar Red SW Colombiano 1987 – 1992. Octubre 2004.

Ojeda, A. E. & Martínez, S. E., 1999. Modelo para la atenuación de la energía sísmica en Colombia a partir de sismos registrados por la Red Nacional de Acelerógrafos. Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín técnico No. 53, Julio de 1999.

Ordaz, M., 1999. Notas de clase de Ingeniería sísmica, Universidad de los Andes.

Page, W.D., & James, M.E. 1981. Tectonic subsidence and evidence for the recurrence of large magnitude earthqueakes near Bahia Solano, Colombia, Resumenes, III Congreso Colombiano de Geología, Medellín: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Sociedad Colombiana de Geología and Universidad Nacional de Colombia. p. 19.

Page, W.D., 1983. Popayán earthquake of March 31, 1983, geologic and seismologic aspects. Newsletter, Earthquake Engineering Research Institute v.17 No. 4, pag. 51-53.

Page, W.D. 1986. Seismic geologic and seismicitv of Northwestern Colombia informe ISA. pag. 156.

París, G & Marín, P., 1979. Generalidades acerca de la Geología del Departamento del Cauca. INGEOMINAS. Popayán. p.39.

París, G., Marín, W., Romero, O. & Wagner, J.J., 1989. Actividad Neotectónica en el Suroccidente de Colombia. Memorias Seminario Taller sobre Desastres Naturales. Popayán noviembre 1-4 de 1989, en prensa. 1989

París, G., Marín, W., Sauret, B., Bles, J.L., & Vergara, H., 1992. Rasgos Morfotectónicos en la zona de Popayán y alrededores. Memorias I Seminario Andino de Geología Ambiental. I Conferencia Colombiana de Geología Ambiental. III Conferencia de Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá. Medellín, Colombia.

París, G. & Sauret, B., 1993. Subproyecto Neotectónica. Proyecto Colombo Europeo No. CCE NA 84/03. INGEOMINAS-BRGM-ADK-KS Microzonificación Sismogeotectónica de Popayán (en preparación). Paris, G. Sismotectónica del Occidente de Colombia, dentro del proyecto Gersco, Ingeominas 1993.

Paris, G., Machette, M., Dart, R. & Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia its Offshore Regions. USGS Open-File report 00-0284. Map at 2,500,000 scale and report, 66 pp.

Pennington, W. 1981. La Subducción de la Cuenca Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Sur América, Proyectos Nariño II y III Instituto Geofísico de los Andes Colombianos. Bogotá 1981.

República de Colombia. 1998**.** Ley 400 de 1997 y Decreto 33 de 1998, Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismorresistente, NSR-98.

Richter, C. F. 1958. Elementary Seismology, W. H. Freeman Company.

Sarria, A. 1984. Tectónica y Sismicidad Colombianas, Seminario Sobre Riesgo Sísmico y el Código Colombiano de Construcciones Sismo Resistentes, Medellín 1984.

Sarria, A. 1990. Ingeniería Sísmica, Ediciones Uniandes.

Schnabel, B; Lysmer, J; Seed, H. B. 1972. SHAKE A Computer Program for the Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, University of California, Berkeley, EERC Report 72-12-1972.

Slemmons, D.B. 1977. State of the Art for assessing earthquake hazards in the Unites States – U.S. Army Miscellaneous paper S. 73.I.

Slemmons, D.B. 1977. Faults and earthquake magnitude, Miscellaneous Paper S-73, report 6, U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksbourg, Mississippi, 129 pp.

Slemmons, D.B. 1982. Determination of design earthquakemagnitudes for microzonation. Proceedings, 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, Washington, Vol. 1, pp. 119 -130.

Toussaint, H. F. & Restrepo, J. J., 1989. Terrenos Alóctonos en los Andes Colombianos; Explicación de algunas paradojas Geológicas, Quinto Congreso Colombiano de Geología; Bucaramanga 1989. Memorias publicadas por Ingeominas.

Toussaint, H. F. & Restrepo, J. J., 1989. Acreciones Sucesivas en Colombia. Un Nuevo Modelo de Evolución Geológica. Quinto Congreso Colombiano de Geología; Bucaramanga 1989. Memorias publicadas por Ingeominas.

U.S GEOLOGICAL SURVEY CIRCULAR 1045. Lessons Learned from the Loma Prieta Earthquake, October 17, 1989, first printing.

Wastergaard, H. M., 1993. Earthquake shock transmission in tall buildings, Engineering Newsrecord, Vol. III, pp. 654-656, November 1933.

Woodward-Clyde Consultants. 1983. Seismic Hazard Evaluation Calima III Proyect, Colombia: unpublished report for Integral-Planes and ISA. 116 pp, plus appendices and figures.

ANEXO 3.1 - METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE AMENAZA SÍSMICA

Introducción

La amenaza sísmica de una zona determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales pueden ser imposibles de cuantificar, al menos en la actualidad. Sin embargo, se han desarrollado modelos simplificados que permiten estimar las variables fundamentales involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual que permite dar un tratamiento científico al problema.

En el presente estudio se ha desarrollado una metodología de cálculo de la amenaza basada en la teoría sismológica clásica. Con base en la sismicidad de las fuentes del territorio y en las leyes de atenuación de los diferentes parámetros sísmicos, es posible identificar la amenaza sísmica de todas las fuentes que pueden generar efectos importantes sobre las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga en términos de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), de la aceleración máxima del suelo o de aceleraciones máximas para diferentes ordenadas espectrales. El resultado de este tipo de análisis son tasas de excedencia asociadas a períodos de retorno. Una vez seleccionado el período de retorno, por ejemplo de 475 años como lo establece la ley 400 de 1998, se puede definir entonces el valor del parámetro sísmico de interés.

En este Anexo se presentan las bases conceptuales utilizadas en el proyecto de Microzonificación Sísmica de las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga para la estimación de la amenaza sísmica mediante el uso de Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF).

Amenaza Sísmica

La amenaza sísmica se cuantifica en términos de los periodos de retorno (o sus inversos, las tasas de excedencia) de intensidades sísmicas relevantes en el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido.

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores dados de intensidad en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos de las aceleraciones que han producido en un sitio los sismos pasados. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores, y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes. A continuación se describe, la manera de hacer la evaluación de la amenaza sísmica. La primera parte a investigar es la tectónica del territorio y la sismicidad que las fuentes generan en una región determinada.

Tectónica colombiana

Colombia es un ambiente interesante desde el punto de vista de la sismo tectónica, ya que sobre su territorio se han podido identificar los límites de tres placas continentales. Estas placas (Nazca, Caribe y Sur América) interactúan creando esfuerzos de compresión, tracción y corte dentro de la región. Como consecuencia de lo anterior se presentan flexiones y cizallas que generan acumulación de energía. Las zonas más activas sísmicamente hablando, están localizadas en la región andina del país (Figura 1), la cual esta compuesta por tres cordilleras: occidental, oriental y central; de estas la más antigua es la central y la más reciente es la oriental, (Sarria, 1995) conformando un ambiente morfológico complejo que en la actualidad sigue siendo motivo de investigación. Las fuentes con mayor sismicidad se describen brevemente a continuación.

Zona de Subducción: presenta muchos hipocentros de sismos con M>5, esta Subducción se ha dividido en dos zonas principales. Segmento Sur: corresponde a la zona en las inmediaciones de la frontera de Colombia y Ecuador, aproximadamente desde la latitud 1N hasta la latitud 5.5N. Segmento Norte: desde la latitud 6.5N hasta 7.4N, en su extremo norte encuentra la prolongación de la Fosa centroamericana;. A esta actividad se le debe la fuerte actividad en la zona limítrofe de Colombia y Panamá. Son notables las concentraciones de epicentros en las zonas como el limite Colombia-Panamá, región del antiguo Caldas y el Nido de Bucaramanga; estas son las zonas del país donde existe el mayor amenaza sísmico actualmente. Han sido localizadas zonas de Benioff en el ambiente de subducción (Figura 1), las cuales han sido identificadas mediante la ubicación de los hipocentros, esto ha llevado a establecer que dichas zonas son más superficiales mientras más al norte se encuentren, y más profundas mientras más al sur, lo cual involucra necesariamente un cambio en buzamiento de las zonas subducidas.

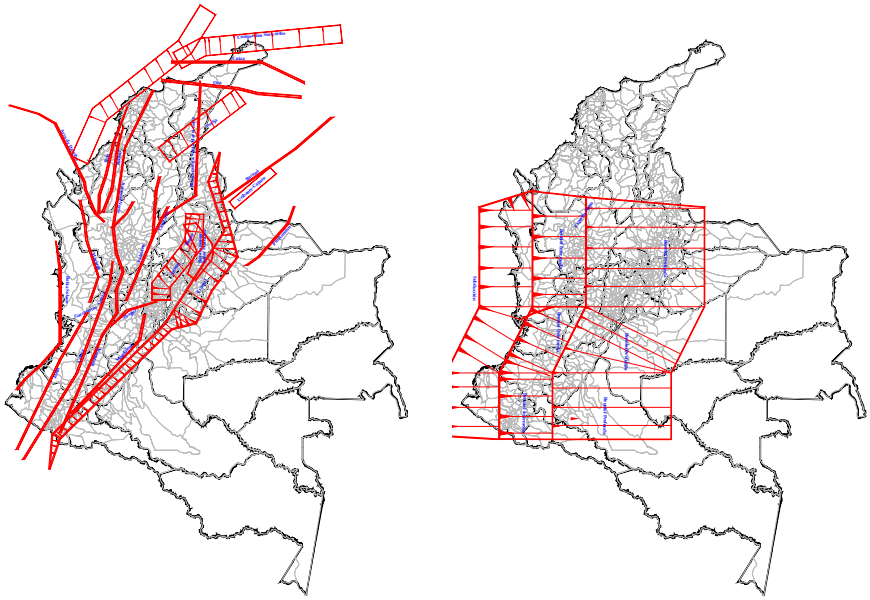


Figura 1 Izquierda: Distribución de las fuentes continentales que generan amenaza en el territorio colombiano; derecha: Distribución de zonas de subducción y de Benioff en el territorio que generan amenaza significativa

Además de subducción existen en el territorio una serie de fallas geológicas activas, las cuales se encuentran limitadas por la zona de Subducción y la falla Frontal de la Cordillera Oriental. La

mayor parte de estas fallas tienen dirección N-S; las que revisten mayor importancia son la Romeral y la Frontal cuyas características más importantes se anotan a continuación:

Falla Romeral: Su traza atraviesa Colombia de norte a sur en una longitud de mas de mil kilómetros, conformando un amplio corredor, que en algunos sectores tiene decenas de kilómetros, dentro del cual se desprenden muchas ramas o pequeñas fallas, que han provocado tragedias como la de Popayán (1983) y Armenia (1999). En su tramo norte la actividad se ve fuertemente reducida. Esta falla constituye la mayor amenaza sobre ciudades como Medellín, Manizales, Armenia y Pereira (de hecho fue la culpable del reciente sismo en Armenia), que se encuentran a unos cuantos kilómetros de su traza.

Falla Frontal: Divide el territorio Andino y los llanos orientales que hacen parte del Escudo Guayanés. Es posible que esta falla conforme el limite suroriental de la placa Caribe; algunos autores han tejido la idea a partir de la sismicidad, de una nueva microplaca denominada "*Macondo*", lo cual no tiene sustento suficiente aun. Sobre su zona sur se han localizado importantes eventos con magnitudes próximas a 7 y profundidades bajas, sobre todo en la zona del departamento de Huila. En su parte norte la sismicidad es mas moderada y existen estudios detallados (debidos a grandes proyectos hidroeléctricos como Guavio y Chivor) que muestran que la actividad y el amenaza son intermedios aunque no bajos, debido a que se ha identificado una especie de brecha sísmica en este sector. Esta falla impone el máximo amenaza sobre Santa Fe de Bogotá que se encuentra a tan sólo decenas de kilómetros. A pesar de ser estas fuentes las más estudiadas existen además muchas más fallas en el territorio colombiano. Una descripción detallada se puede consultar en el estudio de amenaza sísmica de Colombia (AIS, 1996)

Sobre los mecanismos focales no existe aun un estudio detallado de las fallas en el territorio y esto constituye motivo de investigación actual. De todas formas a pesar de la escasa información recogida, varios investigadores han planteado la posibilidad de un límite sur oriental de la placa Caribe a lo largo del flanco oriental de la cordillera oriental de Colombia, justamente en la falla Frontal. En el país desde hace más de tres décadas se han realizado trabajos de investigación de las diferentes fallas para la evaluación de la amenaza y amenaza sísmico; para el primer código sismorresistente de Colombia (CCCSR-84) se realizó un primer estudio de estas, que permitió definir 32 sistemas de fallas.

Con base en información tectónica y sismológica, el estudio de amenaza sísmica de Colombia AIS (1996) realizó un análisis para determinar los parámetros de sismicidad más relevantes tales como, frecuencia de sismos, λ, pendiente de la curva de recurrencia beta, β y magnitudes máximas, M_u y mínimas, M_o de cada fuente; en todos los casos se usó una base de datos correspondiente al lapso de 1957 a 1995. En la derivación de estas variables se introduce una primera incertidumbre correspondiente a la asignación de eventos a las fuentes; sobre todo en la zona andina donde muchas fuentes se encuentran superpuestas (Figura 1).

Tabla 1 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas de Colombia (adaptada de AIS, 1996)

FUENTE	M_0	M_u	λ_0 (#eventos / año)	β	Prof. Prom(Km)
Arco de Dabeiba	4.0	6.5	0.21	1.043	30
Bahia Solano	4.0	7.5	0.606	0.988	28
Benioff Intermedia 1*	4.0	8.0	0.228	0.945	72
Benioff Intermedia 2*	4.0	8.0	0.152	0.945	72
Benioff Intermedia 3*	4.0	8.0	0.380	0.945	72
Benioff Profunda	4.0	7.5	6.450	1.643	165
Boconó	4.0	8.0	0.052	0.770	38
Bolivar	4.0	6.0	0.051	0.464	16
Bucaramanga-Sta Marta Norte	4.0	6.5	0.105	1.732	29
Bucaramanga-Sta Marta Sur	4.0	6.5	0.264	1.474	39
Cauca	4.0	7.0	0.132	0.700	26
Cimitarra	4.0	6.5	0.078	1.637	16
Compresión Sur Caribe-E	4.0	6.0	0.105	2.188	27
Compresión S. Caribe-O	4.0	6.0	0.131	1.209	27
Cuiza	4.0	7.0	0.105	1.274	24
Espiritu Santo	4.0	6.5	0.105	1.339	32
Fallas del Magdalena	4.0	7.0	0.078	1.852	19
Frontal Cordillera Oriental	4.0	8.0	1.160	0.988	22
Garrapatas	4.0	6.5	0.105	2.123	30
Ibagué	4.0	6.5	0.394	2.697	31
Junin-Sambiambi	4.0	7.0	0.052	1.384	33
Murindó-Atrato	4.0	7.5	0.843	1.057	18
Normal Panamá Pacifico	4.0	7.0	0.184	1.583	24
Oca	4.0	7.4	0.053	1.113	23
Palestina	4.0	6.5	0.132	1.344	21
Perijá	4.0	6.5	0.157	1.415	24
Puerto Rondón	4.0	6.5	0.078	0.616	19
Romeral	4.0	7.6	0.215	1.037	28
Romeral-Norte	4.0	6.5	0.052	0.849	40
Salinas	4.0	6.5	0.158	1.997	30
Sinú	4.0	6.0	0.105	0.531	23
Súarez	4.0	6.5	0.105	1.686	33
Subducción	4.0	8.6	7.890	1.393	26
Uribante-Caparo	4.0	7.0	0.079	0.758	18

** División fuente Benioff Intermedia*

El Estudio AIS (1996) realizó los análisis de regresión para los parámetros siguiendo un modelo de regresión simple, sin considerar el tratamiento bayesiano que es usado en muchos países. Esto no es un inconveniente mayor en las fuentes con mucha información; sin embargo, en las fuentes de pocos registros la variación puede ser grande. El estudio propuso los valores para 32 fuentes reconocidas como activas en el territorio colombiano. Estas fuentes se pueden observar en la figura 1 donde se aprecia una gran afluencia de fallas en el territorio andino de la nación, las cuales efectivamente son las que generan una gran concentración de epicentros. En la Tabla 1 se muestran los valores de los parámetros de sismicidad de las fuentes activas correspondientes al modelo sin segmentación (los parámetros del modelo con segmentación de las fuentes sísmicas que se encuentran en la región del Valle del Cauca se presentan en el capítulo de amenaza sísmica); estos parámetros son los mismos que los determinados en el estudio AIS (1996) con la excepción de la zona de Benioff intermedia, que fue subdividida por razones que van más allá del alcance de este estudio.

Modelo de sismicidad local de Poisson.

En un modelo de sismicidad de Poisson, la actividad de la i-ésima fuente sísmica se especifica como función de la tasa de excedencia de las magnitudes, $\lambda(M)$, que ahí se generan. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan en una fuente temblores con magnitud superior a una dada. En el presente estudio, para todas las fuentes sísmicas la función $\lambda(M)$ es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter (1944). En estos casos, la sismicidad queda descrita de la siguiente manera (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \qquad (1)$$

donde M_0 es la mínima magnitud relevante, tomada igual a 4.0 en este estudio. λ_0, β, y M_U son parámetros que definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas. Estos parámetros, tomados del estudio AIS (1996) se presentan en la Tabla 1. En la Figura 2 se muestran dos tasas de excedencia para zonas sísmicas distintas, una para una zona de alta sismicidad capaz de generar sismos con M>8 y otra de sismicidad intermedia.

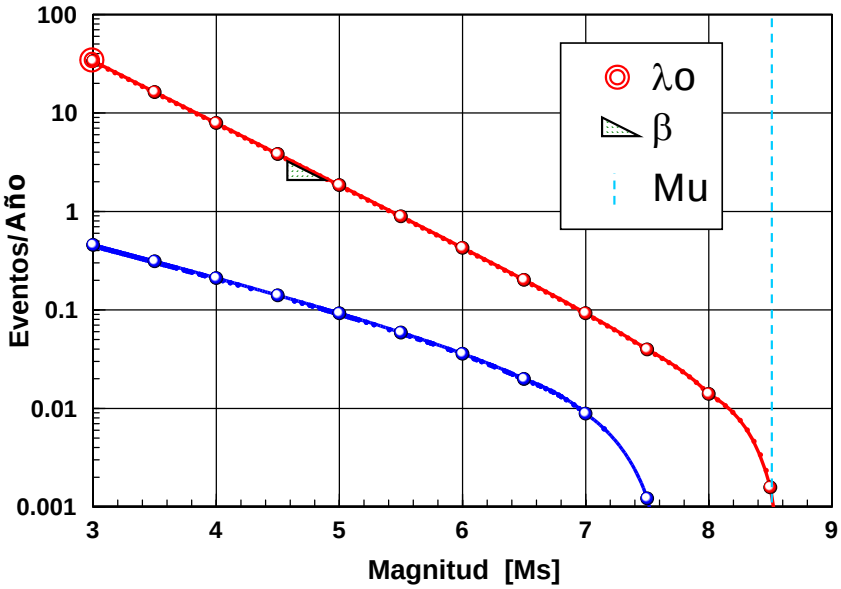


Figura 2 Tasas de excedencia de fuentes para el modelo de sismicidad de Poisson.

Atenuación de las ondas sísmicas.

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, hasta ahora supuesto en terreno firme, si en la i-ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad se les conoce como *leyes de atenuación,* a las cuales se pretende evaluar a continuación. Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco sísmico y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar muy

diversas formas. En este estudio se utilizan diferentes leyes de atenuación dependiendo del tipo de sismo o mecanismo focal, esto es, sismos de subducción o sismos continentales. Como se verá más adelante, se considera que las intensidades sísmicas relevantes no son sólo las ordenadas del espectro de respuesta de seudoaceleraciones, sino que además intervienen otras medidas complementarias de intensidad. A continuación se describe el procedimiento de construcción de leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier *(EAF)*, las cuales mediante procesos teóricos permiten el cálculo de leyes de atenuación de intensidades sísmicas comúnmente usadas en el diseño de estructuras.

Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF)

Una señal cualquiera (como por el ejemplo una señal sísmica) puede ser representada mediante una suma de infinitas señales sinusoidales con diferentes amplitudes, frecuencias fundamentales y fases. Para representar una señal en el dominio de la frecuencia de forma completa se requieren conocer las amplitudes asociadas a cada frecuencia de vibración (Espectro de Amplitudes de Fourier) y el corrimiento o desfase en el tiempo de cada una de las señales sinusoidales (Espectro de Fase). En un gran número de problemas de la ingeniería solo es posible estimar el Espectro de Amplitudes de Fourier, por lo cual la representación en el dominio de la frecuencia no es completa. Sin embargo, el Espectro de Amplitudes de Fourier tiene la información básica para estimar parámetros de interés, como la amplitud máxima que puede tomar una señal en un periodo de tiempo.

La ecuación utilizada para el cálculo del Espectro de Amplitudes de Fourier es la siguiente:

$$X(\Omega_k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) \cdot e^{-i\Omega_k n} \qquad (2)$$

En donde:

N es el número de puntos de la señal
k es un número entero entre 0 y *N* -1

$$\Omega_k = \frac{2\pi}{N} k$$

En la Figura 3 se presenta un ejemplo de cómo se compone una señal con base en señales sinusoidales de diferente amplitud y frecuencia, adicionalmente se presenta los espectros de amplitudes de Fourier para cada uno de los señales sinusoidales y la señal resultante. Se observa como el Fourier de la señal resultante es la suma de los Espectros de Fourier de las señales sinusoidales que componen la señal resultante.

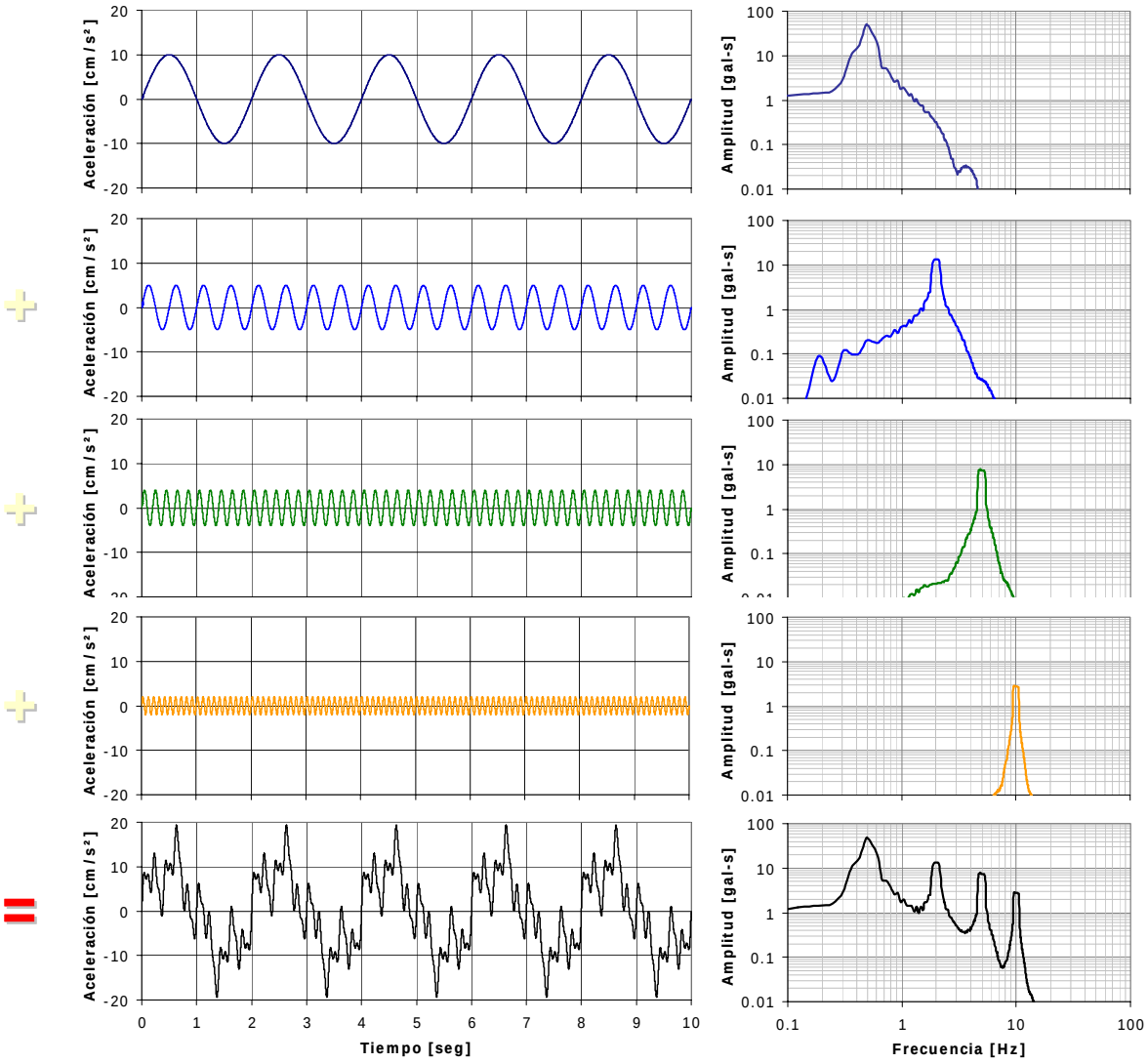


Figura 3 Representación mediante una suma de señales sinusoidales y su representación en el dominio de la frecuencia

Caracterización de los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF).

En los últimos 70 años sismólogos de todo el mundo han desarrollado relaciones con las cuales se puede predecir el Espectro de Amplitudes de Fourier dados una Magnitud y una Distancia. A continuación se explican los detalles de la teoría que permite representar las leyes de atenuación de EAF. Para ello será necesario definir la forma matemática como se definen los desplazamientos de las fuentes cuando ocurre un sismo y el contenido de frecuencia que genera dicho movimiento a partir de mecanismos de dislocación sismologicamente aceptados.

La sacudida de un sismo en un lugar cualquiera puede ocurrir debido a temblores próximos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo caso la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en las zonas de periodos largos. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por tanto, muy diferente según sea su distancia al foco sísmico. Por lo cual se impone la necesidad de

definir claramente cuándo un sismo puede considerarse próximo y cuándo no. Con esta finalidad, en sismología se han acuñado los conceptos de campo cercano y campo lejano.

Para grandes longitudes de onda y distancias, similares a las dimensiones de la fuente, los temblores pueden modelarse como fuentes puntuales; el uso de fuentes puntuales ha permitido un considerable avance en la descripción de fuentes más complejas, en particular las de origen tectónico. Desde el punto de vista sismológico un emplazamiento puede considerarse situado en campo lejano cuando su distancia al origen es suficiente como para atenuar las ondas de cuerpo. Desde este punto de vista las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, pueden ser aproximadas con un frente plano y analizadas usando la teoría de rayos. Algunos fenómenos físicos que afectan la propagación de ondas, como la dispersión, la atenuación, y la difracción, cobran gran importancia en este caso y son motivo de investigación por parte de la sismología moderna.

Dado que el tamaño del terremoto es clave para acotar el campo lejano, a veces la otra zona, -el campo cercano -, ha sido definido en ingeniería como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura, parámetro que como se explicará más adelante se relaciona directamente con la magnitud del sismo. Para este caso el foco dejará de ser puntual y comenzará a tener dimensiones finitas. En cualquier caso, en el campo cercano las ondas sísmicas poseen siempre alta frecuencia y por tanto pequeña longitud de onda.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano, principalmente debido a que los equipos de registro desarrollados fueron sismógrafos, fácilmente saturables a distancias cercanas del foco. Posteriormente se desarrollaron equipos capaces de registrar altas frecuencias, lo cual permitió obtener registros sísmicos que han favorecido el estudio del proceso de fractura en el foco. Se han propuesto muchas teorías y modelos que se han comparado con las observaciones, la mayoría de ellos basados en la teoría de dislocaciones o en teorías generalizadas de fuentes puntuales, en las cuales la propagación de la fuente simula el fenómeno de ruptura.

La comprensión del problema sísmico dio un paso fundamental cuando en 1910 Shida observó que la polaridad del primer impulso de la onda *P* registrada en una estación sísmica dependía del azimut de la estación respecto al epicentro. En otras palabras, la primera llegada era hacia arriba, indicando compresión del suelo sobre el sismómetro, o hacia abajo indicando dilatación, los detalles se pueden consultar en Sarria (1995).

Esto hizo ver que el mecanismo que origina un terremoto no puede ser de tipo explosivo ya que a este siempre lo corresponderían polaridades compresivas. Observaciones más completas permitieron comprobar que la distribución de polaridades dividía el área alrededor del epicentro en cuatro regiones de similar extensión, de manera que los cuadrantes con predominio de compresiones estaban limitados por los de dilataciones. La distribución de ondas que modela una fuente es comúnmente llamada patrón de radiación y es motivo permanente de investigación por parte de sismólogos.

Patrón de Radiación

La solución para el campo de desplazamientos en un medio elástico, infinito, homogéneo e isotrópico debido a una carga puntual, fue planteada hace mas de un siglo y medio por Stokes (1849); sin embargo, sólo hasta principios del siglo XX Nakano la aplicó para representar eventos sísmicos; fue él, quien considerando una carga puntual con una variación *f(t)*, dedujo el campo de desplazamiento en coordenadas cartesianas de la siguiente forma:

$$u=\frac{1}{4\pi\rho}\left\{\frac{\partial^2}{\partial x^2}(\phi-\psi)+\nabla^2\psi\right\} \quad (3)$$

$$v=\frac{1}{4\pi\rho}\left\{\frac{\partial^2}{\partial y^2}(\phi-\psi)\right\} \quad (4)$$

$$w=\frac{1}{4\pi\rho}\left\{\frac{\partial^2}{\partial x\partial z}(\phi-\psi)\right\} \quad (5)$$

donde *u*, *v* y *w* son los desplazamientos en las direcciones *x*, *y* y *z* respectivamente; las funciones potenciales ϕ y ψ están definidas como:

$$\phi=\frac{1}{r}F\left(t-r/\alpha\right) \quad (6)$$

$$\psi=\frac{1}{r}F\left(t-r/\beta\right) \quad (7)$$

siendo α y β, las velocidades de onda dilatacional (onda *P*) y cortante (onda *S*) respectivamente, *r* la distancia al epicentro y *F(t)* esta relacionada con *f(t)* mediante:

$$f(t)=\frac{\partial^2 F(t)}{dt^2} \quad (8)$$

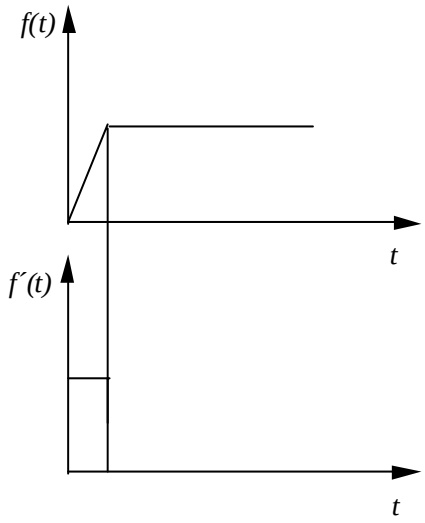


Figura 4 Variación de uno de los pares en el origen

El movimiento puede descomponerse en desplazamientos radiales y transversales, y haciendo los respectivos cambios de coordenadas; a partir de la solución de las ecuaciones 3-5 pueden obtenerse las correspondientes a combinaciones de fuerzas puntuales que dan origen a diferentes mecanismos focales.

Una explosión, por ejemplo, puede ser representada por seis fuerzas que se generan de un punto hacia fuera en cada uno de los ejes coordenados; un sólo par de fuerzas sobre un plano genera equilibrio en desplazamientos pero tiene un momento resultante; asimismo la aplicación de cuatro fuerzas, es decir un doble par sobre cuadrantes (figura 5) opuestos, genera en un sistema con fuerzas y momentos nulos; este es conocido como fuente puntual de doble par.

Debido a esta característica de resultante nula, la fuente de doble par es empleada con frecuencia para representar temblores, pues en ellos las fuerzas están en equilibrio antes y después del sismo. De las ecuaciones 3-5 puede obtenerse que la solución para el doble par esta dada por:

$$u=-\frac{1}{4\pi\rho}\left\{2\frac{\partial^3}{\partial x^2\partial y}(\phi-\psi)+\frac{\partial}{\partial y}\nabla^2\psi\right\} \quad (9)$$

$$v=-\frac{1}{4\pi\rho}\left\{2\frac{\partial^3}{\partial y^2\partial x}(\phi-\psi)+\frac{\partial}{\partial y}\nabla^2\psi\right\} \quad (10)$$

$$w=-\frac{1}{4\pi\rho}\left\{2\frac{\partial^3}{\partial y\partial x\partial z}(\phi-\psi)\right\} \quad (11)$$

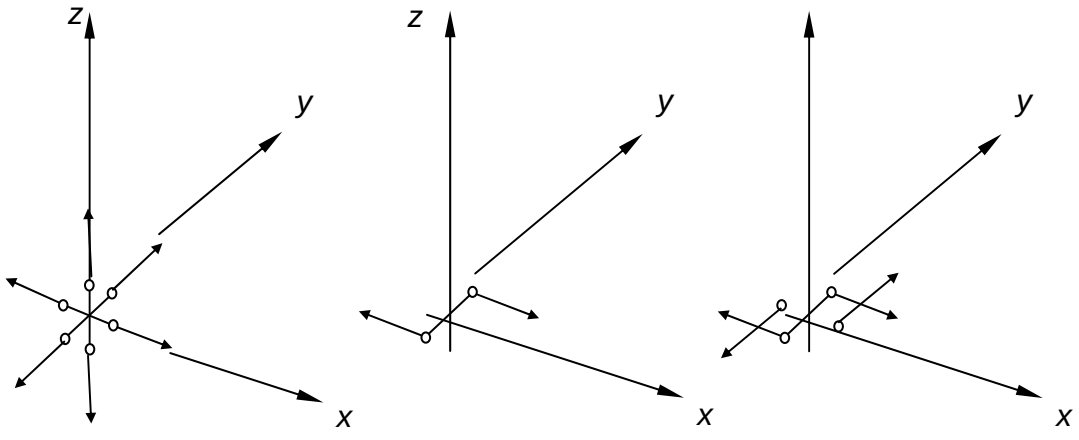


Figura 5 Izquierda: Combinaciones de cargas puntuales para un centro de dilatación; centro: mismas consideraciones para un par simple; derecha: mismas consideraciones para un par doble

en donde las relaciones 9-11 siguen siendo validas, pero *f(t)* representa los pares. Para el campo lejano los campos de desplazamientos en coordenadas esféricas pueden escribirse como:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho}\frac{1}{\beta^3 r} H_1(t,r,\alpha,\beta)\, Sen^2\theta Sen(2\phi) \quad (12)$$

$$u_\theta = \frac{1}{4\pi\rho}\frac{1}{\beta^3 r} H_2(t,r,\alpha,\beta) Sen\theta Cos\theta Sen(2\phi) \quad (13)$$

$$u_\phi = \frac{1}{4\pi\rho}\frac{1}{\beta^3 r} H_3(t,r,\alpha,\beta) Sen\theta Cos(2\phi) \quad (14)$$

donde u_r, u_θ y u_ϕ son los desplazamientos en coordenadas esféricas y H_1, H_2 y H_3, son funciones que se pueden obtener de forma similar a ϕ y ψ. Los desplazamientos de esta forma generan las amplitudes que terminan denominándose sismogramas en diferentes direcciones, tal y como se muestran en la figura 6 para el caso de *f(t)* mostrado en la figura 4.

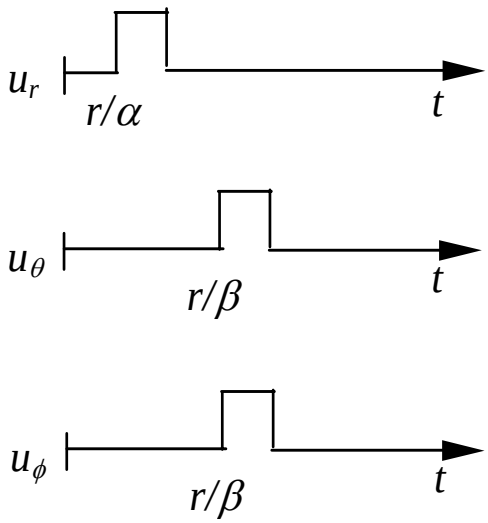


Figura 6 Sismogramas típicos en el campo lejano debido al modelo de par doble.

Los patrones de radiación definen la forma en que se distribuyen angularmente las ondas generadas de la fuente. Por ejemplo, considerando el campo lejano y las ecuaciones de desplazamiento 11-13, si θ=90° los desplazamientos radiales u_r, provocados en este caso por las ondas *P*, estarían modulados por la función *sen2*φ y los desplazamientos u_φ, generados por las ondas *S*, lo serian por la función *cos2*φ. De esta forma los patrones de radiación de ondas *S* y *P* se encuentran desfasados como se pueden ver en la figura 7.

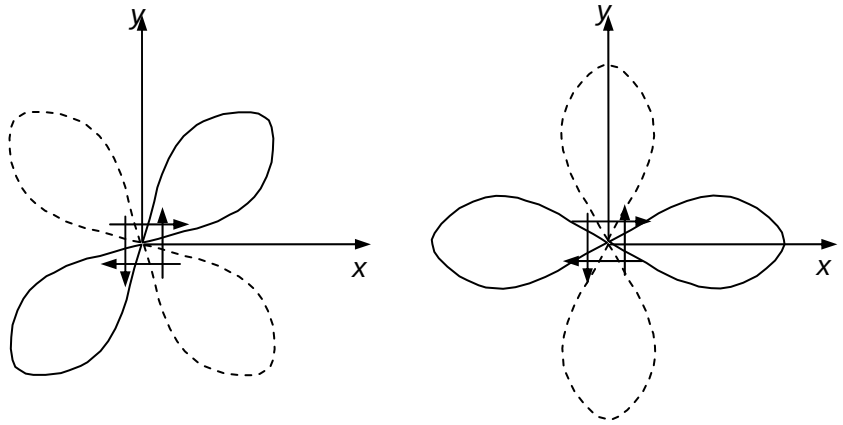


Figura 7 Izquierda: Patrón radiación de ondas P para modelo de doble par modulado por las ecuaciones 11-13; Derecha: Patrón de radiación de ondas S para modelo de doble par.

Caída de esfuerzos y Momento Sísmico

Knopoff (1958) mostró la relación entre los desplazamientos permanentes del terreno y algunos parámetros característicos de una fuente en un semiespacio infinito en el cual estableció un campo de desplazamiento $u_2=u_3=0$ y $u_1\neq 0$ de manera que en coordenadas cartesianas el único esfuerzo presente es $\sigma_{21}=S$. y que el ancho de la falla se denomina D en el plano x_1-x_3, como se indica en la Figura 8. De esta manera para que el corte este libre de esfuerzos se deberá encontrar un campo de desplazamiento con $\sigma_{21}=-S$ y la ecuación de equilibrio quedará descrita en términos de:

$$\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2^2}+\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2}=0 \qquad (15)$$

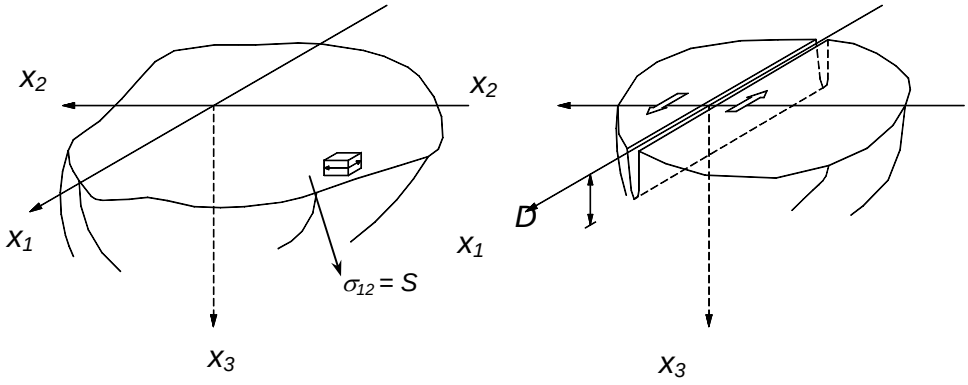


Figura 8 Izquierda: Semiespacio con σ_{12} = S; Derecha: Corte profundidad D

la solución del desplazamiento según Knopoff será:

$$u_1 = \frac{SD}{\mu}\left(1-\left(\frac{x_3}{D}\right)\right) \rightarrow x_3 \leq D$$

$$\sigma_{21} = \left\{ \begin{array}{l} -S \rightarrow\rightarrow\rightarrow\rightarrow\rightarrow\rightarrow x_3 \leq D \\ S\left[\frac{x_3}{\sqrt{x_3^2 - D^2}} - 1\right] \rightarrow x_3 \geq D \end{array} \right\} \qquad (16)$$

introduciendo el concepto del desplazamiento relativo máximo de la superficie igual a:

$$U_m = 2\frac{SD}{\mu} \qquad (17)$$

es posible estimar el esfuerzo asociado a ese desplazamiento, es decir si $\Delta\sigma = S$; entonces la ecuación anterior se transforma en :

$$\Delta\sigma = \frac{1}{2}\frac{U_m \mu}{D} \qquad (18)$$

donde $\Delta\sigma$ es un esfuerzo cortante al que se le suele llamar caída de esfuerzos y es la diferencia en los esfuerzos antes y después del movimiento. Para el caso de una falla con ancho *D* con desplazamiento relativo máximo U_m en la dirección en que se mide *D* se han encontrado soluciones del tipo:

$$\Delta\sigma = \frac{2(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu}\frac{U_m \mu}{D} \qquad (19)$$

ahora, si $\lambda=\mu$ el factor de esta ecuación es 4/3; además si la falla es circular con radio r_0 equivalente se tiene que:

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi}{24}\frac{U_m \mu}{r_0} \qquad (20)$$

La teoría de elasticidad estática permite la obtención de soluciones para el campo de desplazamientos dado lo que sucede en una región donde ocurre una dislocación. La teoría de dislocaciones nació con los trabajos de Volterra, pero Steketee (1958) la aplicó a la sismología con buenos resultados que permitieron estimar de manera confiable el valor del momento estadístico del doble par asociado a una dislocación en superficie plana. Usando la equivalencia con las fuerzas de cuerpo que ocasionan un movimiento relativo medio, *U* se obtiene que el momento mencionado se obtiene tal y como se mencionó en el primer capítulo como: $M_0 = \mu UA$ donde *A* es el área de dislocación. Este resultado estático ha probado ser de gran utilidad al introducirse como variable en los problemas sismológicos y tiene relación con magnitudes asociadas con la energía liberada; dicha definición se debe a Aki (1966). Teniendo en cuenta

que una aproximación valida resulta que: $U_m=3/2U$, entonces la caída de esfuerzos se puede determinarse a partir del Momento sísmico y para una falla circular idealizada como:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16}\frac{M_0}{r_0^3} \tag{21}$$

siguiendo lo anterior la energía total involucrada en la ruptura esta dada mediante:

$$E = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2)UA \tag{22}$$

donde σ_1 y σ_2 son los esfuerzos antes y después de la ruptura, de tal suerte que $\Delta\sigma=\sigma_1-\sigma_2$. Ahora bien, parte de la energía, E_s, es radiada como ondas sísmicas y el resto, E_f, se pierde en forma de calor; por lo que la energía total es: $E=E_f+E_s$. Si E_f se define en términos del esfuerzo de fricción promedio de la falla, σ_f, mediante $E_f=\sigma_f UA$ entonces se obtendrá que la energía radiada estaría dada por:

$$E_S = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2 - 2\sigma_f)UA \tag{23}$$

esta expresión se puede rescribir introduciendo el concepto de eficiencia sísmica, Ψ de tal manera que:

$$E_s = \psi E \tag{24}$$

entonces usando ecuaciones que relacionan momento sísmico y energía se puede deducir que:

$$E_S = \frac{\psi(\sigma)M_0}{\mu} \tag{25}$$

donde $\Psi(\sigma)=\Psi/2(\sigma_1+\sigma_2)$, es igual al esfuerzo promedio aparente. Normalmente la energía sísmica se puede obtener del análisis espectral de sismogramas o de las relaciones energía-magnitud, de esta forma se puede calcular el esfuerzo promedio aparente; la determinación de la eficiencia es un poco más complicada ya que puede requerir determinar los esfuerzos instrumentalmente.

Savage y Wood, (1971) definieron la energía radiada como:

$$E_S = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} + (\sigma_2 - \sigma_f)\right]M_0/\mu \text{ donde } \sigma_a = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} + (\sigma_2 - \sigma_f)\right] \tag{26}$$

por lo que $E_S = \sigma_a M_0/\mu$ y σ_a es el denominado esfuerzo aparente; después de los avances en la definición del mecanismo generador de sismos, varios investigadores propusieron hipótesis sobre la magnitud de esfuerzos iniciales y finales con respecto a la caída de esfuerzos.

Orowan (1960) propuso que $\sigma_2 = \sigma_f$ y a partir de esta premisa obtuvo que $\Psi_f(\sigma) = 1/2\Delta\sigma$, donde Ψ_f es la eficiencia sísmica. por lo que la ecuación 26 que relaciona energía y momento se transforma en:

$$E_s = \frac{1}{2}\frac{\Delta\sigma M_0}{\mu} \qquad (27)$$

el esfuerzo aparente en el modelo de Orowan es: $\sigma_a = \frac{\Delta\sigma}{2} = \frac{\mu E_S}{M_0}$ (28)

Kanamori (1977) acogiendo el modelo de Orowan con relaciones de $\Delta\sigma/\mu \approx 10^{-4}$ encontró relaciones de la energía con el momento sísmico de la forma:

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \approx 5 * 10^{-5} \qquad (29)$$

Posteriormente Savage y Wood, (1971) propusieron que $\sigma_2 < \sigma_f$, modelo que se denominó "*overshoot*" y en este caso se obtuvo que:

$$\frac{\mu E_s}{M_0} < \frac{\Delta\sigma}{2} \text{ por lo que } \sigma_a < \frac{\Delta\sigma}{2} \qquad (30)$$

y Brune (1970) propuso que el esfuerzo final σ_2 fuera mayor el esfuerzo de fricción, σ_f ($\sigma_2 > \sigma_f$),en lo que se constituyó el modelo de caída de esfuerzo parcial, para lo que se obtiene una relación entre momento y energía de la forma:

$$\frac{\mu E_s}{M_0} > \frac{\Delta\sigma}{2} \qquad (31)$$

de esta forma el momento sísmico es, entonces, una medida de la energía sísmica liberada y un parámetro útil para la estimación de la magnitud del temblor. Así lo entendió Kanamori (1977) quien desarrolló la escala de Magnitud de momento basada en el momento sísmico. La escala extendió la aplicación de la escala de Richter de manera que se podían medir sismos de grandes magnitudes con mayor precisión. Ya que Richter determinó una expresión que relacionaba magnitud de ondas de superficie y energía radiada como: $\log E_s = 1.5 M_s + 11.8$; Kanamori hizó $M_s = M_w$ y supuso de forma aproximada usando el modelo de Orowan que $\frac{\Delta\sigma}{\mu} \approx 10^{-4}$ para llegar a que: $M_w = 2/3 \log M_0 - 10.73$

La ruptura se inicia en una zona relativamente pequeña que se considera puntual, una vez se sobrepasa la resistencia de los materiales de la corteza empieza un proceso dinámico de relajaciones y concentraciones súbitas de esfuerzos en diferentes regiones que hace que la ruptura se propague. A pesar de que se tenía la idea que ya que eran los esfuerzos cortantes los que generaban la ruptura y que la velocidad de propagación de la ruptura era similar a la velocidad de onda cortante, se ha descubierto por evidencia instrumental que esta parece ser el valor máximo para este fenómeno.

Espectro de amplitudes de desplazamiento y aceleración en campo cercano

Los espectros de amplitudes de Fourier de desplazamiento de sismos reales cerca al origen muestran una tendencia de decrecimiento con la frecuencia, por lo que algunos autores sugirieron la idea de que el decrecimiento fuera proporcional a ω^{-1}; de esta manera con dicho modelo y teniendo la historia de los desplazamientos en el borde de la falla de la forma:

$$U(t) = \frac{\sigma_a}{\mu}\beta\tau\left(1 - e^{-t/\tau}\right) \tag{32}$$

donde τ es el tiempo de la ruptura $\tau = L/v$ L es la longitud de ruptura. La transformada de Fourier de la ecuación anterior permitirá observar que:

$$U(\omega) = \frac{\sigma_a \beta}{\mu}\frac{1}{\omega\sqrt{\omega^2 + \frac{1}{\tau^2}}} \tag{33}$$

lo cual muestra la forma de decrecimiento espectral propuesta por las tendencias de los sismos reales. Al usar la definición estática de M_0 se tiene en cuenta que este puede determinarse con buena aproximación de espectros de amplitudes de Fourier de campo lejano en bajas frecuencias; esta condición se cumple si las longitudes de onda y la distancia a la fuente es grande. De esta forma los espectros de amplitudes de Fourier de las ondas *P* cuando a cada uno de los pares se les asigna una variación en el tiempo dada por una función de Heaviside multiplicada por M_o están dados en el campo lejano por:

$$U_p(\omega) = \frac{1}{4\pi R}\frac{M_0}{\rho\alpha^3}R_{\theta\phi P} \tag{34}$$

y el espectro de ondas *S* por:

$$U_S(\omega) = \frac{1}{4\pi R}\frac{M_0}{\rho\beta^3}R_{\theta\phi S} \tag{35}$$

donde $R_{\theta\phi P}$ es el valor cuadrático medio del patrón de radiación de ondas *P* y $R_{\theta\phi S}$ el de las ondas *S*. En 1923, Nakano mediante la teoría de elasticidad, suponiendo una tierra elástica, infinita e isotrópica dedujo los patrones de radiación para los modelos de par sencillo y par doble, esto llevo a la derivación de las primeras ecuaciones de desplazamiento para el modelo de par doble, que finalmente fue aceptado como correcto modelador del fenómeno. Se ha discutido mucho de la bondad de doble par para modelar temblores, debido a que el patrón de radiación en el campo lejano para las ondas *P* es el mismo que el del par simple; en el caso de ondas *S* no sucede así, sin embargo, el modelo de doble par fue ganando adeptos y en la década de los 60 era ya el modelo aceptado. De esta forma mediante el estudio de la polaridad de los primeros movimientos, se han podido establecer las características del patrón de radiación para el doble par que aproxima el inicio de un temblor y contar con información del mecanismo en la fuente. Lo anterior fue corroborado mediante estudios de mecanismos basados en las componentes de las ondas *S*, el ángulo de polarización o en ondas

superficiales, que permitieron establecer que el modelo de doble par de fuerzas es el que mejor describe el mecanismo focal de un terremoto.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, Haskell (1966) definió una función de dislocación de la forma *D(ζ,,t),* la cual es el desplazamiento de la discontinuidad a lo largo del plano de falla en el punto ζ y en el tiempo *t*. El plano de falla se extiende a lo largo del eje ζ (Figura 9 izquierda) y la función de dislocación es considerada como la dislocación promedio sobre el ancho *w* de la falla; se supone que la falla se acaba cuando ζ=*L*, donde *L* es la longitud de la falla tal y como se muestra en la figura 10 derecha. De manera general la dislocación que sufre una falla se genera en un segmento de la misma y no en toda su extensión; mecánicamente es imposible que se genere un sismo de gran magnitud en un punto o segmento de falla corto, entonces, cuanto mayor sea la distancia de fallamiento, mayor será la magnitud y existen correlaciones con datos mundiales que han permitido relacionar la magnitud y la longitud de la falla de la forma: Bolt (1978):

$$M_s = 6.03 + 0.76 \log L \qquad (36)$$

Sin embargo, la ruptura que se observa en la superficie no necesariamente representa la extensión del plano fallado, debido a que muchas rupturas solo se extienden parcialmente hasta la superficie y la mayoría no se pueden observar del todo, pues ocurren a grandes profundidades o bajo el fondo oceánico, entonces, es necesario tener en cuenta este tipo de consideraciones; además, los tipos de fallas establecen diferentes formas de comportamiento en la longitudes de la ruptura por lo que son necesarias relaciones para cada tipo de fuente.

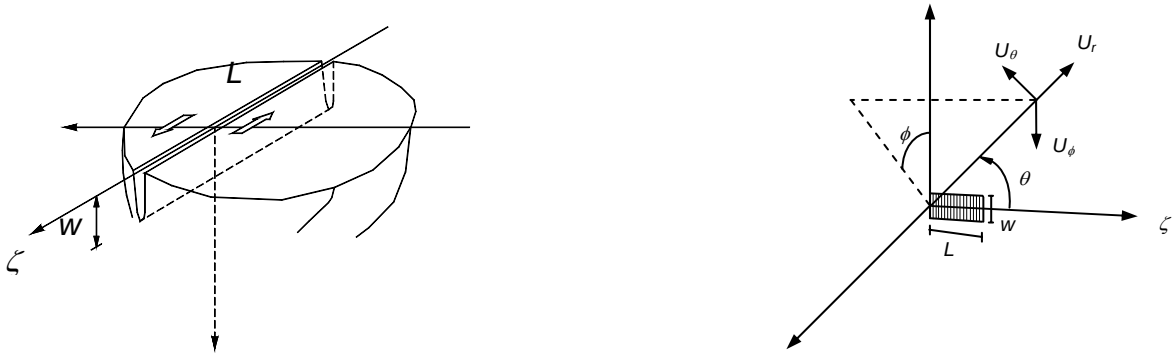


Figura 9 Izquierda: Diagrama de falla rectangular de Haskell; Derecha: Sistemas de referencia locales para una falla rectangular.

Para describir la fenomenología de la radiación de alta frecuencia provocada por temblores, a partir de estudio sismológicos, Aki (1967) estudio el modelo de dislocación de Haskell (1964), en el que una ruptura bajo esfuerzo cortante se propaga a través de una falla rectangular, la cual está dentro de un espacio elástico, isótropo e infinito. Aki dedujo que los desplazamientos en campo lejano debido a las ondas *P* y *S*, son, en sistema de coordenadas polares tal como el mostrado en la figura 9 derecha.

$$U_R = \frac{1}{4\pi\beta^3 R}\left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^3 Sen(2\theta)Sen(\phi)w\int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t-\frac{R-\zeta Cos(\theta)}{\alpha}\right)d\zeta \qquad (37)$$

$$U_\theta = \frac{1}{4\pi\beta^3 R} Cos(2\theta)Cos(\phi) w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{R - \zeta Cos(\theta)}{\beta}\right) d\zeta \quad (38)$$

$$U_\phi = \frac{1}{4\pi\beta^3 R} Cos(2\theta)Sen(\phi) w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{R - \zeta Cos(\theta)}{\beta}\right) d\zeta \quad (39)$$

donde U_R, U_θ y U_ϕ son los desplazamientos en dirección radial, angular y longitudinal respectivamente, *w* es el ancho de la falla, *L* la longitud. $\dot{D}(x,t)$ es la función de velocidad de dislocación. Tomando el punto inicial de la falla como el origen de las coordenadas cartesianas el sistema de coordenadas es tal que $x=R\cos(\theta)$, $y=R\text{sen}(\theta)$ y $z=R\text{sen}(\theta)Cos(\phi)$. Las anteriores expresiones tienen la forma común:

$$U = P(r,\theta,\phi,\alpha,\beta) w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{r - \cos\theta}{(\alpha,\beta)}\right) d\zeta \quad (40)$$

Aplicando la transformada de Fourier para llevar la anterior expresión al dominio de la frecuencia obtenemos que:

$$U(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) e^{-i\omega t} dt$$
$$U(\omega) = \omega \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} dt * \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{r - \zeta\cos\theta}{(\alpha,\beta)}\right) d\zeta \quad (41)$$

siguiendo el planteamiento inicial de Haskell (1966) fue necesario estimar la función de dislocación en cualquier momento $t+\tau_i$ y en cualquier punto $\zeta+x_i$; para ello se necesito introducir una función de autocorrelación $\rho(x_i,t_i)$ de $D(\zeta,t)$ de la forma:

$$\rho(x_i, t_i) = \int_{-\infty}^{\infty}\int \dot{D}(\zeta,t)\dot{D}(\zeta + x_i, t + \tau_i) d\zeta\, dt \quad (42)$$

de esta forma es posible según Haskell (1966) establecer que la función temporal (es decir la función de autocorrelación del tiempo) decrece exponencialmente con el log(τ_i) y tiene la forma:

$$\rho(t_i) = \int_{-\infty}^{\infty}\int D(\zeta,t)D(\zeta + x_i, t + \tau_i) dt = \rho_0 e^{-k_T|\tau_i|} \quad (43)$$

y la función espacial (es decir la función de autocorrelación del espacio) de autocorrelación de velocidad de dislocación se describe a partir de

$$\rho(x_i) = \int_{-\infty}^{\infty}\int D(\zeta,t)D(\zeta + x_i, t + \tau_i) dx = \rho_0 e^{-k_L|x_i| - k_T|\tau_i - x_i/v|} \quad (44)$$

donde *v* es la velocidad de dislocación y $v=k_T/k_L$. Usando las funciones espaciales y temporales de autocorrelación descritas, Aki(1967) dedujo que el espectro de amplitudes de Fourier del desplazamiento provocado por las ondas *S* puede expresarse de la siguiente forma:

$$U(\omega)=\frac{1}{4\pi\rho\beta^3 R}\frac{wD_0L}{\sqrt{1+\left(\frac{Cos(\theta)}{\beta}-\frac{1}{v}\right)^2\left(\frac{\omega}{k_L}\right)^2}\sqrt{1+\left(\frac{\omega}{k_T}\right)^2}} \quad (45)$$

donde D_0 es el desplazamiento promedio de la falla; Aki estudió el caso particular cuando $\theta=0$ y además considerando la definición de momento sísmico como: $M_0=\mu wLD_0$ pudo definir el espectro de amplitudes de desplazamiento como sigue a continuación:

$$U(f)=\frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3}\frac{M_0}{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}\frac{1}{R} \quad (46)$$

donde $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiallustración 1ción, ρ es la densidad de masa del material, y f_c es la llamada *frecuencia de esquina*. El término *1/R* modela la atenuación geométrica de las ondas de cuerpo en el campo lejano; después se verá cómo este varía a medida que se aleja de la fuente para reflejar mejor la atenuación de las ondas a grandes distancias. Este espectro contiene una parte plana en la zona de bajas frecuencias, cuya amplitud es proporcional a *Mo*.

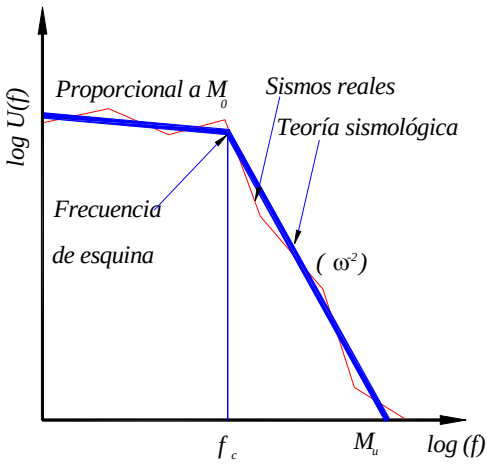


Figura. 10 Espectro de amplitudes de Fourier de desplazamiento típico en un lugar cercano la falla.

Para altas frecuencias, el espectro decae como función de f^2, por lo que es llamado modelo "*omega cuadrada*" (ω^2) y las dos zonas del espectro se cortan aproximadamente en la frecuencia de esquina, como se puede ver en la Figura 10. Esta frecuencia se relaciona con la dimensión del radio de la fuente de la siguiente forma (Brune, 1970):

$$r_0 = 2.34\frac{\beta}{\omega_C} \quad (47)$$

donde r_0 es el radio equivalente de una falla circular en km., para la caída de esfuerzos y el momento sísmico que se tiene en consideración y $\omega_c=2\pi f_c$. El espectro de la ecuación 46, al ser multiplicado por ω^2 dará como resultado el espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones:

$$A(f)=CR_{\Theta\phi}S(f)\frac{1}{R} \quad (48)$$

donde *C* es un término constante que depende de las propiedades del material, dado por:

$$C=\frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \quad (49)$$

el término *S(f)* es llamado espectro de fuente de Brune (1970), quien suponiendo que la dislocación en el borde de la falla es de la forma $1\text{-}e^{-t/\tau}$ llego a un resultado similar; actualmente esta relación es llamada modelo de Brune, el parámetro τ (o $k_T^{-1} = 2\pi f_c$ en el modelo de Aki) debe ser de orden r_0/β donde r_0 es una dimensión característica definida anteriormente de la zona de ruptura; Una forma típica del espectro de amplitudes de aceleraciones se muestra en la Figura 13 y el término *S(f)* puede ser evaluado por la siguiente relación;:

$$S(f)=\frac{Mo.f^2}{1+\left(\frac{f}{fc}\right)^2} \qquad (50)$$

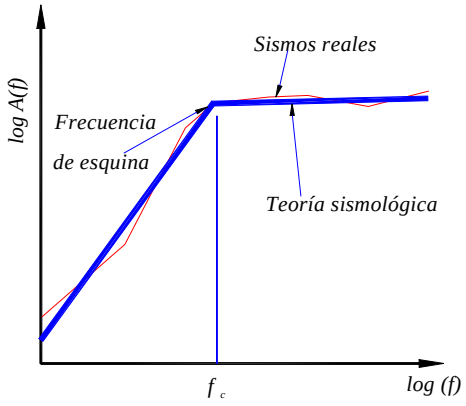


Figura 11 Espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones típico en un lugar cercano a la falla.

Brune (1970), con base en un modelo de falla circular encontró relaciones entre la frecuencia de esquina, el momento sísmico y la dimensión de la falla, de tal forma que la frecuencia de esquina para el modelo es:

$$f_c=4.9*10^6\,\beta*\sqrt[3]{\frac{\Delta\sigma}{Mo}} \qquad (51)$$

En la expresión 50 $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos medida en bares, β está dada en km/seg y *Mo* en dinas-cm.

Este modelo permitió derivar nuevamente la energía en función del momento sísmico como: (Singh y Ordaz,1994)

$$E_s \approx 0.46\frac{\Delta\sigma}{2\mu}M_0 \qquad (52)$$

y al esfuerzo aparente así:

$$\sigma_a = \frac{\mu E_s}{M_0} \approx 0.23\Delta\sigma \qquad (53)$$

Espectro de amplitudes en campo lejano

El término *A(f)* de la ecuación 47 representa el espectro de aceleraciones en un medio ideal; las condiciones bajo las cuales se va modificando este espectro a medida que el movimiento avanza se describen a continuación:

Atenuación Regional. Es llamada también absorción anelástica y puede ser utilizada como un indicador de las posiciones de la litósfera (zona de relativa baja absorción y por tanto elevado valor de *Q*) y de la astenósfera (alta absorción y *Q* pequeña) en una determinada región. Para una zona de subducción el valor de *Q* para las ondas *P*, Q_p toma valores próximos a 1000 para la litósfera, entre 200 y 500 para la astenósfera y de 1000 a 3000 para la corteza oceánica que se introduce bajo la placa continental. Este parámetro toma en cuenta la energía disipada por procesos viscosos, comportamiento no lineal de la roca o disipación por calor. Esta atenuación

depende de las propiedades de la roca, la frecuencia y de la distancia recorrida; está muy ligada a las características tectónicas locales.

Es necesario calibrar este parámetro para nuestro modelo de atenuación en el ambiente colombiano; bajos valores de *Q* están asociados a regiones sísmicamente activas, mientras que altos valores representan zonas estables. Se ha visto que una forma apropiada de representar este tipo de atenuación es mediante la multiplicación de *A(f)* por un filtro con término exponencial decreciente con la forma $e^{\pi * f * R/\beta Q}$ donde $Q=Qo*f^{\varepsilon}$, aquí *Qo* y ε son constantes para una zona de la corteza en análisis; estos últimos parámetros son los que será necesario tabular en función del mejor nivel de correlación que se obtenga de una base de datos de sismos de la región.

Decaimiento de la alta frecuencia. Como se aprecia en la ecuación 47, el espectro de Brune predice amplitud constante para $f >> f_c$. Esto no puede ser así, en primer lugar por consideraciones energéticas, y además porque, como se observa en los espectros reales, a medida que se avanza en distancia, las altas frecuencias se van filtrando y las amplitudes de aceleración van decayendo de una forma más rápida que lo predicho por la atenuación regional. Dicho decaimiento se ha atribuido tanto a efectos de fuente como a efectos de las capas superficiales.

Boore (1983) utiliza la frecuencia de corte introducida por Hanks (1982), f_{max}, para modelar el abrupto decaimiento de la energía de alta frecuencia mediante un filtro Butterworth pasabajas. Singh et al. (1982) encontraron que este decaimiento podía ser representado mediante una expresión exponencial de la forma $e^{-\pi f k}$, donde *k* es un factor que depende del sitio y que será motivo de calibración en nuestro estudio. Además, se ha visto que el parámetro *k* tiene variación con la distancia de la forma $\kappa=\kappa_1+R/Q_1$.

Partición de la energía en dos componentes. Como la energía del espectro fuente es total, se supone una partición en dos componentes ortogonales horizontales, por lo que se involucra el factor $\sqrt{1/2}$, suponiendo que las componentes son iguales en ambas direcciones.

Corrección por superficie libre. Se aplica un factor de *2* para predecir las amplificaciones de onda al llegar a la superficie debido al brusco cambio de impedancias.

Patrón de radiación. Se usarán los recomendados en la literatura internacional (Boore 1983; Boatwright, 1984) que oscilan entre *0.55* y *0.63*.

Atenuación geométrica. El término *1/R* implica la predominancia de ondas de cuerpo para distancias cercanas al epicentro; sin embargo a mayores distancias, la predominancia es de ondas superficiales. Este efecto debe tomarse en cuenta transformando el término *1/R* en $(R*Rx)^{-1/2}$, donde *Rx* es la distancia epicentral a partir de la cual predominarán las ondas superficiales.

Introduciendo estos efectos se puede describir el viaje de las ondas *S* a través del medio y así establecer el espectro de amplitudes de aceleración en cualquier sitio particular. En estas condiciones, la ecuación original 46 se transforma en la siguiente:

$$A(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\Theta\phi} C\, Mo \overbrace{\frac{f^2}{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}}^{Brune} \frac{e\left(\frac{-\pi f R}{\beta Q o f^{\varepsilon}}\right) e\left(-\pi(\kappa_1 + \frac{R}{Q_1}) f\right)}{R} \quad (54)$$

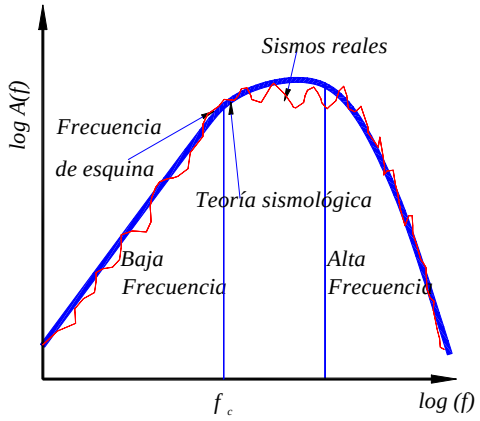


Figura 12 Espectro de amplitudes de aceleración en campo lejano

Este modelo es llamado de "*fuente puntual*" y representa el *EAF* en un sitio deseado después del viaje de las ondas afectado por las variables mencionadas, dichas variables son las que reflejan el proceso de atenuación de amplitudes para altas frecuencias. Forma típica de estos espectros puede observarse en la figura 13.

Dicho modelo ha sido aplicado en muchas zonas del mundo, para distancias de hasta 100 km. Después de esa distancia el movimiento deja de estar controlado por las ondas *S*.

Espectro de amplitudes de fuente finita

Se ha observado que a distancias focales muy pequeñas, comparables con el tamaño de la ruptura, el modelo de fuente puntual falla. Por lo cual para contar con un modelo útil en las cercanías de la fuente, Singh *et al*. (1989) desarrollaron un modelo sismológico que tiene en cuenta el tamaño finito de la zona de ruptura. El modelo contempla una falla circular de radio r_o que rompe con intensidad uniforme a lo largo del área. El punto de observación *P* esta situado justo arriba del foco que se localiza a una distancia R_o sobre el hipocentro. El área de ruptura se divide en elementos de tamaño diferencial ds_i ; además se supone que la ruptura de cada elemento ocurre aleatoriamente distribuida sobre el área de ruptura *S*. Así el *EAF* puede ser descrito en cercanías del punto *P* como (Papageorgiu y Aki, 1985, Joyner y Boore, 1986):

$$A(f) = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (A_i(f))^2} \quad (55)$$

donde *n* es el número de elementos en que se divide *S*. y $A_i(f)$ es el espectro radiado por el elemento *i*, dado por:

$$A_i(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\theta\phi} C M_0 f_c^2 \frac{e\left(\frac{-\pi R_i}{\beta Q_0}\right)}{R_i} e(-\pi\kappa f) \frac{\partial S_i}{\partial S} \quad (56)$$

Si *n* se hace suficientemente grande, la sumatoria se puede reemplazar por una integral de modo que la expresión queda:

$$A(f)^2=4R_{\theta\phi}{}^2C^2M_0{}^2f_c{}^4\frac{e(2\pi\kappa f)}{\pi r_0{}^2}\int_0^{r_0}\int_0^{2\pi}\frac{e^{\left[\frac{-2\pi\sqrt{r_0{}^2+R_0{}^2}}{\beta Q_0}\right]}}{r^2+R_0{}^2}r\partial r\partial\theta \qquad (57)$$

al resolver esta expresión se llega al modelo de fuente finita:

$$A(f)^2=4R_{\Theta\phi}C^2\left(Mof_c{}^2\right)^2\frac{e^{\left(-2\pi\left(\kappa_1+\frac{R}{Q_1}\right)f\right)}}{(r_o)^2}\left[E1(\alpha R_0)-E1\left[\eta\sqrt{\left(r_0{}^2+R_0{}^2\right)}\right]\right] \qquad (58)$$

donde *E1( )* es la integral exponencial (Gautschi y Cahill, 1965) y $\eta=2\pi/\beta Qo$., esta integral sólo tiene solución numérica.

El modelo de fuente finita parte de la suposición de que el observador se encuentra a una distancia cercana. Como ya se vio anteriormente, el radio de la falla equivalente crecerá a medida que aumente la magnitud; si esto sucede, y teniendo en cuenta que las ondas sufren todos los fenómenos de atenuación descritos anteriormente, la contribución de ondas que vienen del cada vez más lejano perímetro sufrirá los procesos exponenciales de atenuación, haciendo que la aceleración no crezca de forma indefinida. Este comportamiento es el que provoca la saturación de la aceleración para magnitudes muy grandes y distancias cercanas al epicentro.

En efecto, se ha observado de registros de movimientos fuertes en sitios localizados sobre la zona de ruptura de grandes temblores costeros de México, que para magnitudes grandes (*M*>7) las aceleraciones máximas del terreno, A_{max}, no crecen como lo predicen los modelos usuales de atenuación (ver, por ejemplo Idriss, 1985). Esto sugiere que existe un fenómeno de saturación de A_{max} al aumentar la magnitud, algo que muchas de las leyes usuales de atenuación no predicen de forma adecuada. En resumen, la definición del *EAF* es la siguiente:

Si *R*<*Rx*,

$$(A(f))^2=4R_{\Theta\phi}C^2\left(Mof_c{}^2\right)^2\frac{e^{\left(-2\pi\left(\kappa_1+\frac{R}{Q_1}\right)f\right)}}{(r_o)^2}\left[E1(\alpha R_0)-E1\left[\eta\sqrt{\left(r_0{}^2+R_0{}^2\right)}\right]\right]$$

Si *R*>*Rx*,

$$A(f)=\frac{2}{\sqrt{2}}R_{\Theta\phi}CMo\frac{f^2}{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}\frac{e^{\left(\frac{-\pi fR}{\beta Qof^{\varepsilon}}\right)}e^{\left(-\pi(\kappa_1+\frac{R}{Q_1})f\right)}}{R}$$

Se ha encontrado que una distancia *Rx* para la cual existe un buen acoplamiento entre las 2 ecuaciones del *EAF* en la República de Colombia es de aproximadamente 60 km.

En la Figura 13 se presentan una comparación entre el Espectro de Amplitudes de Fourier para la señal registrada en estación de Bocatoma en Pereira (42 km de disancia hipocentral) en el

sismo de Armenia de 1999 (Magnitud = 6.2) y el espectro de Fourier del modelo empleado en la presente investigación.

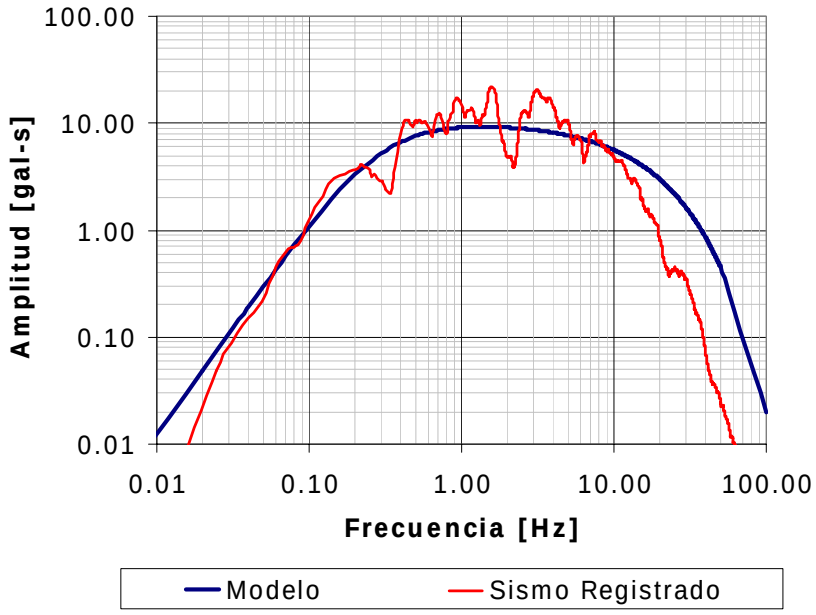


Figura 13 Comparación registro y modelo de cálculo

Leyes de atenuación a partir del EAF

El *EAF* de aceleración en el sitio refleja el contenido de frecuencia del movimiento sísmico en cuestión. Sin embargo, hace falta la información de las fases del acelerograma y no hay forma de conocerla. Así las cosas, existiría una gran cantidad de señales que cumplirían con tener el mismo *EAF* y la misma duración de fase intensa, cada una de ellas con diferentes fases y, por tanto, con un diferente valor de intensidad máxima. Por esta razón, esta variable se vuelve aleatoria. Es necesario recurrir a la teoría de vibraciones aleatorias para determinar esos valores extremos asociados a cada *EAF*.

Procesos Estocásticos y Teoría de vibraciones aleatorias

Los sismos y sus registros, los sismogramas, acelerogramas, velocigramas, etc. son tratados como procesos estocásticos que tienen contribuciones en un amplio rango de frecuencia contenido; sin embargo interesa conocer variables internas de estos registros tales como, por ejemplo, el numero de veces que es sobrepasado un cierto valor o el numero de cruces por cero o, más importante aún los valores máximos que se pueden presentar. Esto es útil para análisis de fatiga de elementos o para el diseño de las estructuras civiles que le competen a la ingeniería sísmica moderna.

El desarrollo de la teoría para manejar los problemas expuestos anteriormente inicia con los trabajos de S.O. Rice (1954), Cartwright y Longuet-Higgins (1956), A.Powell (1958), S.H Crandall (1963), A.G. Davenport (1964) y muchos otros autores, que para el momento han desarrollado una ciencia al respecto consolidada. El siguiente tratamiento de variables sigue el planteamiento original de los autores mencionados.

Tasas de ocurrencia de un valor umbral

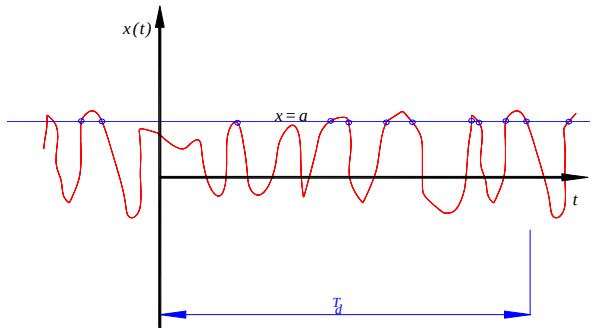


Figura 14 cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico.

Considérese una función *x(t)* con espectro de amplitudes *x(ω)* y densidad espectral *G(ω)* que sigue un proceso estacionario tal y como se muestra en la Figura 14. El comportamiento de la función cerca de sus valores extremos puede ser descrito de forma simple como medida útil para estimar el número de cruces que existe de una cantidad umbral denotada por a en una duración de evento descrita por T_d. Ahora si nombramos $N_a^+(T)$ como la variable aleatoria que denota el numero de veces que se supera el valor positivo umbral de *a* en la duración T_d del proceso estocástico; entonces el valor medio de dicha variable puede ser denotado por $n_a^+(T)$; de esta forma siguiendo teoría de procesos aleatorios llegamos a que:

$$n_a^+(T_d) = E\left(N_a^+(T_d)\right) \tag{59}$$

denotando una tasa de ocurrencia por unidad de tiempo de los cruces por el umbral positivo a como ν_a^+ entonces la ecuación 59se rescribe como:

$$n_a^+(T_d) = \nu_a^+ T_d \tag{60}$$

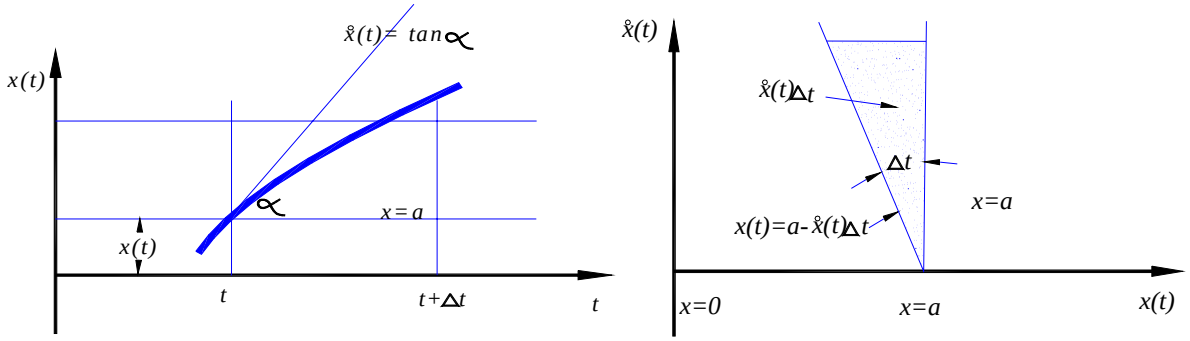


Figura 15 cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico. Derecha: región favorable para los cruces de x=a.

Proponiendo la derivada de *x(t)* con respecto al tiempo como:

$$\frac{\partial x(t)}{dt} = \dot{x}(t) \tag{61}$$

entonces es posible proponer la densidad de probabilidades entre la amplitud *x(t)* y el cambio de la amplitud con respecto al tiempo $\dot{x}(t)$ como $p_{x\dot{x}} = (x, \dot{x})$ en el intervalo *t+Δt*, tal y como se muestra en la figura 15 izquierda. Esta condición hace que usando la región favorable para los cruces de *x=a* mostrada en la figura 15 derecha sobre la cual la densidad conjunta de probabilidades pueda ser integrada es posible encontrar la probabilidad de cruce de un valor

determinado en el intervalo del tiempo. Todos los puntos que se encuentran dentro de la cuña del espacio *x(t)* $\dot{x}(t)$ de la figura 15 derecha cumplen con la condición que *x(t)<a*; por consiguiente la probabilidad de que se alcance el valor prescrito umbral en el tiempo *t* esta dada mediante:

$$P_{\nu_a^+\Delta t} = \nu_a^+ \Delta t = \int_0^{\infty} \int_{a-\dot{x}\Delta t}^{a} p_{x\dot{x}}(x,\dot{x}) dx d\dot{x} \tag{62}$$

si Δt se vuelve infinetisimal y además teniendo en cuenta de que la probabilidad toma el valor medio esperado de la tasa de cruces, la anterior ecuación puede ser simplificada con las siguientes consideraciones :

$$\int_{a-\dot{x}\Delta t}^{a} p_{x\dot{x}}(x,\dot{x}) dx d\dot{x} = p_{x\dot{x}}(x=a,\dot{x})\dot{x}\Delta t \tag{63}$$

y la doble integral se evalúa mediante:

$$\Delta t = \int_0^{\infty} p_{x\dot{x}}(a,x)\dot{x} d\dot{x} \tag{64}$$

La tasa de ocurrencias por unidad de tiempo de valores que sobrepasan el valor umbral positivo prescrito esta dada por:

$$\nu_a^+ = \int_0^{\infty} p_{x\dot{x}}(a,\dot{x})\dot{x} d\dot{x} \tag{65}$$

si la ley de probabilidad usada se aplica a un proceso estacionario estocástico Gaussiano o Normal y, las desviaciones estándar de la amplitud y la velocidad de cambio de amplitud son descritas mediante los valores esperados de los momentos estadísticos a una potencia cuadrática de la densidad espectral del proceso, la ecuación anterior toma la forma:

$$p(x,\dot{x}) = \frac{1}{2\pi m_0 m_2} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x^2}{m_0{}^2}+\frac{\dot{x}^2}{m_2{}^2}\right)} \tag{66}$$

donde m_0 y m_2 son los momentos estadísticos de la densidad espectral $G(\omega)$; de esta forma reemplazando la ecuación 66 en la 65 obtenemos que:

$$\nu_a^+ = \frac{e^{-\frac{a^2}{2m_0{}^2}}}{\sqrt{2\pi}m_0\sqrt{2\pi}m_2} m_2{}^2 \tag{67}$$

la cual después de varias simplificaciones llega a una más sencilla expresión como:

$$\nu_a^+ = \frac{1}{2\pi}\frac{m_2}{m_0}e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \quad (68)$$

de esta forma teniendo la densidad espectral de un acelerograma es posible, reemplazando en la ecuación 68 encontrar el numero de veces por unidad de tiempo que se sobrepasa un cierto valor de intensidad *a*; mediante la ecuación 59 y con la duración es posible estimar el numero esperado de ocasiones que se sobrepasa el mismo parámetro. Por ejemplo si se deseara conocer el número de cruces por cero de un proceso estocástico con densidad espectral conocida, el valor umbral en la ecuación 68 sería cero y el resultado sería simplemente:

$$n_o = \frac{1}{2\pi}\frac{m_2}{m_0}T_d \quad (69)$$

En Ingeniería sísmica T_d es la duración de la fase intensa del evento, que de acuerdo con Herrman y para el modelo omega cuadrada estudiado (1985) para terrenos firmes estaría dada por:

$$T_d = \frac{1}{f_C} + 0.05R \quad (r_0 \text{ en el caso de fuente finita, km}) \quad (70)$$

Aproximaciones de Herrman y de Atkinson y Boore, (1995) permitieron estimar la duración de la fase intensa correspondiente al 90% del contenido de energía como:

$$\log T_d = 0.207M_s + 0.264\log R - 0.65 \pm 0.19 \quad (71)$$

Nótese que en la literatura internacional existe una forma bastante amplia de estimar este parámetro de vital importancia. La duración de la fase intensa de los movimientos tiene fuerte influencia en los daños, debido a que muchos procesos físicos como la degradación de rigidez y resistencia necesitan varios ciclos para poder generar mecanismos de daño en las estructuras o incrementar la presión de poros hasta un punto tal que genere licuación, en ocasiones sismos cortos con altas aceleraciones no han generado daños considerables, mientras que sismos largos con aceleraciones moderadas si lo han hecho.

La duración esta asociada al tiempo necesario para liberar la energía en una fuente, por lo que su relación con la magnitud es directa; más exactamente con la raíz cúbica del momento sísmico; si la longitud, el área o el volumen de ruptura crece, la duración también lo hará; en cambio, si la velocidad de propagación de la ruptura aumenta, la duración disminuirá y cuando la ruptura es bilateral, es decir que la falla rompe en 2 sitios diferentes y viaja en direcciones opuestas como fue el caso del sismo de Loma Prieta en 1989 la duración también se reduce.

Para propósitos de ingeniería solo la porción de la fase intensa es útil y esta ha sido motivo de debate desde Bolt,(1969) que propuso la duración de la fase intensa como el tiempo transcurrido entre la primera y última excedencia de un valor mínimo umbral, normalmente de 0.05g; otra definición de duración esta basada (Trifunac y Brady, 1975) es basada en el intervalo de tiempo necesario para llevar la energía del sismo de 5 al 95%; otra medida común es mediante la suma de los tiempos t_{is} en que cierta aceleración umbral es superada; sin embargo, en los últimos años se ha venido aceptando de forma generalizada la estimación de duración de la fase intensa mediante el intervalo de tiempo necesario para llevar la intensidad

de Arias del 5 al 95%. Una recopilación de las diferentes formas de estimar esta variable esta detallada en Bommer y Martinez-Pereira (1999)

En este trabajo se usa la duración de fase intensa basada en el criterio de la frecuencia de esquina ya que este parámetro tiene en cuenta la fractura y las variables que hacen parte del proceso de ruptura como longitud, área y velocidad de dislocación.

Distribución de probabilidad de los máximos

Una vez más considerando una muestra de la función *x(t)* que puede tener muchos picos tanto positivo como negativos como si muestra en la Figura 16 para un proceso estacionario y estocástico. Para fines de ingeniería dichos picos pueden ser de interés en el diseño de las estructuras

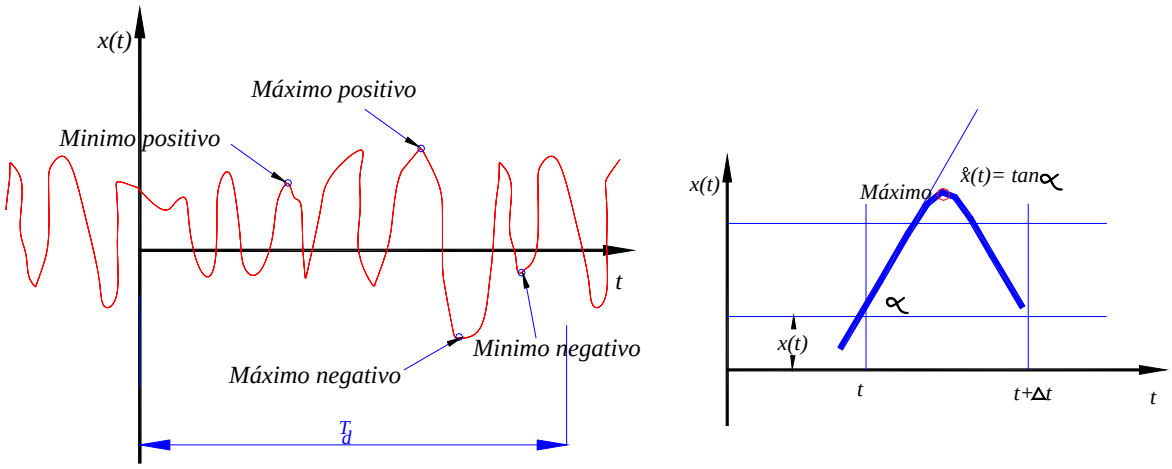


Figura 16 valores máximos y mínimos para un proceso estacionario.

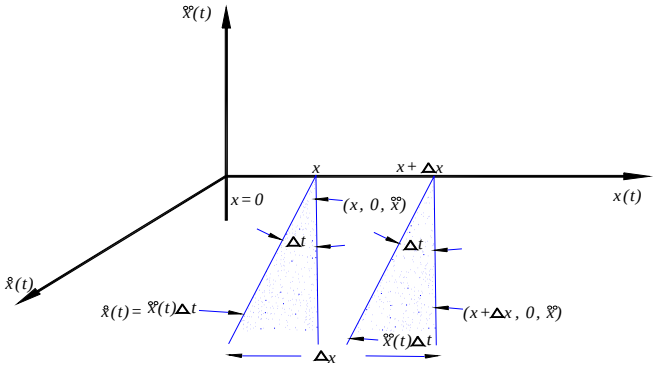


Figura 17 Volumen favorable para un máximo positivo en el intervalo de tiempo t+Δt

Para la estimación de un máximo o un mínimo como vemos en la figura 16 derecha la velocidad de cambio de la amplitud se vuelve cero y existe un cambio de pendiente; por ello conviene, además, buscar la aceleración de cambio de amplitud y siguiendo la metodología del numeral anterior la densidad de probabilidades conjunta de la amplitud *x(t)*, la velocidad de cambio, $\dot{x}(t)$ de la amplitud y la aceleración de cambio de la amplitud, $\ddot{x}(t)$ esta dada mediante $p_{x\dot{x}\ddot{x}}(x,\dot{x},\ddot{x})$.

La probabilidad acumulada conjunta se obtiene de la integral triple de la densidad de probabilidad conjunta con los límites de integración que se observan en la figura 17 que muestra el espacio de las variables de interés, de esta forma:

$$P_m = \int_{x}^{x+\Delta x} \int_{\ddot{x}=-\infty}^{0} \int_{\dot{x}=0}^{\ddot{x}\Delta t} p(x,\dot{x},\ddot{x}) d\dot{x} d\ddot{x} dx \tag{72}$$

para intervalos de tiempo infinitesimales Δt tiende a ser cero por lo que la primera integral se puede simplificar; además para que exista un máximo de la amplitud es necesario un cambio de pendiente por lo que debe existir un punto de velocidad de cambio de la amplitud cero; de esta manera la expresión anterior se transforma en:

$$\begin{aligned} P_m &= \left[\int_{\ddot{x}=-\infty}^{0} p(x,\dot{x}=0,\ddot{x}) \left|\ddot{x}\right| \Delta t d\ddot{x} \right] \left(x+\Delta x - x\right) \\ P_m &= \left[-\int_{-\infty}^{0} p(x,0,\ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] \Delta x \Delta t \end{aligned} \tag{73}$$

donde $P_m/\Delta t$ puede ser interpretado como la frecuencia de los valores máximos en el intervalo (x, $x+\Delta x$). La frecuencia de los valores extremos en todo el dominio puede ser evaluada a partir de:

$$\nu_{\max} = \int_{-\infty}^{\infty} \left[-\int_{-\infty}^{0} p(x,0,\ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx \tag{74}$$

finalmente la densidad de probabilidades de valores extremos se obtiene a partir de la relación entre los máximos en el segmento $x+\Delta x$ y la frecuencia de máximos en todo el dominio de la forma:

$$P_m(x) = \frac{\left[-\int_{-\infty}^{0} p(x,0,\ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right]}{\int_{-\infty}^{\infty} \left[-\int_{-\infty}^{0} p(x,0,\ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx} \tag{75}$$

Los procesos estacionarios estocásticos son Gaussianos, esto es, que el proceso es gobernado por distribuciones normales. Por ello para la ecuación anterior es necesario encontrar función de densidad de probabilidad conjunta que relacione la amplitud, el cambio de la amplitud con el tiempo y su aceleración de cambio, esta además también seguirá un proceso Gaussiano, por lo que la función conjunta normal propuesta toma la forma:

$$p\left(x,\dot{x},\ddot{x}\right) = \frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(x-\nu\right)^T D^{-1} \left(x-\nu\right) \right] \tag{76}$$

donde $\left(x-\nu\right)^T = \left(x,\dot{x},\ddot{x}\right)$ con media cero y

$$D=\begin{bmatrix} m_0 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \tag{77}$$

para este caso la matriz invertida esta dada mediante:

$$D^{-1}=\frac{1}{m_2(m_0m_4-m_2^2)}\begin{bmatrix} m_2m_4 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \tag{78}$$

donde m_n son los momentos estadísticos de orden n de la densidad espectral $G(\omega)$ definidos anteriormente. De esta manera la densidad conjunta de probabilidades queda descrita mediante:

$$p\left(x,\dot{x},\ddot{x}\right)=\frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}}\det D^{\frac{1}{2}}}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{m_2m_4x^2+m_0m_4\dot{x}^2+m_2m_0\ddot{x}^2+2m_2^2}{m_2\left(m_0m_4m_2^2\right)}\right] \tag{79}$$

y para el caso de velocidad de cambio de amplitud la expresión anterior se vuelve tan solo:

$$p\left(x,0,\ddot{x}\right)=\frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}}\det D^{\frac{1}{2}}}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{\frac{x^2}{m_0}+\frac{2m_2x\ddot{x}}{m_0m_4}+\frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{m_2\left(m_0m_4-m_2^2\right)}\right] \tag{80}$$

proponiéndose hipótesis simplificatorias en términos del denominador m_0m_4-m_2^2 como un valor siempre positivo e insertando en la ecuación 80 de la tasa por unidad de tiempo de valores máximos esperados:

$$\nu_{\max}=\frac{-1}{\left(2\pi\right)^{\frac{3}{2}}\sqrt{m_2\left(m_0m_4-m_2^2\right)}}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{0}\exp\left[-\frac{1}{2}\frac{\frac{x^2}{m_0}+\frac{2m_2x\ddot{x}}{m_0m_4}+\frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{\frac{\left(m_0m_4-m_2^2\right)}{m_0m_4}}\right]\ddot{x}d\ddot{x}dx \tag{81}$$

realizando las integrales llegamos a que la tasa queda descrita en términos de:

$$\nu_{\max}=\frac{1}{\left(2\pi\right)^{\frac{3}{2}}\sqrt{m_2\left(m_0m_4-m_2^2\right)}}\sqrt{2\pi}\sqrt{\frac{m_0m_4-m_2^2}{m_4}}m_4 \tag{82}$$

y finalmente simplificando obtenemos que:

$$\nu_{\max}=\frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{m_4}{m_2}} \tag{83}$$

De esta manera para obtener el numero de valores extremos en un lapso de tiempo es necesario multiplicar la tasa de extremos por unidad de tiempo por la duración del evento de la forma:

$$n_{\max} = \nu_{\max} T_d \tag{84}$$

La densidad de probabilidad de los máximos se obtiene reemplazando las expresiones 83 y 84 en la expresión original 80 y toma la forma (siguiendo la notación de Cartwright y Longuett-Higgins-1956):

$$P_m(\eta_x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left[\varepsilon\, e^{-\frac{\eta_x^2}{2\varepsilon^2}} + \sqrt{1-\varepsilon^2}\,\eta_x \exp\left[-\frac{\eta_x^2}{2\varepsilon^2} \right] \int_{-\infty}^{\frac{\eta_x\sqrt{1-\varepsilon^2}}{\varepsilon}} e^{-\frac{x^2}{2}} dx \right] \tag{85}$$

en la cual

$$\eta_x = \frac{x}{m_0} \tag{86}$$

y

$$\varepsilon^2 = \frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4} \text{ o} \tag{87}$$

que es el parámetro introducido por Cartwright y Longett-Higgins llamado parámetro de ancho de banda y que toma valores entre cero y uno. El parámetro de ancho de banda esta directamente relacionado con el ancho de banda de frecuencias y para valores de cero entonces define que el numero medio máximos es igual al numero de cruces por cero; es decir existe un máximo por cada cruce por cero. Esto corresponde a un proceso de banda estrecha que puede ser simplificado a una densidad de probabilidades de Rayleigh de la forma:

$$P_m\left(\eta_x\right) = \eta_x \exp\left[-\frac{\eta_x^2}{2} \right] \tag{88}$$

por el contrario si el parámetro de ancho de banda es uno, entonces el sistema toma densidad de probabilidad normal o Gaussiana de la forma:

$$P_m\left(\eta_x\right) = \frac{1}{2\pi} \exp\left[-\frac{\eta_x^2}{2} \right] \tag{89}$$

Distribución de probabilidad de los valores picos

En muchas aplicaciones de la ingeniería sísmica es necesario encontrar los valores pico dependientes de los máximos que se pueden esperar de un proceso y como se podría esperar estos valores picos están relacionados a la cantidad de máximos anteriormente evaluados. Siguiendo a Powell es fácil hacer uso de la teoría para encontrar el numero de máximos proponiendo una vez más una función *x(t)* observada en un tiempo T_d. La distribución de

probabilidad de los picos escogida como aleatoria para un valor *x=a* que es excedido tiene la forma:

$$P\left[\, pico > a \,\right] = \int_{a}^{\infty} P_p(x)dx \tag{90}$$

donde $P_p(x)$ es la densidad de probabilidad; teniendo en cuenta que en la duración del evento el proceso puede tener n_0T_d numero de cruces por cero y n_aT_d cruces sobre una intensidad *x=a* en promedio. La fracción favorable de volumen en el espacio para picos mayores de los valores extremos de *x=a* es propuesta simplemente por:

$$\frac{\nu_a^+ T_d}{\nu_0^+ T_d} = \frac{\nu_a^+}{\nu_0^+} = \int_{a}^{\infty} P_p(x)dx \tag{91}$$

derivando la ecuación anterior con respecto al valor umbral *a* para buscar los máximos obtenemos que:

$$-P_p(x) = \frac{1}{\nu_0^+}\frac{d\nu_a^+}{da} \tag{92}$$

la cual es la expresión general para la densidad de probabilidades de picos de un proceso de banda estrecha . Para procesos Gaussianos la frecuencias de cruces por un valor umbral *a* esta descrita como definimos según la ecuación 83, por lo que al reemplazar en la ecuación 92 es posible obtener que:

$$-P_p(a) = -\frac{a}{m_0^2} e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \tag{93}$$

siguiendo los planteamientos de Davenport la anterior expresión de la distribución de los valores picos con respecto a los valores cuadráticos medios queda como una función de los valores extremos n_{max} como:

$$P_E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \left[P_M\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right)\right]^{n_{\max}} = \exp\left[-\nu T_d \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right)^2\right)\right] \tag{94}$$

donde $\nu = \dfrac{\nu_{\max}}{\sqrt{1-\varepsilon^2}}$

para obtener los máximos de la distribución anterior es necesario derivarla con respecto a la relación entre valores medios y picos como:

$$P_m\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max}\right)=\frac{\partial P\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max}\right)^{n_{\max}}}{\partial \frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max}} \tag{95}$$

que toma la forma aproximada

$$\frac{dP_M}{d\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right)}=n_{\max}P_M^{n_{\max}-1}P_M\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) \tag{96}$$

el desarrollo de esta expresión llega a que:

$$P_m(\frac{a_{pico}}{a_{cm}})=n_{\max}\left(\phi\left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}}{\varepsilon}\right)-\sqrt{2\pi}k\phi(\frac{a_{pico}}{a_{cm}})\phi\left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}k}{\varepsilon}\right)^{n_{\max}-1}\right)* \tag{97}$$
$$*\left[\frac{1}{\varepsilon}\phi\left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}}{\varepsilon}\right)+\sqrt{2\pi}k\phi(\frac{a_{pico}}{a_{cm}})\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\phi\left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}k}{\varepsilon}\right)-\frac{k}{\varepsilon}\phi\left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}k}{\varepsilon}\right)\right)\right]$$

donde

$$\phi(y)=\frac{1}{\sqrt{2}}e^{-\frac{y^2}{2}} \tag{98}$$

y

$$k^2=1-\varepsilon^2 \tag{99}$$

A partir de esta ecuación es posible calcular los momentos estadísticos de la relación entre picos y medios de forma simple mediante:

$$E(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}^{k})=\int_{-\infty}^{\infty}\frac{a_{pico}}{a_{cm}}^{k}P_m(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max})d\frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max} \tag{100}$$

De esta última expresión puede demostrarse (Cartwright y Longuett-Higgins, 1956; Davenport, 1964) que si el logaritmo natural de n_{max} no es demasiado pequeño, son válidas las siguientes aproximaciones asintóticas:

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}_{\max}\right) = \sqrt{2\ln(\nu_{\max}T_d)} + \frac{\gamma}{\sqrt{2\ln(\nu_{\max}T_d)}} \quad (101)$$

donde γ es la constante de Euler (= 0.577…) y por consiguiente el valor al cuadrado del valor esperado de la relación entre picos y cuadráticos medios es

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}^2\right) = \sqrt{2\ln(\nu_{\max}T_d)} + 2\gamma\frac{1}{2\ln(\nu_{\max}T_d)} + \frac{\gamma^2}{\sqrt{2\ln(\nu_{\max}T_d)}} \quad (102)$$

por lo que su varianza es:

$$\mathrm{var}\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \frac{\pi^2}{6}\frac{1}{2\ln(\nu_{\max}T_d)} \quad (103)$$

Aplicaciones en Ingeniería Sísmica

Ya que los procesos sísmicos están descritos mediante su espectro de amplitudes de Fourier como se describieron en las secciones anteriores y además son considerados procesos estocásticos y estacionarios, entonces toda la teoría de valores extremos anteriormente expuesta puede ser usada con las adaptaciones respectivas. A la relación entre el valor pico y el valor cuadrático medio se le suele denominar “factor pico”:

$$FP = \frac{a_{\max}}{a_{cm}} \quad (104)$$

De esta forma una vez se cuenta con el factor pico es posible encontrar la intensidad pico correspondiente que interese en términos de su valor cuadrático medio como:

$$a_{\max} = FP * a_{cm} \quad (105)$$

reemplazando en las expresiones derivadas y usando el espectro de amplitudes de la intensidad que interese ser evaluada. En este capítulo fueron derivados con anterioridad las expresiones para espectros de amplitudes de Fourier de aceleraciones, *A(f)* (ecuaciones 53 y 57) por lo que si aplicamos la teoría de vibraciones aleatorias para este caso y reemplazamos en las ecuaciones 101 y 105 llegamos a obtener que la aceleración esperada máxima de los espectros derivados de teoría sismológica es:

$$E\left[A_{\max}\right] = \sqrt{2\ln\left(\frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}}\right)T_d}\sqrt{m_0(A(f))} + \frac{\gamma}{\sqrt{2\ln\left(\frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}}T_d\right)}}\sqrt{m_0(A(f))} \quad (106)$$

donde siguiendo la definición de momento estadístico para los EAF de aceleración

$$m_4\left(A(f)\right)=\frac{32\pi^4}{T_d}\int_{-\infty}^{\infty}(f)^4A(f)df \qquad (107)$$

$$m_2\left(A(f)\right)=\frac{8\pi^2}{T_d}\int_{-\infty}^{\infty}(f)^2A(f)df \qquad (108)$$

y

$$m_0\left(A(f)\right)=\frac{2}{T_d}\int_{-\infty}^{\infty}A(f)df=A_{cm}^2 \qquad (109)$$

En vista de las ecuaciones 53, 57, 70, 106, 107, 108 y 109, es posible estimar A_{max} si se conocen el *EAF* y la duración de fase intensa de un sismo. A_{max} resulta ser entonces una función del momento sísmico, de la distancia focal, y de los parámetros libres $\Delta\sigma$, Q_0, ε, k_1,Q_1, ρ, β y $R_{\theta\phi}$. Por otra parte, entre el momento sísmico y la magnitud existe la siguiente relación propuesta por Hanks y Kanamori (1979):

$$Log_{10}(Mo)=1.5M_w+16.1 \qquad (110)$$

donde M_w es la magnitud de momento. En estas condiciones, puede estimarse A_{max} como función de magnitud y distancia si se conocen los parámetros libres $\Delta\sigma$, Q_0, ε, $k1$,$Q1$, ρ, β y $R_{\theta\phi}$.

Contando con el EAF de cualquier tipo de variable complementaria como velocidad, desplazamiento o energía y la duración de la fase intensa del evento, el proceso es igualmente posible de realizar

Valores extremos para Colombia

El procedimiento de análisis utilizado consiste en generar leyes de atenuación mediante el ajuste de los parámetros libres, de suerte que se minimice la dispersión con respecto a aceleraciones observadas en territorio colombiano. Obsérvese que el efecto de los parámetros libres ρ, β y $R_{\theta\phi}$ es el mismo (los tres son constantes de proporcionalidad). Por esta razón, se fijan los dos primeros y se deja libre el tercero.

La solución óptima en el sentido de mínimos cuadrados no puede ser obtenida directamente o con soluciones cerradas, por tratarse de un problema fuertemente no lineal. Por otra parte, mientras que en las soluciones lineales de mínimos cuadrados se obtienen simultáneamente error cuadrático mínimo y error medio nulo, en los problemas no lineales no necesariamente ocurre así. En el presente trabajo se procedió iterativamente hasta encontrar soluciones con error medio tendiente a cero (para no subestimar o sobrestimar sistemáticamente) y error cuadrático medio mínimo.

En el análisis se separaron los sismos de Colombia en dos tipos representativos de la tectónica del territorio: 1) las aceleraciones registradas durante la ocurrencia de sismos en la zonas de subducción y de Benioff bajo la placa continental ("*Subducción*"); y 2) las registradas durante

sismos de fallas activas en el territorio nacional ("*Activa*"). Se tienen en total más de 200 eventos registrados en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), de los cuales fueron descontados algunos que presentaban efectos de sitio visibles, patrones anómalos de radiación o posibles errores en las mediciones de los aparatos.

En un trabajo realizado con anterioridad al presente estudio se generó una ley de atenuación para cada uno de estos dos casos y una ley general ("*Nacional*"), que incluye todos los registros. Para nuestro análisis *R* se tomó como la distancia hipocentral, y la variable que se intenta predecir es la aceleración neta registrada, definida como la raíz de la suma de las componentes horizontales al cuadrado dividida entre dos:

$$A_n=\sqrt{\frac{A^2_{ns}+A^2_{eo}}{2}} \qquad (111)$$

Los datos de aceleraciones registradas en Colombia se muestran en catálogos separados por tipos de fuentes en las siguientes tablas 2.6 y 2.7:

Datos y procedimiento de análisis.

Al realizar el análisis de minimización se procedió a construir los espectros de fuente finita y fuente puntual para cada combinación de magnitud y distancia. La figura 18 izquierda las formas típicas de este tipo de espectros. Ya que el espectro de fuente finita genera amplitud constante para las bajas frecuencias, en ese rango se usa el valor mínimo correspondiente al espectro de fuente puntual.

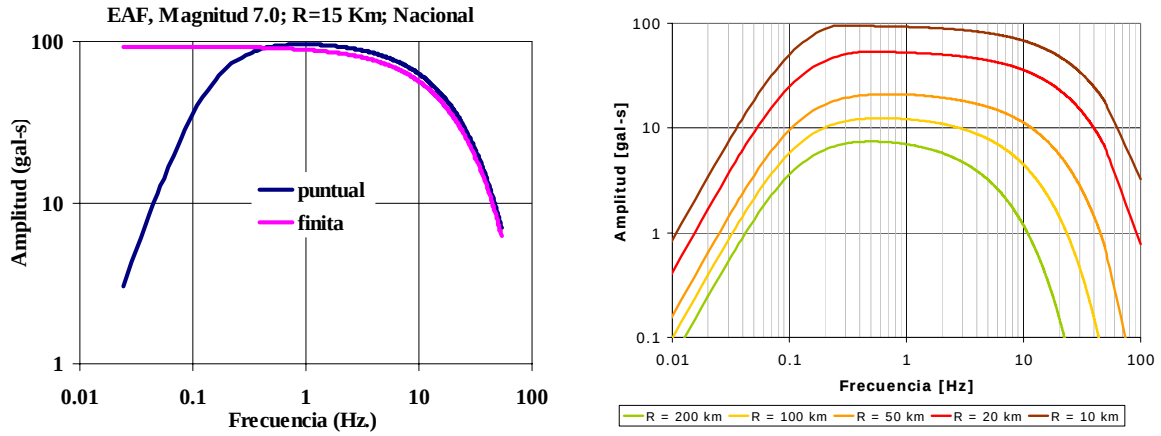


Figura 18 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Al realizar el mismo análisis para diferentes distancias es posible construir leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier para diferentes magnitudes como se observa en la Figura 18 derecha. Cada uno de estos espectros tiene un valor pico esperado que se puede evaluar con la teoría anteriormente expuesta.

Al comparar los registros calculados y registrados y minimizar la desviación fue posible identificar los parámetros del modelo sismológico adoptado para describir el EAF; estos se muestran en la tabla 2 (Tomado de Gallego & Ordaz, 1999)

Tabla 2 Resultado de la calibración de parámetros para cada caso analizado.

ZONA	*Q1*	ε	*Qo*	$R_{\theta\phi}$	K_1	σ	$\Delta\sigma$	e_m
Activa	3600	1.0	750	0.6	0.008	0.56	125	0.007
Subducción	3800	1.5	750	0.6	0.010	0.65	250	-0.002
Promedio nacional	3800	1.5	750	0.6	0.012	0.65	185	-0.007

e_m es el error medio, que se define como el promedio de los logaritmos de los cocientes entre aceleraciones observadas y calculadas; e_m es una medida del sesgo de la estimación. σ es la desviación estándar de los logaritmos naturales

Para los sismos de fallas activas la desviación estándar es de 0.56, mientras que para subducción es de 0.65. Si se incluyen todos los sismos ("nacional") se obtiene un valor de σ=0.65. En términos generales, los errores medios son aceptablemente bajos. Resulta bastante relevante mencionar que el realizar los análisis con bases de datos propias es bastante importante y útil; sin embargo, el análisis de los datos disponibles ha permitido evaluar los parámetros relevantes de un modelo sismológico y no han generado por si mismos mediante regresiones clásicas aproximaciones estadísticas que para el caso de bases de datos pobres como es nuestro caso no funcionan bien.

El desempeño de estas nuevas leyes de atenuación fue comparado para fines académicos y desde el punto de vista estadístico (Gallego & Ordaz, 1999), con el de las usadas en estudios anteriores realizados en el país, utilizando la misma base de datos de aceleraciones que se ha utilizado en el presente trabajo. Los resultados de dicha comparación y sus conclusiones estadísticas más importantes por tipo de zona se presentan en la Tabla 3

Tabla 3 Comparación estadística de las diferentes leyes usadas. Se analiza el desempeño de diversas leyes de atenuación (filas de la tabla) cuando se utilizan diversas bases de datos (columnas de la tabla)

	ACTIVA		SUBDUCCION		NACIONAL	
Ley	σ	e_m	σ	e_m	σ	e_m
Donovan I$^+$	1.14	0.91	0.78	-0.42	0.97	-0.66
DonovanII$^+$	1.47	-1.28	1.06	-0.83	1.26	-1.05
McGuire$^+$	1.47	-1.31	1.18	-0.97	1.35	-1.14
Promedio$^+$	1.44	-1.25	1.06	-0.83	1.24	-1.04
Activa*	**0.56**	**0.007**	-	-	-	-
Subducción*	-	-	**0.65**	**-0.002**	-	-
Nacional*	-	-	-	-	**0.65**	**0.007**

$^+$Leyes consideradas en el Estudio de Amenaza Sísmica de Colombia
*Leyes obtenidas por Gallego & Ordaz, 1999

Las conclusiones de dicha tabla son bastante relevantes porque muestran que la desviación de relaciones antiguas es bastante mayor cuando se usan con sismos colombianos, el uso del método semiempírico mostrado en el capítulo genera leyes de atenuación con desviaciones y sesgos bastante aceptables, teniendo en cuenta la amplia dispersión con que trabaja este tipo de problemas. e_m fue además graficado para cada tipo de fuente con respecto a la distancia, para poder visualizar su comportamiento a medida que se alejan del epicentro los diferentes eventos; el resultado en las leyes "activa" y "subducción", presenta un grado aceptable de simetría para todas las distancias comprobando así el bajo error medio o sesgo, como se puede observar en la Figura 19:

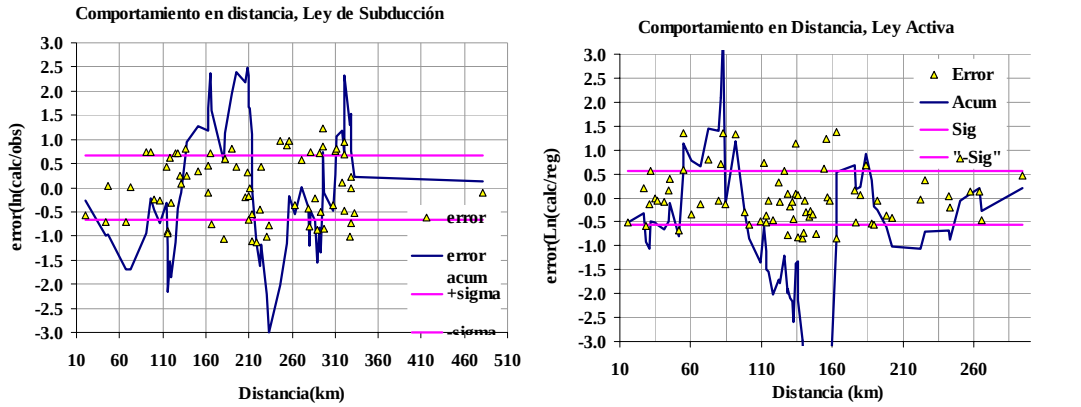


Figura 19 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Se observa en general que las leyes usadas en estudios anteriores para el país tienen desviaciones estándar mayores que las utilizadas en el presente estudio y, además, sobrestiman sistemáticamente las aceleraciones observadas. También se nota que, para igual magnitud y distancia, la ley para sismos de subducción predice aceleraciones más altas que para los temblores continentales; esto se refleja, principalmente, en un mayor valor de la caída de esfuerzos (ver Tabla 2). En todas las leyes se observa la saturación de A_{max} en altas magnitudes y cortas distancias. Al comprobar con sismos pasados de los cuales se conoce su magnitud y distancia epicentral, es posible corroborar el favorable comportamiento de las leyes de EAF encontradas a partir del análisis con sismos colombianos. El contar con buenas aproximaciones para los espectros de EAF garantiza que los valores pico generados a partir de teoría de vibraciones aleatorias de los mismos sean correctos.

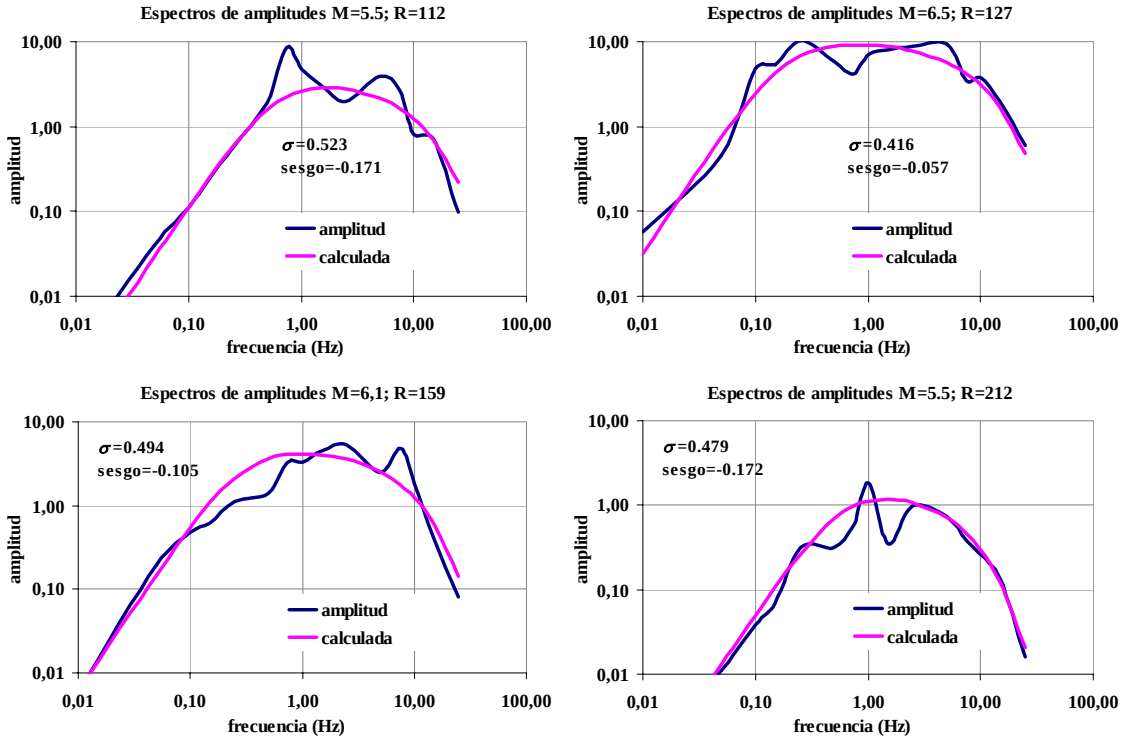


Figura 20 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

En la Figura 20 es posible ver la buena aproximación de los EAF calculados contra los registrado en algunos sismos intermedios en Colombia. Al repetir el proceso para todas las distancias y magnitudes es posible generar leyes de atenuación de la intensidad asociada; en este primer caso los EAF reflejan la variable de aceleración máxima del suelo por lo que pueden obtenerse los valores picos de cada combinación de magnitud y distancia y para cada tipo de mecanismo focal como es posible observar en la Figura 21.

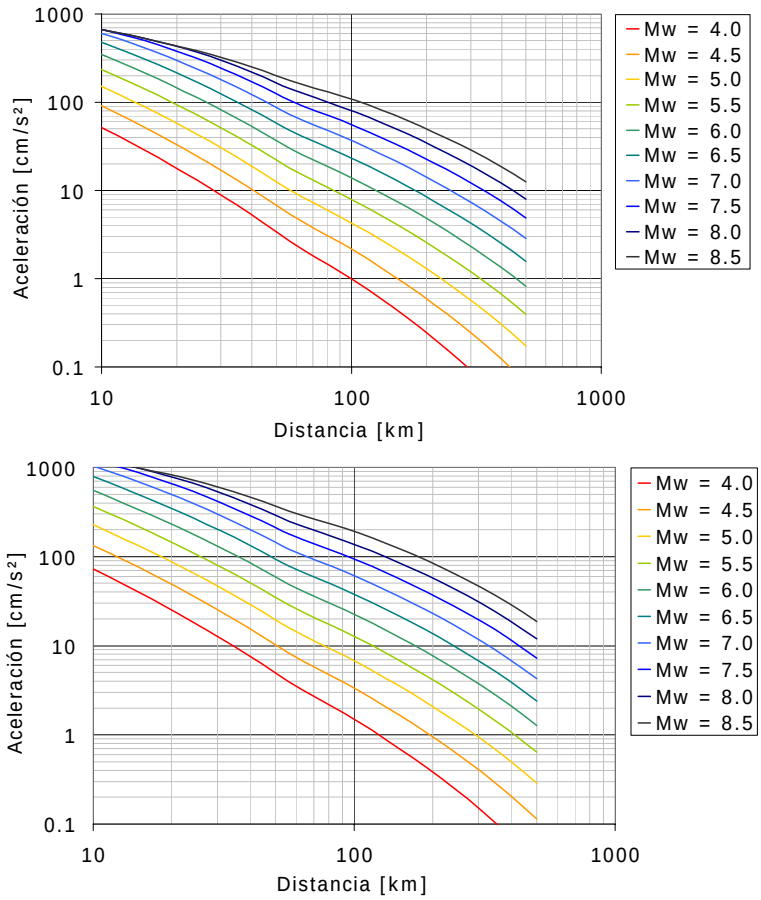


Figura 21 Leyes de atenuación de A_{max} para las zonas tectónicas del territorio Colombiano. Arriba: Ley Fuente Activa, Abajo: Ley Fuente Subducción.

Cálculo de amenaza sísmico en suelo firme.

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el amenaza sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se encuentra la estructura. El amenaza, expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades ***a***, se calcula mediante la siguiente expresión (Esteva, 1970):

$$\nu(a \mid Ro, p) = \sum_{n=1}^{n=N} \int_{Mo}^{Mu} -\frac{\partial \lambda}{\partial M} \Pr(A > a \mid M, Ro) dM \qquad (112)$$

donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas, *N*, y *Pr(A>**a**|M,R)* es la probabilidad de que la intensidad exceda un cierto valor, dadas la magnitud del sismo, *M*, y la distancia entre la i-ésima fuente y el sitio, *R*. Las funciones $\lambda(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, mismas que se describieron anteriormente en la ecuación 1. La integral se realiza desde M_0 hasta M_u, lo que indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Conviene hacer notar que la ecuación anterior sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes sino, con igual probabilidad, en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente En vista de que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene distribución lognormal, la probabilidad $Pr(A>a|M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$\Pr(A > a \mid M, Ro) = \phi\left(\frac{1}{\sigma_{Lna}} \ln \frac{med(A \mid M, R_i)}{a}\right) \qquad (113)$$

siendo $\Phi(\cdot)$ la distribución normal estándar, $Med(A|M, R_i)$ la mediana de la intensidad (dado por la ley de atenuación correspondiente) y σ_{lna} la desviación estándar del logaritmo natural de *a*.

En la ecuación 113 se incluyen tanto la ley de atenuación, como la incertidumbre en ella. Sin embargo, para la zona sismogénica, los parámetros *p* que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $\nu(a)$ procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas, por lo que la expresión de cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$\nu(a) = \int_{R(p)} \nu(a \mid p) P_p(P) dp \qquad (114)$$

donde Pp(p) es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $\lambda(M)$. La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total. La amenaza sísmica se expresa, entonces, en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. Como se ha indicado, en este estudio la intensidad sísmica, a, se puede medir con las ordenadas del espectro de respuesta de diversas intensidades. El cálculo de amenaza sísmico implica la solución de integrales múltiples. Para ello se usó el programa CRISIS2003 desarrollado por Ordaz *et al*. (1999) que emplea métodos numéricos conocidos. Para la evaluación de la amenaza en Colombia se construyó un modelo con las 34 fuentes descritas anteriormente, con su geometría y buzamiento según estudio AIS (1996). A cada una de las fuentes se le asignó su correspondiente ley de atenuación. Así, las zonas de subducción y Benioff quedaron con la ley de subducción y las restantes llevaron la ley activa, todas deducidas en este estudio anteriormente.

Ampliación a ordenadas espectrales

De la misma manera, si los *EAF* de las ecuaciones 54 y 58 se multiplican por la función de transferencia de un oscilador de un grado de libertad con período y amortiguamiento conocidos, la aplicación del procedimiento de vibraciones aleatorias permite estimar el valor de la respuesta máxima que tendría este oscilador ante el sismo caracterizado por el *EAF* correspondiente. Si esto se repite para varios periodos, se habrá calculado el espectro de respuesta y, consecuentemente, leyes de atenuación para las ordenadas espectrales deseadas. Conviene hacer notar que en este caso, la duración de fase intensa, T_d, no debe ser la duración de la excitación sino la duración de la respuesta del oscilador, T_r. Esta puede obtenerse con la siguiente expresión, debida a Joyner y Boore (1983):

$$T_r = T_d + \frac{u^3}{2\xi f_0 \pi\left(u^3 + \frac{1}{3}\right)} \qquad (115)$$

donde $u=T_d/T_o$, siendo T_o, el periodo natural del oscilador. Nótese que la función de transferencia del oscilador de un grado de libertad debe ser la que corresponda a la respuesta espectral deseada. Así, por ejemplo, si se desean leyes de atenuación para la seudoaceleración, habrá de usarse la función de transferencia de aceleración del suelo a seudoaceleración espectral.

La Figura 22 muestra leyes de atenuación espectrales de los diferentes mecanismos focales usados en el estudio para diferentes condiciones de magnitud y distancia. En estas es posible encontrar las respuestas máximas de osciladores para combinaciones de amenaza conocida; la extensión del procedimiento a la teoría de amenaza o amenaza sísmica es valida. Una vez más los datos aquí mostrados deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

Una análisis clásico de Amenaza sobre las leyes de atenuación espectrales de aceleración permite encontrar las tasas de excedencia, tal y como se mostró en el Capítulo de Cálculo de Amenaza.

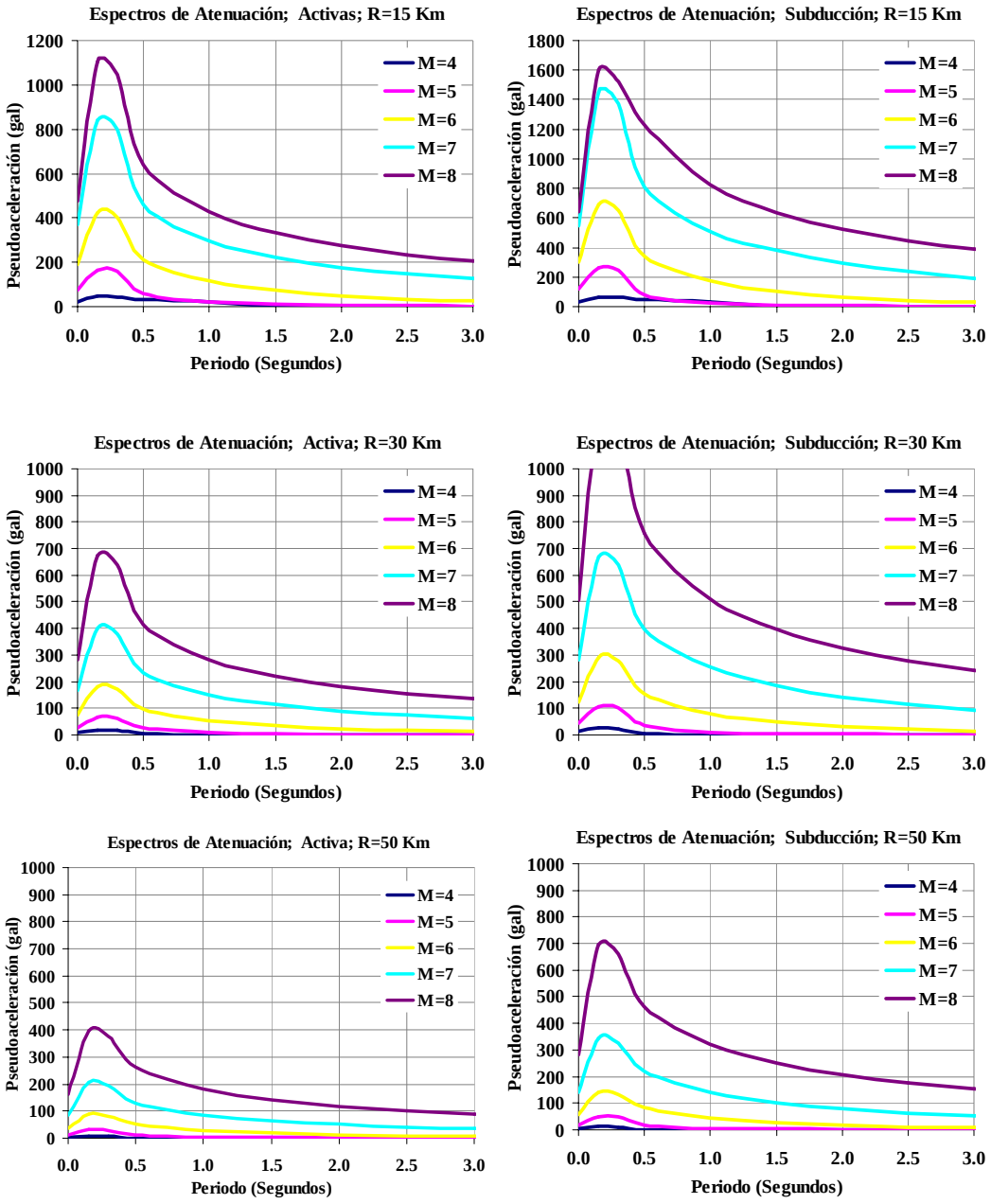


Figura 22 Leyes de atenuación de ordenadas espectrales para diferentes mecanismos focales.

Registros sintéticos generados a partir de funciones empíricas de Green

La manera más exacta de calcular la respuesta de una estructura a un movimiento determinado es analizándola paso a paso, es decir, calculando todas las variables en cada momento de la historia de carga dinámica. La gran dispersión de respuestas a una familia de sismos apropiados para un sitio dado obliga a analizar las numerosas perturbaciones y procesar los resultados de forma estadística. El numero disponible de registros sísmicos fuertes asociado con foco y magnitudes dados siguen siendo escasos y de ahí la necesidad de simular sismos de forma adecuada con las características tectónicas y de amenaza presentes.

Los modelos de simulación son muchos; sin embargo, se debe usar el criterio para seleccionar un modelo teniendo en cuenta un conjunto determinado de circunstancias en cada análisis. El modelo más simple de simulación es mediante un segmento de ruido blanco (ruido blanco es un proceso estocástico con distribución igual de energía en todas las frecuencias, es decir, $G(\omega)$ constante esto es adecuado para sistemas lineales de un grado de libertad, si las ordenadas espectrales varían suavemente en la cercanía del periodo natural es muy corto, no menores que $v_{max}/2\pi a_{max}$; es también adecuado para estructuras de un grado de libertad ligeramente no lineales si, además, el espectro esperado de aceleraciones es casi plano, considerablemente más allá del periodo natural de la estructura. En complejidad siguen los procesos gausianos estacionarios (Un proceso estocástico es gaussiano cuando la distribución de probabilidad de la variable estocástica es gausiana en todo instante). Con este tipo de análisis se pueden generar familias de movimientos simulados cuyas ordenadas espectrales siguen un comportamiento especifico; tales movimientos son adecuados para sistemas de varios grados de libertad lineales; sin embargo tiene como limitación que si el proceso es gaussiano en la roca no se mantiene así después de ser transmitido a través del filtro del suelo (Rosenblueth, 1981).

Un perfeccionamiento del anterior proceso consiste en usar una función moduladora determinística del tiempo, esta reproduce las fases de crecimiento de energía, aproximadamente estacionaria y de decaimiento de los sismos reales, este modelo se puede usar en modelos no lineales siempre que su absorción de energía histerética sea suficientemente alta para que la dependencia del contenido de frecuencia con respecto al tiempo no tenga efectos significativos (Rosenblueth, 1971). La respuesta de un oscilador armónico amortiguado a un ruido blanco o gaussiano, cambia en su contenido de frecuencia con el tiempo de manera similar a la de los sismos reales; su modulación de la amplitud se parece también a la de los sismos reales; sin embargo, como este efecto no se controla en la simulación este tipo de modelos conducen generalmente a resultados menos exactos; por ello sobreponiendo tres segmentos con amplitud modulada de procesos gaussianos estacionarios, cada uno comenzando en un instante diferente y cada uno con diferente función de densidad espectral de potencia, se simulan las tres fases típicas que contienen ondas P, S y superficiales y se pueden aproximar las variaciones en la amplitud y en la frecuencia. La acción simultanea de los componentes traslacionales puede abordarse generando procesos no correlacionados a lo largo de tres direcciones principales; la consideración de la acción simultanea es importante en sistemas no lineales para los cuales no tiene validez el principio de superposición (Rosenblueth, 1981).

Más confiable que los anteriores modelos es la generación de movimientos según un modelo físico; se supone una generación de ondas *P*, *S* y superficiales en una serie de focos muy cercanos sobre una línea recta, simulando así la propagación de la falla; cada onda generada se repite varias veces con cambio de amplitud y fase aleatorios simulando así el proceso natural. Se han desarrollado técnicas para generar sismos simulados, cuyas ordenadas espectrales se ajustan a una forma especificada. En esencia, la función de densidad espectral de potencia se calcula a partir de la forma espectral especificada, esto determina cuanta energía debe asignarse a cada una de un gran número de frecuencias. Las fases entonces son aleatorias. No obstante, de todos los avances los métodos disponibles no son capaces aún de incorporar la amplia dispersión de las ordenadas espectrales respecto a la media, lo que es característico de los sismos reales. A continuación se muestran en detalle varios modelos de simulación a partir de las funciones de densidad espectral de potencia del movimiento; teniendo en cuenta que las bases sismológicas permiten calcular esta variable de forma confiable.

Los desarrollos de la sismología moderna han sido incorporados de manera formal a la simulación sísmica; así como se describió anteriormente los movimientos sísmicos que se

perciben en la superficie son una consecuencia de las características de la fuente, la trayectoria de las ondas y las condiciones del suelo presente; desde hace varias décadas se han formulado numerosos modelos matemáticos para simular acelerogramas que timen en cuenta parámetros físicos de la fuente y del medio tales como magnitud, distancia dimensiones de la falla, forma y velocidad de dislocación, caída de esfuerzos, momento sísmico, atenuación, etc.

Todos los modelos buscan las simulaciones a partir del *EAF* que se extrae directamente de la teoría sismológica del espectro radiado clásica de Aki y Brune; La duración de la fase intensa de los eventos es extraída como una función de la frecuencia de esquina tal y como lo describió Herrman y de esta manera es posible obtener la densidad de potencia espectral $G(\omega)$. Formalmente muchas de estas variables son extraídas de análisis de amenaza sísmico como los mostrados en Gallego y Yamin (2002). Los modelos pueden ser estacionarios o no y son los que mejor representan la forma de sismos reales con propiedades tales como llegada de onda P, onda S, superficiales, coda, duración efectiva del movimiento y distribución adecuada de la energía. De esta manera usando una función de densidad de potencia espectral generada por la sismología es posible generar sismos con cualquiera de los métodos presentados en esta sección.

No obstante; el uso de temblores pequeños como funciones empíricas de Green ha ido ganando terreno en los últimos años usando el método con el modelo de fuente (dislocación) propuesto por Haskell (1964) y descrito en el capítulo II y en las leyes de similitud de terremotos derivadas por Kanamori y Anderson (1975), y Geller (1976). Los parámetros para la generación de movimientos sísmicos deben ser consistentes con las relaciones de escala entre los momentos sísmicos y los parámetros de la falla, tales como longitud y ancho de la falla y el tiempo de ascenso, este último es el que transcurre desde que se inicia la dislocación hasta que se presenta el desplazamiento final de la falla

Para simular grandes sismos a partir de funciones empíricas de Green, se han desarrollado diferentes aproximaciones (Irikura, 1983; Joyner y Boore, 1986; Boartwright, 1988; Wennerberg, 1990; Kanamori *et al*., 1993; Zeng *et al*., 1994; Tumarkin *et al*., 1994), todos estas técnicas funcionan cumpliendo modelos de fuentes aceptados de forma impuesta. Muchos de estos casos requieren que el proceso de ruptura sea descrito, y esto hace necesario incluir muchos parámetros que frecuentemente desconocemos. Para ello Joyner y Boore (1986), asumen el modelo omega cuadrada, en el cual es posible representar sismos que tienen distribución uniforme de probabilidad en el tiempo sobre la duración de la ruptura del evento a modelar escogido, esto ultimo no conduce a sismográmas muy realistas, por lo que Wennerberg (1990) modifica este esquema y escoge una distribución de probabilidad que varia en el tiempo y elimina las fallas del anterior método, llegando a un proceso que resulta muy sencillo en el dominio del tiempo.

El procedimiento de Wennerberg (1990) sin embargo, sobrestima el nivel de alta frecuencia del espectro del evento escogido, especialmente si el momento sísmico es mucho mayor que el evento a modelar (>>200 veces), esto último representa un inconveniente para algunas aplicaciones practicas. Un método propuesto por Ordaz *et al* (1995), sigue un proceso similar al de Wennerberg, derivando una distribución de probabilidad variable en el tiempo, siguiendo un proceso de sumatoria similar al originalmente propuesto por Joyner y Boore.

Sea $a_s(t)$, el registro de un pequeño evento escogido en el sitio de interés, además Mo_s y ω_{cs} el momento sísmico y la frecuencia de esquina del mismo; como el modelo asume el mismo modelo de ruptura para el sismo pequeño como para el grande, bastara conocer el momento sísmico del sismo esperado Mo_e y la frecuencia de esquina ω_{cs} del mismo para que el proceso

pueda ser realizado. Además se asume que el espectro fuente de ambos sismos obedecen al modelo omega cuadrada propuesto por Brune.

Se comienza adoptando el esquema de sumatoria de Joyner y Boore, considerando que el evento escogido tiene *N* celdas o tiempos; el esquema generará *j* eventos que no serán iguales a los *N* de la señal pequeña escogida, de esta forma adoptando como base el espectro de Fourier del sismo pequeño, podemos hallar el mismo espectro del sismo grande que deseamos modelar de la siguiente forma:

$$A_e(\omega)=\xi A_S(\omega)\sum_{j=1}^{N} e^{-i\omega t}j \qquad (116)$$

Se puede observar que los valores t_j son aleatorios, independientes e igualmente distribuidos, con función de densidad de probabilidad *p(t)*; el valor esperado del espectro mencionado en la ecuación (116) elevado al cuadrado puede darse mediante:

$$E[|A_e(\omega)|^2]=\xi^2|A_S(\omega)|^2[N+(N^2-N)|P(\omega)|^2] \qquad (117)$$

Donde *P(ω)* es la transformada de Fourier de la función de densidad de probabilidad *p(t)*. La relación espectral entre la señal resultante y la original, *R(ω)* puede ser estimada mediante:

$$R(\omega)=\sqrt{\frac{E[|A_e(\omega)|^2]}{|A_S(\omega)|^2}}\approx\xi\sqrt{N+(N^2-N)|P(\omega)|^2} \qquad (118)$$

esta última aproximación es comprobada en Ordaz et al (1995). Por definición *P(0)*=1, de aquí se deduce que *R(0)=ξN*, por otro lado si $\omega\to\infty$, entonces $R(\infty)=\xi N^{1/2}$. La suposición del modelo de fuente omega cuadrada, implica que la relación espectral del evento escogido como evento pequeño, *H(ω)*, debe ser:

$$H(\omega)=\frac{M_{oe}}{M_{os}}\left[\frac{1+(\omega/\omega_{cs})^2}{1+(\omega/\omega_{ce})^2}\right] \qquad (119)$$

los valores de *N* y ξ pueden darse mediante:

$$N=\left(\frac{M_{oe}}{M_{os}}\right)^{4/3}\left(\frac{\Delta\sigma_e}{\Delta\sigma_s}\right)^{-4/3} \qquad (120)$$

$$\xi=\left(\frac{M_{oe}}{M_{os}}\right)^{-1/3}\left(\frac{\Delta\sigma_e}{\Delta\sigma_s}\right)^{4/3} \qquad (121)$$

donde $\Delta\sigma$ es el parámetro de caída de esfuerzos, relacionado con la frecuencia ω_c, por medio de Brune (1970):

$$\omega_c=2\pi 4.9*10^6\beta(\Delta\sigma/Mo)^{1/3} \qquad (122)$$

finalmente el momento sísmico se relaciona con la magnitud según Hanks y Kanamori, (1979) de la siguiente forma:

$$Mo=10^{1.5M_w+16.1} \quad (123)$$

Donde β es la velocidad de onda cortante en km/seg $\cong$ 3.5, *Mo* el momento sísmico en dinas-cm y $\Delta\sigma$ en bares, con este esquema el proceso alcanza un correcto escalamiento tanto para bajas como altas frecuencias. Sin embargo, para frecuencias intermedias *R(ω)* depende de *P(ω)* y de la distribución de probabilidad de los tiempos de retraso, *P(t)*, por ello si se requiere que el escalamiento sea el correcto en todas las frecuencias, entonces *H(ω)* debe ser igual a *R(ω)* para todas las frecuencias; por ello partiendo de las ecuaciones 118 y 119 es posible derivar *P(ω)* de la siguiente forma:

$$|P(\omega)|=\frac{\sqrt{1+a(\omega/\omega_{ce})^2}}{1+(\omega/\omega_{ce})^2} \quad (124)$$

el valor de *a* tiene la siguiente expresión:

$$a=\frac{2\omega^2_{ce}}{\omega^2_{ce}+\omega^2_{cs}} \quad (125)$$

Siguiendo el criterio de Wennerberg (1990), se impone una restricción adicional para que *P(ω)* sea real. En este caso la función de densidad de probabilidad deseada esta dada por la transformada inversa de la forma:

$$P(t)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{\sqrt{1+a(\omega/\omega_{ce})^2}}{1+(\omega/\omega_{ce})^2}e^{i\omega t}d\omega \quad (126)$$

La aplicación del método arriba descrito requiere de la generación de números aleatorios con función de densidad de probabilidad, como la descrita en la ecuación 126, para llegar a ello, se hace necesario hacerlo mediante el método inverso, en el cual un numero aleatorio con distribución de probabilidad *P(t)* puede ser obtenido mediante la siguiente relación:

$$t_i=P^{-1}(u_i) \quad (127)$$

donde t_i es un numero aleatorio con la distribución de probabilidad deseada, u_i es un numero aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1, $P^{-1}(.)$ es la inversa de la distribución de probabilidad. La aplicación del método inverso requiere que *P(.)* pueda ser invertida; Ordaz et al (1995) encontraron que *P(.)* puede ser hallada numéricamente, con una convergencia muy rápida de la siguiente forma:

$$P(t)=1/2+1/2(1-e^{-\omega_{ce}t})\sqrt{1-a}+1/\pi\sqrt{a}\int_{1/\sqrt{a}}^{\infty}\frac{\sqrt{y^2-1/a}}{y(y^2-1)}(1-e^{-\omega^{ty}_{ce}})dy \text{ ->}t\text{>0 (28)} \quad (128)$$

nótese que la función de densidad de probabilidad es simétrica con respecto a *t*=0, una vez que *P(t)* es evaluado es posible realizar la inversa numéricamente por medio de la solución de la ecuación *u=P(t)*, de forma iterativa para valores dados de *u* entre 0 y 1. Si la tabla *(u-t)* es construida para valores de *u* que son igualmente espaciados y lo suficientemente cercanos, entonces la función inversa puede ser hallada y de este modo los valores de t_j pueden ser calculados por interpolación para valores aleatorios arbitrarios de *u*. Finalmente los valores de t_j se reemplazan en la ecuación 116 para la generación del evento esperado.

Una ultima incógnita la constituye el valor de la caída de esfuerzos de la señal pequeña; pero esta puede ser resuelta mediante la generación del espectro de amplitudes y la posterior ubicación de la frecuencia de esquina del mismo; finalmente mediante la ecuación (122) y conociendo el momento derivado de la magnitud es posible derivar el valor de la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$.

Amenaza sísmica con efectos locales de suelo

El resultado de los estudios de amenaza sísmica tradicionales es la aceleración máxima en terreno firme ó la aceleración pico efectiva para un punto ubicado en roca. Sin embargo, en la mayoría de casos el punto de análisis se encuentra sobre un estrato de suelo blando cuyas características mecánicas son muy diferentes a las propiedades de los materiales considerados como rocas. Para incluir los efectos de sitio, es decir lo cambios en las características de la onda sísmicas en su viaje en el interior del depósito se debe realizar un estudio de propagación de onda. A continuación se presenta la metodología empleada para tener en cuenta los efectos de sitio dentro del análisis realizado. En la Figura 23 se presentan de manera esquemática el efecto del depósito blando en las características de la señal en superficie.

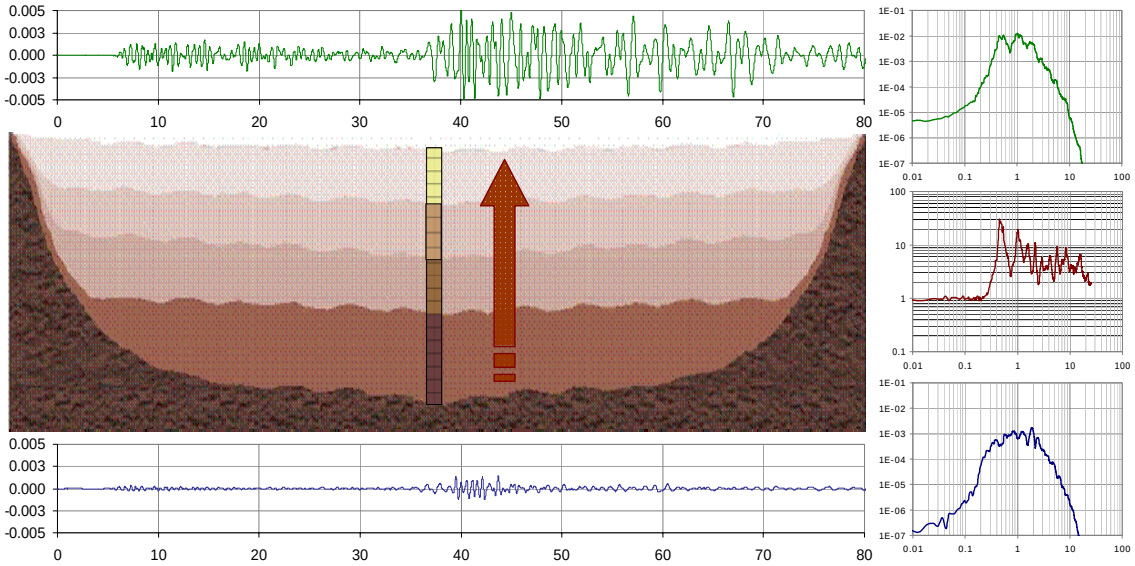


Figura 23 Esquema efectos de sitio

Aproximación Lineal

Para cuantificar los efectos locales por condiciones geotécnicas especiales, el procedimiento que aquí se plantea consiste en evaluar funciones de transferencia de los depósitos de suelos mediante diversas técnicas, con el fin de multiplicar aquellas por los espectros fuentes hallados previamente para el caso de suelo firme y así obtener el (*EAF*) en el caso que nos ocupa con efectos locales. La Figura 23 ilustra el esquema planteado para el sismo de Armenia registrado con efectos locales de suelo en la Universidad del Quindío; el *EAF* (Figura 23 izquierda) en un sitio determinado son hallados mediante la magnitud el evento (M_l=6.2) y la distancia hipocentral (R=15 Km); esto permiten evaluar mediante la teoría sismológica descrita en la

primera parte del informe el espectro de amplitudes de Fourier para la magnitud, distancia y mecanismo focal del sismo de ejemplo como se puede observar en la Figura 23 izquierda.

En el marco de la microzonificación de Armenia La Universidad de los Andes realizó la exploración del suelo en el sitio de Uniquindio y conformó un modelo con un perfil de suelo de propiedades dinámicas obtenidas con técnicas geofísicas y de laboratorio. Dicho modelo permitió evaluar la función de transferencia lineal de los suelos en el sitio sobre el cual se localiza la Universidad del Quindío; el resultado es una función de transferencia lineal de los suelos presentes mostrada en la Figura 24 centro donde se muestra el filtro que establecen los suelos a una señal definida mediante un EAF y su duración de fase intensa; para este caso de análisis de suelos fue usado el método de Thomson Haskell que corresponde a la primera aproximación de cálculos de FTs desarrollado en los años 50.

Al multiplicar punto a punto en el dominio de la frecuencia el EAF de Magnitud, distancia y mecanismo focal asociado al sismo de Armenia con la FT del sitio de la Universidad del Quindío, obtenemos el *EAF* del sismo considerado teniendo en cuenta los efectos locales del sitio como se observa en la figura 24 derecha

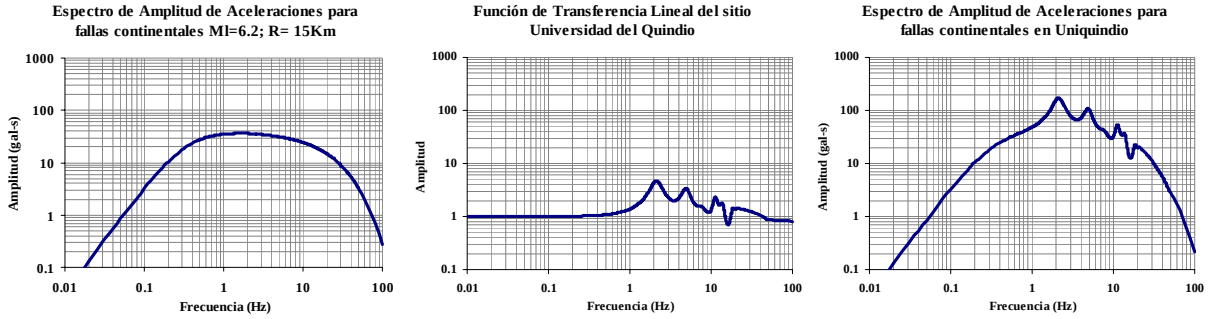


Figura 24 Izquierda: Espectro de amplitudes de Fourier Teórico del sismo de Armenia Ml=6.2, R=15 Km; Centro: Función de Transferencia del sitio Uniquindio; Derecha: EAF del sismo de Armenia sobre Uniquindio Teórico.

El resultado de este EAF es comparado en la Figura 25 Izquierda con el EAF de la señal completa registrado por un aparato acelerografico de la red nacional (es decir el EAF de la suma vectorial de las componentes norte sur y Este-oeste) donde se observa la correcta convergencia en fases y buen grado de aproximación en amplitudes. Debido a la analogía entre el dominio de la frecuencia y el dominio del tiempo establecida por el teorema de Parseval es posible concluir que si se tiene una buena estimación de los parámetros en el dominio de la frecuencia, la teoría de vibraciones aleatorias permitirá obtener de forma confiable una correcta estimación de los valores máximos esperados en el dominio del tiempo. Los valores obtenidos deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

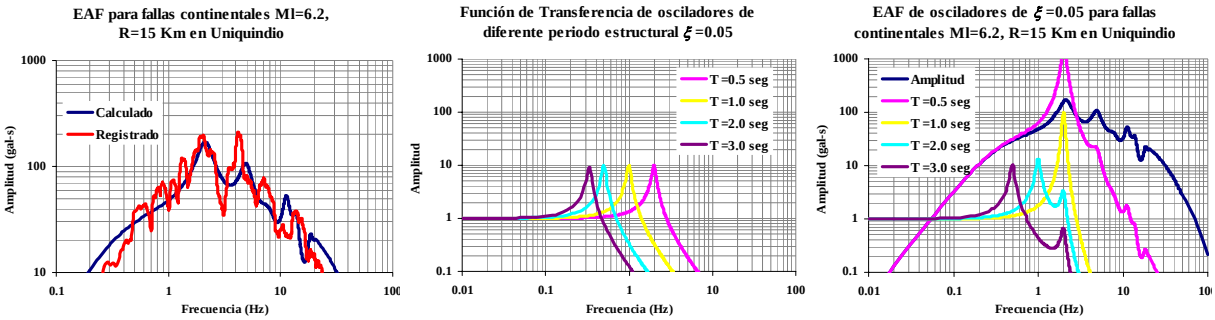


Figura 25 Izquierda: Comparación entre resultados teóricos y registrados de EAF del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Centro: Funciones de Transferencia de osciladores con x=5%; Derecha: EAF de osciladores de 5% de amortiguamiento con respecto al crítico del sismo de Armenia sobre Uniquindio Teórico.

El EAF calculado hasta ahora representa las intensidades máximas registradas en suelo; sin embargo, es necesario para fines de diseño las intensidades que se puedan llegar a registrar sobre las edificaciones, ya que, este es el objetivo final de un estudio de este tipo. Se hace necesario usar funciones de transferencia de osciladores de periodo y relación de amortiguamiento con respecto al crítico conocida. Las funciones de transferencia de los diferentes osciladores son mostradas en la Figura 25 Centro para ξ=5%.

El EAF del suelo es entonces multiplicado nuevamente en el dominio de la frecuencia por cada una de las FT de osciladores y entonces, es posible construir los EAF de cada oscilador de periodo y amortiguamiento conocido sobre los suelos del sitio Uniquindio y para la magnitud y distancia hipocentral de sismos de fuentes continentales como se muestran en la Figura 25 derecha.

Al realizar a cada EAF de oscilador el proceso de teoría de vibraciones aleatorias mediante los momentos estadísticos espectrales y la duración de la fase intensa es posible, como se mencionó, encontrar el valor de la aceleración cuadrática media, que es la variable típica que establece la analogía entre el dominio de la frecuencia y el dominio del tiempo. En la Figura 26 Izquierda se muestra el espectro de respuesta de aceleración cuadrática media para el caso que nos ocupa; siguiendo la TVA es posible, además, encontrar el espectro de factor pico para este caso particular como se muestra en la Figura 26 Centro donde se muestran valores típicos de este tipo de análisis (ver Clough y Penzien, 1973; Davenport, 1964, Rice, 1973; Cartwright y Longuett-Higgins, 1957).

Los valores extremos esperados se generan a partir del producto de la aceleración cuadrática media y el factor pico; este resultado teorico se observa en la figura 39 Derecha. Donde se observa el espectro de respuesta de aceleraciones para la magnitud, distancia epicentral, suelos y mecanismo focal especificados para el sismo de Armenia registrado en la Universidad del Quindío

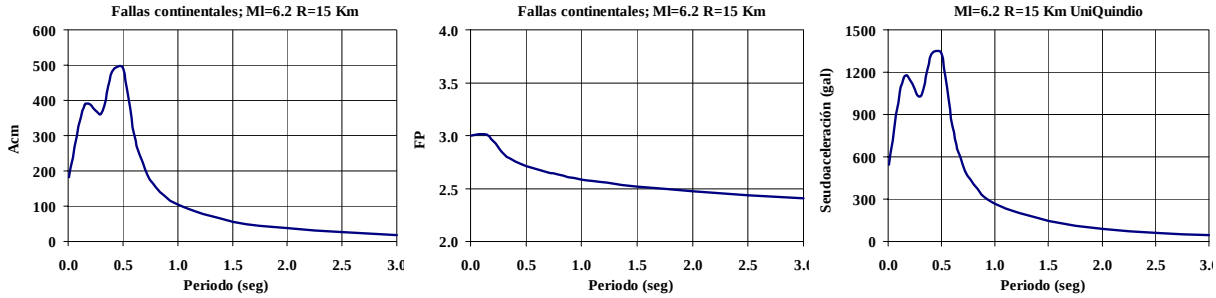


Figura 26 Izquierda: Espectro de Aceleración cuadrática media para x=5% del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Centro: Espectro de Factor pico extraído de la Teoría de vibraciones aleatorias; Derecha: Espectro de Respuesta teorico de 5% de amortiguamiento con respecto al crítico del sismo de Armenia sobre Uniquindio.

El resultado, como en todo en el desarrollo de este trabajo es comparado con los registros del sismo en la estación acelerográfica y son comparados los espectros de respuesta total (es decir los estimados a partir de la componente total del registro obtenida vectorialmente a partir de las componentes ortogonales). En la Figura 27 Izquierda se observa la comparación del espectro de respuesta de aceleración para relación de amortiguamiento de 5% contra lo calculado en este estudio; se observa buena aproximación y esto es gracias a que el modelo ha ido siendo calibrado en cada una de las variables que hacen parte del problema sismológico.

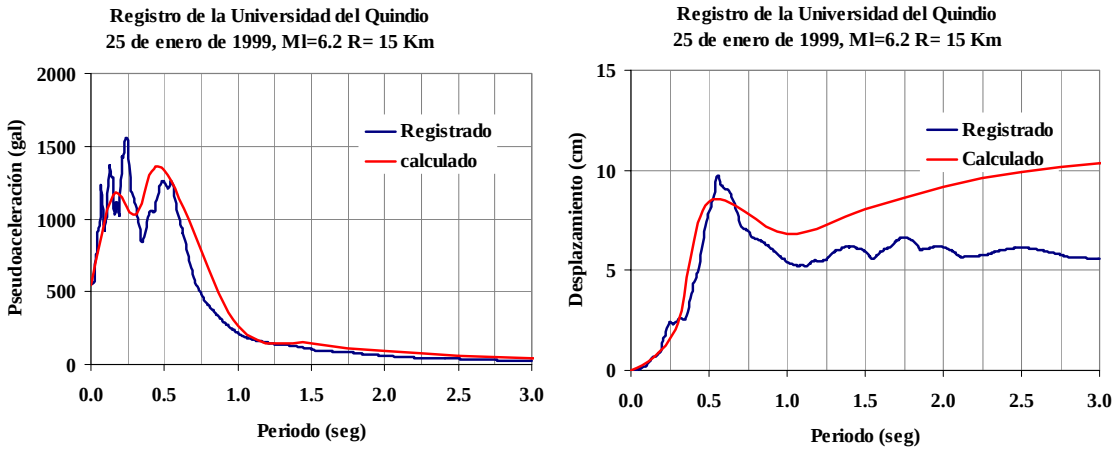


Figura 27 Izquierda: Comparación entre valores registrados y calculados de Espectros de respuesta de aceleración para ξ=5% del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Comparación entre valores registrados y calculados de Espectros de respuesta de aceleración para ξ=5% del sismo de Armenia registrado en Uniquindio.

Este resultado no es fortuito porque se fundamenta en la observación exhaustiva de los patrones de comportamiento de los sismos en el territorio de Colombia y años de desarrollo e investigación que lleva este proceso. Nótese que a lo largo de este estudio siempre se ha comparado con los registros instrumentales; porque a pesar de que existe un esfuerzo numérico importante para estos cálculos la corroboración de estos con la realidad brinda una "línea base" para corregir con respecto a lo observado. Nada más amenazaso que no comparar con registros de una zona similar porque los modelos numéricos puros no brindan la sensibilidad y el buen criterio que debe por encima de todo mantenerse en este tipo de procesos. Los resultados de este tipo de análisis deben usarse con la cautela y el buen criterio que este tipo de problemas merece.

La Figura 27 Derecha muestra la comparación de lo registrado y lo calculado para el caso del espectro de desplazamiento del registro del sismo de Armenia; en este caso se sigue el mismo proceso que para la aceleración, solo que en este caso el EAF de la fuente corresponde al desplazamiento. Como se ha mencionado el desplazamiento debido a su dependencia del contenido de las bajas frecuencias siempre ha sido una variable difícil de evaluar consistentemente. Los resultados aquí mostrados muestran la confiabilidad del método con registros de una zona.

El proceso se puede generalizar y entonces establecer los EAFs para combinaciones de Magnitud, distancia y mecanismo focal de tal suerte que puedan obtenerse leyes de atenuación de máximos valores esperados de cualquier variable de interés, así como leyes de atenuación de los diferentes osciladores que componen un espectro de respuesta. En la Figura 28 se presentan las leyes de atenuación de diferentes osciladores para los mecanismos focales usados en este estudio.

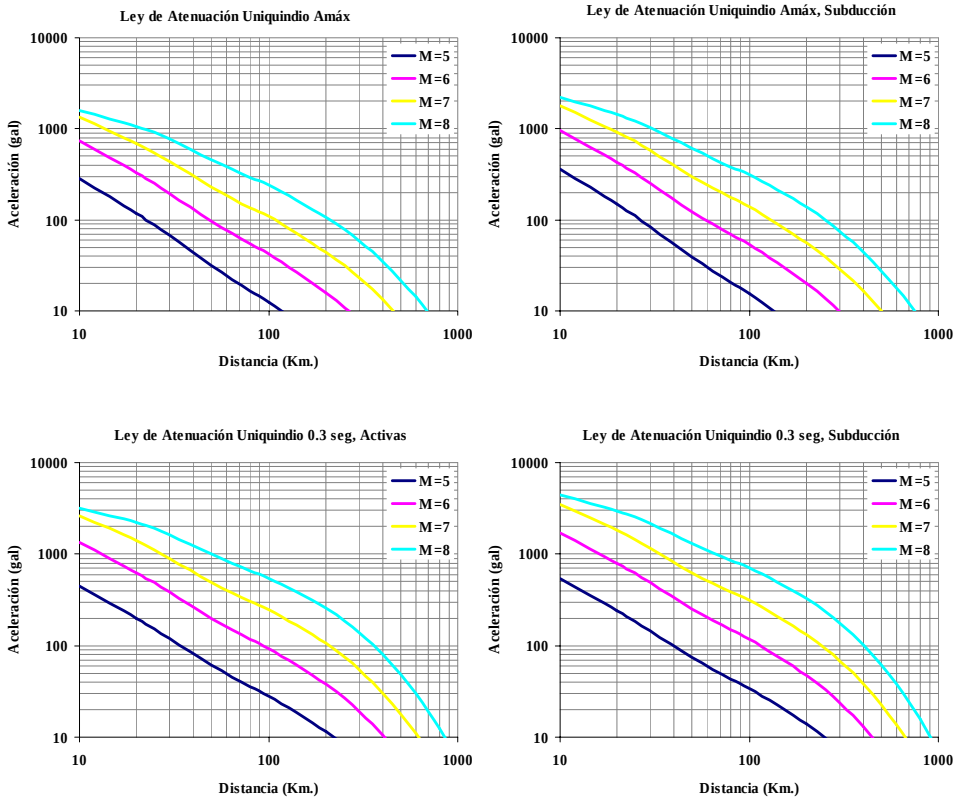


Figura 28 **Continúa en la siguiente página**

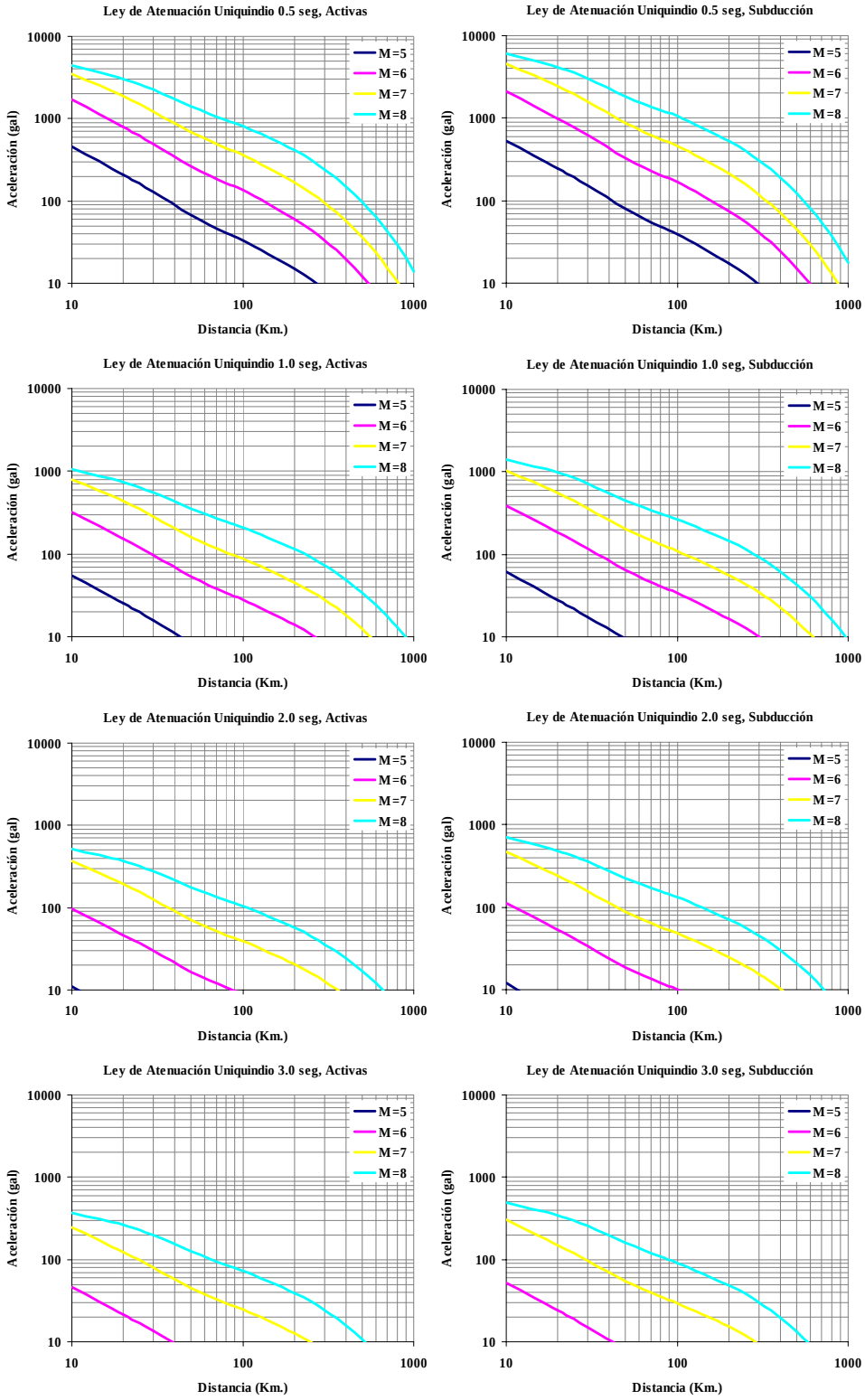


Figura 28 Izquierda: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para ξ=5% en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para ξ=5% en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio

Al contar con leyes de atenuación de cada oscilador de periodo y amortiguamiento conocido en el sitio Uniquindio es posible mediante la teoría clásica de amenaza sísmico de Cornell y Esteva

(1969) que permite la evaluación de las tasas de excedencia de cada uno de los periodos espectrales encontrar la amenaza.

En la Figura 29 se presentan las tasas de excedencias de los diferentes mecanismos focales considerados en este estudio. Si se trazan líneas horizontales de periodo de retorno constante, es posible interceptando cada curva de periodo estructural encontrar la intensidad de aceleración que muestre para cada tipo de evento los espectros de amenaza uniforme en el sitio Uniquindio.

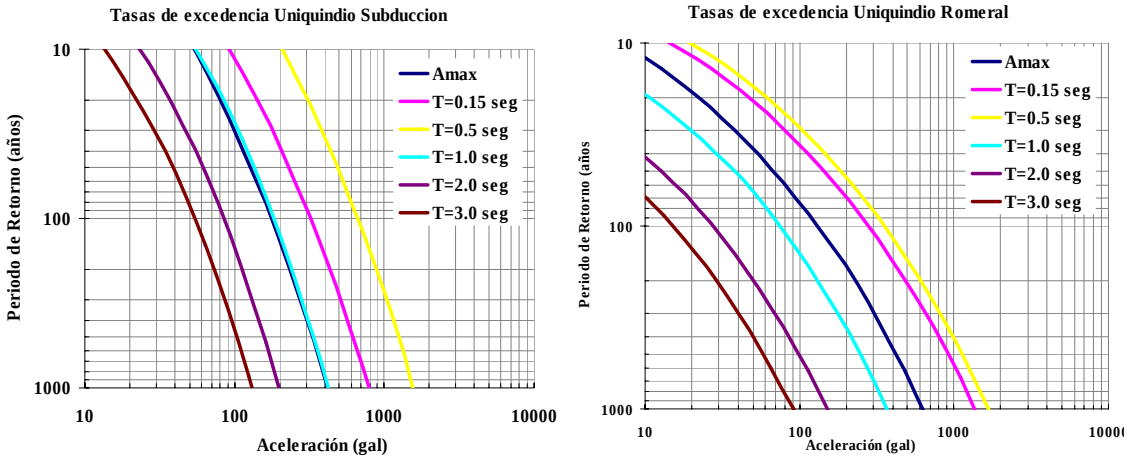


Figura 29 Izquierda: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para ξ=5% en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para ξ=5% en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio

En la Figura 30 se pueden ver los espectros de amenaza uniforme de cada tipo de fuente representativa (Romeral y Subducción) para diferentes periodos de retorno. La aproximación de las fuentes por separado comparada con el sismo registrado el 25 de enero de 1999 muestra los periodos de retorno asociados en cada uno de los fenómenos.

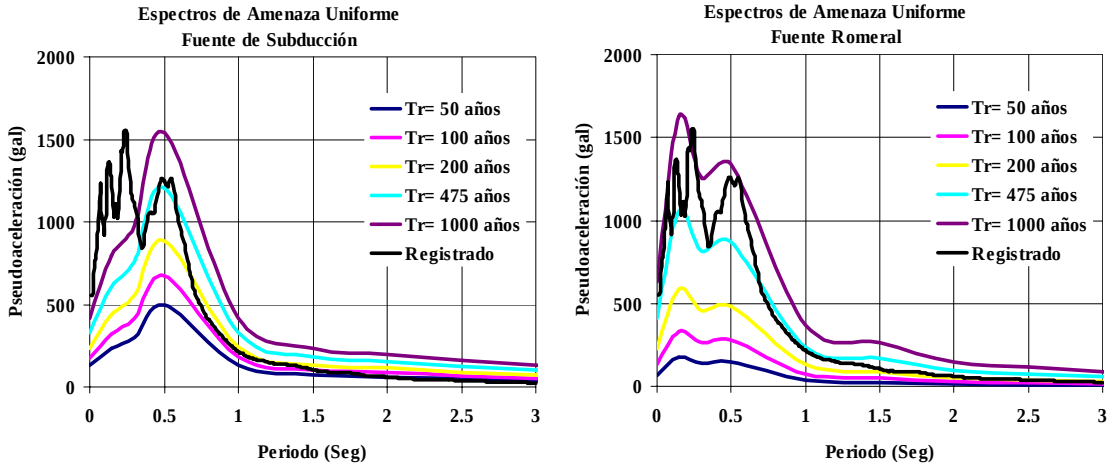


Figura 30 Izquierda: Espectros de amenaza uniforme para fuentes de subducción para ξ=5% en el sitio Uniquindio; Derecha: Espectros de amenaza uniforme para fuentes de Romeral para ξ=5% en el sitio Uniquindio.

La Figura 30 izquierda muestra buena aproximación del sismo registrado en el sitio Uniquindio en los periodos intermedios para periodo de retorno de 475 años y la Figura 30 derecha

muestra buena aproximación de los periodos estructurales bajos para periodos de retorno de 1000 años. Esto es una evidencia de que los análisis de amenaza no se pueden hacer coherentemente por separado y exigen la inclusión de todas las fuentes presentes. En la Figura 31 izquierda se muestran los espectros de amenaza uniforme para los sismos de subducción y de Romeral para el periodo de Retorno de 475 años que exige la Ley, en esta es posible visualizar el efecto de la influencia de cada tipo de fuente en la conformación de la amenaza total. La Figura 30 derecha muestra los espectros de amenaza uniforme del sitio Uniquindio para diferentes periodos de retorno; dicha figura que en este caso el periodo de retorno de 475 años constituye la mejor aproximación a lo registrado el día 25 de enero de 1999

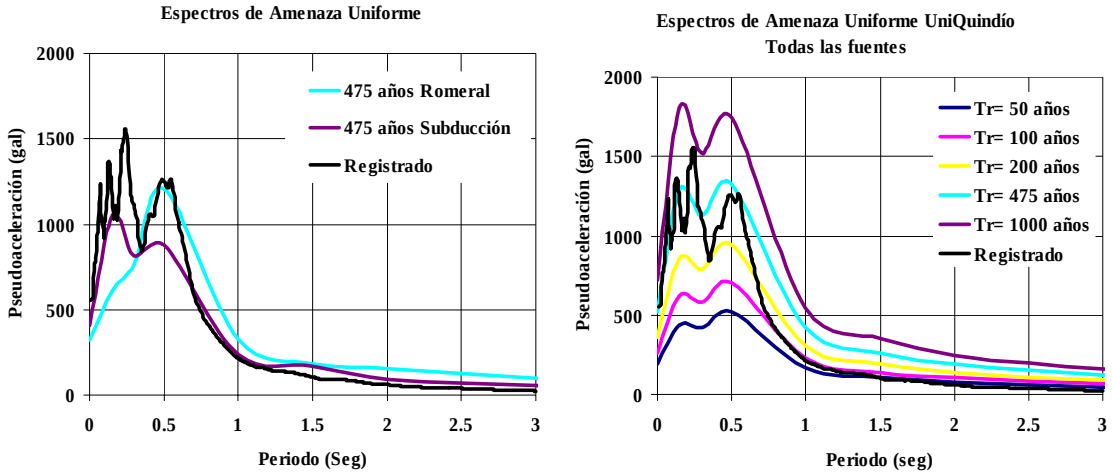


Figura 31 Izquierda: Espectros de Amenaza para ξ=5% en el sitio Uniquindio de los diferentes mecanismos focales para 475 años comparado con el sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Espectros de amenaza uniforme tomando en cuenta todas las fuentes para el sitio Uniquindio comparado con el registro de la estación

El anterior análisis de amenaza sobre un sitio particular como Uniquindio muestra que este tipo de eventos puede estar asociados a los periodos de retorno que se manejan comúnmente y más aún que este tipo de eventos se puede volver a presentar en la región donde además se encuentra Manizales.

Aproximación no-lineal

La función de transferencia de los suelos (*F.T.*) de un sitio determinado puede también calcularse mediante el procedimiento lineal equivalente (Romo y Barcena. 1993), de propagación vertical de ondas *SH*; y puesto que se toma en cuenta el comportamiento no-lineal de los suelos, las *FT* dependen tanto de la amplitud del movimiento como de su contenido de frecuencias; por lo cual, las *F.T.* se evalúan para cada magnitud y distancia en consideración. Nótese que el procedimiento lineal equivalente es realizado en el dominio de la frecuencia con la densidad espectral de cada EAF y la duración de la fase intensa derivada a partir del criterio de frecuencia de esquina deducida con anterioridad. Con rigor la densidad espectral muestra todos los posibles sismos del tipo de falla propuesto para la magnitud y distancia especificada.

El proceso en cada sondeo de estudio se repite para cada magnitud, distancia, periodo y mecanismo focal de interés, para obtener las leyes de atenuación espectral de un sitio particular teniendo en cuenta los efectos locales por condiciones geotécnicas. De esta manera cada ley de atenuación tiene la evaluación para 10 magnitudes y 50 distancias epicentrales de los EAFs y por consiguiente de las densidades espectrales. Posteriormente es usado el método lineal equivalente para evaluar las funciones de transferencia, FT correspondiente a cada EAF, cada

ley de atenuación tiene 500 evaluaciones y existen 16 leyes de atenuación por sondeo (Amax, Vmax, Dmax, 0.15 seg, 0.3 seg, 0.5 seg, 1.0 seg, 1.5 seg, 2.0 seg, 2.5 seg, 3.0 seg, 3.5 seg, 4.0 seg, 4.5 seg, 5.0 seg); además el proceso se realiza tanto para las fallas cercanas como para fallas de subducción por lo que cada sondeo tiene aproximadamente 16000 evaluaciones de EAF y FT, lo cual garantiza la no-linealidad del proceso en el caso que esta particular forma de respuesta se presentara. Nótese que nunca son usados los espectros de respuesta sino las funciones de transferencia de los depósitos que muestran el filtro no-lineal que se establece a la totalidad de la señal de entrada, de esta forma no se pierde información valiosa del fenómeno de transmisión de ondas en el contenido de frecuencias.

Funciones de transferencia no-lineales

Es bien reconocido el comportamiento no lineal de las principales propiedades de los suelos, tales como rigidez y amortiguamiento, dependiendo de los niveles de deformación.

La variación que se encuentra en el comportamiento de los suelos en función de la amplitud provoca que las funciones de transferencia varíen con las intensidades; así, existe comportamiento lineal para bajos niveles de deformación (es decir la función de transferencia es constante); pero, conforme estos aumentan, la no linealidad de los materiales comienza a actuar, de tal suerte, que para las mayores intensidades posibles en un sitio se presentaran los más fuertes efectos no lineales.

Las *F.T*. para cada nivel de intensidad (en este caso aceleración) se generan usando los perfiles de suelo con sus respectivas propiedades dinámicas y los *EAF* generados a partir de la teoría sismológica del espectro radiado para suelo firme deducidos anteriormente, suponiendo que estos son los movimientos incidentes en la roca base en el modelo de propagación unidimensional de ondas *SH* el cual funciona perfectamente en el dominio de la frecuencia con ahorro de tiempo de computo.

Una vez realizado el proceso para cada *EAF* en cada sitio de estudio, es posible construir las funciones de transferencia en cada nivel de intensidad y para cada tipo de mecanismo focal. El comportamiento de las *FT* en suelo blando se puede determinar de una forma completamente teórica siguiendo los conceptos definidos; sin embargo, también fue identificado de forma experimental por Lermo (2000) para la estación de Central de Abastos en México D.F. (tal vez el pozo instrumentado con más registros en todo el mundo) en condiciones de suelo, donde pudo registrar eventos de diferente magnitud y comprobar el efecto de la no linealidad en el comportamiento de la forma de las funciones de transferencia.

En la Figura 32 se presentan funciones de transferecia no lineales calculadas en un deposito blando con periodo fundamental de 1 seg para diferentes intensidades (en el presente caso aceleración máxima en terreno firme).

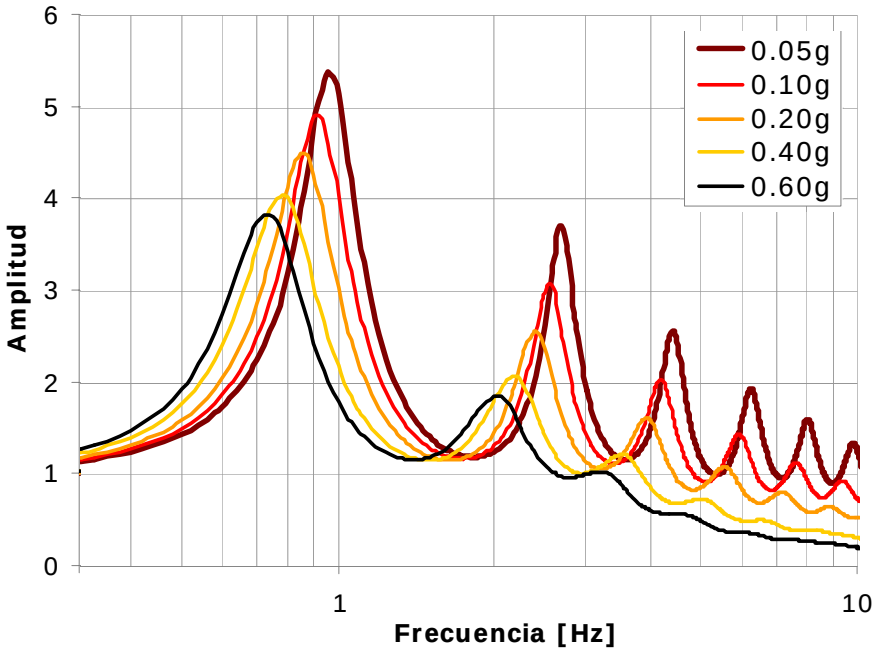


Figura 32 Funciones de transferencia no lineales para un depósito de suelo con periodo fundamental de 1.0 seg

Duración de la fase intensa de movimientos en suelos blandos.

No existe estudio alguno en Colombia sobre la estimación de la duración de la fase intensa de los movimientos, fundamentalmente por la escasa red instalada y también por la falta de un número de eventos considerables; Además debido a la poca profundidad de los suelos y condiciones de linealidad la duración de los depósitos puede hacerse similar a la de los sismos incidentes en la base.

Incertidumbre en las leyes de atenuación con efectos locales

Una vez obtenidas leyes de atenuación y contando con la sismicidad de las fuentes en la región, es posible encontrar el amenaza sísmico en el sitio, incluyendo los efectos locales, sin embargo, la incertidumbre en la estimación de las leyes de atenuación con efectos locales no sigue siendo la misma que las leyes en terreno firme, ya que se establecen incertidumbres adicionales en la forma de evaluación de las funciones de transferencia; también existe incertidumbre en la calidad de sondeos, inalteración de las muestras y en la determinación de las propiedades dinámicas. Además debe ser tomada en cuenta la incertidumbre en la estimación de los valores extremos hecha por la teoría de vibraciones aleatorias descrita mediante la ecuación 133.

Puede inferirse que entre la incertidumbre asociada al cálculo de los *EAF* en terreno firme y la incertidumbre relacionada a los fenómenos anteriormente descritos no existe una relación directa, por lo que hay independencia estadística entre ellas; esto hace posible encontrar la incertidumbre total por medio del criterio de las raíz de la suma de los cuadrados. Las incertidumbres de las leyes de atenuación de *EAF* en terreno firme, σ_{lna1}, fueron calculadas y se encuentran en la tabla 3 y la incertidumbre por las condiciones geotécnicas, σ_{lna2}, según

información experta, puede tomar valores de hasta ¼ teniendo en cuenta que muchas de las propiedades dinámicas fueron evaluadas in-situ; finalmente el uso de la TVA introduce un error que se puede estimar según la expresión 103; esto hace posible evaluar el nuevo valor de σ_{lna} de las leyes de atenuación asociado a los efectos locales mediante:

$$\sigma_{\ln a} = \sqrt{\sigma_{\ln a1}^{2} + \sigma_{\ln a2}^{2} + \sigma_{TVA}^{2}} \qquad (129)$$

Construcción de leyes de atenuación espectral.

Contando con los *EAF* de cada sitio de sondeo y con la estimación de la duración de la fase intensa de los movimientos, es posible, como se ha mencionado mediante teoría de vibraciones aleatorias, (*TVA,* Udwadia y Trifunac, 1974) obtener los valores máximos esperados de cada *EAF*; al repetir el proceso para cada magnitud, distancia epicentral, periodo estructural y mecanismo focal es posible derivar leyes de atenuación espectral en condiciones no lineales de suelo.

En este caso el proceso es similar al llevado a cabo para el sitio Uniquindio, solo que las FTs varían para cada combinación de magnitud, distancia y mecanismo focal. El proceso se repite para 10 magnitudes, 50 distancias, 15 ordenadas espectrales y 2 mecanismos focales en cada sondeo para construir leyes de atenuación puntuales que puedan ser analizadas con la teoría clásica de amenaza sísmica

El uso de funciones de transferencia de osciladores permite encontrar el *EAF* representativo de estructuras con diferente periodo y amortiguamiento, lo que automáticamente admite el cálculo de relaciones de atenuación de ordenadas espectrales y la construcción de espectros para cualquier magnitud y distancia deseada; además el método presenta compatibilidad espectral; por lo cual al calcular, por ejemplo, el espectro de respuesta de seudoaceleraciones es posible evaluar los de seudovelocidad y desplazamiento espectral, mediante las simples relaciones espectrales conocidas.

Esta compatibilidad resulta útil y permite el uso de los *EAF* para el cálculo de las diversas intensidades que se han mencionado; por el contrario esta compatibilidad no existe en leyes de atenuación empíricas deducidas mediante modelos de regresión comunes en los cuales no se impone la compatibilidad como restricción y se hace necesario realizar el análisis de regresión por separado para cada intensidad.

En las Figuras 33 y 34 se presenta un resumen de la metodología de cálculo de espectros de amenaza uniforme empleada por la Universidad de los Andes en el presente trabajo de investigación, teniendo en cuenta la respuesta dinámica del depósito blando.

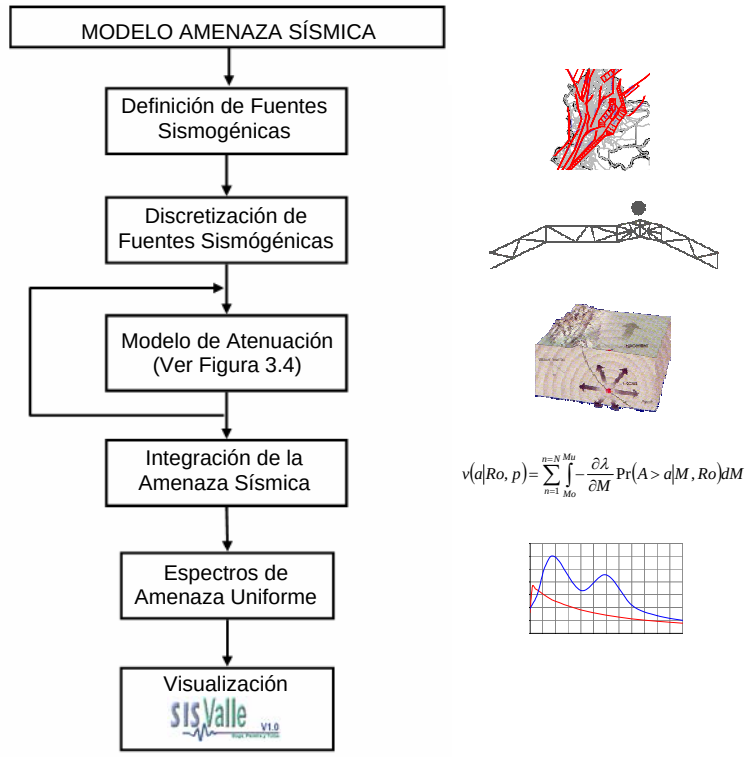


Figura 33 Resumen metodología de cálculo amenaza Universidad de los Andes

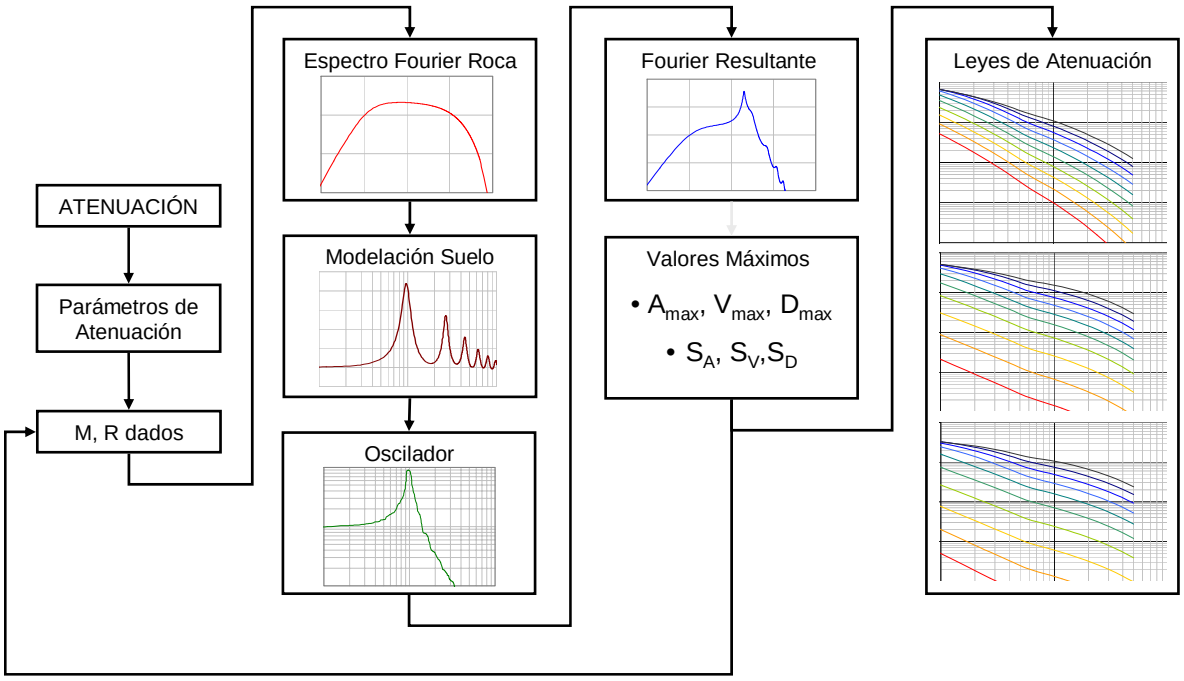


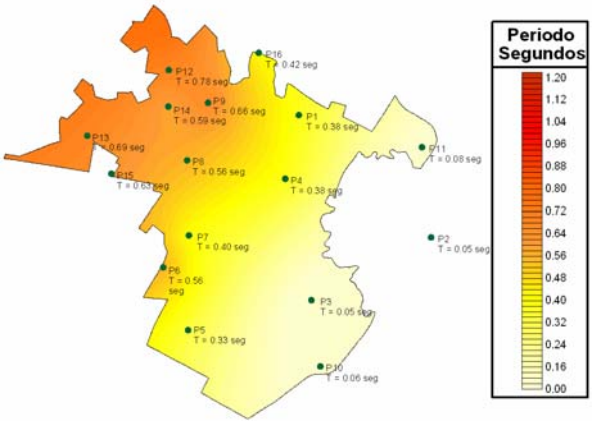
Figura 34 Resumen metodología de cálculo amenaza Universidad de los Andes (Atenuación)

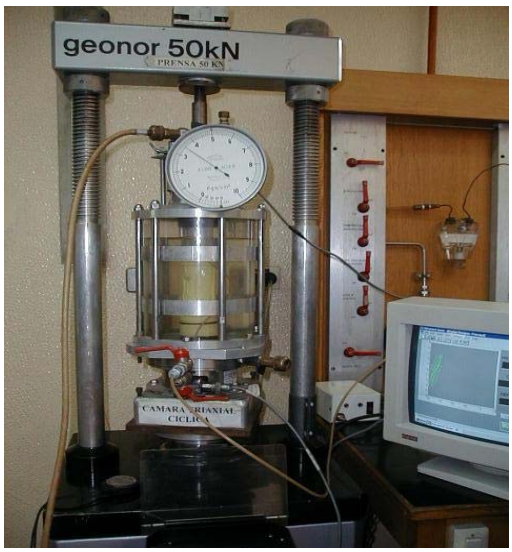
CAPÍTULO

4

INVESTIGACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA







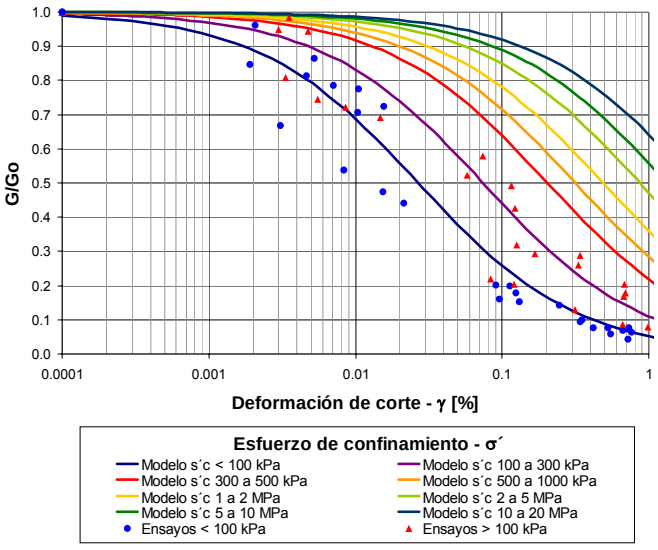


TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 4 INVESTIGACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA 4-1

4.1 INTRODUCCIÓN 4-1

4.2 INFORMACIÓN GEOTÉCNICA EXISTENTE 4-2

4.3 INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA 4-10
4.3.1 Municipio de Palmira 4-10
4.3.2 Municipio de Tuluá 4-11
4.3.3 Municipio de Buga 4-11
4.3.4 Cortes interpretados 4-12

4.4 INVESTIGACIÓN GEOTÉCNICA DE CAMPO 4-16
4.4.1 Generalidades 4-16
4.4.2 Perforaciones 4-17
4.4.3 Caracterización estratigráfica general 4-21

4.5 ENSAYOS DE CAMPO 4-24
4.5.1 Ensayos de Penetración Estándar 4-24
4.5.2 Ensayos Down Hole 4-26
4.5.3 Ensayos de Presiómetro Cíclico 4-30
4.5.4 Ensayos de refracción sísmica 4-32
4.5.5 Ensayos de Microtrepidaciones 4-38

4.6 INVESTIGACIÓN DE LABORATORIO 4-47
4.6.1 Generalidades 4-47
4.6.2 Resultados de ensayos rutinarios de laboratorio 4-49

4.7 ENSAYOS DINÁMICOS 4-57
4.7.1 Generalidades 4-57
4.7.2 Ensayo triaxial cíclico 4-58
4.7.3 Ensayo de Columna Resonante 4-61
4.7.4 Ensayo de velocidad de onda en laboratorio (Bender Element) 4-62
4.7.5 Caracterización de los parámetros dinámicos de suelos típicos 4-64

4.8 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA PARA COMPORTAMIENTO

SÍSMICO 4-70
4.8.1 Criterios generales de zonificación 4-70
4.8.2 Zonificación de Palmira 4-71
4.8.3 Zonificación de Tuluá 4-74
4.8.4 Zonificación de Buga 4-76

4.9 ANALISIS DE LICUACION 4-78
4.9.1 Procedimiento 4-78

4.10 BIBLIOGRAFÍA 4-81

ANEXO 4.1 - INFORMACIÓN GEOTECTÓNICA EXISTENTE

ANEXO 4.2 - PERFILES DE SONDEO. ENSAYOS DE CAMPO

ANEXO 4.3 - ENSAYOS DE LABORATORIO

ANEXO 4.4 - ANÁLISIS DE LICUACIÓN

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Palmira 4-7
Figura 4.2 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Tuluá..... 4-8
Figura 4.3 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Buga 4-9
Figura 4.4 Corte geológico interpretado para el Municipio de Palmira 4-13
Figura 4.5 Corte geológico interpretado para el Municipio de Tuluá 4-14
Figura 4.6 Corte geológico interpretado para el Municipio de Buga 4-15
Figura 4.7 Localización perforaciones del Municipio de Palmira 4-19
Figura 4.8 Localización perforaciones del Municipio de Tuluá 4-20
Figura 4.9 Localización perforaciones del Municipio de Buga 4-21
Figura 4.10 Espejos de falla limolita de la formación Paila 4-23
Figura 4.11 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Palmira 4-24
Figura 4.12 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Tulúa..... 4-25
Figura 4.13 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Buga 4-26
Figura 4.14 Comparación de resultados de penetración estándar 4-26
Figura 4.15 Esquema del ensayo Down Hole 4-27
Figura 4.16 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Palmira 4-28
Figura 4.17 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Tuluá..... 4-28
Figura 4.18 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Buga 4-29
Figura 4.19 Correlación entre N y Vs para suelos finos de los municipios..... 4-30
Figura 4.20 Equipos y montaje para el ensayo de presiómetro cíclico..... 4-31
Figura 4.21 Esquema del ensayo de refracción sísmica - Frente de onda, modelo bicapa 4-33
Figura 4.22 Proceso de fabricación de cargas explosivas para ensayo de refracción sísmica..... 4-33
Figura 4.23 Proceso de generación de cargas explosivas 4-34
Figura 4.24 Componentes y montaje para el ensayo de refracción sísmica 4-34
Figura 4.25 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Palmira 4-36
Figura 4.26 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Tuluá 4-37
Figura 4.27 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Buga..... 4-38
Figura 4.28 Equipo para registro de microtrepidaciones 4-41
Figura 4.29 Registro de microtrepidaciones en el Parque del Azúcar 4-42
Figura 4.30 Función de Transferencia Parque del Azúcar a partir de microtrepidaciones 4-42
Figura 4.31 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Palmira 4-45
Figura 4.32 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Tuluá 4-45
Figura 4.33 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Buga 4-46
Figura 4.34 Resumen de propiedades índices para el municipio de Palmira..... 4-49
Figura 4.35 Resumen de propiedades índices para el municipio de Tuluá 4-50

Figura 4.36 Resumen de propiedades índices para el municipio de Buga 4-50
Figura 4.37 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Palmira 4-51
Figura 4.38 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Tuluá 4-52
Figura 4.39 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Buga 4-53
Figura 4.40 Histograma peso específico de los suelos de Palmira 4-53
Figura 4.41 Histograma peso específico de los suelos de Tuluá 4-54
Figura 4.42 Histograma peso específico de los suelos de Buga 4-54
Figura 4.43 Humedad – Municipio de Palmira 4-55
Figura 4.44 Humedad – Municipio de Tuluá 4-55
Figura 4.45 Humedad – Municipio de Buga 4-56
Figura 4.46 Montaje típico del ensayo triaxial cíclico 4-59
Figura 4.47 Resultados Típicos del ensayo Triaxial cíclico 4-60
Figura 4.48 Montaje del ensayo de columna resonante 4-61
Figura 4.49 Resultados típicos del ensayo de columna resonante 4-62
Figura 4.50 Montaje típico para el ensayo de velocidad de onda de corte en laboratorio 4-63
Figura 4.51 Resultados típicos del ensayo de velocidad de onda en laboratorio 4-63
Figura 4.52 Curvas de degradación del módulo cortante normalizado con la deformación de cortante. 4-66
Figura 4.53 Curvas de de variación del amortiguamiento con la deformación de cortante 4-66
Figura 4.54 Modelo hiperbólico no lineal modificado para análisis de respuesta dinámica 4-67
Figura 4.55 Modelo de degradación de la rigidez con la deformación de cortante 4-68
Figura 4.56 Modelo de degradación del amortiguamiento con la deformación de cortante 4-69
Figura 4.57 Análisis de licuación Instituto Raffo Rivera 4-79
Figura 4.58 Análisis de licuación del Instituto Tomas Uribe Uribe 4-79
Figura 4.59 Análisis de licuación de la Federación Nacional de Cafeteros 4-80

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Estudio de suelos disponibles en la ciudad de Palmira 4-2
Tabla 4.2 Estudios de suelos disponibles en la ciudad de Tulúa 4-4
Tabla 4.3 Estudio de suelos disponibles en la ciudad de Buga 4-5
Tabla 4.4 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Palmira 4-5
Tabla 4.5 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Tuluá 4-6
Tabla 4.6 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Buga 4-6
Tabla 4.7 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Palmira 4-18
Tabla 4.8 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Tuluá 4-18
Tabla 4.9 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Buga 4-18
Tabla 4.10 Ensayos de Presiómetro Cíclico Palmira 4-31
Tabla 4.11 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Palmira 4-43
Tabla 4.12 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Tuluá 4-43
Tabla 4.13 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Buga 4-44
Tabla 4.14 Ensayos de laboratorio y normas de procedimiento 4-47
Tabla 4.15 Ensayos realizados en perforaciones de Palmira 4-47
Tabla 4.16 Ensayos realizados en perforaciones de Tuluá 4-48
Tabla 4.17 Ensayos realizados en perforaciones Buga 4-48
Tabla 4.18 Zonificación de la ciudad de Palmira 4-72
Tabla 4.19 Porcentajes de arcilla calculados en las diferentes zonas 4-72
Tabla 4.20 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Palmira 4-73
Tabla 4.21 Zonificación de la ciudad de Tuluá 4-75
Tabla 4.22 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Tuluá. 4-75
Tabla 4.23 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Buga. 4-77

CAPÍTULO 4 INVESTIGACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA

4.1 INTRODUCCIÓN

Para la caracterización de la respuesta dinámica de un sitio en particular se requieren, como aspectos fundamentales, las características estratigráficas y las propiedades geotécnicas y geofísicas locales. Estos factores son determinantes para la evaluación de la amplificación de aceleraciones en un estrato determinado o las amplificaciones que se produzcan por efectos topográficos o similares. La manera como cada uno de estos factores puede influenciar la respuesta definitiva ha sido objeto de muchos estudios analíticos y experimentales en el pasado reciente.

Si bien el subsuelo de las áreas urbanas de los municipio de Palmira, Tulúa y Buga ha sido estudiado desde hace algún tiempo desde el punto de vista geológico y geotécnico, cabe destacar que el conocimiento de su comportamiento ante cargas cíclicas, y en particular ante cargas dinámicas similares a las generadas por los sismos, es insuficiente para propósitos de microzonificación. La investigación geotécnica llevada a cabo en este estudio, incluyó la investigación de campo y la realización de ensayos de laboratorio, con el fin de mejorar el conocimiento sobre el comportamiento de estos suelos.

Con los resultados de este estudio se pretende caracterizar, desde el punto de vista de comportamiento dinámico, los suelos típicos dominantes en la zona de estudio, en especial lo relacionado con depósitos superficiales de arcillas, limos, arenas y las combinaciones de estos materiales frecuentes en las capas superiores de la estratigrafía.

En este capítulo se presentan los resultados de la investigación geotécnica y geofísica realizada en el área de estudio, incluyendo los resultados de los ensayos de campo y laboratorio. Se realiza una primera interpretación global de resultados con miras a proponer estratigrafías detalladas en cada una de las perforaciones realizadas. Se proponen modelos de comportamiento dinámico para los suelos dominantes encontrados. Finalmente se plantea un modelo geotécnico característico general el cual permite tener una visión clara de las características y propiedades principales de los depósitos de suelo para efectos de la modelación de la respuesta dinámica que se presenta en el siguiente capítulo de este informe.

4.2 INFORMACIÓN GEOTÉCNICA EXISTENTE

La información geotécnica existente incluye algunos estudios de suelos de relativa poca profundidad y realizados principalmente para establecer recomendaciones de cimentación de edificaciones o puentes y el registro estratigráfico proveniente de los pozos de agua a grandes profundidades que existen en cercanías a las áreas urbanas de los tres municipios. La información ha sido suministrada directamente por cada uno de los municipios y por la CVC.

Las Tablas 4.1, 4.2 y 4.3 presentan un listado de los estudios de suelos disponibles en cada uno de los municipios y las profundidades máximas alcanzadas en cada uno de ellos. Por otro lado las Tablas 4.4, 4.5 y 4.6 presentan los pozos de agua ubicados en cercanías al área urbana de cada municipio al igual que las profundidades máximas alcanzadas en cada uno de ellos. La ubicación geográfica de los estudios de suelos al igual que de los pozos de agua existentes se presentan en las Figuras 4.1, 4.2 y 4.3 para cada uno de los municipios, Palmira, Tulúa y Buga respectivamente.

Los registros individuales de todos los pozos investigados en la zona se presentan en el Anexo 4.1.

Tabla 4.1 Estudio de suelos disponibles en la ciudad de Palmira

Proyecto	Dirección	Prof. [m]
Concilio de las asambleas de Dios	Calle 34 No. 22 – 57	5.0
Edificio	Carrera 30 calle 28	6.0
Edificio en Las Mercedes	Calle 55 con diagonal 28	7.0
Ampliación bodegas FLEISCHMANN COLOMBIANA INC.	Calles 34 y 34ª entre carreras 35 y 36	9.3
Edificio	Calle 31 entre carreras 31 y 32	9.0
Diseño de las cimentaciones Britilana	Parcelación Industrial La Dolores en la vía Cali – Palmira	12.0
Harinera del Valle	Carrera 32 No. 18 – 31	8.5
Bodegas y oficinas – Cooperadores Zamorano	Vía Cali – Cerrito calle 69	4.0
Lote El Recreo	Calle 18 No. 27 – 52	5.0
Bloques Multifamiliares	Carrera 29 No. 33 – 55/61	10.0
Edificio Sede COVATRANS LTDA.	Carrera 28 con calle 39	7.0
Edificio de 3 pisos	Calle 40 No. 15 – 40	5.0
COOPDESARROLLO	Carrera 29 con calle 29	3.0
Bodega Ferreandes	Carrera 28 calle 43	6.0
Iglesia Barrio Fátima	Barrio Fátima	5.0
Puente sobre el río Cauca	Paso del comercio	30.0
Bloques La Selva	Carrera 48 entre calles 12B y 13	6.0

Continuación Tabla 4.1 Estudio de suelos disponibles en la ciudad de Palmira

Proyecto	Dirección	Prof. [m]
Condominio Campestre Bloques de Belén	Calle 65 hasta el Zanjón Zamorano	6.0
Silos de la sede de Palmira	Harinera del Valle	20.0
Silos Palmira	Planta de Harinera del Valle	9.5
Penitenciaria Nacional de Palmira	Penitenciaria Nacional de Palmira	6.0
Ampliación talleres de Ferrocarril	Antigua Estación del ferrocarril de Palmira	8.0
Aulas y baterías sanitarias	Institución educativa Cárdenas Centro	6.0
Almacén la 14 - Llano grande		15.0
Urbanización ciudad del campo	Margen derecha del río Cauca a la altura del puente de juanchito	5.0
Lote Barrio las flores	Barrio Las Flores	5.0
Enron power Termovalle I	Zona Franca del Pacífico Project	9.0
Sucromiles	Manzana comprendida entre las calles 3 y 4,	12.0
Nuevas Bodegas	Fleischmann de Colombia	10.0
Edificio	Carrera 28 No. 29 – 32	9.0
Casa Funeraria Los Olivos	Calle 23 carrera 33ª	8.0
Caldera No. 7	Manuelita S.A.	7.0
Nueva Planta	Varela S.A.	6.0
Edificio de 3 pisos - Kokorico	Calle 30 con carrera 30	5.0
Manuelita S.A.	Planta de Manuelita S.A.	7.0
Edificio de 6 pisos	Carrera 27 entre calles 29 y 30	8.0
Urbanización Girasoles	Carreras 32 entre calles 11 y 12	8.0
Edificio Planta de semillas básicas	Instituto Colombiano Agropecuario	8.0
Biblioteca Municipal	Calle 3 entre carreras 24 y 25	8.0
Centro de Diagnóstico automotor y terminal de transportes	Carrera 35 entre calles 42 y 47	10.0
Edificio Rack SY8-SY9	Planta Sucromiles	9.5

Tabla 4.2 Estudios de suelos disponibles en la ciudad de Tulúa

Proyecto	Dirección	Prof. [m]
Casa y piscina corregimiento de Nariño	Corregimiento de Nariño, jurisdicción del Municipio de Tulúa	4.0
Urbanización San Luis	Calles 5A y 6A entre cras. 18 y 19	5.0
Urbanización Moralito	Carrera 29 entre calles 12F y 13	5.0
Biblioteca - Universidad Central del Valle	Universidad Central del Valle	5.0
Comfandi - La Victoria	Carrera 35 con calle 29	3.5
Ampliación supermercado centro	Carrera 21 calle 26 y 26ª	5.0
Edificación de dos pisos para oficinas	Carrera 22 No. 23 – 28	6.0
Lote	Calle 41 carrera 3B	5.0
Remodelación Estación de servicio El Prado	Carrera 20 No. 25 – 41	6.0
Reforzamiento y remodelación edificio	Carrera 26 No. 26 – 56	4.0
Piscina Semiolímpica Parque "San Pedro Claver"	Diagonal a la carrera 1 con calle 26B	6.0
Ampliación Bodega comercial	Carrera 40 con calle 23	6.0
Ampliación Bodega maderera	Carrera 31 No. 27 – 71	6.0
Urbanización "Caracolí"	Finca "La Holanda", Margen derecho del Río Tuluá, en límites con el barrio "La Inmaculada"	3.5
Puente sobre la Quebrada la Rivera	Quebrada La Rivera	7.0
Puente transversal 12 sobre el Río Morales	Río Morales con Transversal 12	10.0
Nueva sede Banco Ganadero	Carrera 27 No. 26 – 28	4.5
Edificio de 4 pisos	Calle 30 No. 25 – 80	4.0
Sede Centro de estudios contables	Carrera 24A con calle 45	2.0
Edificio de 1 piso	Carrera 27 No. 27 - 25/29	4.0
Brinks de Colombia	Parque industrial y comercial de Tuluá lotes 11, 12 y 13 - Manzana A	5.2
Banco Popular de Tuluá	carrera 25 con calle 28	3.0
Edificación Castiblanco	Carrera 39 calle 26	2.0
Iglesia Pentecostal Unidad de Colombia	Carrera 18 No. 25 – 31	6.0
Edificio Alejandra	Carrera 23 No. 29A – 10	3.5
Centro comercial La Herradura	Carreras 18 a 19 y calles 28 a 30	5.0
Centro comercial Tuluá	Vía Panamericana con calle 37	5.0
Edificio 4 pisos	Carrera 25 A con calle 43	5.0
Urbanización - Bosques de Maracaibo	Terreno aledaño a la zona urbana de Tuluá	2.0
Urbanización Peñaranda		6.6

Tabla 4.3 Estudio de suelos disponibles en la ciudad de Buga

Proyecto	Dirección	Prof. [m]
Servicentro ESSO	Calle 3 sur Carrera 25	3.0
Urbanización Malibu	Calle 16 vía Ferrea	7.0
Edificios Barrio Jorge E. Gaitán	Calle 25 Carrera 12	8.0

Tabla 4.4 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Palmira

Pozo	Coordenadas		Profundidad (m)
	Norte	Este	
Vp1	1 074 960	894 660	219
Vp2	1 073 250	895 600	209
Vp32	1 082 100	882 270	86
Vp4	1 085 350	884 780	67
Vp5	1 082 690	889 140	106
Vp23	1 076 360	886 350	120
Vp28	1 081 350	885 780	96
Vp87	1 085 120	879 930	85
Vp89	1 085 400	880 650	105
Vp90	1 084 110	880 000	61
Vp94	1 084 100	880 000	96
Vp108	1 076 770	882 430	55
Vp133	1 083 700	877 880	120
Vp135	1 086 920	884 500	96
Vp168	1 087 060	884 500	79
Vp192	1 079 280	884 520	120
Vp195	1 085 910	889 630	93
Vp196	1 089 580	883 580	92
Vp248	1 086 990	887 270	184
Vp249	1 076 500	884 270	121
Vp269	1 088 650	880 000	160
Vp300	1 089 345	882 560	80
Vp336	1 088 100	878 800	139
Vp360	1 087 700	880 530	181
Vp389	1 084 000	882 380	182
Vp480	1 074 840	883 960	121
Vp658	1 085 870	882 490	200
Vp664	1 087 660	887 250	228

Tabla 4.5 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Tuluá

Pozo	Coordenadas		Profundidad (m)
	Norte	Este	
Vtu3	1093310	942300	82.29
Vtu5	1093080	941300	94.79
Vtu6	1096330	939690	85.04
Vtu7	1091880	945850	93.25
Vtu8	1091350	942820	92.00
Vtu9	1094350	942420	94.07
Vtu23	1093920	943710	41.00
Vtu27	1092680	944100	88.70
Vtu37	1091270	945980	91.44
Vtu43	1093010	947800	35.00
Vtu63	1094080	950740	38.50
Vtu92	1098200	942650	62.48
Vtu93	1097000	942800	100.58
Vtu103	1097650	941860	180.00
Vtu105	1094560	939400	90.00
Vtu106	1096500	940840	210.00
Vtu108	1097550	944750	125.00
Vtu111	1096880	941920	175.00
Vtu113	1096600	944150	178.00
Vtu136	1094420	939840	209.00

Tabla 4.6 Pozos disponibles en cercanías a la ciudad de Buga

Pozo	Coordenadas		Profundidad (m)
	Norte	Este	
Vb107	918700	1086015	57.61
Vb109	918620	1084850	120.00
Vb129	927640	1086120	230.00
Vb153	927330	1087550	226.00

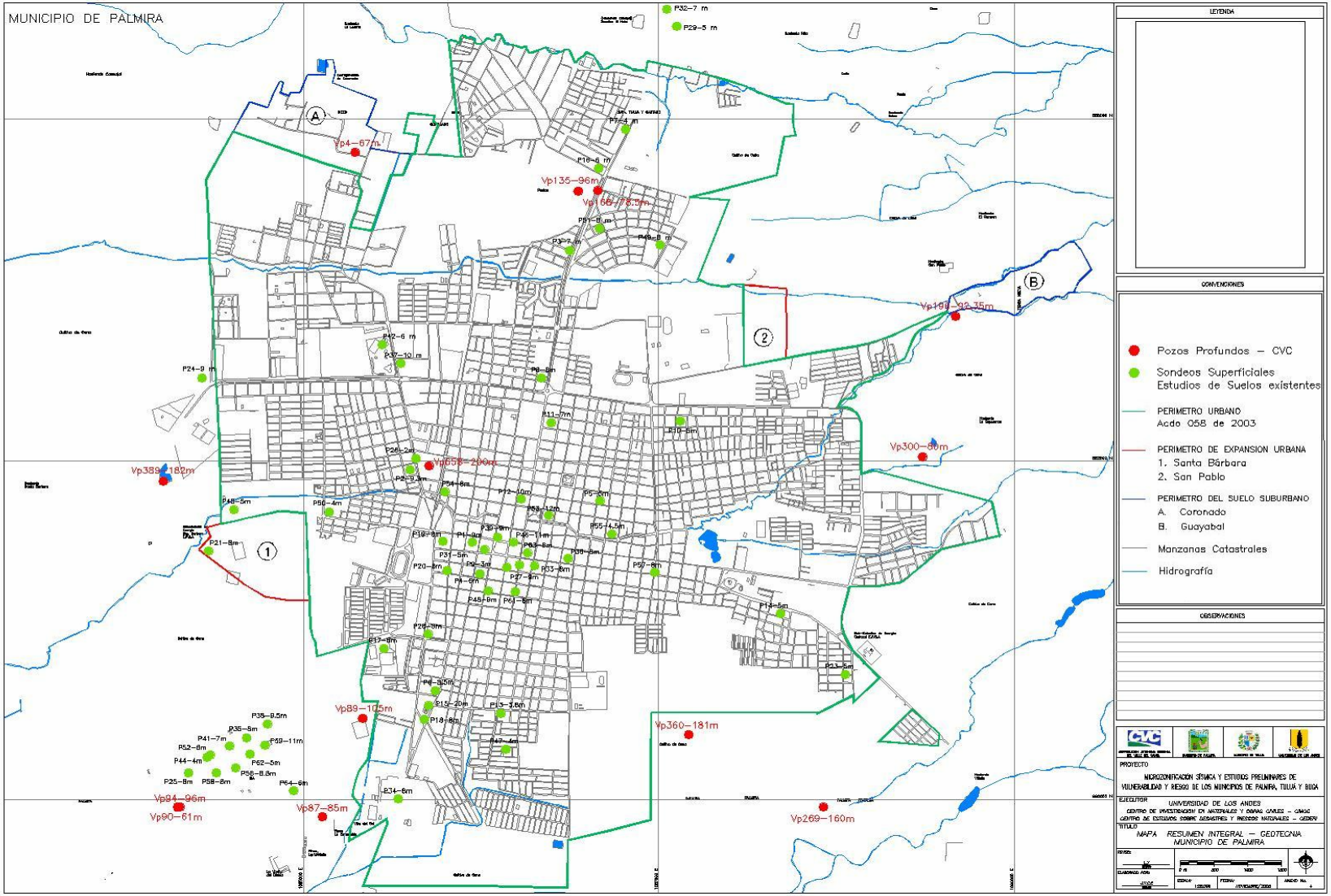


Figura 4.1 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Palmira

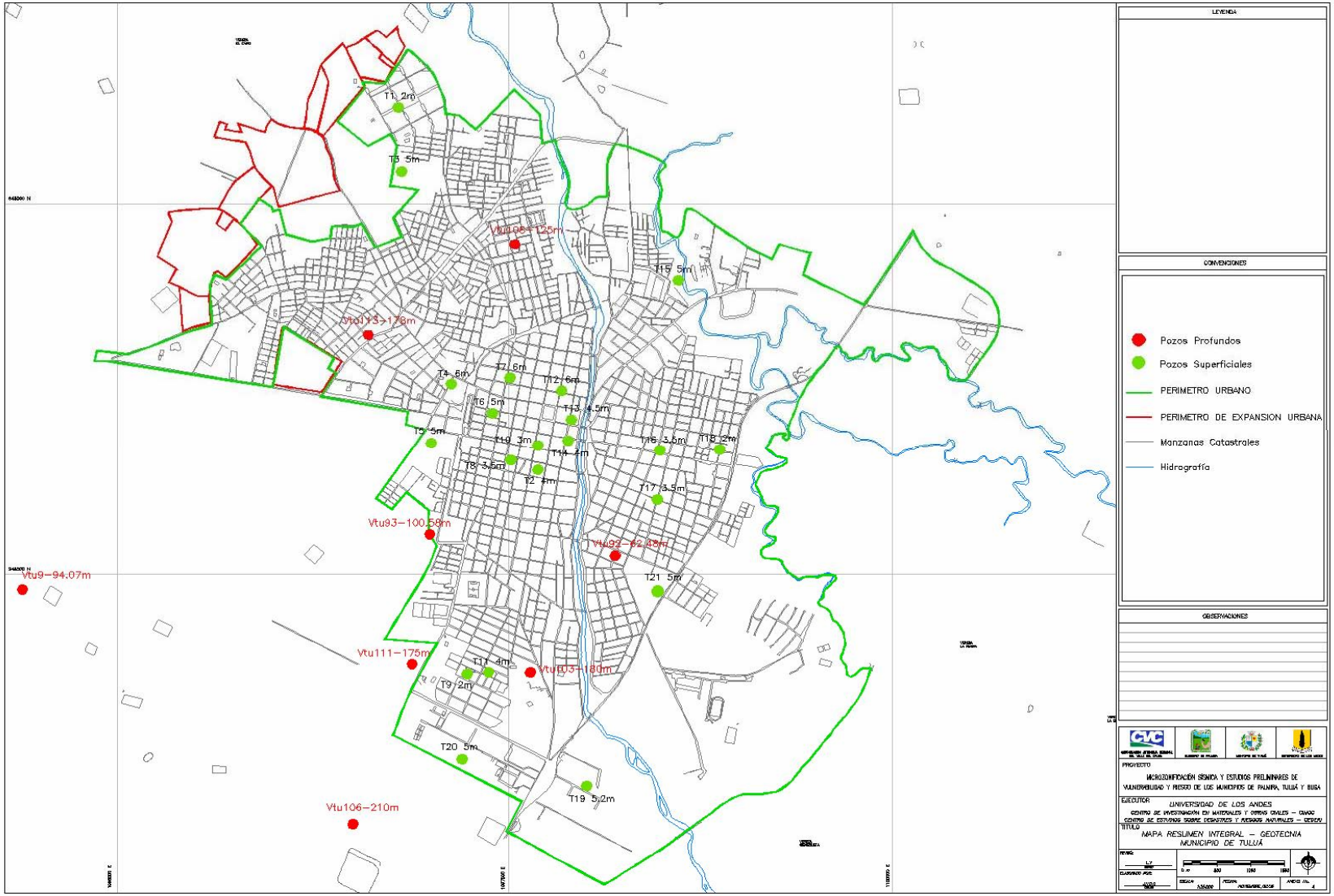


Figura 4.2 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Tuluá

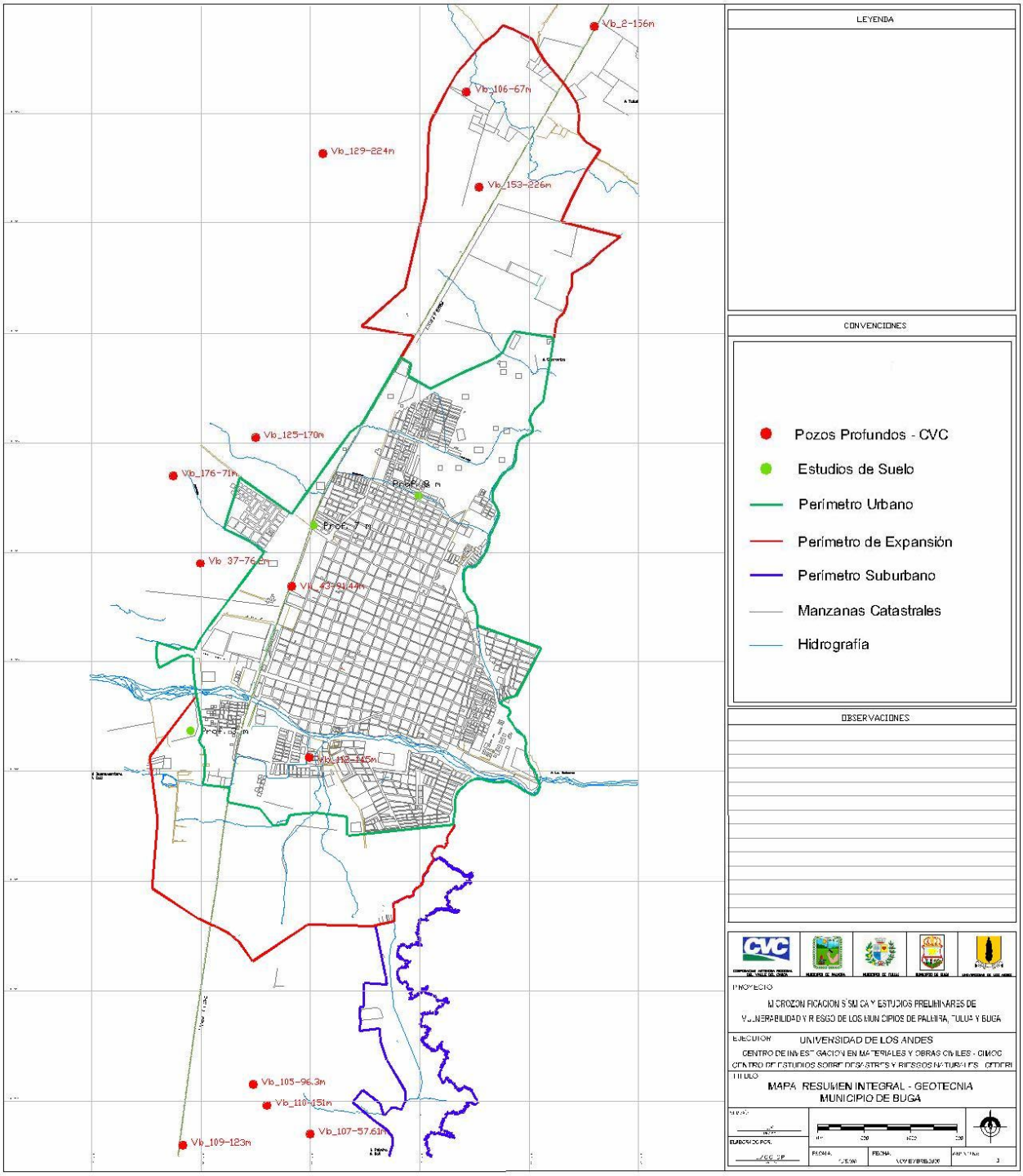


Figura 4.3 Ubicación de estudios de suelos, pozos de agua y sondeos - Municipio de Buga

4.3 INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA

La información geológica, geotécnica y morfológica disponible permite adelantar una interpretación geomorfológica básica en cada una de las zonas urbanas de los municipios.

4.3.1 Municipio de Palmira

Los ríos de piedemonte son frecuentemente de tipo trenzado con cauces múltiples entrelazados (Ingeniería y Geotecnia, 1991, Perck y Hanson, Sower,). Usualmente están asociados con abanicos aluviales.

Para el caso de Palmira la estratigrafía características (con base en la información existente) consiste de una sucesión repetitiva, cíclica, de capas alternantes de tipo cohesivo y de tipo granular; se intercalan entre sí repetitivamente estratos de arcilla y estratos de arena, aunque en algunas ocasiones las capas cohesivas son de limo y las granulares son de grava.

Este tipo de estratigrafía es precisamente típica de ríos entrelazados de piedemonte, referencias (Cediel, 1968 y Selley, 1972). Se han encontrado también en ríos como el Ariari y el Upín (Martínez, 1996 y Martínez 1996), los cuales constituyen ejemplos representativos de los típicos ríos trenzados del piedemonte de la cordillera oriental (llanos orientales). Este tipo de ríos han sido estudiados con frecuencia por la ingeniería colombiana para resolver los frecuentes casos de destrucción de puentes que ocurren en los grandes ríos de los Llanos Orientales. Debido a que los ríos trenzados presentan cauces notoriamente inestables dando lugar a la destrucción de puentes, su efecto debe ser estudiado también para cruces subfluviales de oleoductos (Ingeniería y Geotecnia, 1996).

Geomorfológicamente la ciudad de Palmira ocupa una posición de transición entre el piedemonte y la llanura aluvial del río Cauca. A una distancia de 2.0 km hacia el oriente se encuentran ya los grandes abanicos aluviales característicos de todo el borde de la cordillera.

Por lo tanto la estratigrafía encontrada y la posición geomorfológica sugieren que los depósitos aluviales de Palmira se han originado por la acción de ríos trenzados de piedemonte que depositaron su carga sedimentaria al perder velocidad en su llegada a la llanura aluvial. Se trata entonces de ríos de menor tamaño, afluentes del río Cauca, situación que ha sido descrita por Campuzano (1976).

El origen preciso de estos depósitos de todas formas solamente podría determinarse mediante estudios rigurosos de sedimentología y petrografía por fuera del alcance del presente estudio.

Las perforaciones existentes indican la presencia de una capa arcillosa superior, con un espesor que en general no sobrepasa los diez metros. Es muy probable que esta capa corresponda a la llanura de inundación del río Cauca y que se presenta recubriendo los depósitos inferiores de origen torrencial.

Esta configuración es similar a la existente en la ciudad de Bogotá, guardando las proporciones, en la cual las arcillas lacustres recubren el complejo de conos que fue depositado por acción torrencial de los ríos del piedemonte, originando depósitos granulares.

4.3.2 Municipio de Tuluá

Los depósitos superficiales del Municipio de Tulúa y su área urbana están constituidos principalmente por depósitos del cuaternario formados por la acción de abanicos aluviales y de sedimentos aluviales del río Cauca.

Geomorfológicamente la ciudad de Tulúa está ubicada directamente en el piedemonte, en la zona de los grandes abanicos aluviales característicos de todo el borde de la cordillera. Esto genera gran variabilidad punto a punto en las características de los depósitos y variaciones considerables en función de la distancia desde el ápice del abanico.

En dichos depósitos existe predominio de las capas de gravas de diferentes tamaños en matrices limosas y arcillosas, en depósitos localizados. También se presentan varias capas de arena en menor proporción que las gravas. En depósitos localizados se encuentran además cantos de roca con tamaños variables en el orden de los 20 cm con algunos depósitos en bloques de roca de hasta 50 cm.

Los depósitos presentan altas variaciones con la distancia, encontrándose en general predominio de suelos finos a mayores distancias de la zona de piedemonte. A distancias considerables del orden de los 2 km o más, puede evidenciarse la presencia de depósitos de sedimentos del río Cauca.

4.3.3 Municipio de Buga

De acuerdo con la geología regional disponible para el departamento del Valle del Cauca (Ingeominas- 1985, escala 1:250.000), los terrenos de la ciudad de Buga están constituidos predominantemente por conos aluviales. Hacia el borde oriental de la ciudad afloran también rocas sedimentarias del Terciario.

En depósitos de abanico aluvial es frecuente la presencia de materiales muy gruesos (bloques, canto, etc.) originados en el arrastre aluvial, sin embargo también es muy importante la ocurrencia de arcillas que fueron depositadas por avalanchas y coladas de barro. Estos fenómenos pueden explicar la abundancia de arcillas en Buga, así:

- La frecuente presencia de avalanchas y flujos de lodo y barro, en asociación con abanicos aluviales, se indica por ejemplo en las referencias bibliográficas

- Igualmente en la porción encañonada del río Cauca (departamento de Antioquia cerca a Amagá, Heliconia, Pascuita), la referencia 3 indica la presencia de una cantidad de flujos de lodo y aluviales originados en los cauces afluentes del río Cauca, su abundancia es tan importante que del 25 al 50% de la superficie puede estar recubierta por este tipo de depósitos. Algunos de estos han sido datados con una edad de 730.000 años.

- Para el departamento del Valle del Cauca, la referencia 1 presenta un estudio realizado para la CVC, en escala 1:50.000, en las cuencas del los ríos Bolo y Fraile al sur de la ciudad de Palmira. Dicho estudio identificó la ocurrencia de flujos de detritos y lodos en las dos cuencas evaluadas. Para el río Fraile se identificaron un total de 22 eventos de este tipo y para el río Bolo 15 eventos. Estas cifras dan una buena idea de la gran

importancia que pueden llegar a tener estos flujos en el desarrollo geomorfológico del piedemonte de la cordillera central (cuenca del río Cauca). El artículo menciona la utilización de métodos de datación, únicamente estima que los depósitos son de posible edad Holocénica.

La Geología regional indica que el subsuelo de Buga está constituido por conos aluviales, con abundancia de capas arcillosas de espesores importantes, entre los 14 y 25 m (ver sondeos No.1, 2, 6 y 8). En el sondeo No. 6 el estrato de arcilla está directamente sobre roca (limolita de la formación Paila), lo cual es consistente con la posición geográfica de dicho sondeo localizado hacia el borde oriental de la ciudad, en el cual ya aflora la roca.

Se infiere entonces, a partir de la abundancia de arcillas, que la ocurrencia de avalanchas y flujos de lodos seguramente debió influir de una manera muy importante en la construcción del abanico aluvial de la ciudad de Buga. Dentro de la masa arcillosa se encuentran también intercalaciones de capas de grava, con espesores que varían entre 1.0 y 5.5 m. Dado que el depósito es de origen aluvial, estas capas de grava se interpretan como pequeños cauces antiguos (paleocanales) que dieron origen a depósitos de canal.

En los sondeos No. 2, 3, y 4, en lugar de las arcillas ya mencionadas predomina un material muy grueso con abundancia de lodos y bloques de roca. Los espesores importantes que presentan estas acumulaciones de material grueso corresponden ya a cauces mayores principales que usualmente concentran gran parte del material grueso de canal. Uno de estos cauces mayores pudo haber correspondido al propio río Buga, en una antigua posición en caso de que éste río hubiera presentado divulgación (usual en cualquier río); esta posibilidad se deduce teniendo en cuenta que los sondeos No. 2 y 4 se encuentra localizados relativamente cerca al cauce actual del río Buga.

4.3.4 Cortes interpretados

A partir de la información presentada se elaboran unos cortes geológicos interpretados que presentan la visión general de la estratigrafía a gran escala. Estos cortes tienen como objetivo lograr una visualización general de la conformación estratigráfica del valle del río Cauca, especialmente en la ubicación de los municipios. Estos cortes proporcionan la información básica para desarrollar los modelos de análisis de respuesta dinámica en los diferentes puntos de estudio dentro del área urbana y de expansión de los municipios.

En las Figuras 4.4, 4.5 y 4.6 se presentan los cortes geológicos interpretados, los cuales se complementan posteriormente con la estratigrafía local en cada punto de estudio para conformar los modelos de análisis que se presentan en el Capítulo siguiente.

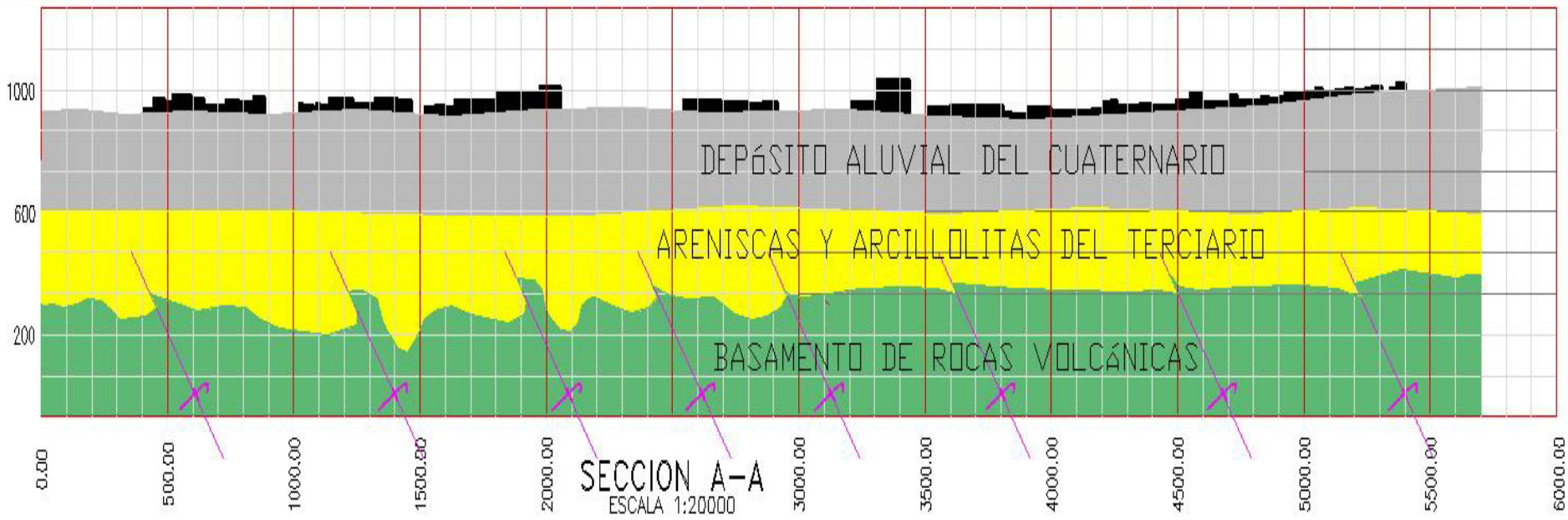


Figura 4.4 Corte geológico interpretado para el Municipio de Palmira

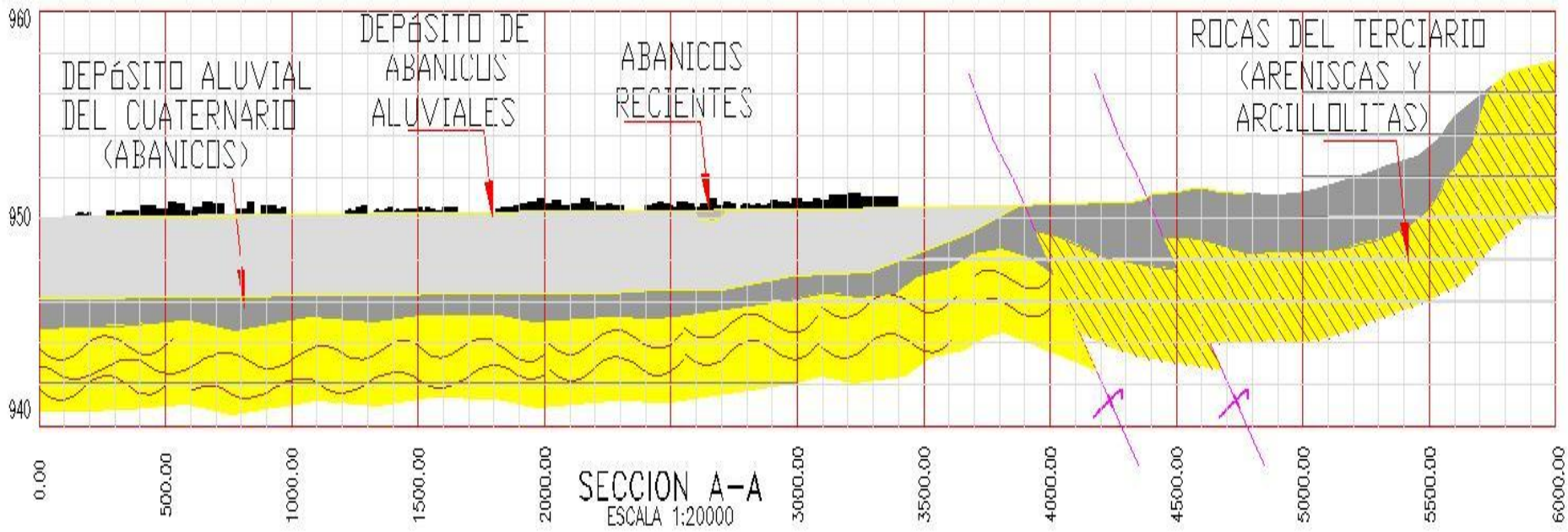


Figura 4.5 Corte geológico interpretado para el Municipio de Tuluá

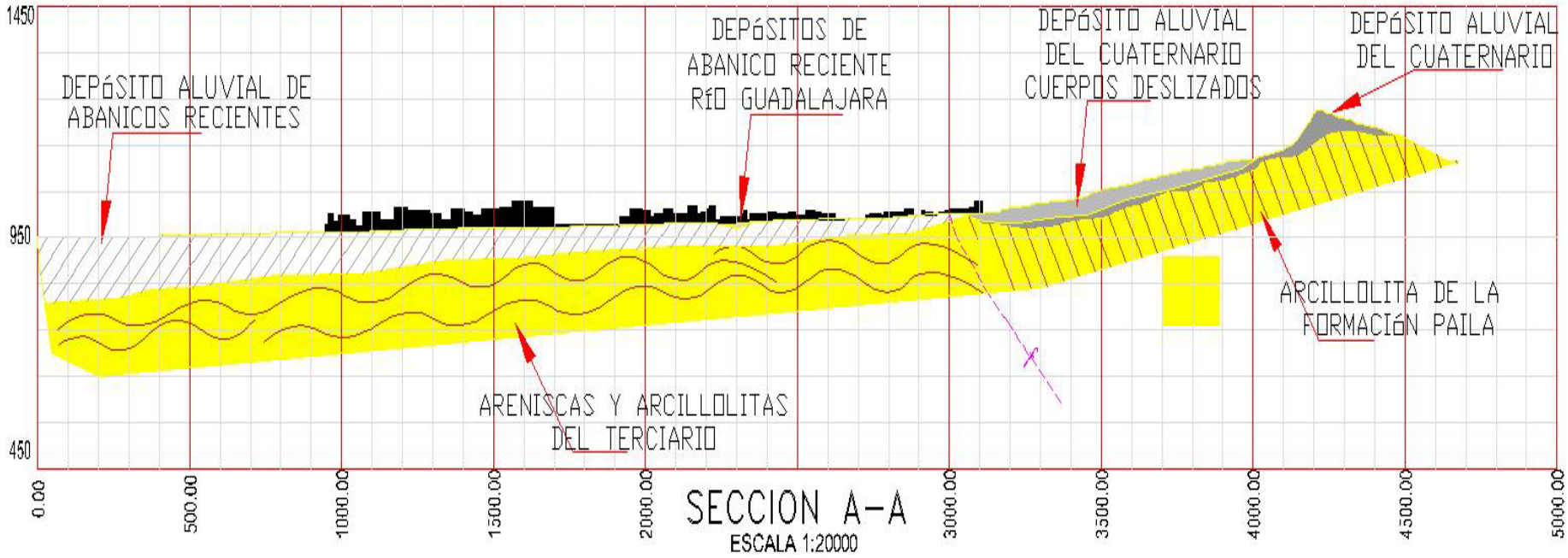


Figura 4.6 Corte geológico interpretado para el Municipio de Buga

4.4 INVESTIGACIÓN GEOTÉCNICA DE CAMPO

4.4.1 Generalidades

La investigación de campo consistió en la ejecución de perforaciones y la realización de ensayos in situ tanto geotécnicos como geofísicos en diferentes zonas de cada una de las ciudades del proyecto. El objetivo de estas investigaciones fue obtener información directa de las características físicas, mecánicas y dinámicas del subsuelo del área de estudio y lograr la recuperación de muestras alteradas e inalteradas de suelo para la realización de ensayos de laboratorio, en especial los requeridos para determinar el comportamiento dinámico del suelo (ensayo triaxial cíclico, ensayo de columna resonante y ensayo de velocidad de onda de corte "Bender Element").

Para la ejecución de las perforaciones se utilizó el procedimiento normalizado de perforación, con taladros rotatorios de alta capacidad Longyear 34 y 38, dotados de bomba de lodos y herramienta apropiada para tomar y recuperar las muestras. Algunas de las perforaciones se llevaron hasta los 70 m con el fin de penetrar una profundidad suficiente en las capas de depósitos aluviales más profundos.

Los resultados de estas perforaciones en forma conjunta con la información existente principalmente proveniente de los pozos de agua profundos ubicados en cercanías a los municipios estudiados, sirvieron de base para obtener parámetros que permiten caracterizar desde el punto de vista geotécnico los suelos en profundidad. En cada una de las perforaciones se llevó un registro de la variación de la posición del nivel freático durante el tiempo de ejecución de la perforación.

La recuperación de las muestras se hizo mediante la extracción de tubos de pared delgada de 2" y 3", y ensayo paralelo de penetración estándar. En muchos casos las características del suelo impidieron la toma de muestras inalteradas por lo cual se tomaron muestras alteradas para efectos de caracterización general y clasificación. El muestreo se realizó prácticamente cada metro de profundidad para los primeros 10 metros y cada 2 m para profundidades superiores tratando de identificar los cambios importantes en la estratigrafía. En los estratos de suelo no cohesivos o en los suelos duros se realizó el ensayo de penetración estándar con cuchara partida recuperando muestras alteradas para su clasificación.

Las muestras se extrajeron, marcaron, parafinaron y empacaron en tubos de PVC para su envío a los laboratorios de la Universidad de los Andes, de tal forma que no sufrieran daños o alteraciones durante el transporte. Las muestras de suelos granulares fueron empacadas en bolsas plásticas debidamente selladas para conservar la humedad natural del material. Se utilizaron cajas con protección entre muestras de material compresible para absorber posibles golpes durante el proceso de transporte. Una vez recibidas las muestras en los laboratorios del CIMOC de la Universidad de los Andes se almacenaron en el cuarto húmedo, hasta el momento del ensayo.

Para efectos de poder realizar ensayos de velocidad de onda de corte en el sitio tipo Down Hole, cada una de las perforaciones fue revestida con tubería de PVC (ϕ externo= 2 ½") en toda su longitud. El espacio entre la tubería de PVC y el depósito de suelo se rellenó con lechada de suelo-cemento, con el fin de lograr que la tubería de PVC se encuentre en contacto

con los suelos que conforma el depósito y evitar posibles movimientos de la tubería durante la ejecución de dicho ensayo.

Los ensayos in situ realizados consistieron en el ensayo de penetración estándar, del cual se obtiene información sobre las características de resistencia del material, ensayos down hole para determinar la velocidad de la onda S y ensayos con presiómetro cíclico para medir el comportamiento esfuerzo-deformación del suelo en profundidad. Adicionalmente se adelantaron ensayos de refracción sísmica en sectores ubicados en cercanías al perímetro del área urbana por encontrarse allí la disponibilidad de terrenos requeridos para este tipo de ensayos y medición de vibraciones ambientales para determinar patrones generales de comportamiento dinámico y períodos predominantes de vibración.

Para efectos de una clasificación general de tipos de suelo de acuerdo con el sistema de perforación requerido se consideraran cuatro diferentes tipos de suelo, los cuales están definidos de la siguiente manera:

- Suelos Finos: corresponden a suelos predominantemente limosos, arcillosos y/ó arenosos los cuales podrán contener alguna fracción menor de gravillas pequeñas.

- Conglomerados: se trata de suelos en los cuales predominan gravas de cualquier dureza y arenas y que en menor proporción pueden contener arcillas y limos. Presentan ausencia de bloques de roca, ó los que están presentes se encuentran muy meteorizados.

- Aluvión Grueso: en este tipo de suelo hay abundancia de bloques de roca de gran dureza, sanos y sin meteorizar; estos bloques están incluidos dentro de una matriz de naturaleza variada. En el aluvión grueso se obtienen los menores rendimientos de perforación.

- Roca: se adopta la definición geológica de roca, para diferenciarla de los depósitos no consolidados anteriormente descritos; la roca se presenta “in situ” (sin transporte) tal como es el caso de rocas sedimentarias o volcánicas.

4.4.2 Perforaciones

Se realizaron un total de nueve perforaciones en el Municipio de Palmira, siete en el Municipio de Tulúa y ocho en el Municipio de Buga. En las Tablas 4.7, 4.8 y 4.9 se presentan las perforaciones realizadas en cada uno de los municipios incluyendo su ubicación geográfica, la profundidad y la Figura en la cual se encuentra la estratigrafía interpretada. En el Municipio de Palmira se realizaron algunos apiques para efectos de caracterizar los conglomerados mediante la toma de muestras alteradas para efectos de caracterización y clasificación y para el registro de velocidades de ondas. Los registros de campo de las perforaciones y apiques se presentan en el Anexo 4.2 Con * se indican los sitios en lo cuales se instalaron los acelerógrafos (ver capitulo 10)

Tabla 4.7 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Palmira

No.	NOMBRE	LOCALIZACIÓN		PROFUNDIDAD [m[
		X	Y	
1	Estadio Rivera	1 085 075.33	881 792.67	12.50
2	Batallón Codazzi	1 087 573.01	881 529.38	13.00
3	Sena Palmira	1 885 825.45	882 929.99	12.45
4	Universidad Nacional del Valle	1 086 343.78	880 752.15	50.00
5	Centro Palmira	1 085 943.00	881 680.12	39.45
6	Instituto Raffo Rivera *	1 086 716.33	882 994.76	50.00
7	Parque Los Mangos *	1 086 368.63	885 217.91	30.00
8	Parque del Azúcar	1 084 838.00	883 352.99	70.00
9	Finca San Pablo	1 087 583.50	883 553.48	20.00

Tabla 4.8 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Tuluá

No.	NOMBRE	LOCALIZACIÓN		PROFUNDIDAD [m[
		X	Y	
1	Aeropuerto Regional Farfan	1 094 923.94	944 695.50	30.17
2	Matadero *	1 098 855.80	944 595.00	22.05
3	Clínica de Tulúa	1 099 049.71	943 358.76	21.05
4	Universidad Central del Valle	1 097 606.14	941 033.50	15.00
5	Estadio 12 de Octubre	1 097 353.36	942 403.79	23.80
6	Instituto Uribe Uribe	1 097 760.62	943 590.94	35.00
7	Polideportivo del Norte	1 096 809.95	945 687.60	10.10

Tabla 4.9 Perforaciones ejecutadas en la ciudad de Buga

No.	NOMBRE	LOCALIZACIÓN		PROFUNDIDAD [m[
		X	Y	
1	Instituto Técnico Agrícola *	1 087 477.00	924 594.00	50.00
2	Federación Nal. de Cafeteros *	1 085 136.00	923 185.00	41.00
3	Escuela Teodoro Valenzuela	1 086 597.00	923 980.00	8.35
4	Colegio Absalon Fernández	1 086 220.00	923 173.00	15.10
5	Acelerografo Aguas Buga *	1 086 643.00	920 895.00	7.00
6	C.V.C Piscicultura	1 087 924.00	922 060.00	19.70
7	Liceo Los Andes (exp. sur)	1 088 081.00	922 359.00	7.00
8	Universidad Antonio Nariño (exp. norte)	1 088 289.00	922 101.00	21.00
9	zona de tanques Aguas Buga	1 087 924.00	925 964.00	14.00

Nota.: * sitios con instalación de acelerógrafos

La localización de las perforaciones se muestra en las Figuras 4.7, 4.8 y 4.9 para cada uno de los municipios.

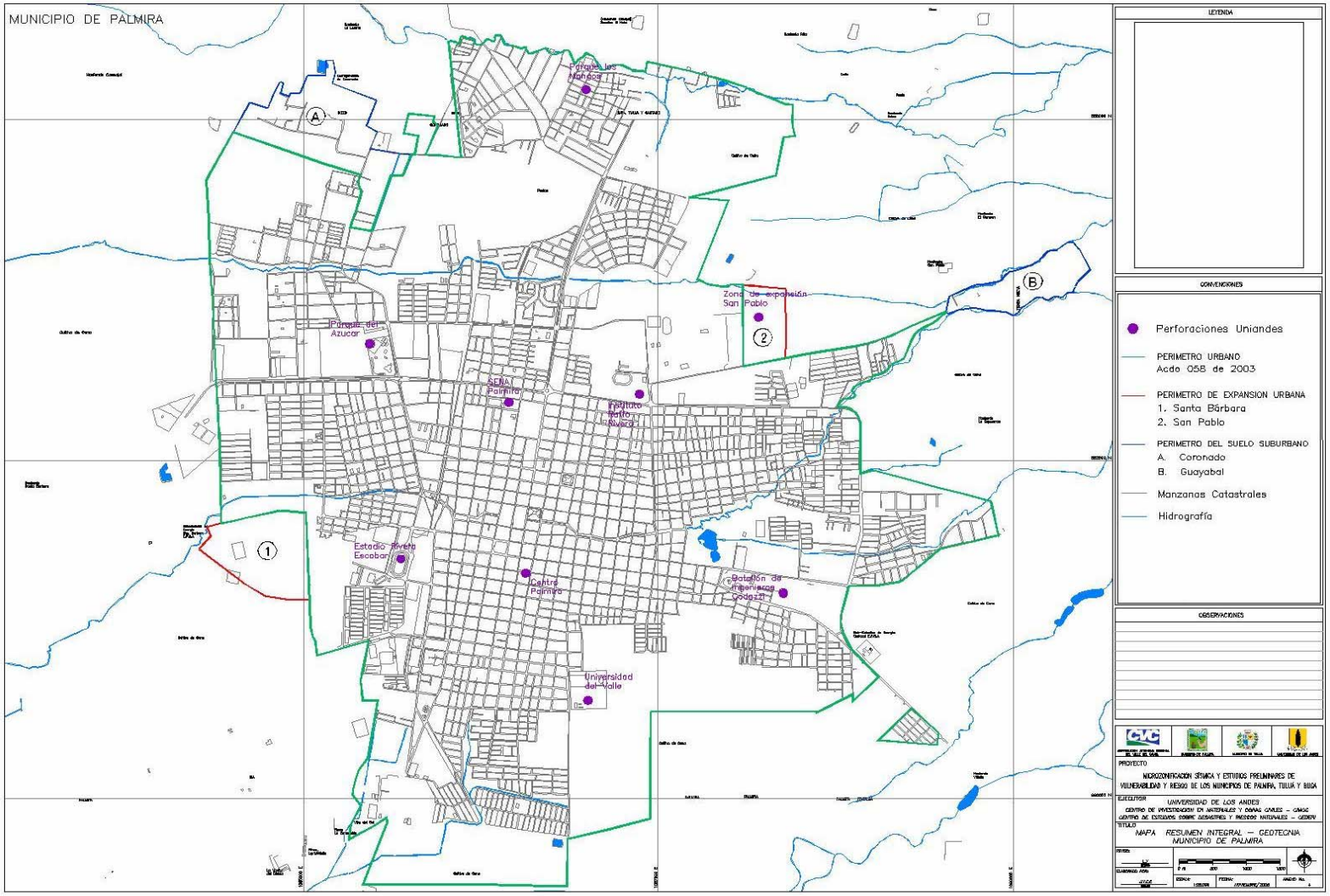


Figura 4.7 Localización perforaciones del Municipio de Palmira

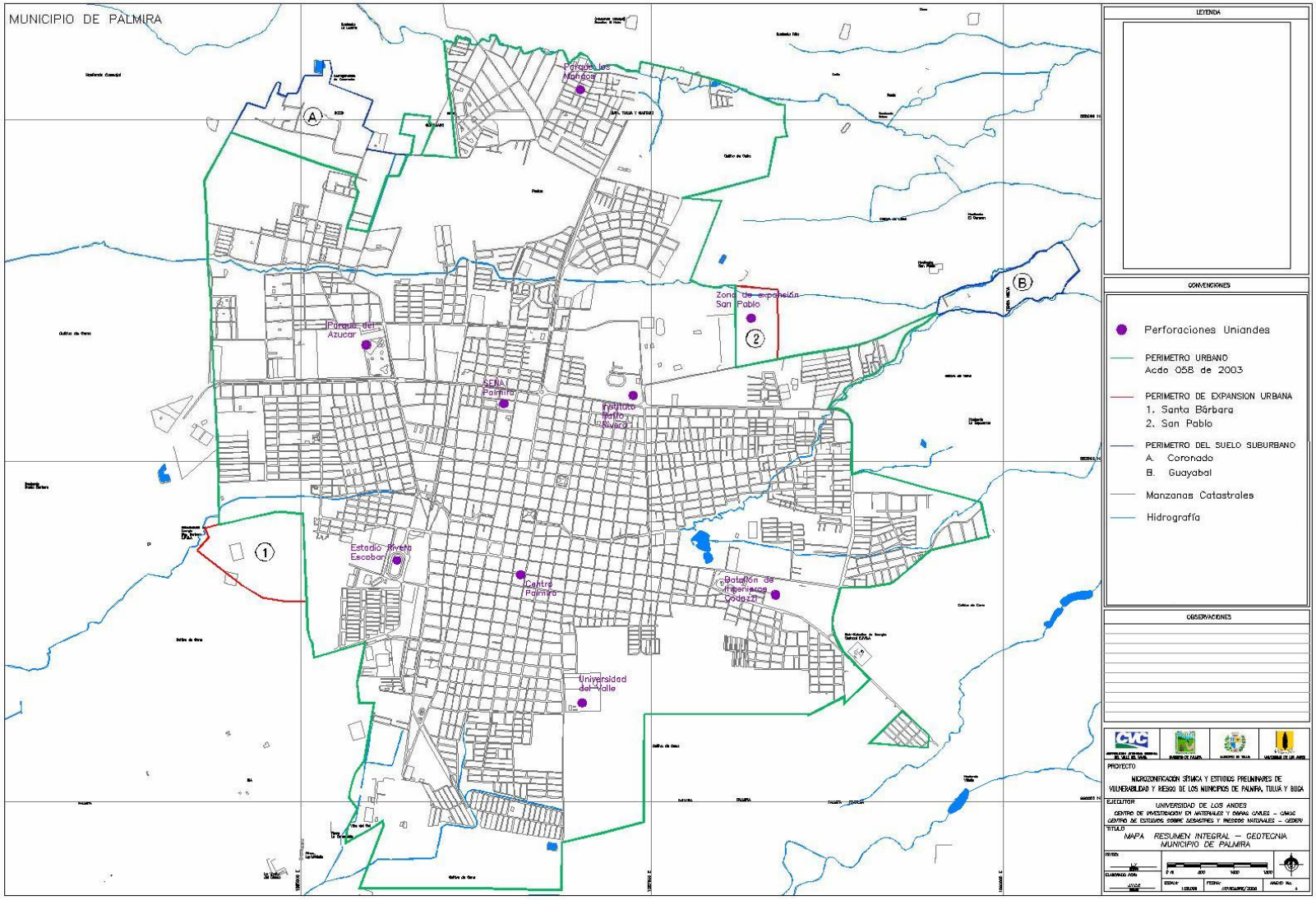


Figura 4.8 Localización perforaciones del Municipio de Tuluá

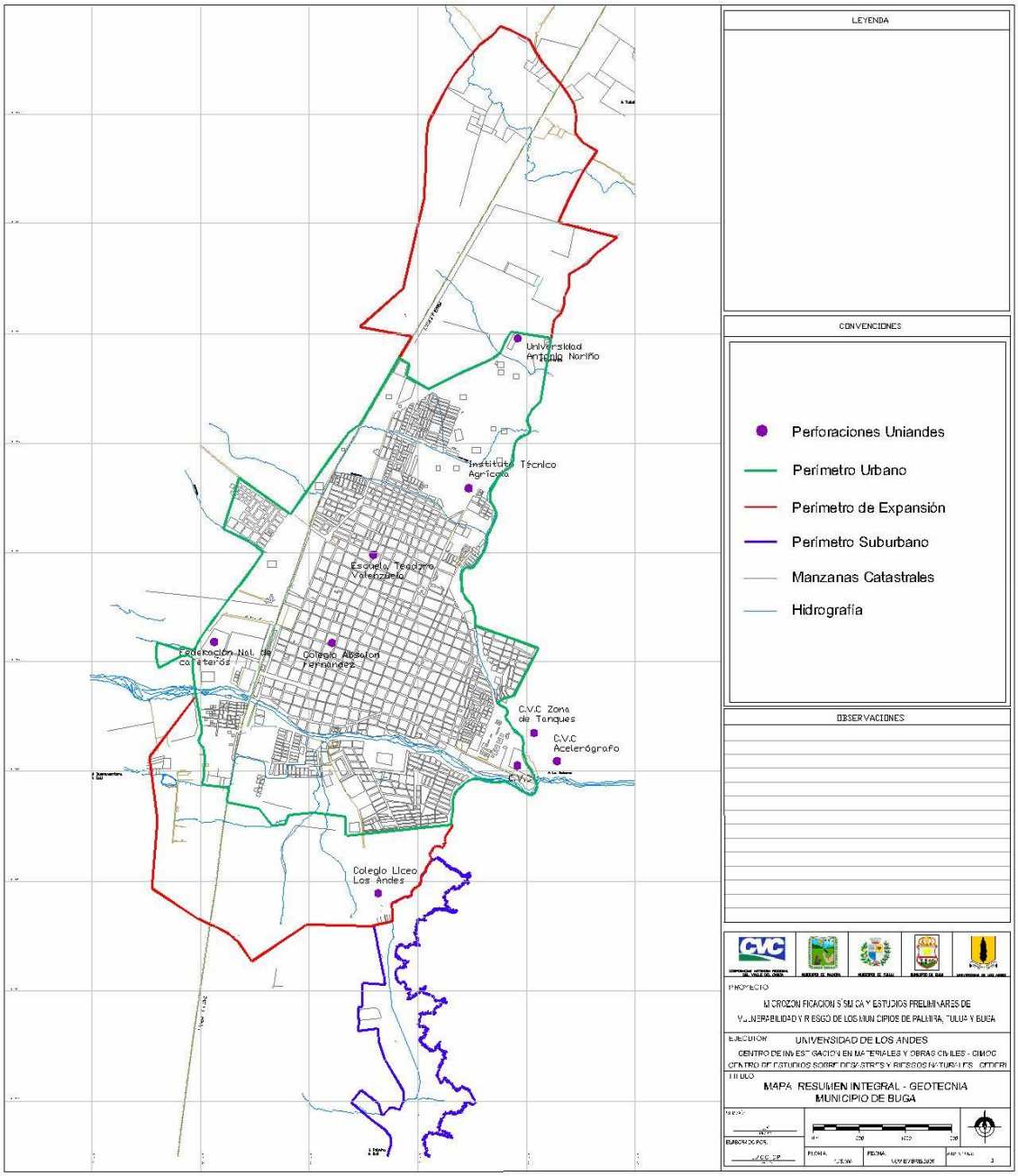


Figura 4.9 Localización perforaciones del Municipio de Buga

4.4.3 Caracterización estratigráfica general

Las características estratigráficas generales encontradas para cada uno de los municipios pueden resumirse de la siguiente manera:

4.4.3.1 Municipio de Palmira

La estratigrafía superficial del municipio de Palmira corresponde con el relleno cuaternario de depósitos de materiales aluviales desarrollados por antiguos cauces del río Cauca de composición heterogénea de limos orgánicos, arcillas, arenas y gravas de diferentes tamaños.

Un perfil generalizado de los materiales aluviales indica inicialmente la presencia de un suelo limo arcilloso con un espesor variable entre 4.0 m y 12.5 m. A mayores profundidades se encuentra una sucesión de capas de arcillas, arenas de grano fino a grueso, arena con grava y gravas gruesas intercaladas y de espesores variables. Esta estratigrafía típica se profundiza hasta 430 m aproximadamente, de acuerdo con perforaciones realizadas por ECOPETROL y por la compañía TRINITY GAS COLOMBIA INC.

Según la información disponible (líneas sísmicas de ECOPETROL y otras interpretaciones geológicas) bajo este depósito aluvial se encuentran las rocas sedimentarias del Terciario, tales como Arcillolitas, Areniscas, Conglomerados cementados y algunas Calizas. Debajo de estas últimas aparece un basamento de rocas ígneas volcánicas como diabasa y basaltos.

4.4.3.2 Municipio de Tulúa

La estratigrafía del Municipio de Tulúa está formada por sedimentos aluviales que se extienden desde el piedemonte de la Cordillera Central hasta el borde del Valle del Cauca en la desembocadura del río Tulúa. Hacia el costado oriental del municipio se presenta una serie de pequeñas elevaciones formadas por materiales torrenciales del abanico aluvial donde las gravas gruesas y cantos predominan sobre los materiales finos.

Los sedimentos aluviales están compuestos por proporciones variables de limos orgánicos, arcillas, arenas gravas y cantos donde se distinguen tres niveles más o menos claros, en el siguiente orden:

En el primer nivel se encuentra un suelo orgánico limo-arcilloso con un espesor variable entre 1 y 23.0 m, a continuación y como segundo nivel se pudo observar un conjunto de materiales constituido por gravas finas a gruesas, cantos rodados y bloques de roca volcánica en matriz de arena, con algunas intercalaciones de arcilla y limo, con un espesor variable entre 130 y 170 m; por debajo de los materiales gruesos y como tercer nivel, se encuentra una serie de capas intercaladas de arcillas y arenas con grava que puede llegar hasta 440 m de profundidad de acuerdo con perforaciones realizadas por ECOPETROL.

Tal como ocurre en Palmira los sedimentos aluviales de Tulúa también descansarían en profundidad sobre rocas sedimentarias del terciario relacionadas con la formación La Paila que aflora en superficie hacia el oriente del municipio. Debajo de las rocas sedimentarias debe aparecer el basamento volcánico-intrusivo tipo gabro similar a los que afloran en la cordillera central.

4.4.3.3 Municipio de Buga

La zona de Buga también se ubica en el flanco occidental de la cordillera central, algunas urbanizaciones del oriente están emplazadas en el piedemonte de la cordillera.

La estratigrafía del municipio de Buga está conformada por abanicos recientes depositados por el río Guadalajara, aluvión compuesto por bloques de roca ígnea derivadas del batolito de Buga, y fragmentos de anfibolitas y gravas provenientes de la desintegración del macizo ofiolítico de Ginebra, en matriz arenosa con pocos finos. El abanico de Buga aumenta paulatinamente su espesor hasta alcanzar 150 m aproximadamente en el costado occidental.

La formación Paila aflora al oriente de la ciudad en el piedemonte de la cordillera central, como se pudo observar en las perforaciones ejecutadas en las instalaciones de la CVC, donde se recuperaron núcleos de limolitas alteradas seguidas por areniscas de grano fino gris oscuro. Hacia los 20 m de profundidad se recuperó un núcleo de arcillolita gris oscura muy laminada, con rasgos muy notorios de espejos de falla correspondientes al sector de brecha de falla en este sitio como se muestra en la figura 4.10.



Figura 4.10 Espejos de falla limolita de la formación Paila

4.5 ENSAYOS DE CAMPO

Dentro de los ensayos de campo se incluyen ensayos de penetración estándar realizados con el avance de las perforaciones, ensayos de Down Hole para medición de velocidades de onda de corte en profundidad, ensayos de presiómetro cíclico, ensayos de refracción sísmica y ensayos de microtrepidaciones. A continuación se describe la metodología utilizada en la realización de cada uno de estos ensayos y los resultados obtenidos para cada uno de los municipios. Los resultados individuales de los diferentes ensayos de campo se incluyen en el Anexo 4.2.

4.5.1 Ensayos de Penetración Estándar

El ensayo de penetración estándar fue realizado en cada una de las perforaciones y en lo posible cada metro. Este ensayo fue realizado tanto en suelos granulares como en suelos con altos contenidos de finos. Los resultados de los ensayos se muestran conjuntamente con los resultados de otros ensayos de campo y laboratorio, en las columnas estratigráficas presentadas anteriormente.

Se han agrupado todos los resultados de mediciones de penetración estándar para cada uno de los municipios, calculando los valores medios en cada una de las profundidades y rangos de variación con + y – una desviación estándar en cada profundidad.

Para el municipio de Palmira se observa un valor de la resistencia a la penetración estándar N promedio de 15 golpes por pie en los primeros 5 m y de 40 hasta los 10 m. A partir de los 10 m y hasta la profundidad máxima explorada (70 m) se evidencia un incremento de éste, obteniendo valores de 55 golpes por pie en promedio. El valor más alto se presenta a los 15 m de profundidad con un valor promedio de 70. La Figura 4.11 presenta la distribución promedio en profundidad de los valores de N resultantes de los ensayos realizados.

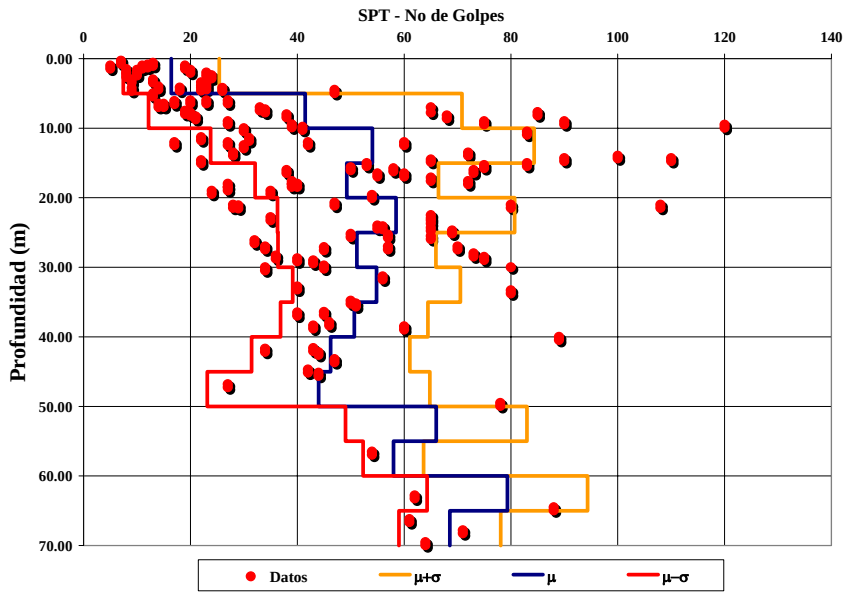


Figura 4.11 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Palmira

Por otro lado para el municipio de Tulúa la resistencia a la penetración estándar hasta 5.0 m de profundidad muestra un valor promedio de 70 golpes por pié, presentando un aumento a 35 golpes por pie hasta 10 m de profundidad, desde donde muestra un comportamiento más o menos estable de 60 golpes por pié hasta los 35 m de profundidad. Se observa una disminución hacia los 20 m de 40 golpes por pie. La Figura 4.12 resume los resultados para el municipio de Tulúa.

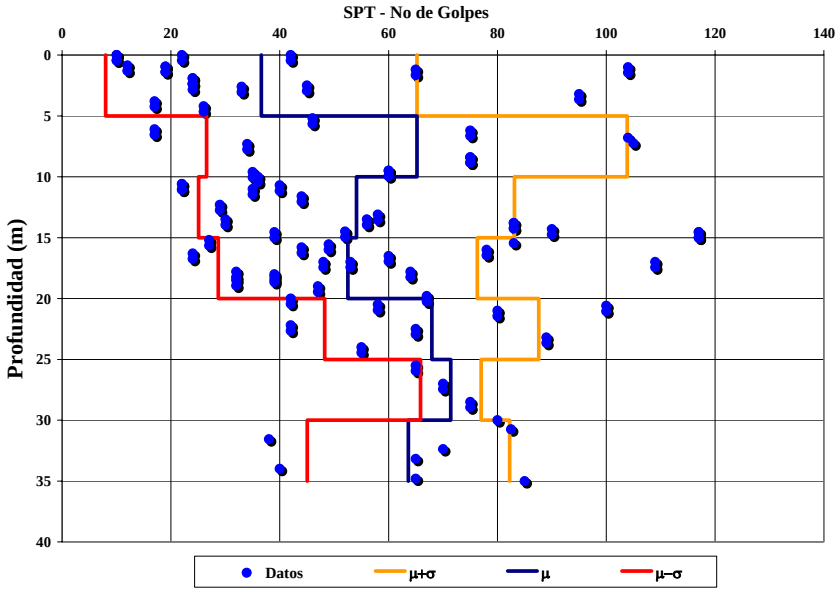


Figura 4.12 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Tulúa

La resistencia a la penetración Estándar en el municipio de Buga mostró valores entre 20 y 50 golpes hasta 5 metros de profundidad, presentando un aumento en el rango de datos entre 20 y 80 golpes por pie hasta 10 m de profundidad, desde donde muestra un comportamiento más o menos estable entre 50 y 60 golpes por pié hasta los 30 m de profundidad. Desde los 30 a 35 m profundidad máxima perforada se observó una resistencia de 80 golpes por pie en promedio. En la figura 4.13 se muestran los valores de N con la profundidad para el municipio de Buga.

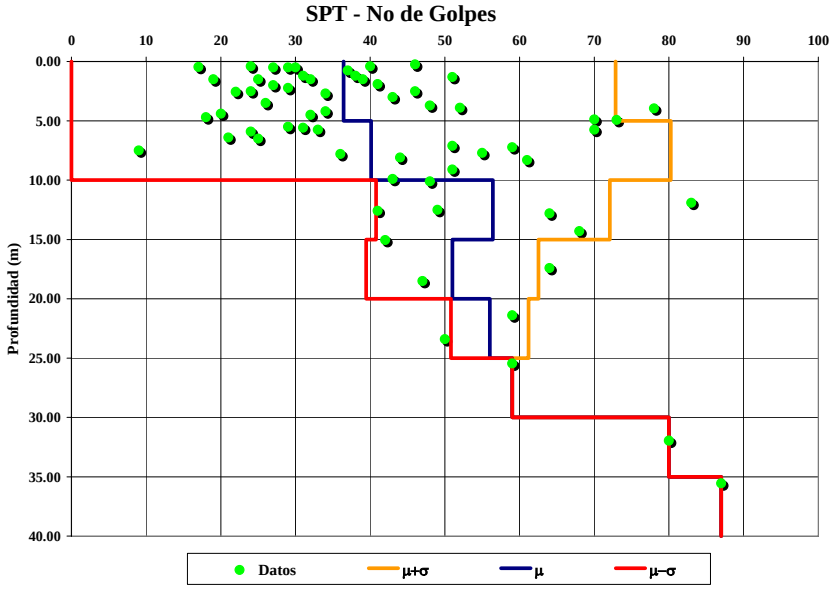


Figura 4.13 Resumen de resultados de penetración estándar para el municipio de Buga

Por otro lado y para efectos comparativos se han graficado todos los valores disponibles de los tres municipios en una sola figura. Los resultados indican que en promedio en los depósitos superficiales los suelos de menor capacidad están en el municipio de Palmira. La Figura 4.14 presenta esta comparación.

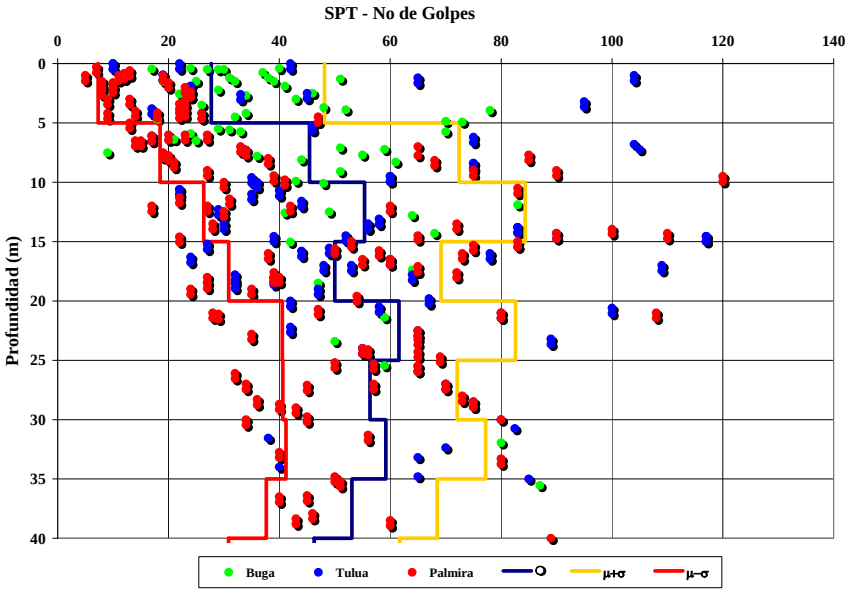


Figura 4.14 Comparación de resultados de penetración estándar

4.5.2 Ensayos Down Hole

El ensayo "down-hole" o está enfocado fundamentalmente a detectar la velocidad de propagación de las ondas S (vibración de las partículas en la dirección horizontal) en su trayectoria vertical a través de una masa de suelo. El ensayo consiste en generar ondas S mediante una fuente de energía reversible que produzca un efecto de cizalla horizontal en la superficie del terreno y registrar la llegada del impacto a lo largo de un sondeo situado a una distancia prudencial del foco emisor ver Figura 4.15. Al estar la fuente de energía cerca del sondeo receptor, las ondas que interesa detectar se propagarán en una dirección muy próxima a la vertical por lo que es lícito suponer una trayectoria directa desde el foco emisor a los receptores para calcular la velocidad de propagación de las ondas. El sistema de generación de ondas S está conformado por un sistema de platinas semienterradas en el suelo y un sistema de golpe con martillo tipo péndulo para generar la máxima transferencia posible de energía. El mecanismo debe permitir la generación de esfuerzos cortantes horizontales cuando se golpea en dicha dirección. El paquete ondulatorio así generado está conformado fundamentalmente por ondas SH. El procedimiento consiste en golpear horizontalmente en la platina y recibir las ondas en el geópono multiaxial colocado a profundidades variables dentro del sondeo. Una observación cuidadosa de la pantalla del equipo registrador, permite detectar la inversión de polaridad cuando se aplican golpes inversos, lo cual es la demostración que se trata de ondas S.

Terminada la labor de campo, se genera una gráfica de distancia-tiempo en la cual, las pendientes corresponden a las velocidades promedio de las ondas S en función de la profundidad. La Figura 4.15 presenta un esquema del montaje para la realización de los ensayos Down Hole. En el presenta caso para las mediciones se utilizó un equipo del tipo Geometrics modelo Smartseis de 12 canales, con sensores y dispositivos específicos para adelantar este tipo de ensayos.

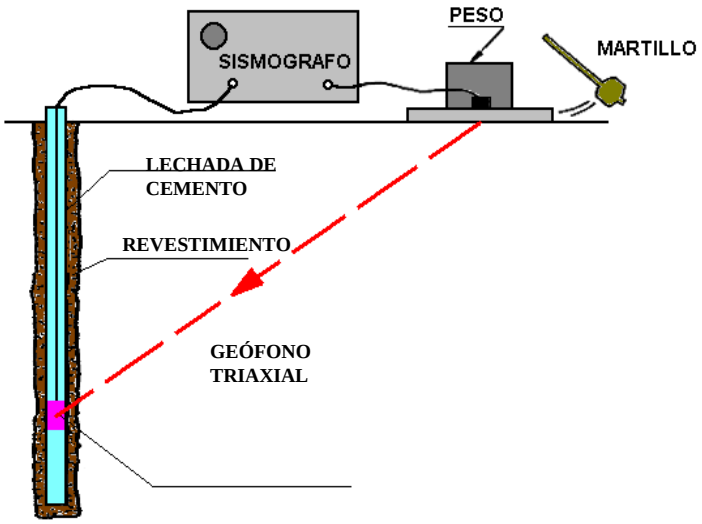


Figura 4.15 Esquema del ensayo Down Hole

Se adelantaron ensayos Down Hole en las perforaciones ejecutadas en el proyecto. Los resultados individuales de estos ensayos se presentan en el Anexo 4.2. En las columnas estratigráficas de cada perforación se incluyen los resultados de este ensayo en forma simultánea con los resultados de otros ensayos de campo y de laboratorio.

Por otro lado en las Figuras 4.16, 4.17 y 4.18 se presentan los valores medidos de velocidad de onda agrupados por municipios. Se incluye en cada una de las figuras los valores medios y los valores correspondientes a + y - una desviación estándar de la velocidad de onda de corte para cada profundidad.

4.5.2.1 Municipio de Palmira

En el municipio de Palmira las velocidades de onda de los estratos más superficiales (menos de 5 m presentan valores relativamente bajos, 175 m/s en promedio. Entre 5 y 10 m se presenta una velocidad de corte de 220 m/s. Para mayores profundidades los valores de velocidad de onda de cortante suben hasta valores en el orden de los 280 a 360 m/s.

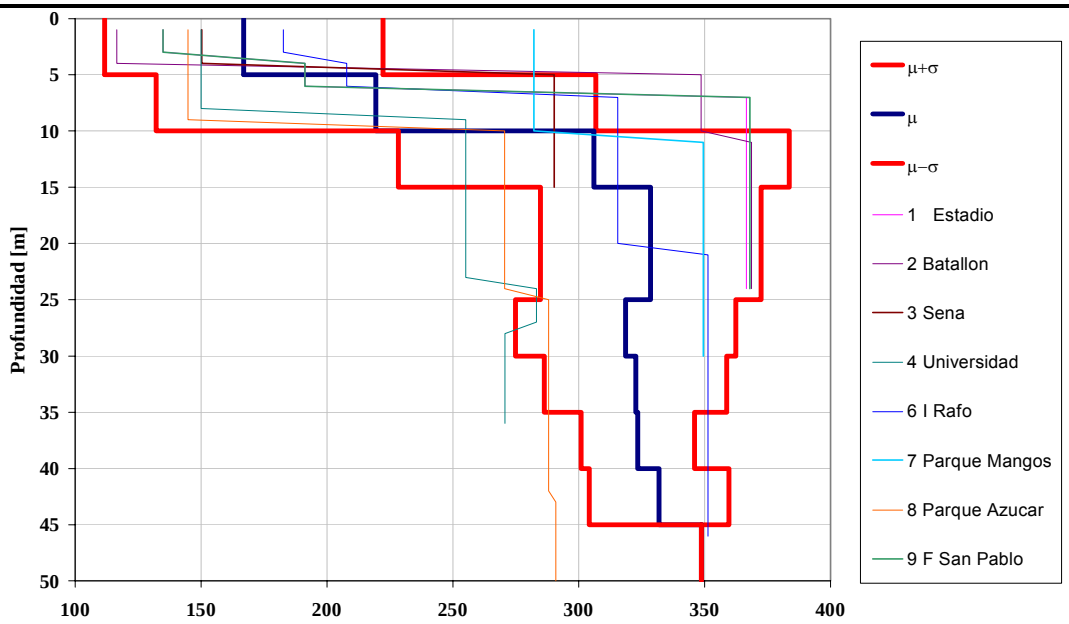


Figura 4.16 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Palmira

4.5.2.2 Municipio de Tuluá

En el municipio de Tulúa las velocidades de onda de los estratos más superficiales (menos de 6 m presentan valores relativamente bajos variando entre 170 y 230 m/s. Desde 6 m en adelante los valores de velocidad de onda de cortante presentan valores entre 260 a 350 m/s aumentando con la profundidad.

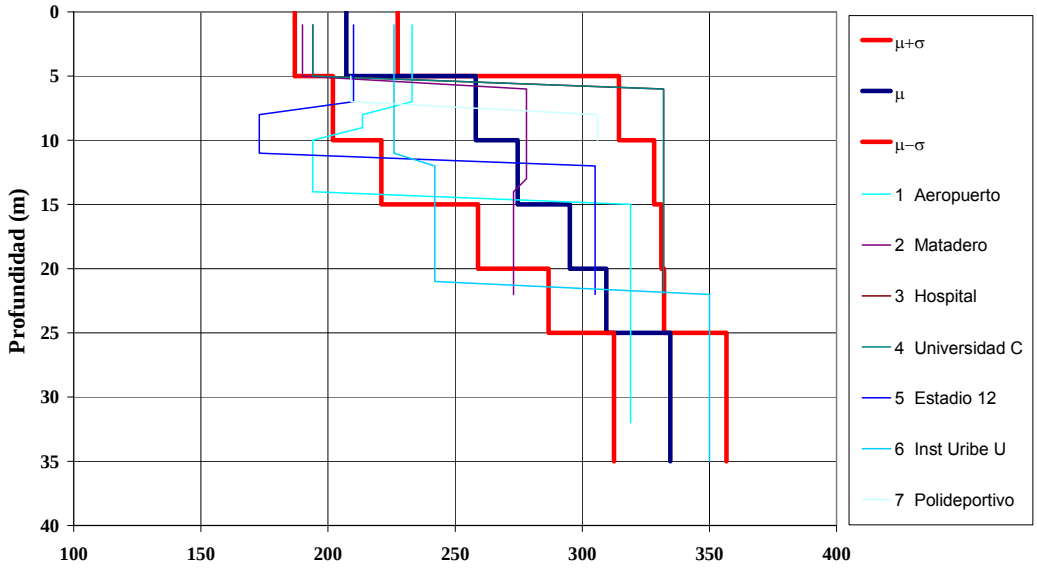


Figura 4.17 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Tulúa

4.5.2.3 Municipio de Buga

En el municipio de Buga las velocidades de onda de los estratos más superficiales (menos de 5 m presentan valores muy variables entre 100 y 450 m/s. Entre 5 y 15 m se presenta una velocidad de corte de 325 m/s en promedio. Para mayores profundidades los valores de velocidad de onda de cortante suben hasta valores en el orden de los 280 a 460 m/s, presentando las mayores velocidades hacia el sector donde se encuentran las instalaciones de la CVC y de la Federación Nacional de Cafeteros.

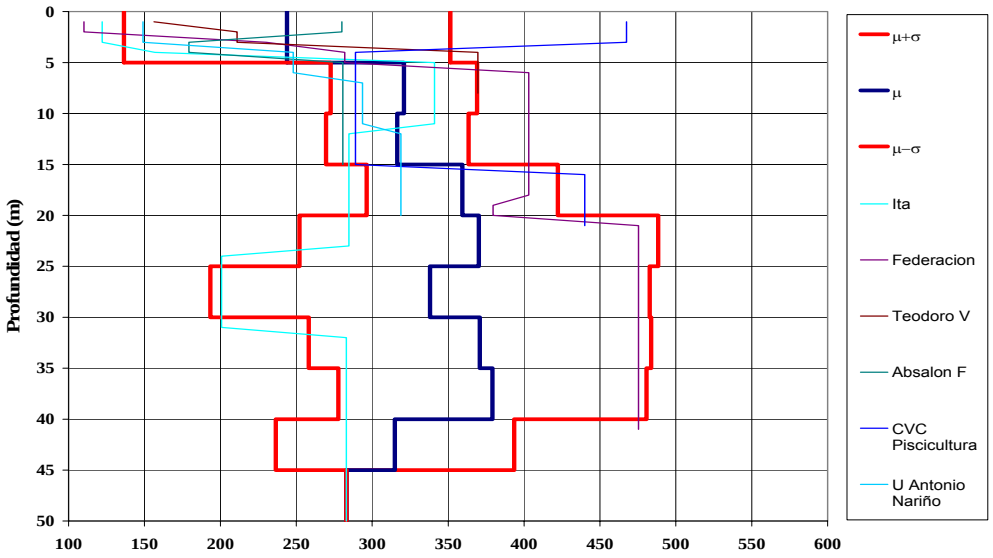


Figura 4.18 Variación de la Velocidad de Onda Cortante – Buga

4.5.2.4 Correlación N.vs.Vs

Con base en los resultados encontrados en las mediciones de Vs, se intenta una correlación general entre valores del ensayo de penetración estándar, N, y los valores de Vs resultantes.

La Figura 4.19 presenta el resultado general de esta correlación, la cual puede utilizarse para estimar valores de Vs a partir del gran registro de valores de N disponibles en la zona.

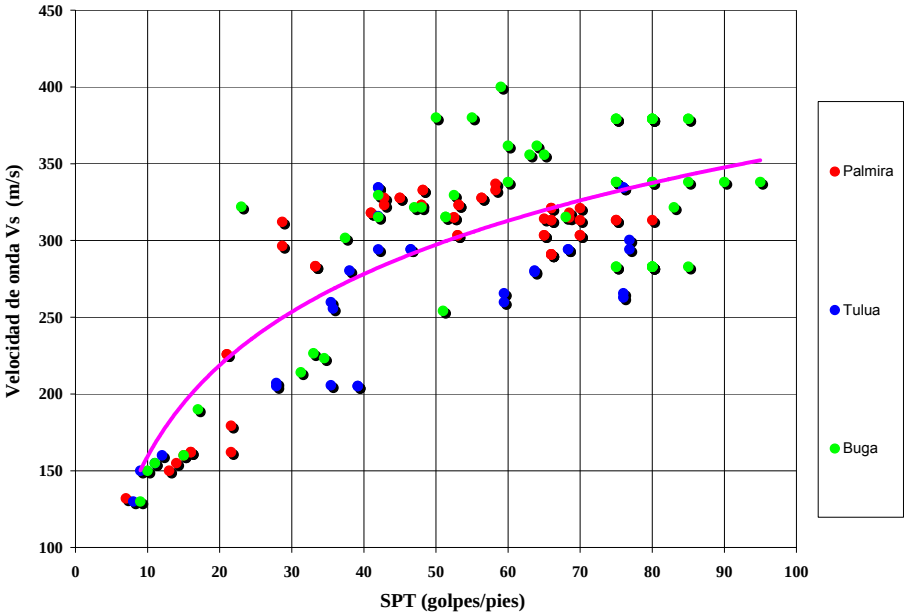


Figura 4.19 Correlación entre N y Vs para suelos finos de los municipios

4.5.3 Ensayos de Presiómetro Cíclico

Adicionalmente a lo anterior se adelantaron una serie de ensayos de presiómetro cíclico. Este ensayo tiene por objetivo realizar mediciones del comportamiento esfuerzo deformación del suelo en la profundidad utilizando para el efecto perforaciones existentes o específicamente realizadas para tal efecto. El ensayo consiste en introducir una sonda flexible a la profundidad deseada someterla a presión interna midiendo simultáneamente la presión aplicada con el volumen de agua introducido a la misma. Utilizando el cambio de volumen de la sonda al variar la presión se puede calcular la deformación radial unitaria de la pared de la sonda que corresponde a la deformación radial del suelo. Luego de realizar correcciones a la presión medida debido a la cabeza de agua presente en el ensayo y correcciones al volumen medido debido a las propiedades de la sonda (las cuales se obtienen mediante relaciones básicas que se encuentran en la bibliografía consultada) se obtienen las curvas típicas esfuerzo-deformación del material a partir de lo cual se puede determinar valores de módulos para diferentes niveles de deformación del suelo y estimativos de la capacidad de amortiguamiento del suelo, de nuevo para diferentes niveles de deformación.

El ensayo solo puede realizarse para suelos finos ya que en la medida que el suelo tenga partículas gruesas se presentan concentraciones de esfuerzos y daños en la membrana de aplicación de la presión. Considerando los tipos de suelos encontrados en los tres municipios estudiados, solo se adelantaron ensayos en el municipio de Palmira.

En la Figura 4.20 se presenta una fotografía del aparato y del montaje utilizado para estos ensayos. En la Tabla 4.10 se resumen los sondeos y puntos específicos donde se adelantaron ensayos de presiómetro cíclico. En el Anexo 4.2 se incluyen los resultados individuales de cada uno de los ensayos realizados. Los resultados principales de estos ensayos se conjugan con los modelos de comportamiento dinámico de los diferentes tipos de suelos estudiados.

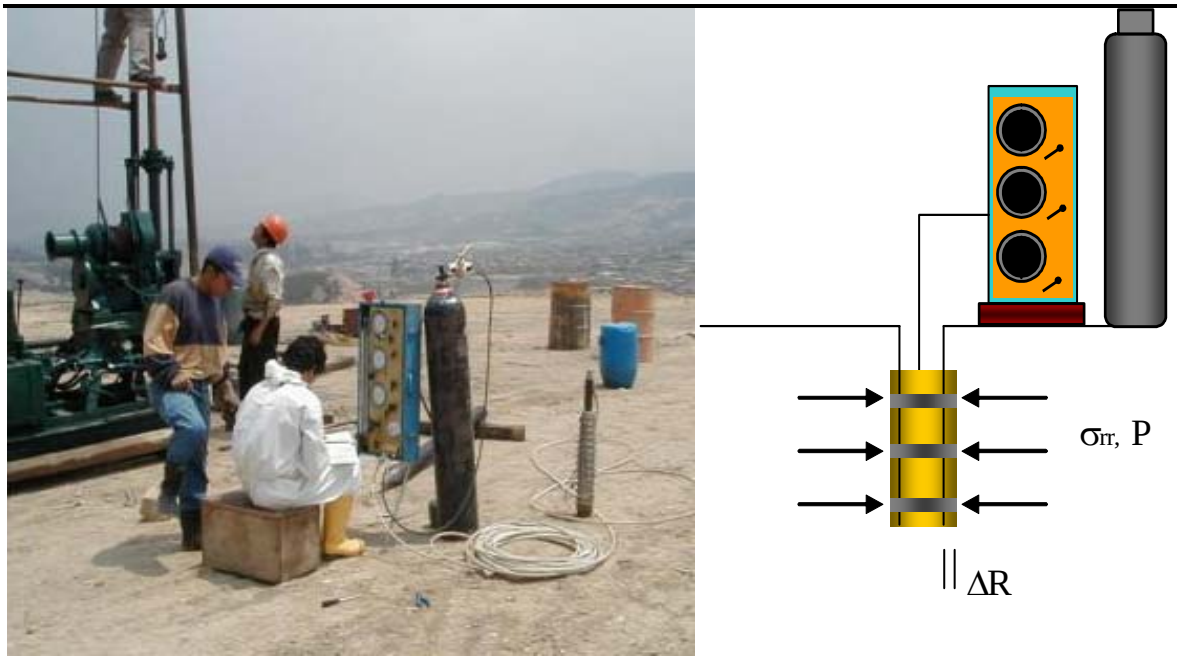


Figura 4.20 Equipos y montaje para el ensayo de presiómetro cíclico

Tabla 4.10 Ensayos de Presiómetro Cíclico Palmira

No.	NOMBRE	PROFUNDIDAD (m)
1	Universidad del Valle	2.3
2	Universidad del Valle	4.5
3	Universidad del Valle	6.0
4	Universidad del Valle	8.4
5	Universidad del Valle	38.5
6	Centro Palmira	3.0
7	Centro Palmira	4.7
8	Centro Palmira	6.6
9	Centro Palmira	8.3
10	Centro Palmira	16.0
11	Centro Palmira	19.0
12	Instituto Raffo	2.0
13	Instituto Raffo	4.0
14	Instituto Raffo	6.0

En el Anexo 4.2 se resumen los resultados individuales obtenidos con el ensayo de presiómetro cíclico. Los resultados se presentan únicamente en términos de la degradación del módulo de cortante con la deformación angular. En el presente caso los resultados de amortiguamiento en función de la deformación angular presentan altas variaciones y solo se incluyen en el Anexo 4.2. Más adelante en el capítulo se conjugan estos resultados con los demás resultados de ensayos cíclicos realizados.

4.5.4 Ensayos de refracción sísmica

Los métodos de refracción sísmica hacen parte de los métodos geofísicos de investigación indirecta que fueron desarrollados principalmente por la industria de hidrocarburos. En la actualidad los métodos geofísicos están ampliamente difundidos para diferentes aplicaciones tales como la investigación del subsuelo, la búsqueda de agua subterránea, el análisis del comportamiento dinámico de suelos y estructuras y otros.

Los esfuerzos liberados súbitamente por una perturbación ya sea por pequeñas cargas explosivas o perturbaciones mecánicas generan en el medio la propagación de ondas internas y superficiales, las cuales modifican el estado energético local del medio y sus partículas.

La propagación de un proceso ondulatorio dentro de los sólidos, se realiza mediante el concepto del frente de onda, el cual corresponde a una superficie tridimensional que se desarrolla dentro del medio transmisor. En cada sitio del medio afectado por la perturbación se genera un intercambio de energía, lo cual induce deformaciones y almacenamiento de energía cinética. Por otro lado la fricción intergranular en las partículas de suelo genera calor y ruido lo cual lleva a la disipación de la energía.

4.5.4.1 Conceptos básicos

El método utiliza fundamentalmente la llamada ley de Snell, tomada de la óptica geométrica práctica mediante la cual se demuestra que cuando un rayo generado encuentra un cambio de rigidez en el medio en el cual se transporta, sufre un cambio de dirección (refracción). La ley de Snell relaciona la geometría del medio y sus propiedades físicas a través de la velocidad ondulatoria. Cuando hay cambio de dirección, hay cambio de velocidad.

La Figura 4.21 presenta para un modelo bicapa, las posiciones sucesivas del frente de ondas longitudinales generado mediante impacto o explosión en la superficie del terreno cuando la velocidad de propagación es mayor en el estrato inferior que en el superior. El rayo directo viaja horizontalmente por la parte superior de la primera capa a una velocidad V_1 y el rayo refractado sigue la trayectoria ABCD definida por el ángulo de refracción crítica $\theta c = \text{arc sen } V_1/V_2$. De esta fórmula se desprende que es necesario que $V_2 > V_1$ para que exista dicho ángulo, se pueda producir el fenómeno de refracción crítica y las primeras llegadas detectadas en la superficie del terreno contengan información sobre las características y profundidad a las que se encuentra el segundo estrato. Esta es una de las mayores limitaciones que presenta esta técnica a la hora de caracterizar un sistema multicapa, pues exige que aumente continuamente la rigidez de los estratos con la profundidad. No obstante, en muchos casos en los que se trata de determinar el espesor de zonas alteradas de un macizo rocoso o la profundidad a la que se encuentra la roca por debajo de un relleno cuaternario, este método puede constituir la técnica ideal para adelantar una investigación indirecta del subsuelo.

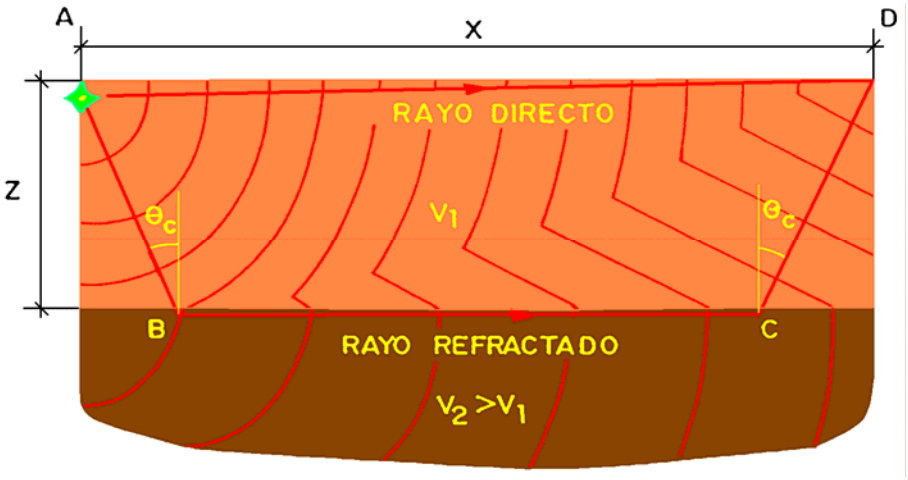


Figura 4.21 Esquema del ensayo de refracción sísmica - Frente de onda, modelo bicapa

4.5.4.2 Fuente de perturbación

La fuente de perturbación depende de la longitud de las líneas y del terreno que se va a ensayar. Se puede usar desde un martillo que golpea una platina de hierro, una carga de algún explosivo o un fusil neumático. Para efectos del ensayo se usó un explosivo químico, diferente a la dinamita, cuya denominación corresponde a una reducción al clorato con aceleración de aluminio y antimonio. El explosivo se elaboró en el sitio de trabajo, empleando elementos químicos de libre venta y transporte, por lo cual no se usó ningún tipo de escolta militar. Las condiciones de seguridad del explosivo preparado son similares a los de la dinamita excepto por su respuesta a la combustión. El accionamiento del explosivo es eléctrico, empleando unos fulminantes elaborados manualmente. Las fotografías de la Figura 4.22 ilustran el proceso.



Figura 4.22 Proceso de fabricación de cargas explosivas para ensayo de refracción sísmica



Figura 4.23 Proceso de generación de cargas explosivas

4.5.4.3 Equipo

El equipo usado para las mediciones corresponde a un sismógrafo de marca Geometrics modelo SmartSeis de 12 canales. Como fuente de energía se utilizó una batería de 12 voltios. El equipo incluye además un total de doce geófonos verticales y un cable sísmico de 110 m de longitud y los dispositivos para adelantar ensayos de tipo Down Hole. Las fotografías de la Figura 4.24 ilustran los componentes y el montaje para adelantar los ensayos.



Figura 4.24 Componentes y montaje para el ensayo de refracción sísmica

4.5.4.4 Procedimiento de campo

Después de ubicado el sitio de ensayo, se determina la posición de la línea de geófonos y se entierran a las distancias especificadas (usualmente 10 m); se procede a tender el cable sísmico dejando una separación de 10 m entre toma y toma; se conectan los geófonos al cable y se conecta el cable al sismógrafo; también se conecta el cable del Stard al sismógrafo y a los fulminantes empleados para el accionamiento de la voladura.

Al producirse la perturbación, el cable de la fuente perturbadora impone el tiempo cero al sismógrafo, y las ondas viajan por el terreno generándose procesos de refracción y reflexión, de manera que las ondas refractadas llegan a cada uno de los geófonos en tiempos diferentes. Los tiempos y las formas de las ondas de llegada se graban en el equipo para su posterior procesamiento e interpretación.

4.5.4.5 Resultados

En las Figuras 4.25, 4.26 y 4.27 se resumen los resultados obtenidos del ensayo para cada uno de los municipios. En total se realizaron tres (3) líneas de refracción en el municipio de Palmira, tres (3) en el municipio de Tulúa y tres (3) en el municipio de Buga.

Las mediciones realizadas permiten obtener los siguientes resultados generales:

Municipio de Palmira

- En el Municipio de Palmira se identificaron dos refractores con un cambio importante y homogéneo entre los cuatro y seis metros de profundidad

- El estrato superficial (entre 4 y 6 m) se caracteriza por una velocidad de onda de compresión Vp entre 320 y 520 m/s. La zona mas blanda corresponde al sector donde está ubicado el estadio Rivera donde se encontró un relleno de material arcilloso y orgánico; la zona mas dura corresponde al parque del Azucar donde se encontró un relleno de arcilla y arena.

- El segundo refractor muestra una velocidad del orden de 1.400 m/s que corresponde a esos depósitos aluviales con mezclas de gravas, arenas y arcillas intercaladas, muy homogéneo.

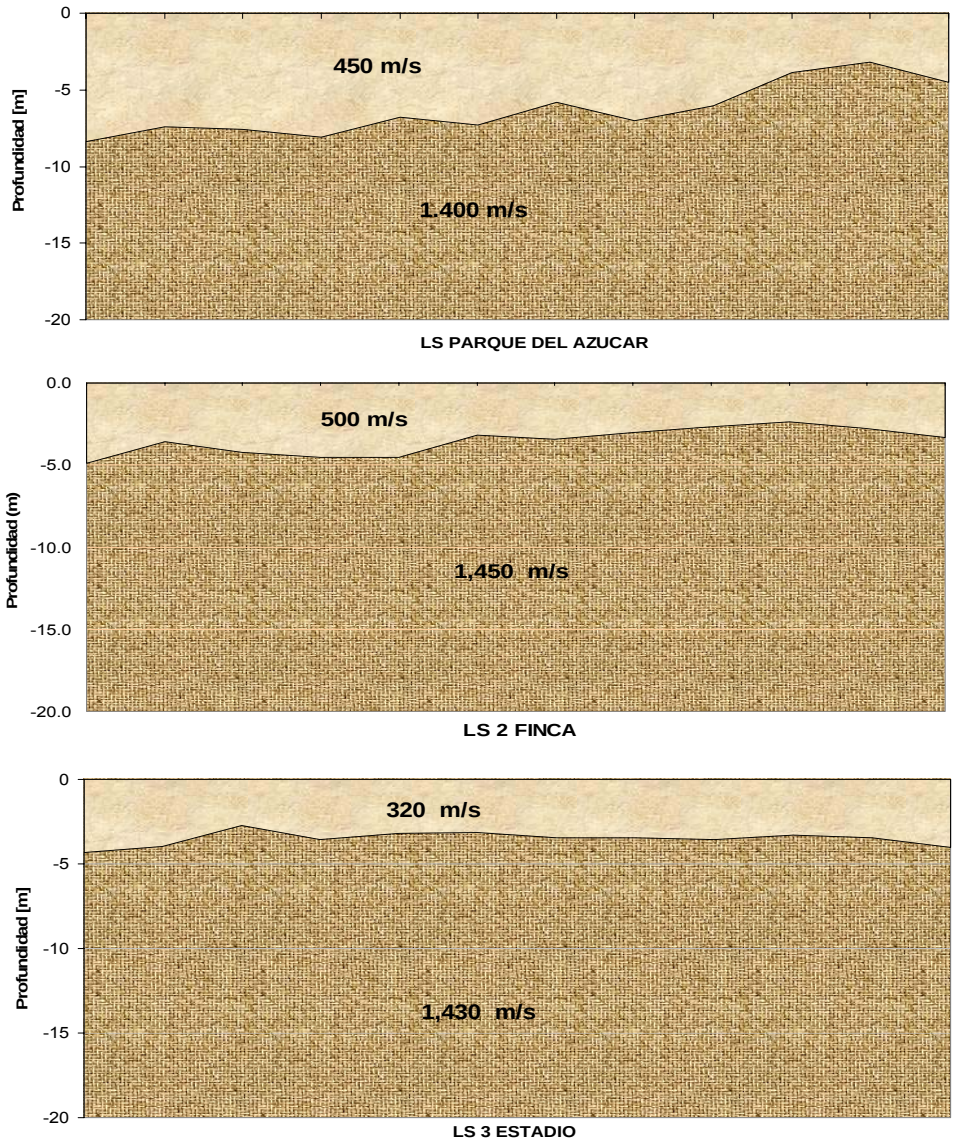


Figura 4.25 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Palmira

Municipio de Tuluá

- El Municipio de Tuluá se caracteriza por materiales mas duros o compactos con menos intercalaciones de suelos blando, igualmente se pudo identificar dos velocidades con un cambio importante
- El primer refractor se caracteriza por una velocidad de onda Vp entre 680 a 800 m/s tiene profundidades variables entre 4 y 12 m, que corresponde a los rellenos de limos con arenas y gravas intercaldas observadas en las perforaciones ejecutadas.
- El segundo estrato tiene una velocidad de onda de compresión entre 1.400 y 1.900 m/s que corresponde a los materiales aluviales que se observaron en las perforaciones.

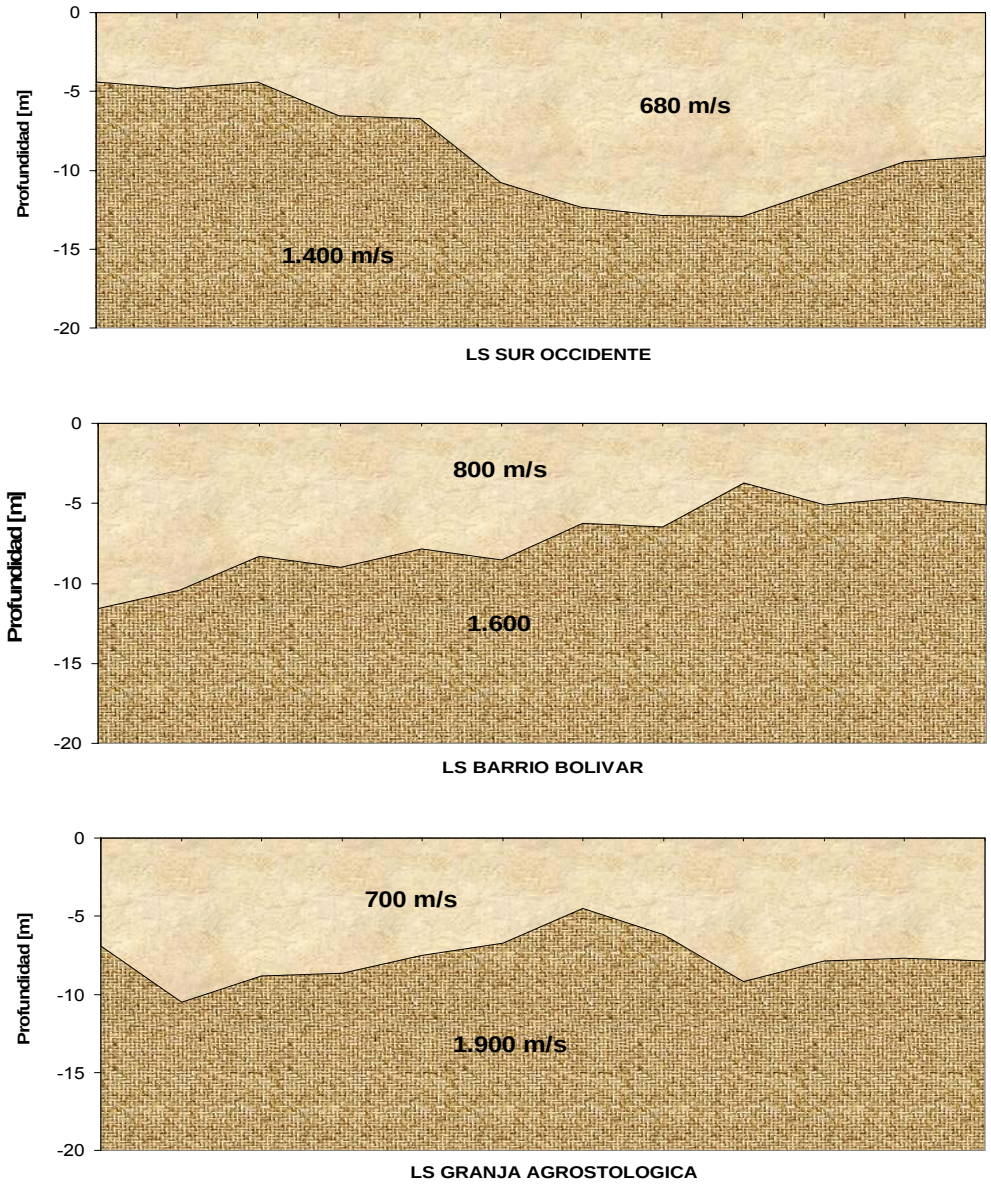


Figura 4.26 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Tuluá

Municipio de Buga

- En el Municipio de Buga se identificados dos refractores en las líneas del Idema y el Parque el Vergel, mientras que la línea realizada en la Universidad Antonio Nariño se identificaron tres estratos.
- El estrato superficial tiene una velocidad de 300 m/s (entre 4 y 5 m de espesor), y solo se detectó en el sector de la Universidad Antonio Nariño donde la superficie esta conformada por un suelo muy blando.
- El segundo refractor del orden de 600 y 700 m/s corresponde a un suelo fino y seco con intercalaciones de grava y arena.
- El último refractor identificado está entre 1.600 y 2.000 m/s correspondiendo éste último a la velocidad de la roca dada la ubicación de la línea (Parque el Vergel).

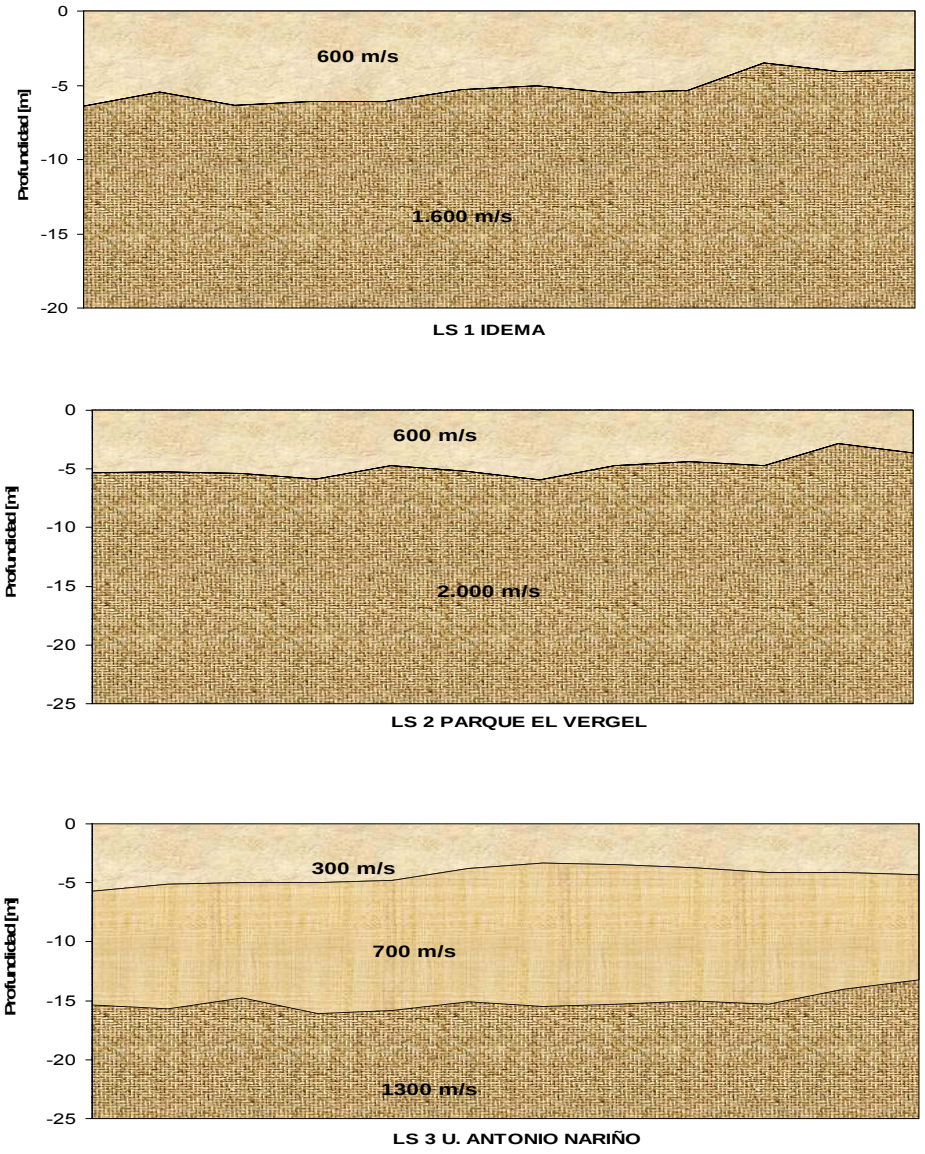


Figura 4.27 Resultados del ensayo de refracción sísmica – Municipio de Buga

4.5.5 Ensayos de Microtrepidaciones

4.5.5.1 Introducción

El método de las microtrepidaciones consiste en el registro de aceleraciones o velocidades ambientales, llamadas también microtremores o microtrepidaciones, directamente en el suelo a nivel de la superficie del terreno y determinar a partir de este registro el espectro de amplitudes de Fourier el cual, en el rango adecuado de frecuencias, contiene información sobre las frecuencias dominantes de la vibración registrada. Esta frecuencia dominante puede estar asociada a la frecuencia del modo fundamental de vibración del depósito o de alguno de los modos superiores. Una vez determinadas las frecuencias dominantes de vibración, la información se puede utilizar para dibujar mapas que indican una caracterización general de la respuesta dinámica (en forma relativa entre zonas) y valores característicos de los períodos de vibración del depósito, lo cual con información geométrica complementaria, se puede utilizar

para establecer indirectamente velocidades de onda en bajos niveles de deformación angular de los estratos superficiales.

Existen una gran cantidad de técnicas que utilizan microtremores para determinar variables características del medio. De todas las metodologías disponibles la que tiene mayor aceptación es el método de Nakamura (1989) debido principalmente a su fácil implementación tanto en trabajo de campo como en el procesamiento de los registros.

La instrumentación necesaria para la realización de los ensayos consiste en un velocímetro o acelerómetro triaxial con el cual se registran microtemblores en superficie. El método de Nakamura consiste en determinar los espectros de Fourier de las componentes horizontal (H) y vertical (V), para luego realizar la división H/V (Función de transferencia entre las componente horizontal y vertical). Según Nakamura las frecuencias dominantes obtenidas en la división de espectros (picos en la función de transferencia) concuerdan con ensayos de laboratorio, el análisis de terremotos y modelación numérica. Sin embargo de tenerse precaución al analizar e interpretar los resultados ya que en algunos casos el método puede no arrojar resultados adecuados.

4.5.5.2 Método de Nakamura

El método propuesto por Nakamura (1989), para estimar la función de transferencia aproximada de las capas superficiales de suelo supone que el ruido de los microtremores está compuesto por varios tipos de ondas. El método considera que las componentes horizontal y vertical de los microtemblores registrados en roca son similares. Dichos microtemblores son amplificados por las capas de suelo blando que se encuentran sobre el basamento rocoso. Se considera además que los microtemblores horizontales se amplifican debido a multireflexiones de onda S, en tanto los microtemblores verticales lo hacen por onda P.

La función de transferencia S_T de los estratos superficiales se define de la siguiente forma:

$$S_T = S_{HS} / S_{HB} \qquad (1)$$

Donde S_{HS} y S_{HB} son los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en superficie y el incidente, registrado a nivel del basamento rocoso.

Una de las suposiciones básicas del método de Nakamura se fundamente en que el movimiento vertical no se amplifica por las capas de suelo, lo cual se cumple siempre y cuando la influencia de las ondas de Rayleigh sea mínima.

Definiendo E_S como la función de transferencia de las ondas verticales, es decir la relación entre los espectros de Fourier de ondas verticales en superficie, S_{VS}, y el espectro de Fourier de ondas verticales a nivel de la roca base, S_{VB}, entonces se tiene que,

$$E_S = S_{VS} / S_{VB} \qquad (2)$$

Cuando el efecto de las ondas de Rayleigh es mínimo, se puede considerar que $E_S \approx 1$, y si el efecto de las ondas de Rayleigh es apreciable se tendrá que $E_S > 1$.

También se puede suponer en forma aproximada que el efecto de la onda Rayleigh es igual para las componentes vertical y horizontal. De acuerdo con esto se define la variable S_{TT} como:

$$S_{TT} = S_T / E_S \qquad (3)$$

Es decir la relación entre la función de transferencia de las componentes horizontales de las ondas S y la función de transferencia de las componentes verticales, entre superficie y roca. Esta relación tiene la ventaja que es más confiable puesto que elimina, al menos parcialmente, los efectos de las ondas de Rayleigh.

Con base en lo anterior se tiene que:

$$S_{TT} = R_S / R_B \qquad (4)$$

En donde

$$R_S = S_{HS} / S_{VS} \qquad (5)$$

$$R_B = S_{HB} / S_{VB} \qquad (6)$$

R_S y R_B obtenidas dividiendo el espectro horizontal entre el espectro vertical para temblores en superficie y en el basamento rocoso. Se ha encontrado en un gran número de mediciones que R_B está cerca de la unidad para un rango relativamente amplio de frecuencias para registros tomados en roca. Esto implica que para el basamento rocoso la propagación es la misma en todas las direcciones. Por lo anterior si $R_B \approx 1$

Entonces, $S_{TT} = R_S$

Esto significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir únicamente del movimiento en superficie, dividiendo el espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en superficie por el espectro de Fourier de la componente vertical también en superficie. En otras palabras el movimiento vertical en la superficie retiene las características del movimiento horizontal en el basamento rocoso.

4.5.5.3 Mediciones realizadas

En las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga se realizaron mediciones de vibraciones ambientales distribuidas en el perímetro urbano de cada uno de los municipios.

Para el registro de las vibraciones se utilizó un equipo conformado por tres sensores de alta resolución, los cuales permiten medir la aceleración para las tres direcciones principales. Estos

sensores se conectan a un sistema de adquisición de datos con una velocidad de barrido comprendida en un rango de frecuencias entre 0.1 y 100 Hz y una aceleración máxima de 0.5 g.

El sistema está conformado también por tres amplificadores y filtros correspondientes a los tres sensores anteriores que permiten establecer amplificaciones de 10, 100 o 1000 y filtros por encima de los 450 Hz y de los 100 Hz. Dicho sistema transmite la información a un computador portátil para ser analizada y procesada posteriormente. La Figura 4.28 presenta fotografías de los diferentes componentes del equipo.



Figura 4.28 Equipo para registro de microtrepidaciones

Las mediciones se realizaron con un filtro de frecuencias de 100 Hz con el fin de detectar todo el contenido frecuencial de interés para las vibraciones ambientales. Los rangos de amplificación seleccionados son variables dependiendo de la amplitud máxima en cada sector, desde 100 volt/g hasta 1000 volt/g para mayores distancias.

Las mediciones se realizaron a diferentes horas del día, la mayoría de los cuales se tomaron entre las 4 de la tarde y la 1 de la mañana, tratando de evitar la ocurrencia de ruido cercano al sensor, por ejemplo debido al paso de un vehículo. En cada punto de medición se tomaron en promedio tres registros de 60 segundos de duración, con velocidades de muestreo de 200 muestras por segundo (200 Hz). De estos registros se seleccionaron sectores más representativos con lo cual se pudieron establecer los períodos predominantes de vibración en cada sector de los municipios.

4.5.5.4 Resultados

La 4.29 presenta un registro típico para el sitio Parque del Azucar en Palmira. Se presenta un sector de las vibraciones seleccionado de bajo ruido y se dan las señales en dirección horizontal y en dirección vertical. La figura muestra así mismo los espectros de amplitudes de Fourier resultantes para cada una de las señales registradas.

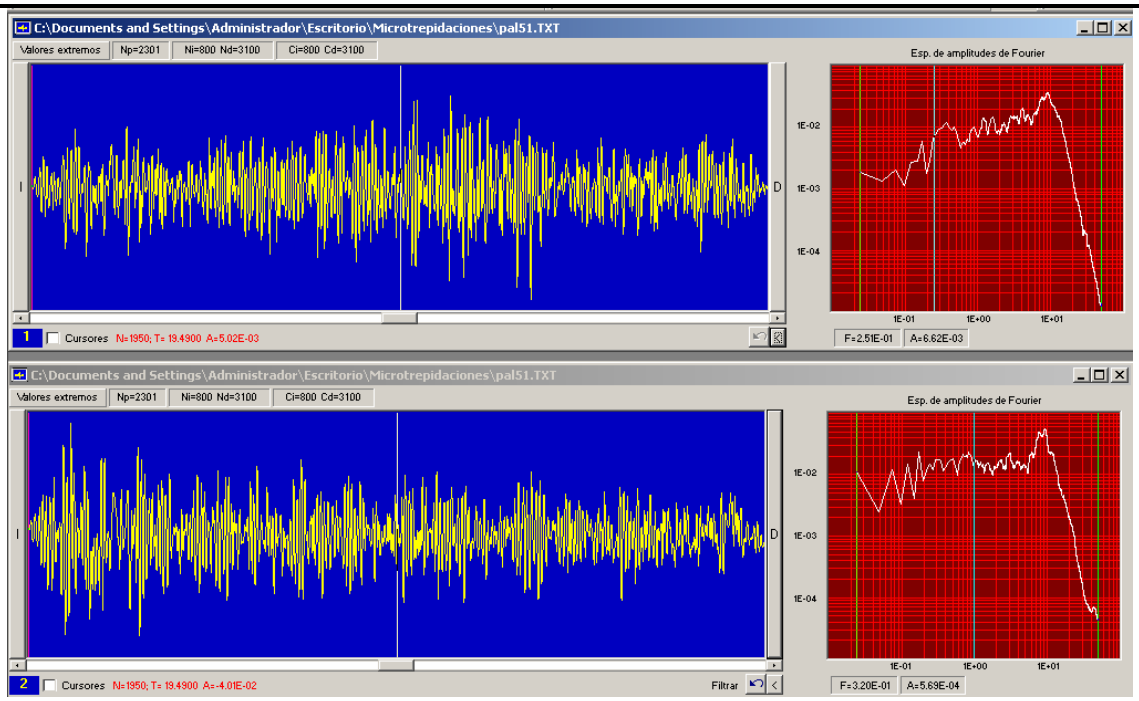


Figura 4.29 Registro de microtrepidaciones en el Parque del Azúcar

Con base en los espectros de Fourier obtenidos se calcula la función de amplificación correspondiente mediante la división del espectro de Fourier en superficie en dirección horizontal y el espectro de Fourier de la componente vertical en superficie. La Figura 4.30 presenta el resultado de la aplicación del método de Nakamura a los anteriores registros, la cual debe incluir información importante sobre la función de transferencia de la componente horizontal de las ondas de cortante.

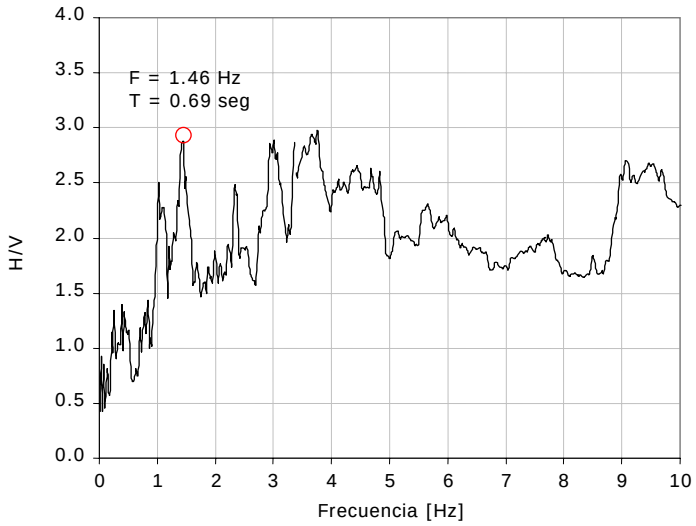


Figura 4.30 Función de Transferencia Parque del Azúcar a partir de microtrepidaciones

Se realizaron mediciones en el perímetro urbano de los diferentes municipios. En las Tablas 4.11, 4.12 y 4.13 se resumen las mediciones seleccionadas, indicando la ubicación, un valor medio de la amplitud máxima, y la frecuencia y el período de vibración dominantes identificados.

Tabla 4.11 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Palmira

Número	Nombre/Dirección	Frecuencia [Hz]	Periodo [seg]
1	Universidad del Valles	0.88	1.14
2	SENA	0.68	1.46
3	Parque Azúcar	0.78	1.28
4	Factoría	0.78	1.28
5	Amor	0.68	1.46
6	Calle 31 Kra 13	0.68	1.46
7	Calle 42 Kra 9	0.78	1.28
8	Calle 32 Kra 23	0.78	1.28
9	Calle 31 Kra 1e	1.17	0.85
10	Calle 32 Kra 1e	1.07	0.93
11	Calle 30 Kra 29	0.78	1.28
12	Ferrocarril	0.78	1.28
13	Calle 17 Kra 28	0.78	1.28
14	Estadio	0.68	1.46
15	Canchas	0.68	1.46
16	Calle 31a Kra 1a	1.17	0.85
17	Calle 31 Kra 2a	0.78	1.28
18	Calle 32a Kra 29	0.68	1.46
19	Calle 32 Kra 31 a	0.78	1.28
20	Calle 32 Kra 33	0.78	1.28
21	Calle 37 Kra 34	0.78	1.28
22	Calle 42 Kra 13	0.78	1.28
23	Calle 42 Kra 18	0.68	1.46
24	Calle 42 Kra 28	0.68	1.46

Tabla 4.12 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Tuluá

Número	Nombre/Dirección	Frecuencia (Hz)	Periodo (seg)
1	Matadero	2.63	0.38
2	Cerro del Picacho (roca)	20.00	0.05
3	Urbanización al Sur Oriente de Tulúa	20.00	0.05
4	Cll 21 - Cra 25	2.63	0.38
5	Barrio Nuevo Príncipe	3.03	0.33
6	IDEMA	1.79	0.56
7	Parque Sajonia	2.50	0.40
8	Cra 20 - Cll 23	1.79	0.56
9	Cra 20 - Cll 23	1.52	0.66
10	Vereda Cienegueta	18.18	0.06
11	Puesto de Salud Santa Cruz	12.50	0.08
12	Barrio Independencia Cra 9 -	1.28	0.78

	Cll 6		
13	Barrio Nuevo Farfán	1.45	0.69
14	Cll 15 Cra 12	1.69	0.59
16	Barrio la Ceiba	1.59	0.63
17	Parcelación al norte de Tuluá	2.38	0.42
18	Barrio Cespedes	1.41	0.71
19	Escuela Mercantil Carrera 20 calle 13	1.26	0.79
20	Subestación	1.31	0.76
21	Calle 41 carrera 33	1.71	0.58
22	Calle 43 carrera 30	1.44	0.69
23	Parque Calle 40 Carrera 24	1.36	0.74
24	Terminal de transporte	1.85	0.54
25	Calle 23 carrera 6	1.20	0.83
26	Calle 41 carrera 33	1.71	0.58
27	Calle 3B carrera 22	1.76	0.57

Tabla 4.13 Registros de microtrepidaciones – Municipio de Buga

Número	Nombre/Dirección	Frecuencia (Hz)	Periodo (seg)
1	ITA	2.05	0.49
2	Parque Calle 20 Cra 18	1.71	0.58
3	U. Antonio Nariño	1.44	0.69
4	Parque Cra 18 calle 2	2.42	0.41
5	Carrera 11 calle 1	1.88	0.53
6	Parque Calle 12 carrera 2	2.20	0.45
7	Parque Carrera 17 calle 9	1.88	0.53
8	Parque Carrera 9 calle 13	1.93	0.52
9	Parque Calle 9 Carrera 8	2.18	0.46
10	Parque calle 22 carrera13	1.86	0.54
11	Calle 30 carrera 15	2.29	0.44
12	CVC	6.78	0.15
13	Almacafe	4.38	0.23
14	Finca San Antonio	1.92	0.52
15	Calle 3A carrera 22A	1.99	0.50
16	Parador de Buga	1.99	0.50
17	Calle 11 sur carrera 14	2.15	0.47
18	Calle 10 sur carrera 7	1.99	0.50
19	Calle 2 sur Carrera 12	1.99	0.50

Finalmente se presentan los mapas de isoperíodos dominantes estimado a partir de los resultados de las mediciones realizadas. Las Figuras 4.31, 4.32 y 4.33 presentan los mapas finales propuestos de isoperíodos a partir de microtrepidaciones para los municipios de Palmira, Tulúa y Buga, respectivamente.

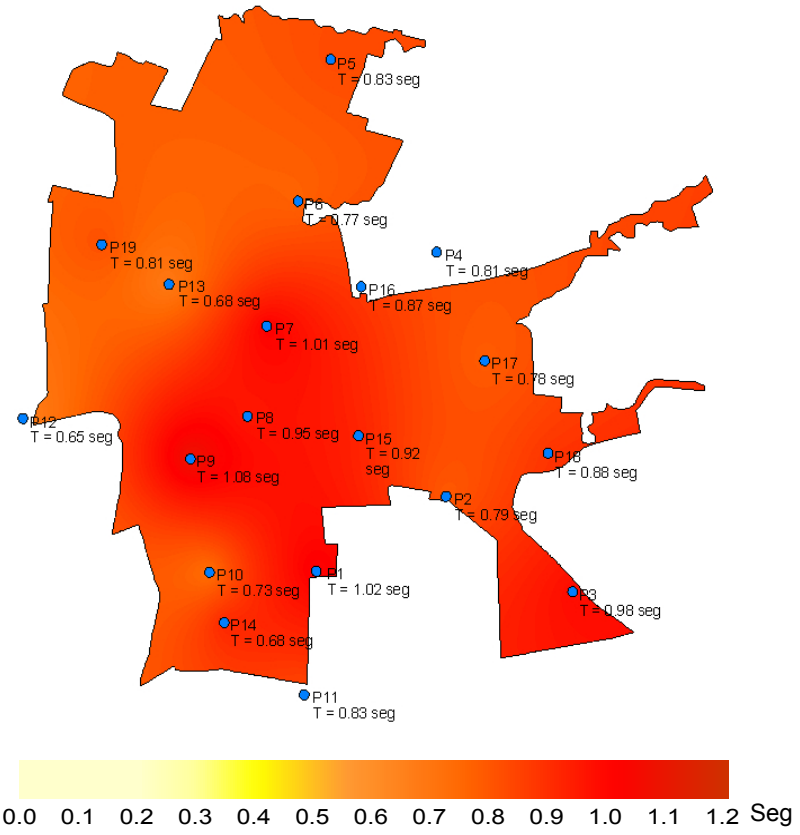


Figura 4.31 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Palmira

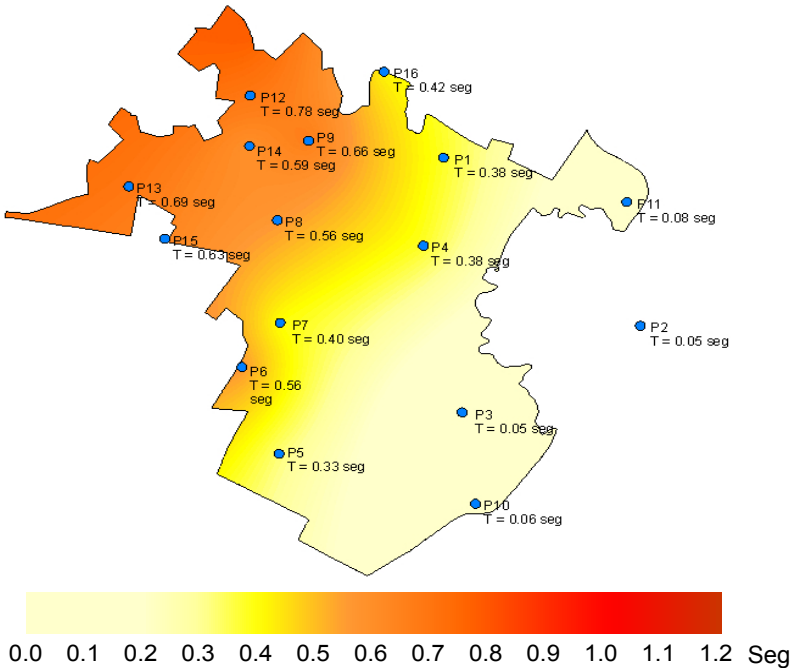


Figura 4.32 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Tuluá

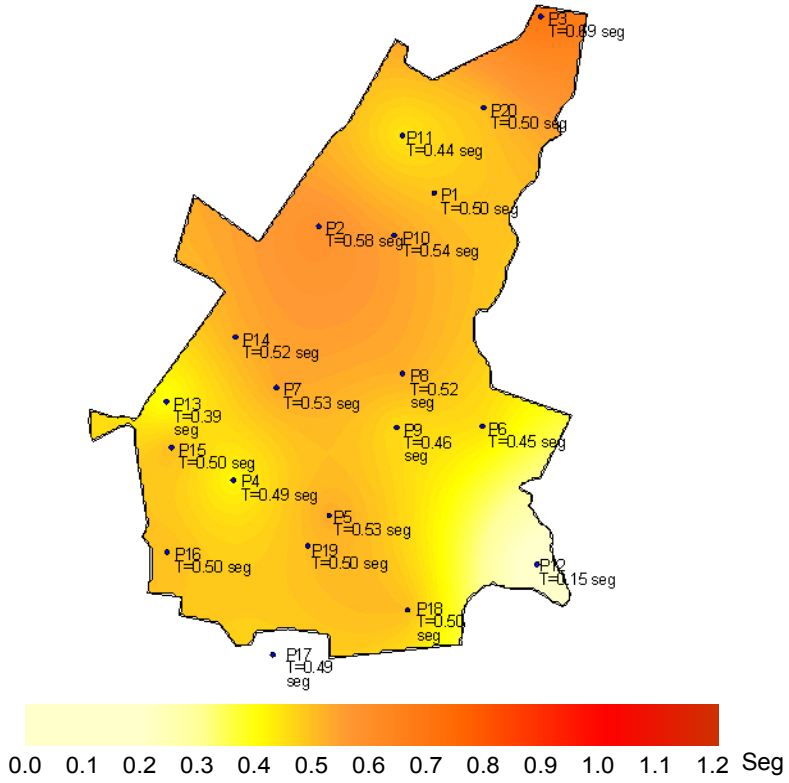


Figura 4.33 Mapa de isoperíodos dominantes de vibración en Buga

4.6 INVESTIGACIÓN DE LABORATORIO

4.6.1 Generalidades

Con las muestras alteradas e inalteradas recuperadas en las perforaciones ejecutadas, se adelantó un programa de ensayos de laboratorio el cual incluyó tanto ensayos rutinarios como especiales. Los ensayos especiales hacen referencia básicamente a los ensayos de laboratorio realizados para determinar el comportamiento dinámico del suelo. La Tabla 4.14 presenta un resumen de los ensayos de laboratorio realizados, indicando la norma ASTM [5.3] utilizada para su realización.

Tabla 4.14 Ensayos de laboratorio y normas de procedimiento

No.	Ensayo	Norma
1	Humedad Natural	D2216-92
2	Límites de Atterberg	D4318-95[a]
3	Compresión Simple	D2166-91
4	Consolidación Unidimensional	D2435-96
5	Triaxial Cíclico	D5311-92
6	Columna Resonante	D4015-92
7	Bender Element	---
8	Gravedad Específica	D854-92
9	Granulometría	D854-92

Por su parte las Tablas 4.15, 4.16 y 4.17 presentan el número y el tipo de ensayos realizados para cada una de las perforaciones en cada uno de los municipios. Todos los resultados de los ensayos individuales realizados se presentan en el Anexo 4.3

Tabla 4.15 Ensayos realizados en perforaciones de Palmira

PERFORACIÓN	ENSAYOS DE LABORATORIO								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Estadio Rivera	3	2	3	1	-	-	-	-	3
Batallón Codazzi	1	1	1	1	-	-	-	-	1
Sena Palmira	3	3	1	-	-	-	-	-	3
Universidad Nacional del Valle	17	15	9	2	1	1	1	8	20
Centro Palmira	8	8	4	-	1	-	-	-	7
Instituto Raffo Rivera	14	15	1	-	-	-	-	2	15
Parque Los Mangos	11	9	6	1	1	1	1	4	9
Parque del Azúcar	25	25	5		1	1	1	4	25
Finca San Pablo	7	7	2	1	1	1	1	7	9
TOTALES	89	85	32	6	5	4	4	25	92

Tabla 4.16 Ensayos realizados en perforaciones de Tuluá

PERFORACIÓN	ENSAYOS DE LABORATORIO								
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**
Aeropuerto Regional Farfan	48	46	10	14	1	1	1	14	48
Matadero	11	18	7	4	1	1	1	4	11
Hospital de Tulúa	9	10	2	-	-	-	-	-	9
Universidad Central del Valle	6	12	6	-	-	-	-	-	6
Estadio 12 de Octubre	9	22	6	-	-	-	-	-	9
Instituto Uribe Uribe	27	55	26	4	1	1	1	4	27
Polideportivo	11	9	6	1	1	1	1		
TOTALES	110	163	57	18	4	4	4	22	110

Tabla 4.17 Ensayos realizados en perforaciones Buga

PERFORACIÓN	ENSAYOS DE LABORATORIO								
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**
Instituto Técnico Agrícola	18	18	3		1	1	1	2	16
Federación Nacional de Cafeteros	14	14	2	2	2	2	2	2	14
Escuela Teodoro Valenzuela	4	4	2						10
Colegio Absalon Fernandez	2	2							5
CVC Piscicultura	14	14	2			1	1	1	12
Instituto Los Andes (exp sur)	5	5	2						12
U Antonio Nariño (exp norte)	14	13	1		1	1	1	1	14
TOTALES	69	68	12	2	4	5	5	6	83

La información obtenida de los ensayos de laboratorio conforma la base de datos geotécnica desarrollada en el presente proyecto. Para cada una de las perforaciones se grafican las columnas estratigráficas conjuntamente con los resultados más importantes obtenidos tanto de los ensayos de campo como de laboratorio.

Las columnas estratigráficas interpretadas, correspondientes a todas las perforaciones ejecutadas durante el presente proyecto incluyen los espesores de los estratos encontrados, el tipo de suelo que conforma estos estratos –de acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos USCS– y la posición del nivel freático en cada una de estas perforaciones. En columnas paralelas se grafican, en función de la profundidad, los resultados

de ensayos de humedad natural, límite líquido, límite plástico, índice de plasticidad, índice de liquidez, peso unitario del suelo, penetración estándar, velocidad de onda de cortante y resistencia a la compresión simple cuando hay datos disponibles. En las mismas figuras se indican las profundidades a las cuales se realizan ensayos especiales tales como triaxiales cíclicos, columnas resonantes, velocidad de onda en el laboratorio o presiómetro cíclico. Las columnas estratigráficas se incluyen al final del capítulo en el Anexo 4.3.

4.6.2 Resultados de ensayos rutinarios de laboratorio

En este numeral se describe la metodología utilizada en los diferentes ensayos de laboratorio realizados sobre muestras alteradas e inalteradas recuperadas y transportadas hasta los laboratorios del CIMOC de la Universidad de los Andes de Bogotá. Se presentan también los resultados básicos de los ensayos y la interpretación preliminar con base en la cual se establecen las columnas estratigráficas definitivas en cada una de las perforaciones.

4.6.2.1 Propiedades índices

Las propiedades índices incluyen los límites de Atterberg, al igual que la humedad natural y parámetros como el índice de plasticidad y el índice de liquidez.

Los límites de Atterberg se determinaron mediante los procedimientos rutinarios de laboratorio (norma ASTM D4318) [5.3] con los suelos previamente secados al aire.

Los resultados de límite líquido, límite plástico, humedad natural, índice de plasticidad e índice de liquidez se grafican de manera agrupada para cada uno de los municipios. Las Figuras 4.34, 4.34 y 4.35 resumen los resultados para cada uno de los municipios. Cada figura presenta los diferentes parámetros variando con la profundidad. Se indican para cada profundidad los valores medios y los valores con más y menos una desviación estándar. A pesar que las graficas se presentan sin discontinuidades con la profundidad debe considerarse que éstas se refieren únicamente a la fracción de suelos finos cohesivos que se presentan de manera errática y variable en los depósitos.

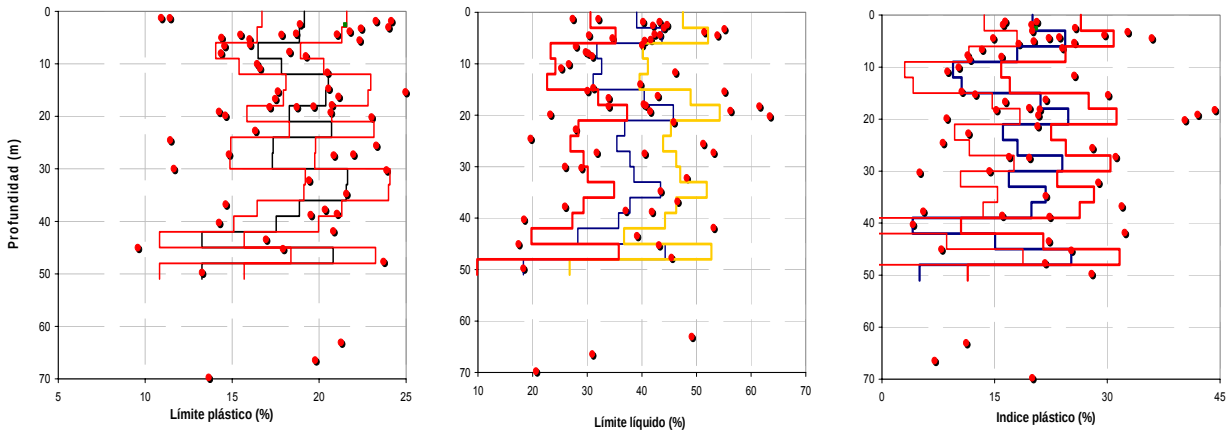


Figura 4.34 Resumen de propiedades índices para el municipio de Palmira

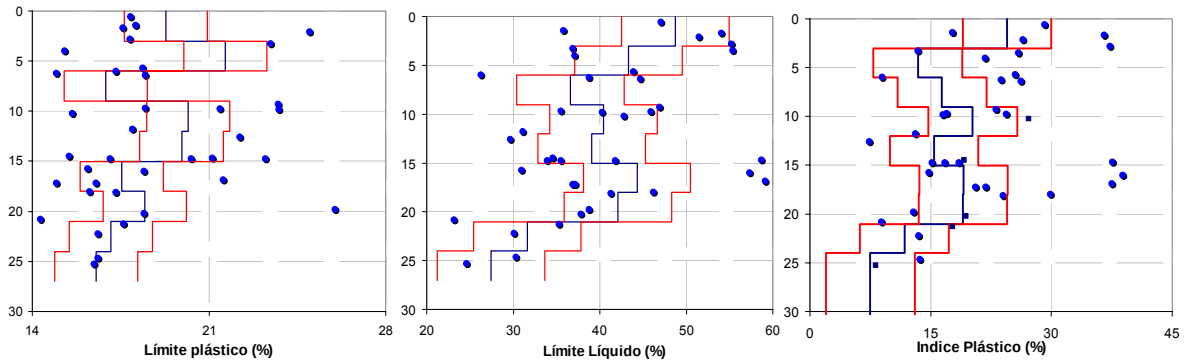


Figura 4.35 Resumen de propiedades índices para el municipio de Tuluá

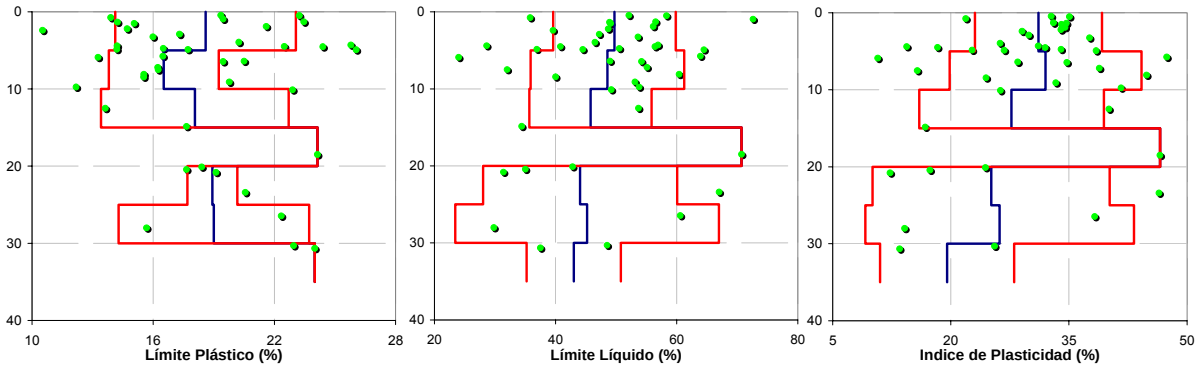


Figura 4.36 Resumen de propiedades índices para el municipio de Buga

Los resultados obtenidos para cada uno de los municipios permiten establecer las siguientes consideraciones con respecto a las propiedades índices de los fracciones de suelos finos de la estratificación en cada municipio:

4.6.2.2 Municipio de Palmira

El depósito de materiales limo arcillosos encontrados en la superficie del subsuelo de Palmira y hasta 5 metros de profundidad en promedio, mostró un valor de límite líquido de 40 % en promedio. Debajo de este estrato, en las capas de material fino intercaladas dentro del depósito mostraron un valor fluctuante del límite líquido entre 28 y 45 %. Los índices de plasticidad alcanzaron en la mayoría de los ensayos valores entre 10 y 25% hasta profundidades de 60 m, con un leve aumento hacia los 20 m de profundidad.

Los límites de Atterberg se ubican por encima de la línea A de la Carta de Plasticidad de Casagrande, con lo cual la mayoría de los suelos clasifican como CL o CH (ver Figura 4.37).

La correlación entre el índice de plasticidad de los suelos y el límite líquido arroja la siguiente relación:

$$IP = 0.67 * (w_L - 9.36)$$

De los anteriores resultados se puede concluir que la fracción fina del depósito está conformada principalmente por suelos arcillo-limosos y arenosos de plasticidad variable entre baja y alta.

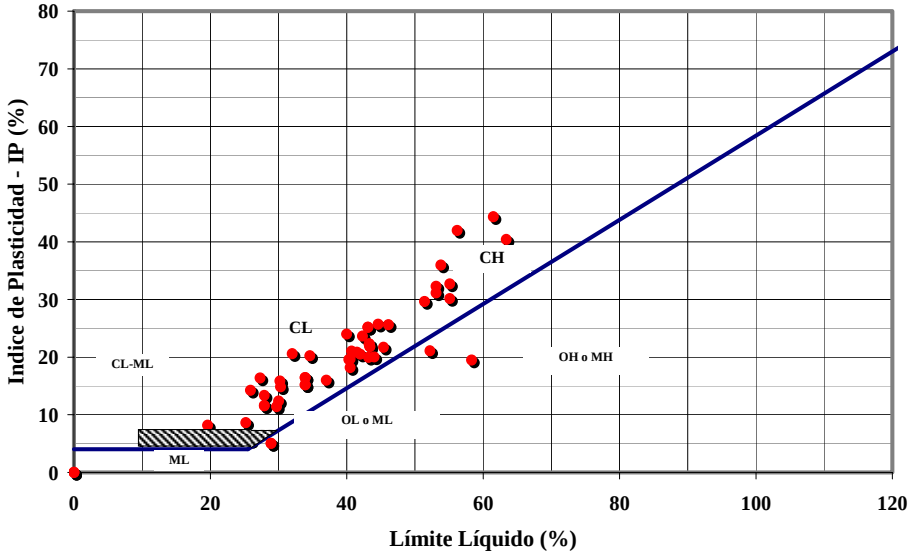


Figura 4.37 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Palmira

4.6.2.3 Municipio de Tuluá

En el subsuelo de Tulúa la presencia de materiales finos es más escasa que en Palmira, sin embargo se encuentra una capa superficial de suelo, que presenta valor promedio de límite líquido de 30%. Posterior a esta capa se encuentra un material granular con un bajo contenido de finos que presentaron un límite líquido entre 15 y 30%. Los índices de plasticidad alcanzaron en la mayoría de los ensayos valores entre 10 y 40% disminuyendo notoriamente con la profundidad.

Los límites de Atterberg se ubican en general por encima de la línea A de la Carta de Plasticidad de Casagrande, con lo cual la mayoría de los suelos clasifican como CL o CH (ver Figura 4.38). La correlación entre el índice de plasticidad de los suelos y el límite líquido arroja la siguiente relación:

$$IP = 0.6 * (w_L - 3.81)$$

De los anteriores resultados se puede concluir que la fracción fina del depósito está conformada principalmente por suelos arcillo-limosos de plasticidad variable entre baja y media.

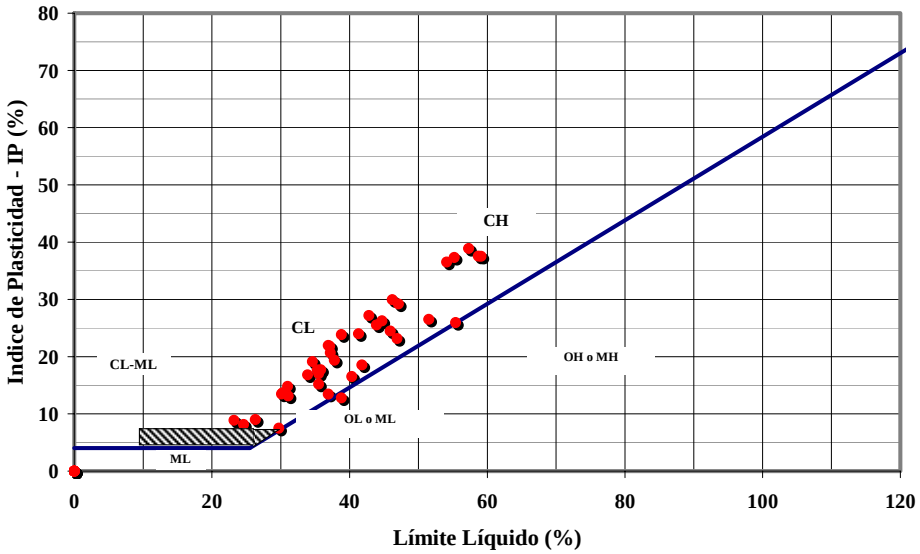


Figura 4.38 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Tuluá

4.6.2.4 Municipio de Buga

El depósito de materiales arcillosos encontrados en la superficie del subsuelo de Palmira y hasta 10 metros de profundidad en promedio, mostró un valor promedio de límite líquido de 50 %. Debajo de este estrato, en las capas de material fino intercaladas dentro del depósito mostraron un valor fluctuante del límite líquido entre 45 y 50 %. Los índices de plasticidad alcanzaron en la mayoría un promedio de 35% hasta profundidades de 40 m, con una leve disminución hacia los 30 m de profundidad.

Igual que en los municipios de Tulua y palmira los límites de Atterberg se ubican por encima de la línea A de la Carta de Plasticidad de Casagrande, con lo cual la mayoría de los suelos clasifican como CL o CH (ver Figura 4.39).

La correlación entre el índice de plasticidad de los suelos y el límite líquido arroja la siguiente relación:

$$IP = 0.85 * (w_L - 13.15)$$

De los anteriores resultados se puede concluir que la fracción fina del depósito está conformada principalmente por suelos arcillo-limosos y arenosos de plasticidad variable entre media y alta.

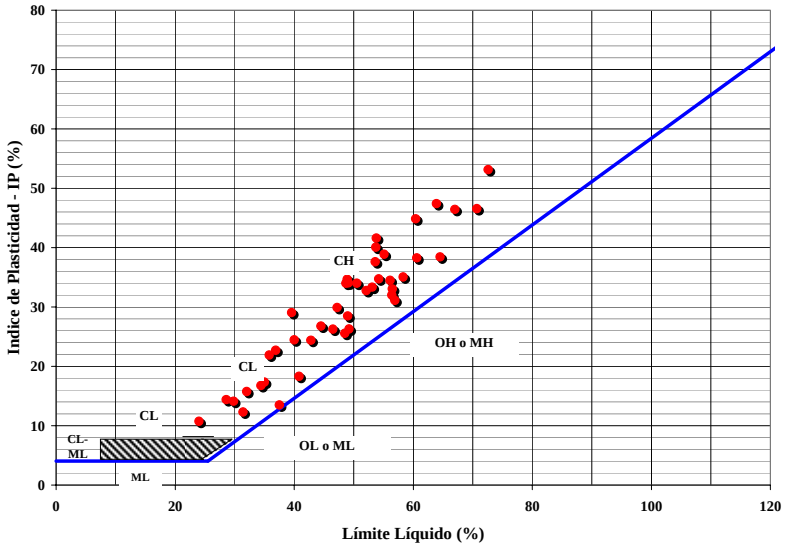


Figura 4.39 Carta de Plasticidad de suelos finos - Municipio de Buga

4.6.2.5 Peso Específico

Una de las características básicas de los suelos que tiene una gran influencia en su comportamiento mecánico y dinámico es su peso unitario. El valor de esta propiedad física depende de la densidad de las partículas minerales que forman el suelo (peso específico de sólidos) y de la proporción en que se reparten las tres componentes que forman el suelo: mineral, agua y aire.

El peso específico de los sólidos de los minerales arcillosos oscila alrededor de 2.7. Para los suelos estudiados esta característica física oscila alrededor de 1.7. En las Figuras 4.40, 4.41, 4.42 se presentan los resultados de la medida del peso específico para todos los suelos estudiados en cada uno de los municipios, con lo cual se observa que la mayoría de resultados se encuentran en el rango comprendido entre 1.8 y 2.5.

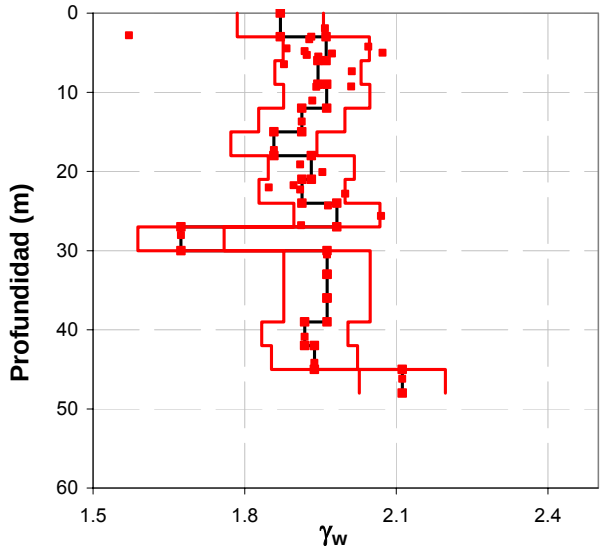


Figura 4.40 Histograma peso específico de los suelos de Palmira

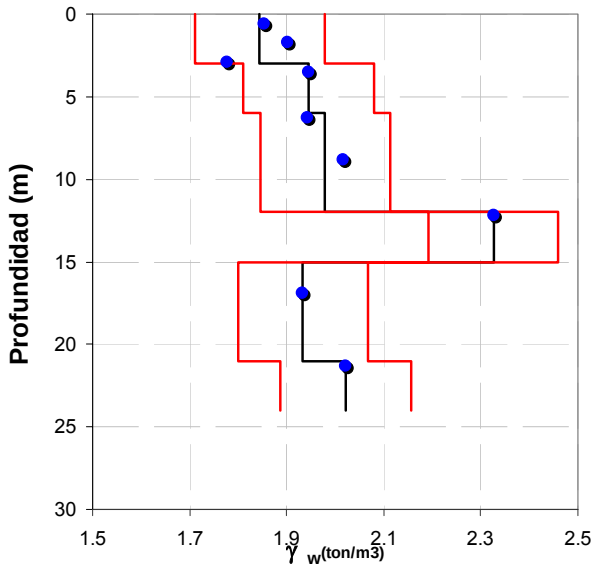


Figura 4.41 Histograma peso específico de los suelos de Tuluá

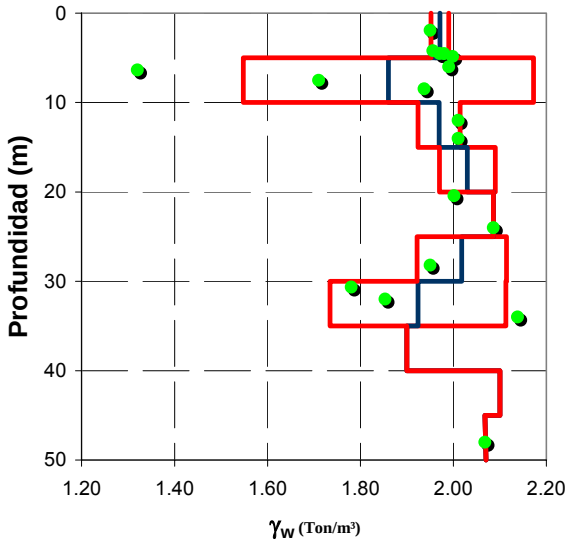


Figura 4.42 Histograma peso específico de los suelos de Buga

En las Figuras 4.43, 4.44 y 4.45 se presentan los valores promedio más y menos una desviación estándar de la humedad natural con la profundidad.

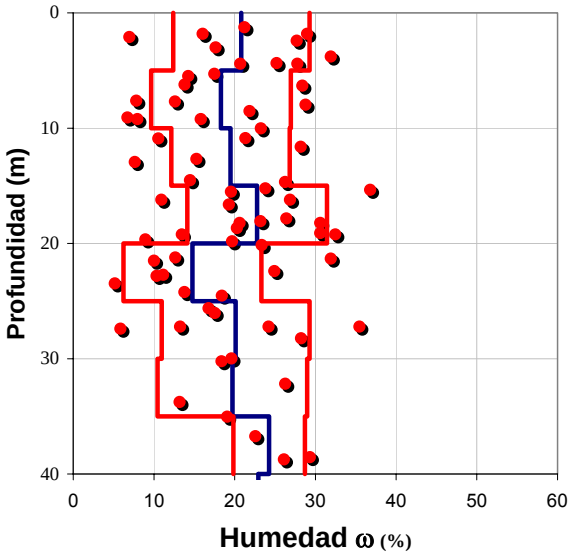


Figura 4.43 ***Humedad – Municipio de Palmira***

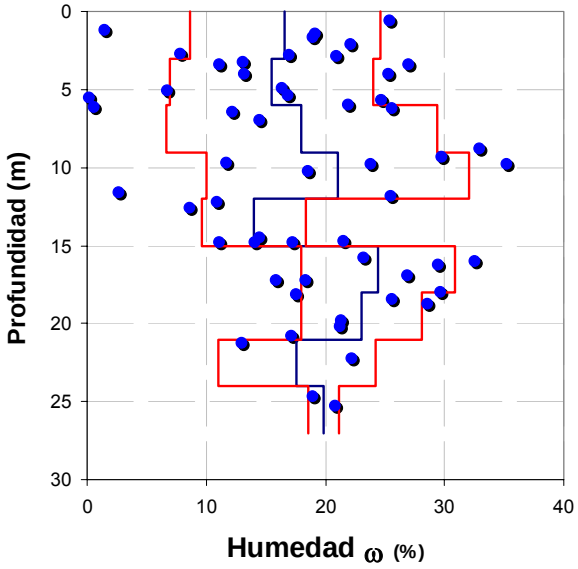


Figura 4.44 Humedad – Municipio de Tuluá

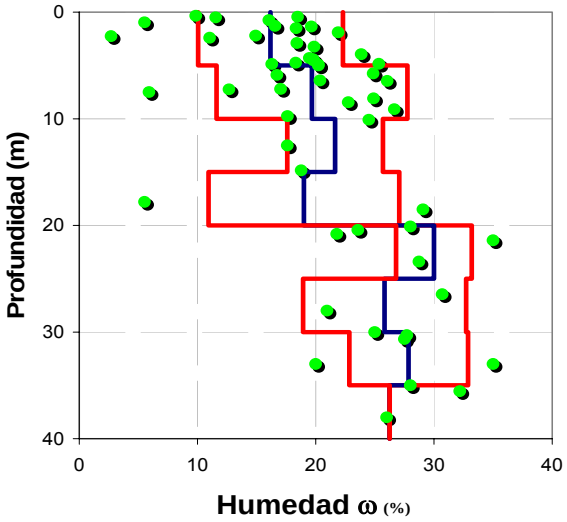


Figura 4.45 Humedad – Municipio de Buga

Como puede verse de las figuras anteriores, la humedad natural de los suelos de la zona de estudio presenta una dispersión importante, con valores que varían generalmente entre el 5 y el 35%.

4.7 ENSAYOS DINÁMICOS

4.7.1 Generalidades

Además de los ensayos de caracterización estáticos presentados en el numeral anterior la caracterización geotécnica realizada en el presente proyecto lo siguiente:

(a) Determinar los parámetros de comportamiento geomecánico de los suelos en las zonas de estudio con el fin de proporcionar los datos necesarios para la modelación ante eventos sísmicos.

(b) Definir un modelo del comportamiento dinámico de los suelos de la zona que permita considerar las variables relevantes en la determinación de parámetros dinámicos como son el módulo de corte dinámico y el coeficiente de amortiguamiento para todo el rango de deformaciones unitarias de corte.

Es importante anotar que el subsuelo del Valle del Cauca presenta una gran heterogeneidad de depósitos de origen aluvial con suelos de alta complejidad desde el punto de vista de la investigación en laboratorio. En efecto, estos suelos presentan altas variaciones en sus propiedades físicas y mecánicas en unos pocos centímetros debido a las características mismas de su formación. Además presenta grandes dificultades tanto para el muestreo como para el montaje de muestras para la realización de los ensayos.

El problema de medir las características del comportamiento dinámico de los suelos es uno de los aspectos fundamentales de la dinámica de suelos que demuestra toda su utilidad en los trabajos de microzonificación sísmica de ciudades. Cabe anotar que los modelos sofisticados de cálculo numérico no son de ninguna utilidad si los parámetros que intervienen en ellos son incorrectos o no se ajustan al comportamiento real de los suelos.

Al igual que en las otras ramas de la mecánica de suelos clásica, en el caso de la dinámica de suelos se han desarrollado paralelamente metodologías de estudio en laboratorio sobre muestras inalteradas y metodologías de estudio in situ. En ningún caso estas metodologías son excluyentes; por el contrario ellas son fuertemente complementarias y la una no debería utilizarse sin la otra. Las ventajas y desventajas de cada una de estas metodologías son bien conocidas y deben analizarse con rigor para decidir sobre el dominio de validez de cada una de ellas.

En el estudio del comportamiento del suelo sometido a cargas cíclicas se puede distinguir el comportamiento del suelo a la ruptura y antes de la ruptura. No todos los ensayos permiten llevar el suelo a la ruptura; actualmente solo se puede aplicar grandes deformaciones mediante algunos ensayos de laboratorio. Los ensayos de campo normalmente permiten caracterizar el comportamiento del suelo en los rangos de pequeñas deformaciones aunque ensayos como el presiómetro cíclico sirve para rangos altos de deformaciones.

En el presente estudio se combinaron los dos tipos de técnicas: ensayos de laboratorio como triaxiales cíclicos, ensayos con elementos piezoeléctricos para encontrar la velocidad de la onda de cortante en el laboratorio y ensayos de columna resonante, combinados con ensayos in situ tales como el ensayo down hole y el presiómetro cíclico.

Para estudiar el comportamiento de los suelos principalmente en lo referente a la curva de degradación del módulo de cortante en función de la deformación angular, se realizaron diferentes tipos de ensayos sobre los suelos finos predominantes en las estratigrafías de los municipios estudiados. El número y tipo de ensayos realizados se resume en las Tablas 4.15, 4.16 y 4.17 para cada uno de los municipios. A continuación se resumen las metodologías utilizadas en la realización de cada uno de los ensayos y los resultados encontrados. Los resultados de todos los ensayos realizados se incluyen en el Anexo 4.3

4.7.2 Ensayo triaxial cíclico

La técnica del ensayo triaxial cíclico fue desarrollada por Seed & Lee [5.5] y es actualmente una de las técnicas de laboratorio más desarrolladas, en particular para el estudio de las características de los suelos sometidos a cargas cíclicas y para estudiar sus características de deformabilidad. El aparato no difiere en gran medida del aparato triaxial estático; sin embargo es necesario realizar algunas adaptaciones para aumentar la precisión de las medidas, en particular a bajas deformaciones. Algunas de estas adaptaciones son: necesidad de colocar el sensor de fuerza al interior de la cámara para evitar los problemas de fricción entre el pistón y la cámara; necesidad de realizar las medidas de deformación directamente sobre la muestra en el tercio central con el fin de evitar las deformaciones parásitas en el pistón de carga y en el cabezal de la muestra; aplicación de cargas dinámicas, entre otras. Estas adaptaciones presentan con frecuencia problemas tecnológicos difíciles de resolver. No obstante, el aparato triaxial cíclico conserva toda su versatilidad y todas las ventajas que se deben esperar de un aparato de laboratorio: buena definición de los esfuerzos, posibilidad de saturación de las muestras, posibilidad de consolidación isotrópica o anisotrópica, medida de la presión intersticial, etc.

La metodología tradicional para la realización de este ensayo consiste en consolidar la muestra isotrópicamente; enseguida se cierra la válvula de drenaje y se aplica una deformación o un desviador σ_d /2 disminuyendo simultáneamente la presión de confinamiento en un valor equivalente al incremento de esfuerzo axial. Esto asegura que el esfuerzo normal a un plano, inclinado 45 grados con respecto al eje de la muestra, permanezca constante y el esfuerzo cortante varíe entre $+\sigma_d/2$ y $\tilde{}\ \sigma_d/2$. De esta forma se asegura que el estado de esfuerzos en este plano es similar al que se produce durante un sismo en un plano horizontal de un estrato de suelo. Puesto que el control de la presión de confinamiento es una tarea delicada, el ensayo usualmente se realiza con confinamiento constante. Si la muestra está saturada y el ensayo se realiza sin drenaje (volumen constante), esta técnica conduce a resultados similares a los que se obtienen variando la presión de confinamiento (Seed y Lee [5.5]).

Los ensayos triaxiales se realizan aplicando una solicitación cíclica a alguna variable predeterminada (fuerza, deformación, esfuerzo). El ensayo se puede realizar entonces con fuerza controlada, deformación controlada o esfuerzo controlado.

En el caso de ensayos destinados a la medida de las características de deformabilidad, las pruebas se realizan con deformación controlada. El módulo E se obtiene como la relación entre el esfuerzo y la deformación axial ε. Con base en estos resultados se obtiene el módulo de cortante G (módulo secante) y la deformación de cortante γ correspondiente:

$$G = \frac{E}{[2(1+\nu)]} \quad (7)$$

$$\gamma = \varepsilon(1+\nu) \quad (8)$$

En la práctica, la muestra está saturada y la relación de poisson ν es igual a 0.5.

El porcentaje de amortiguamiento con respecto al crítico se puede obtener a partir del desfase entre el esfuerzo y la deformación o calculando el área de la curva bajo el ciclo de histéresis.

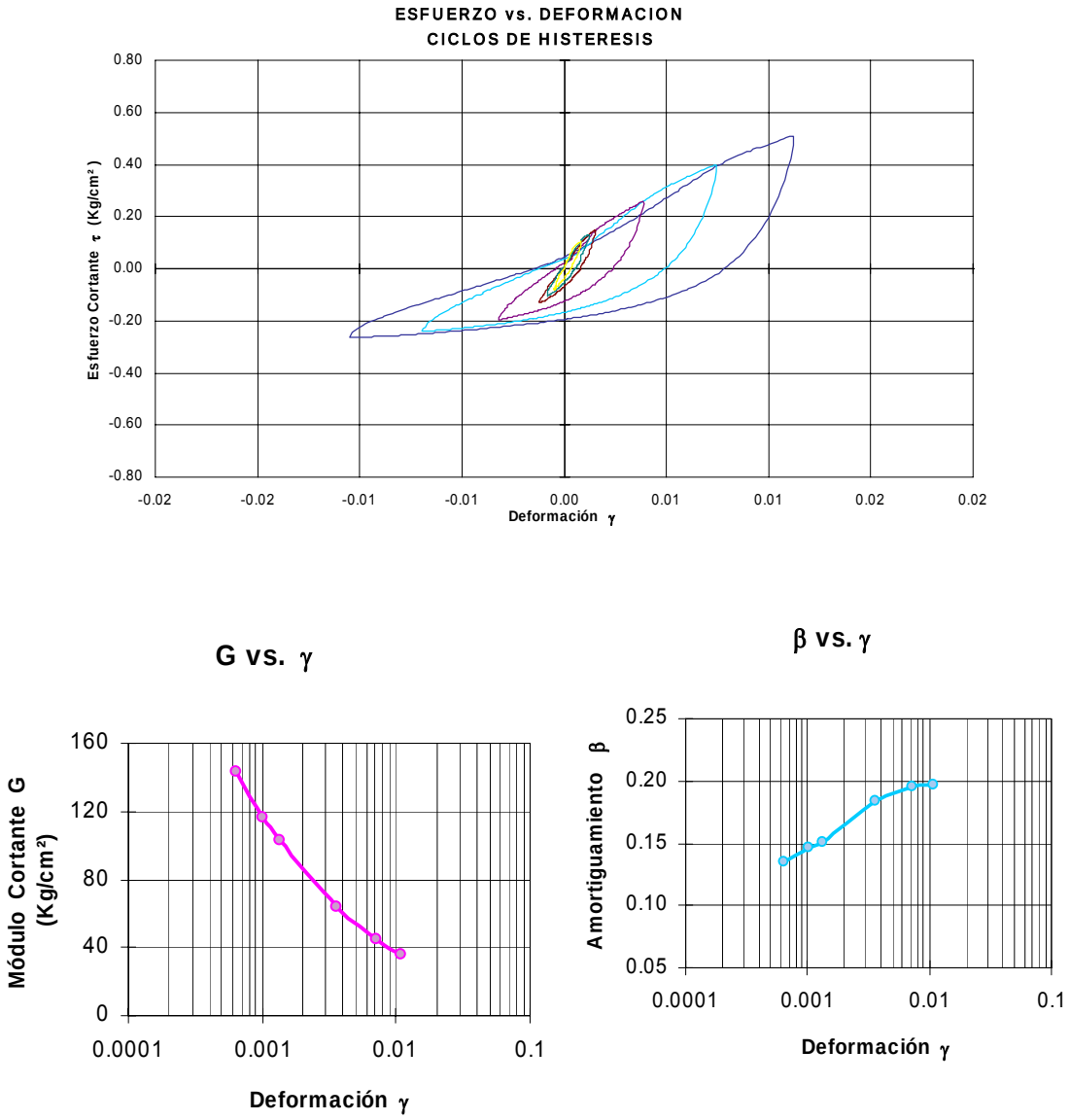
Puesto que la amplificación local durante un sismo depende de la curva de degradación del módulo de cortante en función de la deformación angular, los ensayos triaxiales cíclicos para el estudio del comportamiento de los suelos en los municipios del Valle del Cauca se realizaron con deformación controlada. Como primera medida se aplicó a la muestra un esfuerzo de confinamiento σ_3 isotrópico correspondiente a la profundidad de la muestra; enseguida se realizaron 13 ciclos de deformaciones angulares desde 10^{-3} hasta 0.015 manteniendo el drenaje cerrado. El equipo utilizado para este ensayo consta de 4 sensores eléctricos que toman en tiempo real los datos de deformación, esfuerzo y presión de poros en el transcurso del ensayo.

En la Figura 4.46 se presenta el montaje típico del ensayo triaxial cíclico. En la fotografía se aprecia la cámara en la cual se coloca la muestra para su confinamiento, al igual que toda la instrumentación requerida para el control y toma de datos automático durante el ensayo. Toda la información recuperada durante el ensayo se transmite al computador para su posterior procesamiento.



Figura 4.46 Montaje típico del ensayo triaxial cíclico

En la Figura 4.47 se presentan los resultados típicos de un ensayo triaxial cíclico. Los resultados del ensayo incluyen una curva con los ciclos de histéresis de esfuerzo cortante τ contra deformación angular γ, la curva de degradación del módulo cortante G contra la deformación angular γ y la curva de amortiguamiento contra deformación angular γ.



Nota : Resultados del ensayo triaxial cíclico del Sondeo No.4 a una profundidad de 6.45 m en el municipio de Palmira

Figura 4.47 Resultados Típicos del ensayo Triaxial cíclico

4.7.3 Ensayo de Columna Resonante

El principio de este ensayo consiste en aplicar una vibración forzada a una muestra de suelo y ajustar la frecuencia de excitación hasta llegar a la resonancia de la muestra. La vibración aplicada puede ser longitudinal, transversal o de torsión. Las vibraciones transversales se aplican generalmente con la ayuda de mesas vibratorias y las vibraciones longitudinales o de torsión mediante aparatos de columna resonante.

En los aparatos de columna resonante la solicitación se aplica por medio de bobinas eléctricas colocadas en un campo de imanes permanentes. La frecuencia de la corriente eléctrica alterna se ajusta de tal manera que la muestra de suelo llegue a la frecuencia de resonancia (1 modo). La suspensión brusca de la excitación permite un retorno al equilibrio en vibración libre, lo cual posibilita la medición del amortiguamiento del suelo. El conocimiento de la frecuencia de resonancia de la muestra y del modo asociado (generalmente el primero) permite calcular el módulo de cortante del suelo.

El ensayo de columna resonante presenta las mismas ventajas que el triaxial cíclico: control del drenaje, medida de la presión intersticial, posibilidad de aplicar una amplia gama de esfuerzos estáticos, etc. Este ensayo permite medir las características de los suelos para amplitudes de deformación comprendidas entre aproximadamente 10^{-6} y 10^{-5} cuando se trata de ensayos de torsión y menores deformaciones en el caso de ensayos en compresión.

En la Figura 4.47 se presenta el montaje típico del ensayo de columna resonante. En la fotografía se aprecia la cámara en la cual se coloca la muestra para su confinamiento, al igual que las bobinas eléctricas que generan la excitación. Por otra lado están las unidades de control y excitación de las muestras al igual que la unidad de adquisición de datos que permitirá la transmisión de los mismos al computador para su posterior procesamiento.

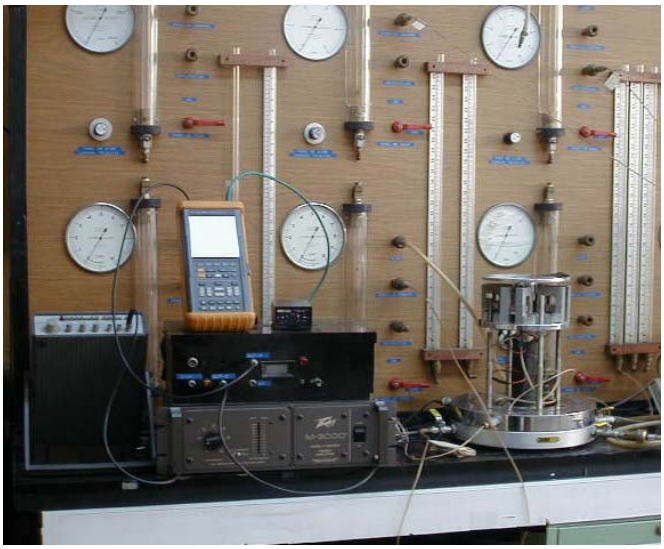


Figura 4.48 Montaje del ensayo de columna resonante

En la Figura 4.49 se muestra un ejemplo de los resultados que se obtienen en el ensayo de columna resonante. Los principales parámetros que se miden durante el ensayo son: amplitud de la vibración en función de la frecuencia para diferentes energías de excitación de las bobinas y curva de decrecimiento de la vibración una vez se interrumpe la excitación. Cada energía de excitación corresponde a un nivel de deformación, de esta forma al encontrar la frecuencia de resonancia para cada excitación se obtiene el módulo de cortante *G* para un nivel de deformación dado. Del mismo modo al interrumpir la excitación se puede calcular el amortiguamiento a partir de la curva de decrecimiento de la vibración para cada nivel de deformación.

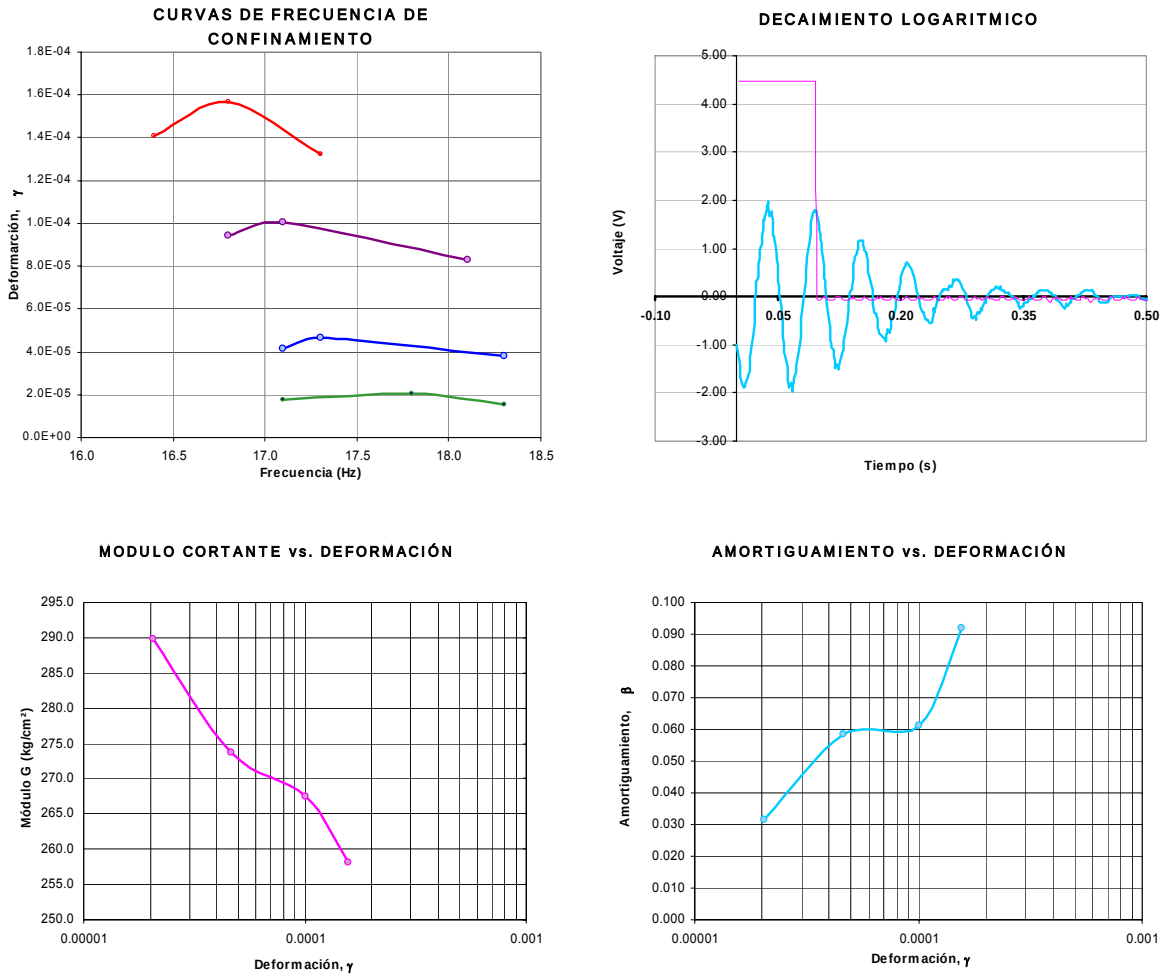


Figura 4.49 Resultados típicos del ensayo de columna resonante

4.7.4 Ensayo de velocidad de onda en laboratorio (Bender Element)

La medida de la velocidad de onda de cortante en laboratorio es posible utilizando una metodología similar a la desarrollada por el Instituto Geotécnico Noruego. En este ensayo se coloca un excitador y un receptor piezoeléctricos en los extremos de la muestra; el excitador y el receptor se colocan de tal manera que deformen en flexión una pequeña lámina que se encuentra empotrada en la muestra. La deformación de las láminas asegura que la onda que se aplica al suelo es una onda de cortante. De esta forma es posible determinar la velocidad de la

onda de manera directa, midiendo el tiempo transcurrido entre el disparo y la recepción de la onda de cortante, conociendo la longitud de la muestra.

En la fotografía que se muestra en la Figura 4.50 se presenta el montaje típico para adelantar el ensayo de velocidad de onda de cortante en el laboratorio.

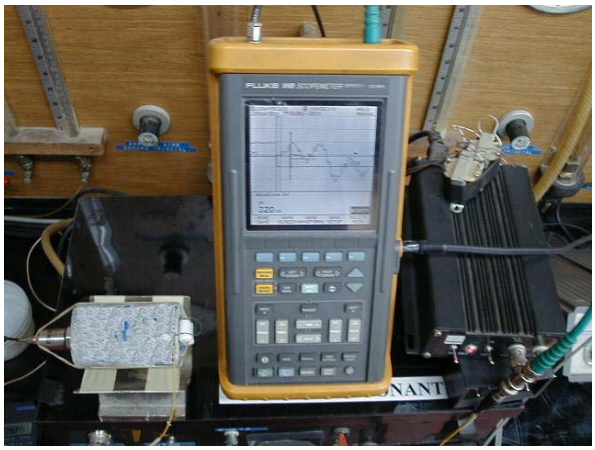


Figura 4.50 Montaje típico para el ensayo de velocidad de onda de corte en laboratorio

La Figura 4.51 presenta los resultados de un ensayo típico de velocidad de onda en laboratorio en una de las muestras del proyecto.

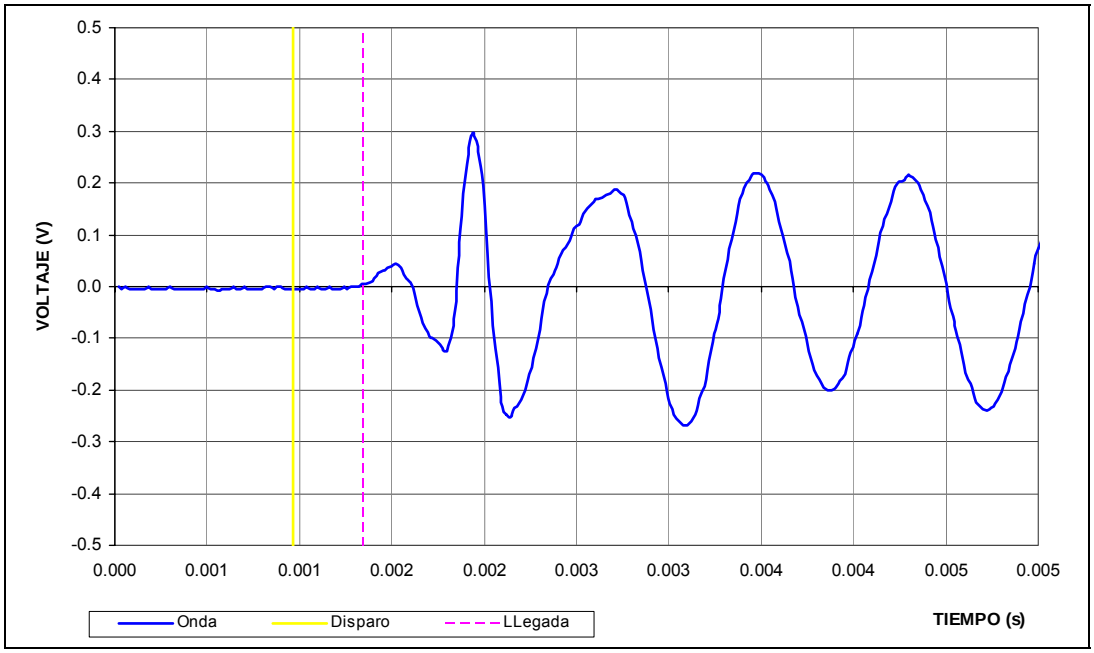


Figura 4.51 Resultados típicos del ensayo de velocidad de onda en laboratorio

4.7.5 Caracterización de los parámetros dinámicos de suelos típicos

La caracterización de los parámetros dinámicos de los suelos típicos de la zona de estudio en cada uno de los municipios exige, al menos, lo siguiente:

- Caracterización del módulo dinámico de cortante máximo lo cual se puede calcular a partir de la velocidad de onda de cortante y la densidad del estrato, o a partir de las mediciones directas de módulo en los diferentes ensayos realizados, para el rango de pequeñas deformaciones.

- Caracterización de la curva de degradación de rigidez con la deformación de cortante.

- Caracterización de la curva de capacidad de amortiguamiento con la deformación de cortante.

Con base en la caracterización que se presenta en los siguientes numerales y tomando la estratigrafía definida en cada sector se pueden entonces estimar los parámetros que resultan más adecuados para el análisis dinámico de cada zona.

4.7.5.1 Módulo Cortante Máximo, $G_{máx}$

Para el presente caso el valor del módulo cortante máximo, G_{max}, se determina a partir de las mediciones de velocidad de onda para bajas deformaciones. Se cuentan con resultados de los ensayos de Down Hole y de velocidad de onda de cortante en el laboratorio.

Para la determinación de los módulos cortantes máximos, G_{max}, en cada uno de los sondeos se utiliza la velocidad de onda de cortante obtenida a partir del ensayo Down Hole. En este caso se utilizan la ecuación de la teoría de la elasticidad para medios continuos:

$$G_{max} = \rho Vs^2 \qquad (9)$$

En la cual ρ es el peso unitario del suelo húmedo y V_s es la velocidad de onda de corte.

Esta ecuación puede aplicarse naturalmente en los sondeos hasta la profundidad en la que se realizó la exploración con el ensayo Down Hole. Para profundidades mayores se pueden utilizar ecuaciones para estimar el valor de G_{max} a partir de relaciones más generales que tengan en cuenta el efecto de la profundidad y más específicamente de la presión de confinamiento del suelo. Una de las expresiones más utilizadas para suelos con características similares a los estudiados (conglomerados o suelos con una presencia importante de arenas ó gravas, como los que se encontraron en la ciudades de Palmira, Tuluá y Palmira para las máximas profundidades estudiadas mediante el desarrollo de sondeos) es la expresión propuesta por Seed et. al., según la cual:

$$G_{max} = K_2 (\sigma'_m)^{0.5} \qquad (10)$$

En donde :

σ'_m: Esfuerzo promedio efectivo
K_2: Factor que depende de la densidad relativa del material

Con base en esta estimación en profundidad se puede entonces tener estimativos de la velocidad de onda de corte en las capas más profundas. La ecuación a utilizar en este caso se deduce de la ecuación:

$$Vs = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \qquad (11)$$

Por otro lado para cada uno de los ensayos dinámicos realizados se determina una velocidad de onda de cortante con base en el ensayo de laboratorio. Estos valores se combinan de acuerdo con lo que se explica en el siguiente numeral para determinar las curvas de degradación del módulo cortante con la deformación unitaria de corte.

4.7.5.2 Degradación del módulo de Cortante y variación del amortiguamiento

Usualmente la curva de variación del módulo de cortante en función de la deformación angular se representa en forma normalizada con respecto al $G_{máx}$. Según lo reportado en la literatura, para muchos suelos la forma de la curva de degradación del módulo con la deformación de cortante γ, representado en la curva $G/G_{máx}$ contra γ, depende del índice de plasticidad. Sin embargo para los suelos estudiados, este tipo de relación no es evidente principalmente debido a que este índice no presenta una variación muy significativa a pesar que se encuentran suelos similares a grandes profundidades (200 a 400 m o más). De acuerdo con esto deben seleccionarse parámetros de sensibilidad diferentes a los comúnmente utilizados en este tipo de modelos.

El procedimiento para graficar la curva completa de degradación del módulo de rigidez normalizado contra deformación de cortante es el siguiente:

- Con base en los resultados de los ensayos de laboratorio practicados sobre muestras inalteradas de suelo - ensayos triaxiales cíclicos (norma ASTM D5311-92), se grafican los valores resultantes de módulo de rigidez al corte G y amortiguamiento β para las altas deformaciones de corte γ normalmente medidos en este ensayo.

- Simultáneamente a lo anterior se grafican en la misma curva los resultados equivalentes para el ensayo de columna resonante (norma ASTM D4015-92), los cuales proporcionan la concavidad de las curvas G vs γ y β vs γ, este ensayo proporciona información generalmente en un rango intermedio de deformaciones unitarias de corte.

- Finalmente se utiliza el ensayos de velocidad de onda de corte de laboratorio (norma ASTM D2845-95) para definir el valor de módulo de rigidez máximo al corte $G_{máx}$.

- Una vez se consolidan todos los resultados en una misma curva se obtiene una correlación general entre todos los puntos y se normaliza el eje vertical con respecto a G_{max}. De esta manera se obtienen las curvas de $G/G_{máx}$ contra γ.

En las Figuras 4.52 y 4.53 se resumen los resultados obtenidos de los diferentes ensayos realizados. La Figura 4.52 corresponde a las curvas de degradación del módulo mientras que la Figura 4.53 corresponde al amortiguamiento en función de la deformación de cortante. Se han graficado los puntos y no las correlaciones para efectos de ver tanto las tendencias generales al igual que la variabilidad en el comportamiento.

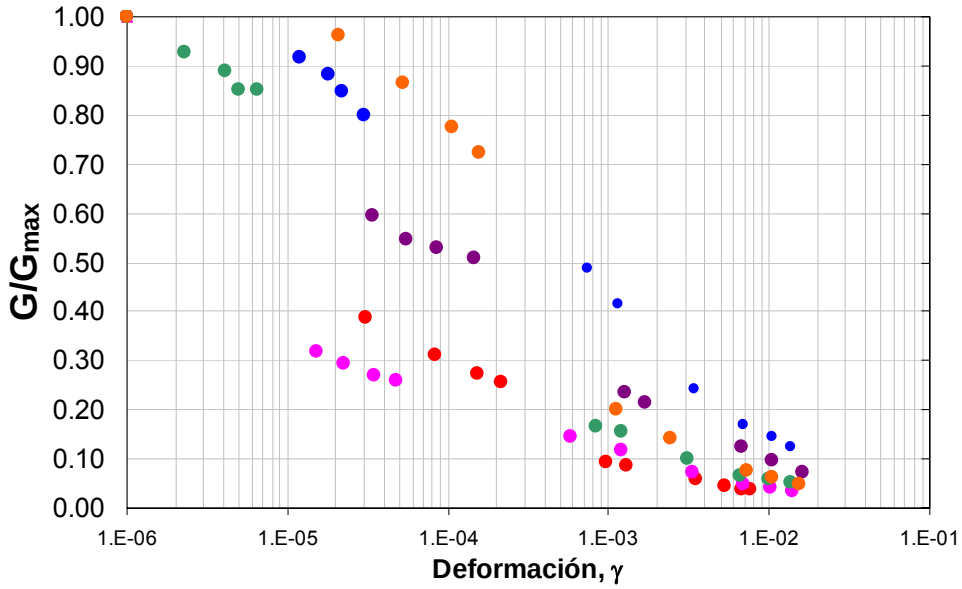


Figura 4.52 Curvas de degradación del módulo cortante normalizado con la deformación de cortante

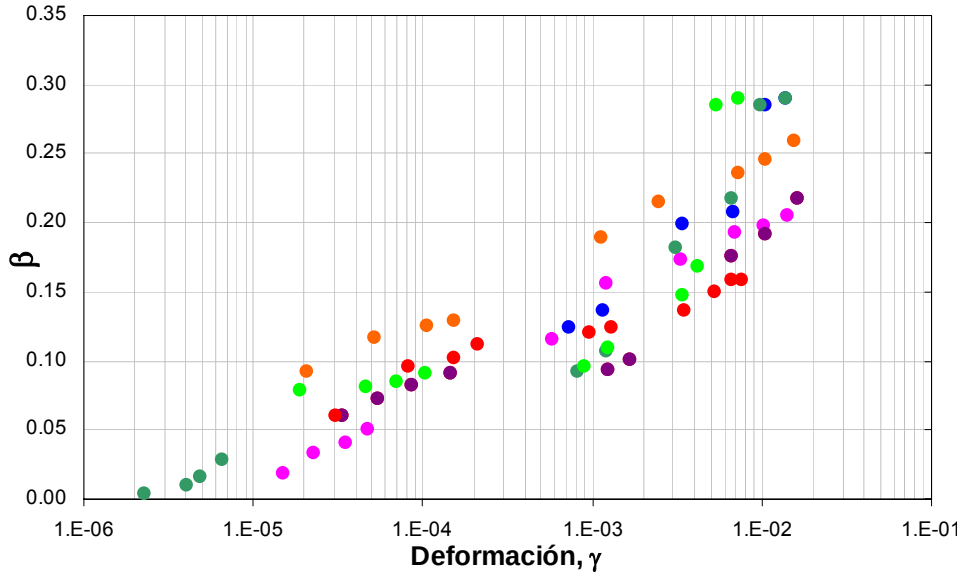


Figura 4.53 Curvas de de variación del amortiguamiento con la deformación de cortante

4.7.5.3 Modelo de degradación del módulo de cortante y variación del amortiguamiento

Para representar el modelo no lineal de los suelos se propone el uso de un modelo hiperbólico, el cual está representado por la siguiente ecuación:

$$\tau = \frac{G_{mo}\gamma}{1+\beta\left(\frac{G_{mo}}{\tau_{mo}}\gamma\right)^{s}} = \frac{G_{mo}\gamma}{1+\beta\left(\frac{\gamma}{\gamma_r}\right)^{s}} \qquad (12)$$

En la cual τ es el esfuerzo cortante, γ es la deformación unitaria de corte, G_{mo} es el módulo de corte inicial, τ_{mo} es el esfuerzo cortante a una deformación aproximada de 1% y $\gamma_r = \tau_{mo}/G_{max}$ es la deformación de corte de referencia la cual es un valor constante para cada material y β y s son dos parámetros que sirven para ajustar la forma de la curva para ajustarla a resultados de ensayos disponibles (Para las curvas de degradación de rigidez se utilizan las constante propuestas por Hashash & Park, 1.4 y 0.8 correspondientemente).

En la Figura 4.53 se presenta la curva esqueleto típica de acuerdo con este modelo y las variables principales.

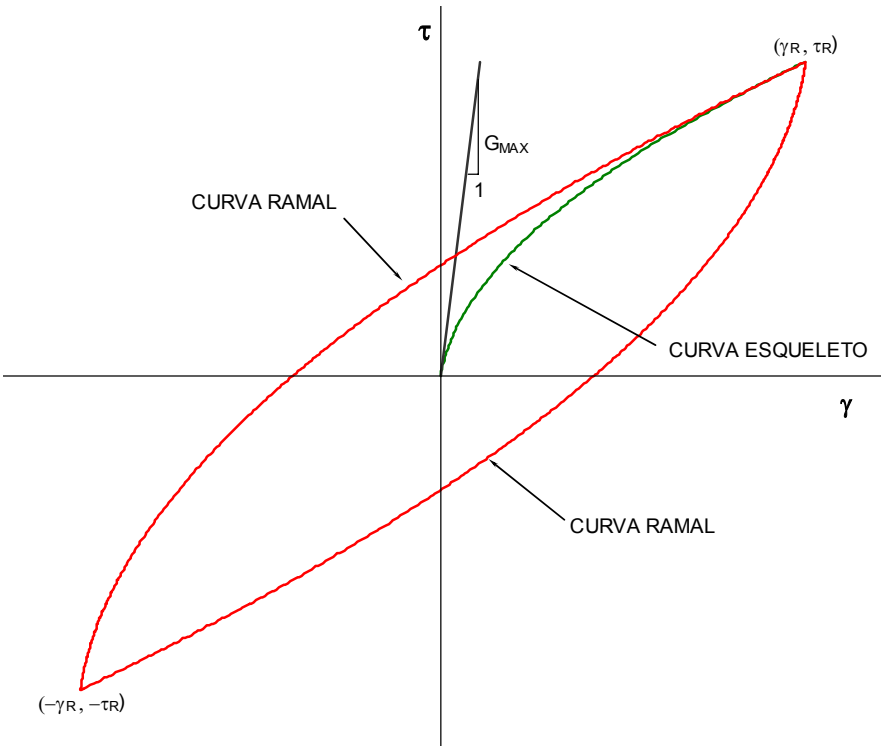


Figura 4.54 Modelo hiperbólico no lineal modificado para análisis de respuesta dinámica

De acuerdo con la referencia [Hashash & Park, 2001], a pesar de que γ_r se considera una constante del material, se puede plantear una nueva formulación que permita capturar la influencia de la presión de confinamiento en la degradación del módulo y en el coeficiente de amortiguamiento de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\gamma_r = a\left(\frac{\sigma'}{\sigma_{ref}}\right)^b \qquad (13)$$

En la cual los parámetros *a* y *b* son para ajustar la forma de las curvas y σ_{ref} es una presión de referencia de 0.18 MPa.

Utilizando las ecuaciones anteriores se han graficado las curvas de degradación del módulo de corte y del coeficiente de amortiguamiento para diferentes valores esfuerzo efectivo que representaría el comportamiento esperado del suelo a grandes profundidades. En particular se han graficado curvas para los rangos de presiones en que se realizaron ensayos de laboratorio y las mismas se acompañan con los puntos correspondientes de dichos ensayos con el mismo color de cada curva. Para los valores superiores de esfuerzos de efectivos de confinamiento no se tienen disponibles resultados de ensayos de laboratorio. Se realizan cambios en las curvas de amortiguamieto para presiones de confinamiento bajas (< 300 kPa) para asegurar una mejor concordancia entre los resultados de los ensayos de laboratorio y las curvas correspondientes.

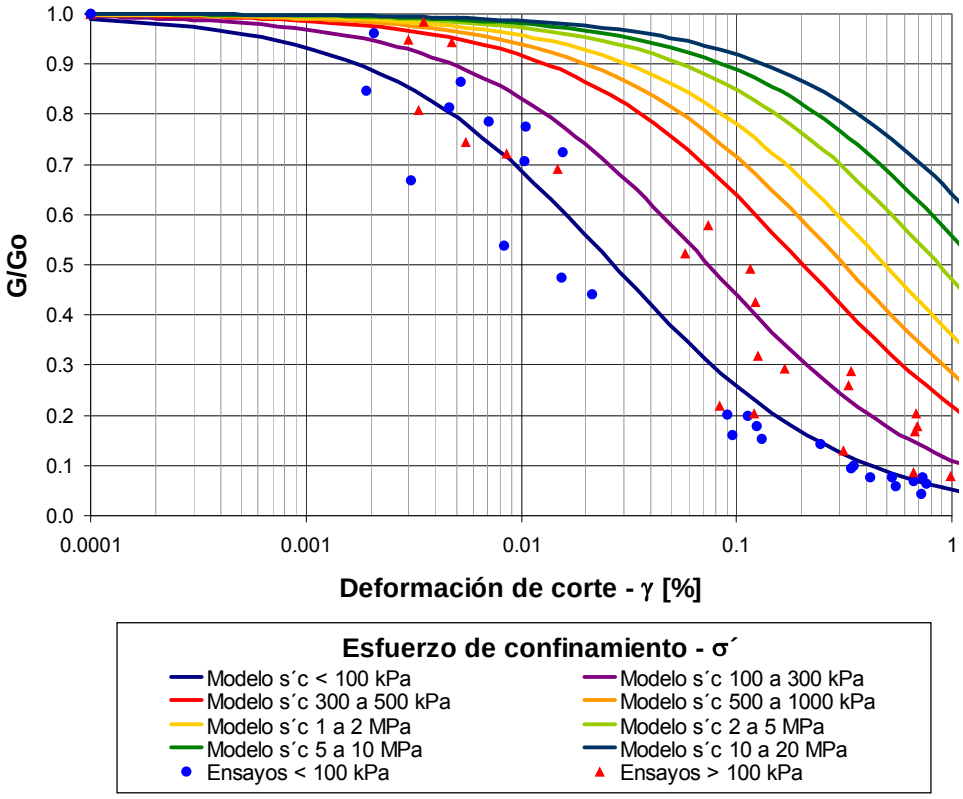


Figura 4.55 Modelo de degradación de la rigidez con la deformación de cortante

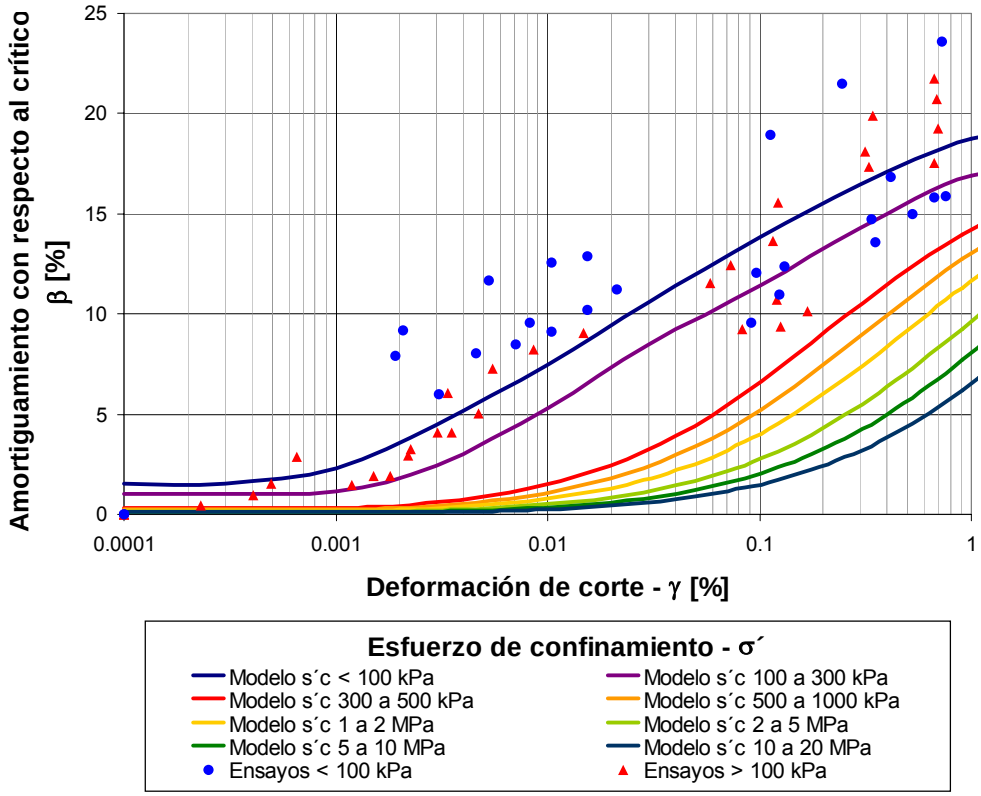


Figura 4.56 Modelo de degradación del amortiguamiento con la deformación de cortante

Este modelo de comportamiento que resume la degradación de la rigidez del suelo y la variación del coeficiente de amortiguamiento con la deformación unitaria de cortante se implementa en el capítulo siguiente para adelantar la modelación de la respuesta dinámica de los suelos en los diferentes sondeos realizados.

4.8 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA PARA COMPORTAMIENTO SÍSMICO

Con base en toda la información disponible se pueden establecer unos criterios claros de zonificación desde el punto de vista geotécnico pero orientada a establecer el mapa de microzonificación sísmica. A continuación se presentan los criterios utilizados para establecer comportamientos característicos diferentes para los tres municipios en estudio.

4.8.1 Criterios generales de zonificación

Con el fin de establecer las características generales de comportamiento sísmico de un sector determinado dentro de cada uno de los municipios en estudio, o simplemente para mejorar la calidad de la delimitación de la conformación de zonas de comportamiento sísmico similar, se proponen tres criterios alternativos los cuales dependen del tipo y calidad de información disponible.

4.8.1.1 Zonificación con base en período de vibración a partir de microtrepidaciones

El método de microtrepidaciones como se explicó anteriormente conforma una excelente herramienta de bajo costo para la determinación de zonificaciones preliminares, específicamente para identificar diferencias globales en el comportamiento sísmico esperado de sectores de la zona de estudio. Los mapas generales de isoperíodos a partir de microtrepidaciones que se presentan en las Figuras 4.30, 4.31 y 4.32 para cada uno de los municipios conforman la base principal para la microzonificación de las área de estudio.

4.8.1.2 Zonificación con base en período de vibración aproximado

Para efectos de cálculos aproximados se propone la evaluación del período de vibración predominante a partir de la siguiente formula de cálculo:

$$T = \frac{4H}{Vs} \qquad (14)$$

En la cual *H* es el espesor promedio de suelos blandos superficiales y *Vs* es la velocidad de onda de cortante promedio en este depósito superficial.

4.8.1.3 Zonificación con base en el contenido de material arcilloso en el depósito

Otro criterio que puede utilizarse para verificación de la zonificación propuesta, se puede obtener a partir de las columnas estratigráficas de pozos de agua subterránea (proporcionados por la CVC) o en general de cualquier tipo de perforación existente en la cual se cuente al menos con información estratigráfica en profundidad. Para el caso de la zona de estudio se evidencian en general terrenos constituidos por capas alternadas y repetitivas de arcillas, arenas y gravas.

En cada pozo se puede entonces calcular la longitud total de capas de arcilla con respecto a la longitud del pozo, expresando el resultado en porcentaje, de la siguiente manera, se debe tener una profundidad de exploración de al menos 30m.

$$\%\text{Arcilla} = \frac{\sum e_{ci}}{L_p} \times 100 \qquad (15)$$

En la cual:

$$L_p = \sum e_{ci} \pm \sum e_{si} \pm \sum e_{gi} \qquad (16)$$

e_{ci} = Espesor individual capa de arcilla
e_{si} = Espesor individual capa de arena
e_{gi} = Espesor individual capa de grava

Los anteriores criterios de zonificación se aplican al caso de los municipios en estudio.

4.8.2 Zonificación de Palmira

La información relevante disponible para establecer criterios de zonificación en la ciudad de Palmira es la siguiente:

- Mapa geológico
- Mapa de isoperíodos generado a partir de microtrepidaciones
- Datos de velocidad de onda de cortante (ensayos Down Hole)
- Columnas estratigráficas de los pozos profundos de agua subterránea de la CVC, con información a profundidades que varían entre 60 y 180 m.
- Perforaciones realizadas durante el presente estudio de Microzonificación.

El mapa de isoperíodos predominantes de vibración generado a partir de las mediciones de microtrepidaciones por sí mismo representa ya una primera imagen bastante fidedigna de las diferentes zonas del terreno, teniendo en cuenta que los períodos predominantes de vibración dependen de la velocidad de onda de corte y de la profundidad de los estratos blandos superficiales, es decir de las características de masa y rigidez de estos depósitos.

Las tendencias que se observan del mapa de isoperíodos se verifican además con las tendencias en los datos de velocidad de onda y estratigrafía. Para efectos del análisis, la zona urbana del municipio de Palmira se ha subdividido en tres grandes zonas dependiendo del rango de períodos de vibración predominantes, según la Tabla 4.18.

Tabla 4.18 Zonificación de la ciudad de Palmira

Zona	Distribución Geográfica	Período de Vibración Ambiental [seg]
I	Zona Central y Suroriental de la ciudad	0.65 - 0.79
II	Corresponde a la periferia de la gran parte de la ciudad, a excepción de la franja suroccidental	0.79 - 0.93
III	Se presenta en la franja suroccidental y bordea además el resto de la zona central	0.93 - 1.08

Para la zona III, correspondiente a la de mayores períodos de vibración, se obtienen los valores más bajos de velocidad de onda de cortante, entre 256 y 284 m/s, lo cual es consistente ya que el período de vibración varía en relación inversa a la velocidad de onda. Para las zonas I y II correspondientes a las zonas de períodos de vibración más bajos, las velocidades de onda son consistentemente más altas tal como puede comprobarse en los sondeos de cada una de las zonas.

El porcentaje de arcilla se calculó en los pozos de cada una de las tres zonas previamente identificadas (Zonas I, II y III) hasta una profundidad de 210 m, obteniendo los resultados indicados en la Tabla 4.19.

Tabla 4.19 Porcentajes de arcilla calculados en las diferentes zonas

Zona	Porcentaje de arcilla
I	13 a 26
II	35 a 49
III	65 a 68

Como tendencia general se aprecia entonces que el período de vibración aumenta a medida que el porcentaje de arcilla aumenta también; esta variación es totalmente lógica dado que el terreno en su conjunto tendrá menor rigidez en la medida en que posea mayores espesores de arcilla dentro del conjunto.

En la Tabla 4.20 se presenta un resumen de los parámetros de zonificación propuestos aplicado a la zona estudiada.

Tabla 4.20 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Palmira

ZONA	Distribución Geográfica	$T_{registrado}$ (seg)	Vs, superficial (m/s)	$T_{calculado}$ (seg)	Porcentaje de arcilla	Perforaciones Características
I	Centro y Suroriente	0.93 - 1.08	256-284	3.5 - 3.7	65 - 68	Centro Palmira
II	Periferia de la ciudad, a excepción de la franja suroccidental	0.79 - 0.93	306-369	3.2 - 3.4	35 - 49	Finca San pablo Parque Los Mangos Parque del Azúcar Universidad del Valle
III	Franja suroccidental y borde de la zona central	0.65 - 0.79	306-369	3.0 - 3.3	13 - 26	Batallón Codazzi

La franja de períodos de vibración mas bajos (Zona I) puede explicarse por la presencia de un mayor contenido de gravas y arenas, la cual hace que el depósito presente en general una mayor rigidez y por lo tanto un menor período de vibración.

La historia precisa de los cauces presentes en la ciudad no ha sido estudiada en el presente trabajo, el zanjón Mirrinao se observó seco en la época de los estudios y el río Palmira está enmascarado.

No se descarta que antiguamente estos cauces pudieran jugar algún papel en la sedimentación de los depósitos. Su configuración antigua no se conoce dado que hoy en día discurren ya sobre depósitos de llanura de inundación.

De todas formas llama la atención observar que la Zona I está localizada coincidentemente con la posición del río Palmira y del zanjón Mirrinao, en caso de que estos dos cauces hubieran sido más activos en épocas anteriores, pudieron haber depositado en material granular en canales.

Por otro lado, en los ríos trenzados es frecuente encontrar una zona amplia de sedimentación adyacente al canal principal [referencia 4.16], la cual se colmata de sedimentos en las épocas de creciente torrencial. Incluso es factible que un río trenzado presente un comportamiento meándrico en épocas de invierno [referencia 4.14]. Estas dos formas de comportamiento podrían explicar la mayor acumulación de capas arcillosas (Zona III) que se observa hacia el sur de la franja granular (probable relleno del canal principal). El mayor contenido arcilloso en esta zona está confirmado también por los pozos de la CVC. También es factible que estos materiales arcillosos, algunos de los cuales contienen gravas, provengan de flujos de barro que con frecuencia se presentan en los depósitos de piedemonte.

El resto de la ciudad se localiza en la zona de períodos intermedios (Zona II), correspondiente a depósitos de constitución granular-cohesivo. Los diferentes zanjones y acequias de la ciudad posiblemente sean vestigios de cauces que aportaron estos sedimentos. Igualmente es posible que existan cauces antiguos aún no identificados.

Por último cabe resaltar que hacia el Noroccidente de la ciudad se identifica una capa arcillosa de mayor espesor (sondeos No. 7 y No. 8) que en el resto de la ciudad. Además, a partir de los 50 m de profundidad, se encuentra una capa cohesiva (sondeo 8) de limo y arcilla con un espesor de 20 m, el cual es anómalo dentro del comportamiento general observado de espesores típicos. Esto puede indicar una mayor influencia de la llanura de inundación del río Cauca sobre sedimentación de los depósitos, más concentrada en esta franja de la ciudad debido a su lejanía del piedemonte.

4.8.3 Zonificación de Tuluá

La información relevante disponible para establecer criterios de zonificación en la ciudad de Tuluá es la siguiente:

- Mapa geológico
- Mapa de isoperíodos generado a partir de microtrepidaciones
- Datos de velocidad de onda de cortante (ensayos Down Hole)
- Columnas estratigráficas de los pozos profundos de agua subterránea de la CVC, con información a profundidades que varían entre 60 y 170 m.
- Perforaciones realizadas durante el presente estudio de Microzonificación.

El mapa de isoperíodos predominantes de vibración generado a partir de las mediciones de microtrepidaciones por sí mismo representa, al igual que en el caso de Palmira, una zonificación geotécnica orientada hacia el comportamiento sísmico de los suelos.

En el presente caso se identifica una tendencia general que puede resumirse de la siguiente manera:

- Los períodos de vibración a partir de microtrepidaciones aumentan progresivamente en la dirección de oriente a occidente de manera aproximadamente uniforme en toda el área urbana.
- Los períodos de vibración a partir de microtrepidaciones varían desde valores muy bajos en la zona de los cerros (períodos inferiores a 0.3 seg) hasta valores del orden de 0.78 seg hacia el occidente del municipio.
- Las franjas de igual período de vibración presentan una orientación general con rumbo hacia el noroeste, aproximadamente N 30°W.

Las tendencias que se observan del mapa de isoperíodos se verifican además con las tendencias en los datos de velocidad de onda y estratigrafía, según los criterios explicados anteriormente. Para efectos del análisis, la zona urbana del municipio de Tulúa se ha subdividido en tres grandes zonas dependiendo del rango de períodos de vibración predominantes, según la Tabla 4.21.

Tabla 4.21 Zonificación de la ciudad de Tuluá

Zona	Distribución Geográfica	Período de Vibración Ambiental [seg]
I	Zona oriental hacia el piedemonte	Menos de 0.3 seg
II	Franja intermedia de unos 3 km que se extiende con rumbo aproximado N 30°E por el centro de la ciudad	Entre 0.3 y 0.6 seg
III	Franja occidental de la ciudad	Mayores de 0.6 seg

Para cada una de las zonas identificadas, se analizan los demás criterios propuestos anteriormente para definición de zonas. En la Tabla 4.22 se presenta un resumen de los parámetros de zonificación propuestos aplicado a la zona estudiada.

Tabla 4.22 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Tuluá.

ZONA	Distribución Geográfica	$T_{registrado}$ (seg)	Vs,superficial (m/s)	$T_{calculado}$ (seg)	Porcentaje de arcilla	Perforaciones Características
I	Zona oriental hacia el piedemonte	< 0.3	306-369	0.9 -1.0	13 - 26	Matadero Clínica de Tuluá Universidad Central del Valle
II	Franja intermedia se extiende con rumbo aproximado N 30°E por el centro de la ciudad	0.3 - 0.6	306-369	1.0 - 1.4	35 - 49	Estadio 12 de Octubre Inst. Tomás Uribe
III	Franja occidental de la ciudad	> 0.6	256-284	1.4 - 1.6	65 - 68	Aeropuerto Regional Farfán Polideportivo del Norte

En el extremo oriental de la ciudad, el mapa geológico identifica dos ápices de abanicos aluviales cuya localización corresponde respectivamente a los ríos Tulúa y Morales (incluyendo la quebrada El Ahorcado). Estos dos cauces presentan rumbos predominantes del orden de N40°W y N60°W respectivamente.

Las tendencias que presentan estos abanicos aluviales y que coinciden con tendencias generales observadas son las siguientes:

- El tamaño de partículas de los sedimentos disminuye progresivamente en la dirección de transporte de los mismos. La disminución del tamaño de partículas ocurre en distancias relativamente cortas, con rangos de distancias entre 2 y 10 kilómetros. De esta manera

se puede encontrar material granular grueso (gravas o incluso bloques) en el ápice y a distancias de 2 kilómetros aguas abajo se pueden encontrar lodos y arena fina.

- Los depósitos están constituidos por capas alternantes con ínter estratificaciones de grava y arena o de arena y limo. Las capas presentan en general una leve inclinación hacia aguas abajo.

- Hacia la base del depósito predominan los materiales de tamaño fino como lodos y arena fina.

4.8.4 Zonificación de Buga

La información relevante disponible para establecer criterios de zonificación en la ciudad de Buga es la siguiente:

- Mapa geológico

- Mapa de isoperíodos generado a partir de microtrepidaciones

- Datos de velocidad de onda de cortante (ensayos Down Hole)

- Columnas estratigráficas de los pozos profundos de agua subterránea de la CVC, con información a profundidades que varían entre 60 y 125m.

- Perforaciones realizadas durante el presente estudio de Microzonificación.

La distribución de los periodos de vibración dentro de la ciudad presenta buena concordancia con las características geológicas que ya se han descrito para la ciudad, tal como se explica a continuación:

La mayor parte de la ciudad presenta unos períodos de vibración comprendidos en el rango de 0.44 segundos a 0.58 segundos (excepcionalmente 0.69); este rango coincide bien con la abundancia de capas arcillosas (avalanchas y flujos de lodos) dado que las arcillas que se han encontrado son rígidas, presentando así períodos menores que los de arcillas blandas cuyo período es usualmente igual o mayor a 1.0 seg. Además las intercalaciones de grava (paleocauces) también contribuyen a la reducción de los períodos de vibración. La rigidez de las capas de arcilla no tiene aún una explicación geológica confiable, dado que el presente proyecto no incluyó estudios de datación; únicamente conociendo la historia geológica completa se podrían entender los fenómenos que dieron lugar a la rigidización de estas arcillas.

La variación de períodos del centro hacia la periferia seguramente tiene relación con variaciones en el contenido de arcilla cuando se depositaron los flujos de lodos, es interesante observar que la zona central de períodos más altos (0.50 y 0.58) presenta una forma similar a un flujo de lodos.

Ya hacia los bordes sur oriental y sur occidental del perímetro urbano se presentan dos franjas con período de vibración mas bajo.

El borde sur oriental corresponde a los afloramiento de rocas del terciario, con un período de 0.15 seg. El bode sur occidental corresponde a los depósitos granulares identificados en los sondeos No.2 y 4, con periodo de 0.23 seg.

Tabla 4.23 Resumen de parámetros de zonificación- Municipio de Buga.

ZONA	Distribución Geográfica	$T_{registrado}$ (seg)	Vs,superficial (m/s)	$T_{calculado}$ (seg)	Porcentaje de arcilla	Perforaciones Características
I	Zona oriental hacia el piedemonte	0.15	288-470	0.4 - 0.5	50 – 59 %	CVC acelerógrafo Acelerógrafo Aguas Buga Zona de Tanques Aguas Buga
II	Zona suroccidental y zona central con excepción de una franja pequeña franja oriental	0.39 - 0.53	140-369	0.8 - 1.0	57 – 69	Escuela Teodoro Valenzuela Liceo Los Andes Colegio Absalon Fernandez Universidad Antonio Nariño
III	Franja oriental y zona central de la ciudad	0.53	140-369	1.0 - 1.4	69 – 72	ITA

4.9 ANALISIS DE LICUACION

La licuación es un proceso que afecta los suelos granulares y saturados ante la ocurrencia de cargas cíclicas, produciendo una gran pérdida de rigidez en los suelos, lo que se traduce en un gran nivel de deformaciones, causando daños no solo a las edificaciones sino también a vías y obras de infraestructura general.

Resulta entonces importante evaluar la resistencia de los suelos de Palmira, Tulúa y Buga a la licuación, para lo cual se usa el procedimiento simplificado adoptado por las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente (NSR-98).

La licuación no ocurre de manera aleatoria, requiere ciertos ambientes geológicos e hidrológicos, esta ocurre principalmente en depósitos recientes de arena y limo con altos niveles freáticos. Los mas susceptibles están constituidos por los depósitos del Holoceno (con una edad inferior a los 10.000 años) [Coronado, Villafañe 2003]

4.9.1 Procedimiento

Como ya se mencionó se ha usado el procedimiento Simplificado adoptado por el NSR-98, el cual requiere calcular dos variables sísmicas, la primera corresponde a la excitación sísmica de la capa de suelo, en términos de la relación de esfuerzos cíclicos τ_{pro}/σ_{vo} y la segunda a la capacidad de la capa de suelo para resistir la licuación en términos de la relación de la resistencia cíclica, mediante la ecuación 17 recomendada por Seed e Idriss (1971) [normas NSR-98 ecuación H.5-14]

$$\frac{\tau_{pro}}{\sigma_{vo}} = 0.65 \frac{a_{\max}}{g} \frac{\sigma_v}{\sigma'_{vo}} r_d \qquad (17)$$

Donde a_{max} corresponde a la aceleración máxima que se espera en el lugar según las leyes de atenuación y para el caso del presente análisis se trabajo con un a_{max} de 0.20 g, g es la aceleración de la gravedad, σ_{vo} es el esfuerzo vertical total y σ'_{vo} es el esfuerzo vertical efectivo; y rd es el factor de reducción de esfuerzos que depende de la profundidad y del perfil de suelo.

Se ha calculado la resistencia a la licuación de los suelos con los perfiles de todas las perforaciones realizadas en cada uno de los municipios cuyos resultados se presentan en el Anexo 4.4

En el municipio de Palmira registra niveles freáticos por encima de los 5.0 m, pero aún así la posibilidad de licuación es remota dada la compactación de los materiales y al contenido de suelos cohesivos intercalados entre las arenas con grava que conforman el subsuelo de Palmira. La Figura 4.57 ilustra los esfuerzos actuantes máximos estimados y las resistencias para un sondeo representativo de la ciudad

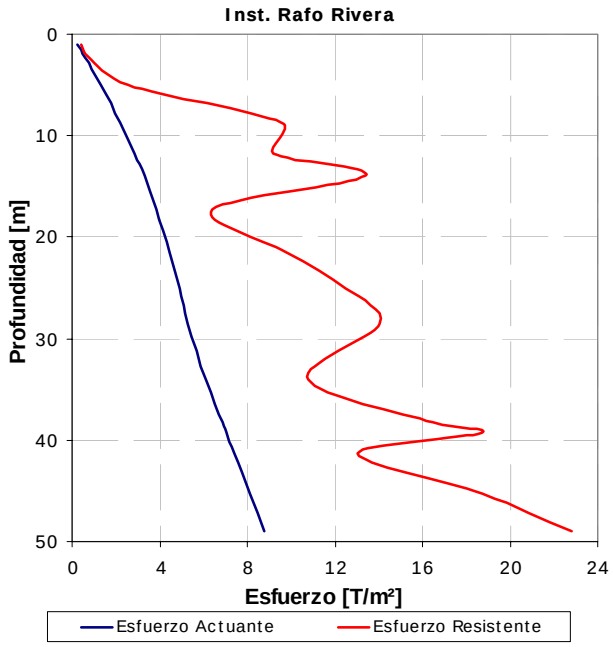


Figura 4.57 Análisis de licuación Instituto Raffo Rivera

En el Municipio de Tuluá los riesgos de licuación son menores que en el Municipio de Palmira, dado que los niveles freáticos se encuentran muy por debajo, que los anteriores, se puede observar uno de los casos críticos el Instituto Tomás Uribe Uribe, que registra un nivel freático está en 2.50m. En la figura 4.58 se presentan los resultados correspondientes, donde se pude observar que los esfuerzos actuantes están muy por debajo de los esfuerzos resistentes.

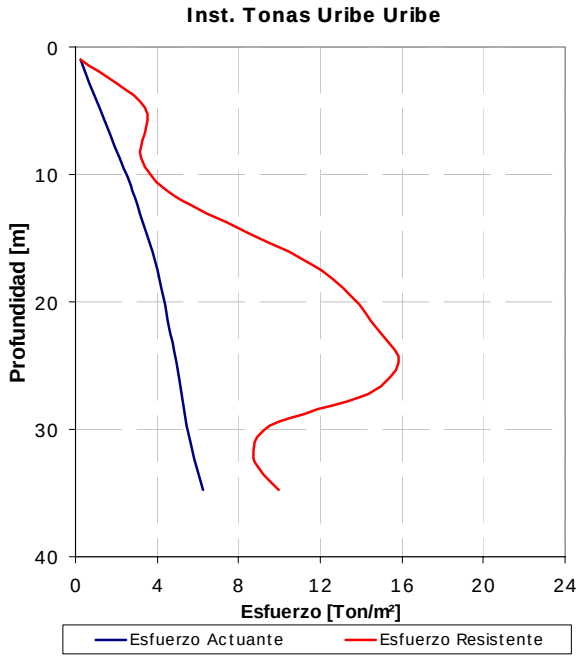


Figura 4.58 Análisis de licuación del Instituto Tomas Uribe Uribe

Por Municipio de Buga, como se ha descrito antes se encuentran grandes intercalaciones de arcillas de una consistencia muy rígida, lo que disminuyó aún mas el riesgo de licuación en dichos suelos. Por otro lado en el municipio de Buga los niveles freáticos están por debajo de los 10 m con excepción del sondeo realizado en la Federación Nacional de Cafeteros donde se registró en 6.40 m. La Figura 4.59 presenta los resultados de los análisis de dicho sondeo, obteniéndose igualmente unos esfuerzos resistentes mucho mayores a los actuantes ante una carga cíclica con una aceleración máxima de 0.2 g.

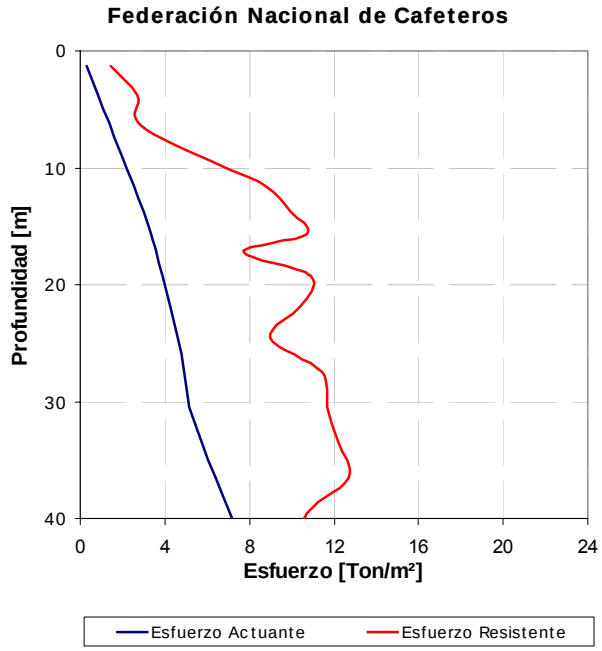


Figura 4.59 Análisis de licuación de la Federación Nacional de Cafeteros

4.10 BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, A. 1997 Estimación de Periodos Predominantes de suelos en Barcelona a partir de Microtremors. M. Sc Thesis, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona, España. Informe ICC No. GS091-97.

ASTM American Society of Testing Materials. 1994. 1994 Annual Book of ASTM Standards. Vols. 04.08 – 04.09. Soils and Rocks. Philadelphia, Pa, USA.

Biarez, 1994. Elementary Mechanics of Soils Behavoir". Editorial Balkema.

Castro , E., Vargas, G & Moreno, M. 1998. Zonificación de amenazas por procesos de remoción en masa en las cuencas de los ríos Bolo y Fraile, Valle del Cauca. VII Congreso Colombiano de Geotécnica (SCG), Bogotá, Octubre 1998.

Hicher, 1991. Cours de Réologie des Sols, Ecole central de París

Ingeominas & Universidad de los Andes, 1997. Microzonificación Sísmica de Santa Fé de Bogotá.

Ingeominas. 1999. Terremoto del Quindío (Enero 25 de 1999). Informe Técnico - Científico.

Lermo L. & Chávez-García 1994. Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?. Bull. Of the Seism. Soc. Am., 84, 1350-1364.

Moreno, H. & Martinez, E. 1996. Estudio Geomorfológico y soluciones propuestas para la protección de Restrepo y el Puente sobre el río Upin. VI Congreso Colombiano de Geotécnica (SCG), Bucaramanga, Octubre 1996.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface. Quaterly Repor of Railway Tech. Inst., 30, 25-33.

Page, W. & James, M. 1981. Landslides and mudflows major contributors to landscape in northwest Colombia. Revista CIAF Vol. 6 (1-3), 1981.

Rust, B. & Kuster, E. Coarse alluvial Deposits. Department of Geology, University of Ottawa.

Sarria, A. 1996. Métodos Geofísicos con aplicaciones a la Ingeniería Civil.

Seed, H.B & Lee , K.L. 1966. Liquefaction of Satured Sands during Cyclic Loading. Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE 92 (SMG), 105-134.

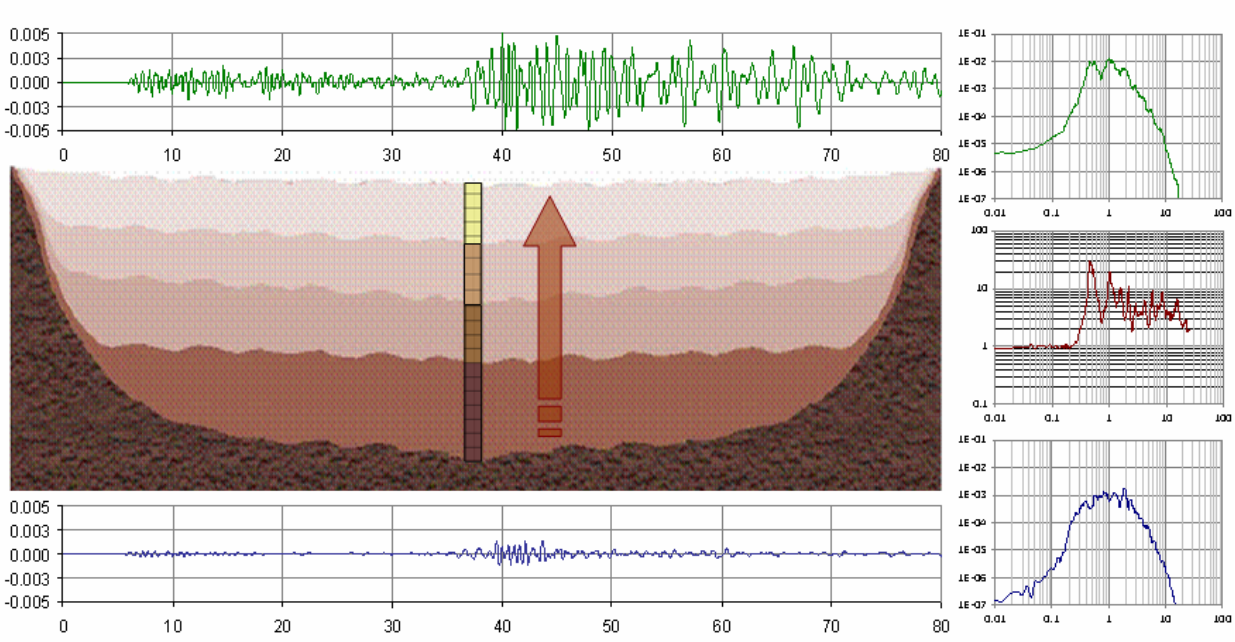
Selley, R. 1969. Medios Sedimentarios Antiguos. Editorial Blume.

Terzaghi & Peck, 1967. Soil Mechanics.

CAPÍTULO

5

RESPUESTA DINÁMICA DEL SUBSUELO Y EFECTOS DE SITIO



CAPÍTULO 5 RESPUESTA DINÁMICA DEL SUBSUELO Y EFECTOS DE SITIO

5.1 INTRODUCCIÓN

5.1.1 Generalidades

La respuesta dinámica de los suelos genera grandes diferencias tanto en amplitud como en el contenido frecuencial de registros en superficie en comparación con las señales en terreno firme (p.e. sismo de México 1985). Los cambios en las señales sísmicas generados por la propagación de onda en los estratos de suelo inciden directamente en las solicitaciones y el comportamiento de las edificaciones ante un terremoto. Por esta razón para generar diseños adecuados en el desarrollo de obras civiles en países con amenaza sísmica alta o intermedia (como es el caso de Colombia) es de vital importancia estimar los efectos de amplificación o deamplifiación sísmica generados por los estratos de suelo que componen el perfil estratigráfico.

En la actualidad se dispone de un gran número de procedimientos numéricos para estimar la respuesta dinámica del subsuelo. Estos procedimientos consideran en mayor o menor medida la complejidad del comportamiento dinámico de los suelos, en los cuales se evidencia un claro comportamiento no lineal. De todas las metodologías disponibles la que ha sido utilizada con mayor frecuencia es la propagación unidimensional de onda cortante utilizando un modelo lineal equivalente. Este procedimiento se basa en el concepto de la matriz propagadora planteado por Haskell en 1953.

Gracias al desarrollo de los computadores ha sido posible utilizar métodos que representan de mejor manera el comportamiento del entorno en el cual se desarrollan los problemas de la ingeniería. En particular la utilización de nuevas metodologías en el análisis de la respuesta dinámica del suelo ha arrojado resultados más cercanos a lo registrado en eventos sísmicos ocurridos en los últimos años.

La metodología de análisis implementada en el estudio de Microzonificación Sísmica de los municipios de Palmira, Tuluá y Buga [Ordaz, 1994] permite estimar intensidades sísmicas (aceleración espectral, aceleración máxima, velocidad máxima ó desplazamiento máximo del terreno, etc) con una tasa de ocurrencia dada, teniendo en cuenta no solo las características de las fuentes sísmicas (geométricas y de sismicidad) sino también los efectos que induce sobre las ondas sísmicas la propagación en un perfil de suelo. Con base en estos resultados es posible determinar zonas con comportamiento sísmico “homogéneo” en las cuales se pueda establecer recomendaciones específicas para el diseño y construcción de edificaciones.

La respuesta sísmica local o respuesta de sitio ha sido reconocida internacionalmente como un aspecto fundamental en los estudios de microzonificación sísmica de ciudades. Las metodologías propuestas en la actualidad para la evaluación de estos efectos de sitio pueden ser empíricas o teóricas, cada una de las cuales tiene ventajas y desventajas. Por un lado, los modelos teóricos, como los utilizados en los estudios de Microzonificación Sísmica de Popayán o los estudios de Microzonificación Sísmica de Bogotá permiten el análisis de sensibilidad de

diferentes factores y posibilitan el estudio de respuesta ante diferentes señales de entrada que representarían sismos hipotéticos futuros.

Sin embargo, este tipo de análisis requiere información geotécnica detallada y métodos computacionales avanzados. Por otro lado, existen los métodos empíricos que se basan en datos registrados ya sea de movimientos fuertes o débiles del terreno para diferentes ubicaciones en el área bajo estudio. Estos registros se analizan de diferentes maneras para obtener los períodos predominantes de vibración y las amplificaciones del terreno con respecto a registros en roca. Estos últimos métodos han tenido mucha difusión en los últimos años, especialmente en zonas de alta sismicidad donde es posible registrar una gran cantidad de eventos sísmicos de baja magnitud en lapsos de tiempo relativamente cortos. Sin embargo para su adecuada implementación requieren de un buen número de equipos lo cual implica altas inversiones iniciales y costos importantes asociados al mantenimiento de los equipos que conforman la red.

Dentro de los métodos empíricos se utilizan entonces las señales que puedan provenir de sismos pequeños y que sean registrados tanto en roca como en los suelos relativamente más blandos dentro de la zona de estudio. Estos datos son vitales ya que permiten conocer confiablemente, aunque sea a pequeñas amplitudes y por lo tanto probablemente en el rango elástico y de bajo amortiguamiento de los suelos, las características dinámicas de la respuesta de sitio. Con base en estas mediciones y utilizando modelos analíticos de los depósitos de suelo complementados con ensayos de laboratorio de muestras extraídas del mismo perfil de suelo se puede llegar a predecir de manera confiable la respuesta sísmica del subsuelo ante sismos de mayor intensidad. Por otro lado, cuando no se dispone de información de sismos menores o cuando se desea estimar la respuesta en sitios en los cuales no exista instrumentación sísmica, se ha propuesto utilizar registros de ruido sísmico ambiental, llamados comúnmente 'microtrepidaciones', 'microtremores' ó 'microsismos'.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente y con el alcance establecido, el presente capítulo incluye fundamentalmente la evaluación de la respuesta sísmica de los depósitos utilizando modelos unidimensionales en los que se analiza principalmente la eventual amplificación de las señales en el rango completo de frecuencias, sin tener en cuenta efectos topográficos o heterogeneidades en los depósitos subsuperficiales. La respuesta dinámica del subsuelo se conjuga con los modelos de amenaza sísmica presentados anteriormente para obtener la amenaza sísmica final a nivel de la superficie del terreno.

5.1.2 Metodologías de análisis

Durante un sismo, se presentan principalmente dos tipos de respuesta de sitio que pueden llegar a producir problemas de consideración. Uno en el que el suelo modifica el contenido frecuencial y la amplitud del sismo, haciéndolo más destructivo; en el otro el suelo mismo falla y se fisura, moviéndose horizontal y verticalmente.

Dentro de la literatura disponible, Finn (1991), Sanchez-Sesma et al (1988), Seed et al (1972), presentan las distintas aproximaciones que generalmente se usan para determinar la respuesta de sitio:

- *Estudio mediante métodos empíricos* que se basan en datos registrados ya sea de movimientos fuertes o de movimientos débiles del terreno para diferentes ubicaciones en el área bajo estudio. Estos registros se analizan de diferentes maneras para obtener los

períodos predominantes de vibración y las amplificaciones del terreno con respecto a registros en roca. Estos últimos métodos han tenido mucha difusión en los últimos años, especialmente en zonas de alta sismicidad donde es posible registrar un buen número de eventos sísmicos de baja magnitud en lapsos de tiempo relativamente cortos.

- *Registro de microtrepidaciones*, cuando no se dispone de información de sismos menores o cuando se desea estimar la respuesta en sitios en los cuales no exista instrumentación sísmica, se ha propuesto utilizar registros de ruido sísmico ambiental, llamados comúnmente 'microtrepidaciones' o 'microtremores'

- *Estudio de la respuesta dinámica de sitio*, mediante modelos analíticos de propagación unidimensional de ondas de cortante, en los cuales el sitio es un medio semi-infinito estratificado en las distintas capas de material de suelo que componen el perfil (Schnabel et al., 1972). Este tipo de análisis es capaz de modelar la respuesta no-lineal e identificar las características más importantes de los movimientos sísmicos en superficie; el período de vibración de la columna de suelo, el corrimiento del período fundamental al ir incrementando la intensidad del movimiento sísmico y la amplificación o deamplificación de las aceleraciones a distintas frecuencias.

Investigaciones adelantadas por Lermo (1994) y otros han demostrado que el uso de métodos empíricos basados en factores de amplificación o relaciones espectrales derivadas de movimientos sísmicos de baja intensidad pueden no ser aplicables para estimar la respuesta de sitio frente a un movimiento sísmico fuerte.

5.1.3 Casos históricos – Efectos de sitio

Los estudios de la respuesta de sitio son esenciales para definir y entender el papel que juega el perfil geológico, las propiedades estáticas y dinámicas del suelo y la topografía en la respuesta sísmica de un sitio. Los efectos de sitio han contribuido enormemente a las muertes humanas y a los daños en las construcciones en los terremotos. Para ilustrar lo anterior, la Tabla 5.1 contiene una lista parcial de los sismos que han ocurrido en los últimos 70 años en el mundo, donde los efectos de sitio han sido importantes.

Dos sismos que han sido cruciales para entender la incidencia de las condiciones de sitio en la respuesta sísmica local y verificar las capacidades de los métodos mencionados anteriormente son el sismo de México (Michoacán) de 1985 y el sismo de Lomaprieta de 1989.

Tabla 5.1 Sismos en que los efectos de sitio han sido importantes

SISMO	AÑO
Nigata	1964
Alaska	1964
Caracas	1967
Nihonkai-Chubu, Japón	1983
México	1985
Kalamata, Grecia	1986
Armenia, URSS	1988
Loma Prieta, USA	1989
Filipinas	1990
Armenia, Colombia	1999

El estado del conocimiento en materia de amplificación y deamplificación de los movimientos sísmicos en términos de la aceleración pico ha sido resumido en la Figura 5.1 (Singh, 1988). De acuerdo con ésta, la deamplificación en los suelos blandos comienza a partir de 0.1g y empieza a ser importante alrededor de 0.3g.

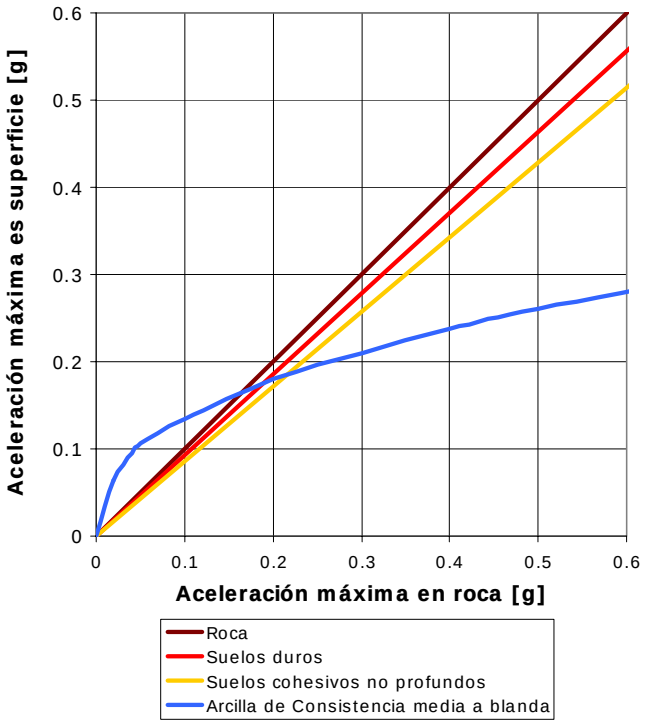


Figura 5.1 Amplificación y deamplificación de los movimientos sísmicos en términos de la aceleración pico (Fuente : Seed & Idriss, 1983)

La respuesta sísmica de los suelos arcillosos de México, y de los suelos blandos de California en el sismo de Lomaprieta, cambió este punto de vista. Idriss (1990) proporciona una visión corregida de la amplificación o deamplificación y el resultado de sus investigaciones basadas en modelos unidimensionales de propagación ondulatoria se presenta en la Figura 5.2. En esta nueva versión, se aprecia que una mayor amplificación se atribuye ahora a los suelos blandos y que el rango en que la amplificación ocurre, subió de 0.1g a 0.4g. Al analizar las Figuras 5.1 y 5.2 surge un interrogante: ¿Por qué el entendimiento de la respuesta sísmica cambió tan dramáticamente de 1983 a 1990?. Una primera aproximación a la respuesta puede darse en términos de un mejor conocimiento por parte de los ingenieros del comportamiento dinámico de los suelos de alta plasticidad, tales como las arcillas de México.

El sismo de México y el de Lomaprieta sirven para ilustrar los dos tipos principales de respuesta de sitio. El de México ilustra el tipo de respuesta en el que el suelo modifica el contenido frecuencial y la amplitud del sismo, haciéndolo más destructivo. Por otro lado, el sismo de Lomaprieta ilustra el tipo de respuesta en el que el suelo mismo falla y se fisura, moviéndose horizontal y verticalmente, generando complementariamente problemas de licuefacción.

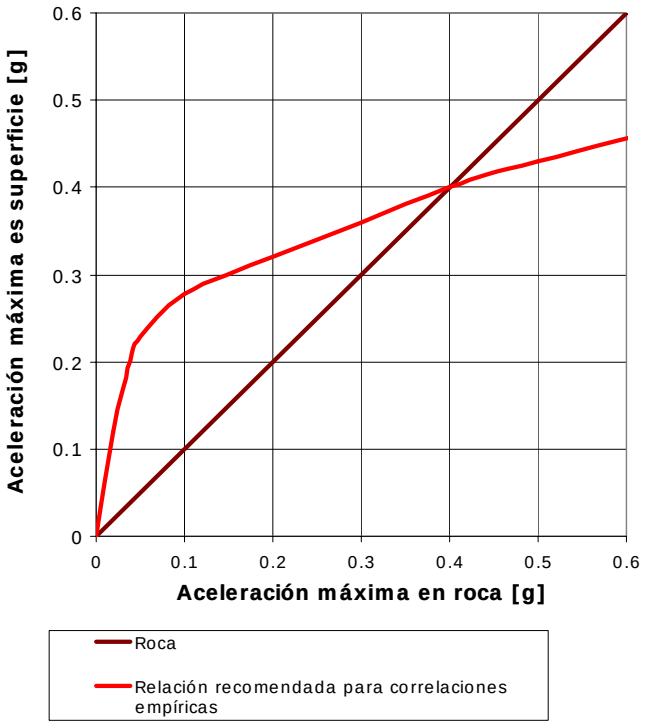


Figura 5.2 Corrección de la amplificación y deamplificación (Fuente : Idriss, 1990)

5.1.3.1 Sismo de México

En Septiembre 19 y 21 de 1985 dos grandes eventos sísmicos (Ms=8.1 y 7.5) ocurrieron en el segmento de la zona de subducción de la costa pacifica Mexicana (Chávez-García y Bard, 1994). El rompimiento se originó en el contacto de la placa Continental con la placa de Cocos, ubicándose el epicentro en la zona de silencio sísmico de Michoacán (Romo, 1986). El choque principal consistió de dos subeventos separados 26 segundos en el tiempo. La aceleración pico en la zona epicentral fue inusualmente baja (0.2 g a 20 km del epicentro).

El sismo de México causó fuertes daños en el valle de Ciudad de México, ubicado aproximadamente a 400 km de la zona epicentral. Las consecuencias de este sismo dejó trazos fuertes en la economía y en la vida diaria de la ciudad. Las aceleraciones máximas en la zona lacustre de la ciudad fueron del orden de las producidas en la zona epicentral y dejaron más de 50.000 personas sin hogar y pérdidas de billones de dólares (Chávez-García y Bard, 1994).

La importancia del sismo de México y sus consecuencias para la vida de una ciudad moderna construida de acuerdo con unos reglamentos sísmicos, ha dejado una enorme inquietud para los investigadores en sismología, ingeniería sísmica, dinámica de suelos y dinámica estructural. Los resultados de 65 proyectos de investigación, financiados por el Gobierno de México y de los Estados Unidos han sido publicados en tres números especiales de la Revista *Earthquake Spectra* en 1988 y 1989.

El estudio de los efectos de sitio y de las características de los registros sísmicos en ciudad de México, es muy importante ya que es el primer caso en el que se cuenta con gran cantidad de registros y se conoce en forma aceptable las características del subsuelo.

El valle de Ciudad de México se ha dividido en tres zonas de acuerdo con su formación geológica y geotécnica. La zona de los cerros, la zona de transición y la zona lacustre. Mientras que en la zona epicentral las aceleraciones registradas fueron bajas, dada la magnitud del sismo, las ondas sísmicas fueron sorprendentemente amplificadas dentro del valle de Ciudad de México, especialmente en la zona lacustre y la larga duración de los registros en dicha zona ha sido un aspecto aún investigado por distintos grupos técnicos a lo largo del mundo (Sanchez-Sesma et al, 1988; Singh et al, 1988).

En México se presentaron sitios en que las aceleraciones pico en suelo blando (zona lacustre) fueron del orden de 3 y 5 veces las aceleraciones registradas en roca (zona de los cerros) y la respuesta del subsuelo, permaneció esencialmente elástica no obstante, de ser el pico de aceleración de 0.2 g, lo cual es explicable al analizar las curvas normalizadas de módulo de corte contra deformación por cortante (G/G_{max} vs. γ) y de amortiguamiento contra deformación por cortante (Romo & Jaime, 1987), las cuales se presentan en la Figura 5.3. El módulo de corte, no muestra una degradación substancial para deformaciones menores a 0.1%, con lo cual la respuesta permanece elástica porque no ocurre una considerable pérdida de rigidez para las deformaciones desarrolladas en el sismo.

Dentro de las investigaciones adelantadas en Ciudad de México y presentadas en el *Earthquake Spectra*, es de resaltar la de Seed et al (1988) en la que se establece que los efectos en Ciudad de México tienen una enorme diferencia en intensidad y en los daños a edificios en distintas zonas de la ciudad. También allí se establece que la respuesta de sitio, es sensitiva a pequeños cambios en la velocidad de la onda de cortante del estrato superficial de arcilla de Ciudad de México, razón por la cual es necesario realizar una aproximación probabilística a la respuesta de sitio, que tome en cuenta las incertidumbres en las mediciones de la velocidad de la onda de cortante y en las características de los movimientos en la base rocosa.

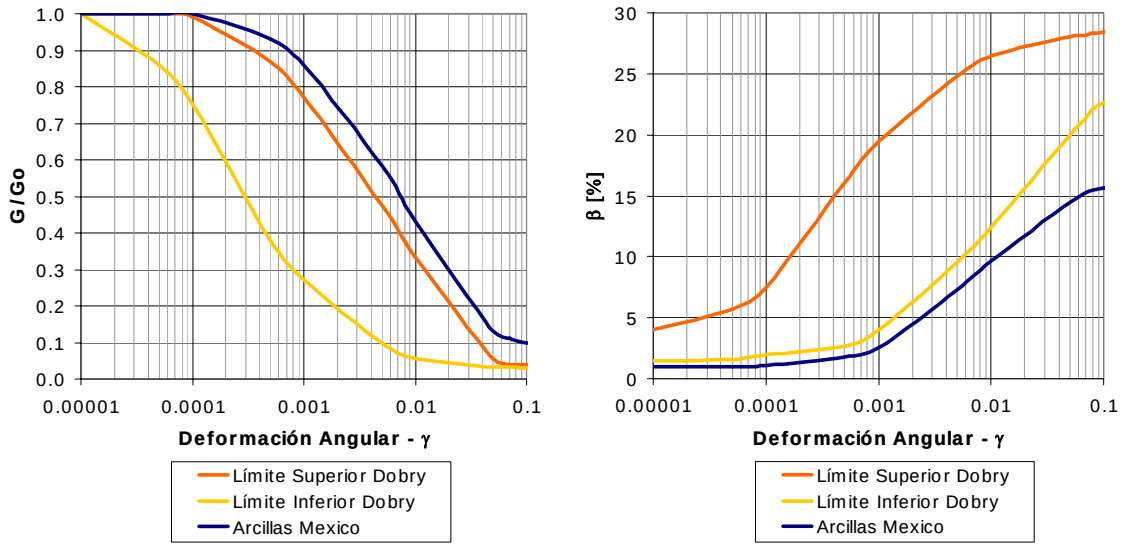


Figura 5.3 Relación entre modulo de cortante y coeficiente de Amortiguamiento vs Deformación (Fuente Dobry & Vucetic, 1987)

La metodología seguida por Seed et al (1988) para caracterizar la respuesta de sitio en Ciudad de México incluye el muestreo de suelos en las distintas estaciones acelerométricas ubicadas

en Ciudad de México y su correspondiente caracterización dinámica en el laboratorio, mediante ensayos de columna resonante y triaxial cíclico, determinación de las curvas normalizadas de módulo de corte contra deformación por cortante (G/G_{max} vs. γ) y de amortiguamiento contra deformación por cortante (β vs. γ) (Romo & Jaime, 1987), definición del registro de aceleraciones que mejor representaba los movimientos sísmicos en la formación rocosa (resultó ser el correspondiente a la UNAM), formulación de modelos unidimensionales tipo SHAKE (Schnabel et al, 1972) de los diferentes sitios de las estaciones acelerométricas y comparación de sus respuestas en términos del espectro de aceleración medido con el calculado usando los modelos.

El ajuste encontrado por Seed et al (1988) es calificado por ellos mismos como de "bueno a muy bueno". Sin embargo, el alcance de los resultados de Seed et al (1988) ha sido cuestionado seriamente por Chávez-Garcia y Bard (1994) ya que según ellos, para los valles de depósitos aluviales como el de ciudad de México, existe una paradoja tiempo-frecuencia para los modelos de propagación unidimensional; cuando se alcanza un buen ajuste en las funciones de transferencia (espectro de Fourier de la Señal en superficie dividido por el espectro de Fourier de la señal en roca), la simulación en el dominio del tiempo, presenta amplitudes más grandes que las registradas. Por otro lado, cuando se modifica el modelo para obtener un buen ajuste en términos de la respuesta espectral amortiguada, se obtienen funciones de transferencia de una amplitud muy baja respecto a las medidas. Sánchez-Sesma et al (1988) explican la paradoja tiempo-frecuencia como una consecuencia de la saturación del espectro de respuesta, esto es que el espectro de respuesta aunque es una herramienta muy versátil, no refleja las peculiaridades de los movimientos sísmicos y posee una poca sensibilidad a la duración del sismo y a la reflexión y difracción de las ondas sísmicas en las fronteras del valle de México (efectos 2D y 3D) (Chávez-Garcia y Bard, 1994) lo que conlleva a la generación de ondas de Rayleigh y Love que quedan "atrapadas" en la superficie del valle generando resonancias con las ondas de cortante, lo cual hace que los registros en la zona lacustre de Ciudad de México sean inusualmente largos.

Como consecuencia de lo anterior, muchos investigadores han propuesto modelos más sofisticados de amplificación de tipo bidimensional (Chávez-García y Bard, 1994; Sanchez-Sesma et al, 1988) y a menor escala modelos tridimensionales. Lógicamente el costo de estas sofisticaciones es el requerimiento de recursos computacionales de alto nivel, dada la complejidad numérica y el tamaño de las redes de Elementos Finitos que se necesitan para poder representar adecuadamente la geometría del valle de Ciudad de México. Lo anterior conlleva finalmente a que lo que se encuentra en los artículos internacionales son modelos *"cualitativos"* o soluciones analíticas para casos 2D ó 3D llenas de suposiciones y limitaciones, que pueden dar algunas luces acerca de la respuesta sísmica de cuencas de depósitos aluviales pero no necesariamente reflejan la realidad observada.

5.1.3.2 Sismo de Lomaprieta

El 17 de Octubre de 1989 ocurrió un sismo de magnitud M_s=7.1 de 20 segundos de duración en la zona central de California. El epicentro se ubicó en el lugar denominado Lomaprieta, 16 km al este del pueblo costero de Santa Cruz (Ceresis, 1990). El sismo fue sentido en un área de 1'000.000 km^2 y produjo daños considerables en la zona epicentral, en la zona densamente poblada de la Bahía de San Francisco y en la ciudad de San Francisco. Según datos de Céresis (1990), el sismo causó 62 muertes, cerca de 3.000 heridos y dejó a más de 12.000 personas sin hogar; el costo de los daños se ha estimado en 7 billones de dólares.

El sismo de Lomaprieta se originó en la ruptura de un segmento de 40 km de longitud de la falla San Andrés bajo las montañas de Santa Cruz.

Se obtuvieron 125 registros en 93 estaciones de la Red del programa de instrumentación de California. En los registros también se incluyen los obtenidos en estructuras especiales tales como presas, viaductos y muelles.

Las mayores aceleraciones horizontal y vertical registradas ambas en la zona epicentral fueron 0.64g y 0.47g respectivamente. En la ciudad de San Francisco las aceleraciones variaron entre 0.09g en Rincón Hill al este de San Francisco a 0.21g en Presidio al oeste. En las islas de Yerbabuena y en Treasure se registró en roca 0.60g y 0.16g respectivamente.

Los efectos de sitio más notorios del sismo fueron los siguientes:

- Licuefacción de suelos en la zona epicentral y en el distrito de Marina en la Ciudad de San Francisco.

- Deslizamiento de laderas y caída de rocas en las montañas de Santa Cruz cerca de la región epicentral (Ceresis, 1990).

- Amplificaciones de los movimientos sísmicos en los suelos blandos lo que causó daños importantes a las construcciones de las poblaciones cercanas a la zona epicentral y especialmente en la bahía de San Francisco, en donde las características del suelo (rellenos hidráulicos de arena y estratos profundos de arcilla) magnificaron enormemente los movimientos sísmicos.

Análisis realizados a los registros de aceleraciones obtenidos en suelos blandos en el sismo de Lomaprieta (Seed et al, 1989) indican una máxima amplificación (en el orden de 3 a 6) para períodos largos.

Algunas conclusiones acerca de lo observado en la respuesta de sitio en los sismos de México y Lomaprieta son las siguientes:

Los sismos de México y Lomaprieta poseen algunas características en común. En ambos, los depósitos de arcilla o suelos blandos, suprayacen estratos de roca mucho más rígida localizada a no más de 100-200 m y la definición de “roca” es clara. En ambos, los picos de aceleración son relativamente pequeños ($a_{max} \approx$ 0.05 a 0.1g) y fueron amplificados 2 a 4 veces por efecto del suelo. Las ordenadas de los espectros de respuesta fueron amplificadas más, en el orden de 8 a 15 para el sismo de México y 3 a 6 para el sismo de Lomaprieta.

Los efectos observados en los sismos mencionados llaman la atención hacia la posibilidad de que en otros sitios se generen efectos de amplificación equivalentes. Los sismos de Armenia (1999) y Pizarro (2004) son una demostración de que estos efectos ocurren en las ciudades colombianas (eje cafetero y departamento del Valle del Cauca correspondientemente), no solo en los depósitos compuestos por suelos volcánicos superficiales sino en las zonas de rellenos antrópicos ó zona con suelos arcillosos blandos.

5.2 MARCO TEÓRICO: MÉTODOS DE PROPAGACIÓN DE ONDA UNIDIMENSIONAL

5.2.1 Formulación General

Los movimientos del terreno en superficie en un deposito de suelos no saturado horizontal pueden ser atribuidos principalmente a la propagación vertical de las ondas cortantes desde la formación rocosa. En esos casos el depósito de suelo puede ser considerado como una viga unidimensional de cortante, debido a que los movimientos en el terreno inducidos por la excitación sísmica en la base son únicamente resultado de la deformación de cortante del suelo.

Uno de los primeros intentos para calcular los movimientos de las capas de suelo sujetas a vibración en la base fue realizado por Jacobsen en 1930. Jacobsen asumió que el suelo se comporta como un material viscoelástico lineal y que la rigidez del suelo es constante con la profundidad, y que el movimiento en la base es horizontal, armónico y simple. Jacobsen utilizó este procedimiento para estimar la amplificación del suelo para depósitos aluviales.

Kanai, Herrera y Rosenblueth y tros investigadores estudiaron con mayor profundidad el mismo problema. La ecuación utilizada por estos investigadores para modelar la respuesta del depósito de profundidad finita ante un movimiento horizontal era:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + c\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z}\left[G(z)\frac{\partial u}{\partial t}\right] = -\rho a_g \qquad (1)$$

En la cual:

ρ : densidad de masa del suelo.
c : amortiguamiento viscoso
u : desplazamiento relativo
z : altura desde la superficie del depósito
t: tiempo
a_g : aceleración horizontal en la base del depósito
$G(z)$: módulo de cortante a una profundidad z.

Si G(z) es constante con la profundidad la ecuación se reduce a una ecuación diferencial parcial lineal hiperbólica. Si la aceleración a_g es cero, entonces el valor de u en la ecuación anterior corresponde al desplazamiento absoluto a una profundidad z.

Ambraseys consideró que la rigidez del depósito se incrementa linealmente con la profundidad, es decir $G(z) = k * z$, en donde k es una constante. La amplificación del subsuelo y el periodo natural del depósito fueron calculados analíticamente.

En el comienzo de la década de los 70's se desarrollaron un gran número de investigaciones con el fin de determinar las variables que rigen la rigidez de los suelos con la profundidad, en estas investigaciones se encontró que el módulo de cortante *(G)* en depósitos compuestos por suelos granulares aumenta en proporción a la raíz cuadrada ó la raíz cúbica de la presión de confinamiento. Idriss y Seed utilizaron una variación descrita por la siguiente ecuación

$G(z) = k.\sqrt[3]{z}$, en la cual k es una constante de proporcionalidad. Introduciendo este término en la ecuación 1 se obtiene una ecuación diferencial parcial hiperbólica de segundo orden, la solución de esta ecuación se obtuvo por el método de separación de variables.

Para analizar un depósito con material lineal elástico con variación irregular, Idriss y Seed utilizaron un modelo con masas concentradas. La solución con masas concentradas era esencialmente la utilización del método de las diferencias finitas para resolver la ecuación de estado.

En 1927 Sezawa asumió que el suelo se comporta como un sólido de Voight (es decir, un resorte conectado en paralelo con un disipador viscoso) para amplitudes de deformación relativamente pequeñas. Utilizando esta suposición Kanai planteó la solución al problema de propagación vertical de ondas planas en una capa de suelo viscoelástico. La ecuación de movimiento para este sistema viscoelástico es:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \mu \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} = 0 \qquad (2)$$

En la cual:

ρ :	densidad de masa del suelo.
G :	módulo de rigidez
u :	desplazamiento relativo
z :	altura desde la superficie del depósito
μ :	viscosidad del suelo
t :	tiempo

La ecuación 2 fue utilizada por Schnabel, Lysmer y Seed para calcular la respuesta de un depósito de suelo ante una señal de entrada en cualquier lugar del sistema.

Si la excitación en la base corresponde a una función armónica con amplitud máxima W y frecuencia ω, entonces la solución de la ecuación 2 es la siguiente:

$$u(z,t) = We^{i\omega t} \frac{e^{i\omega z/v^*} + e^{-i\omega z/v^*}}{e^{i\omega H/v^*} + e^{-i\omega H/v^*}} \qquad (3)$$

Por lo tanto:

$$V(z,t) = i.\omega.u(z,t) \qquad (4)$$

Donde:

H :	espesor total del depósito.
V :	velocidad absoluta de la partícula a una profundidad z y un tiempo t.
v^* :	velocidad de cortante compleja igual a $v^* = \sqrt{(G + i\mu\omega)/\rho} = \sqrt{G^*/\rho}$ en la cual G^* es el módulo de cortante complejo.
z :	altura desde la superficie del depósito
μ :	viscosidad del suelo
t :	tiempo
ρ:	densidad

El método de las características en la forma de solución gráfica fue usado por primera vez por Westergaard en 1933, para encontrar el cortante horizontal en edificios idealizados como vigas de cortante. Este método solo podía ser utilizado se la excitación en la base tenia una forma simple (p.e. una función sinusoidal).

En la década de los 60 fueron solucionadas un gran número de problemas de transientes en sistemas hidráulicos mediante el método de las características en los cuales la ecuación diferencial representativa era hiperbólica. En 1973, Streeter, Wylie y Richart utilizaron el método de las características para la propagación de ondas en suelos. Las ondas de cortante inducidas por el sismo en materiales lineales y con rigidez degradante con el desplazamiento fueron considerados por estos autores. El comportamiento del suelo en la ecuación utilizada en esta investigación fue dividido en dos términos diferentes, el primero de los términos es proporcional a las deformaciones de cortante *(γ)* y el segundo de los términos es proporcional al cambio de la deformación de corte. Con estas suposiciones se obtiene la siguiente expresión:

$$\tau = G\frac{\partial u}{\partial z} - \mu\frac{\partial^2 u}{\partial z \partial t} = 0 \qquad (5)$$

En la cual:

τ :	esfuerzo cortante
G :	módulo de rigidez
V:	velocidad de la partícula
u :	desplazamiento relativo
z :	altura desde la superficie del depósito
μ :	viscosidad del suelo
t :	tiempo

Bajo condiciones dinámicas la ecuación de movimiento puede ser escrita como:

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0 \qquad (6)$$

Se debe anotar que si deriva la ecuación 5 con respecto a z y se substituye en la ecuación 6, se obtiene la ecuación 2. Debido a la velocidad es $V = \partial u/\partial t$, la ecuación 6 puede ser escrita de la siguiente manera:

$$\rho\frac{\partial V}{\partial t} - \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0 \qquad (7)$$

Derivando la ecuación de estado (Ec. 5) con respecto al tiempo y utilizando la velocidad de la partícula en vez del desplazamiento, Streeter, Wylie y Richard obtuvieron la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} - G\frac{\partial V}{\partial z} - \mu\frac{\partial^2 V}{\partial z \partial t} = 0 \qquad (8)$$

El tercer término de la ecuación 8 fue aproximado de la siguiente manera:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z \partial t} = \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right) = \frac{1}{\Delta t}\left[\frac{\partial V}{\partial z} - \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_C\right] \qquad (9)$$

En esta ecuación el subíndice C denota el valor determinado en el punto C del diagrama z-t (Fig 5.5). Mediante el uso de diferencias finitas la ecuación 8 se convierte en la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} - \left(G + \frac{\mu}{\Delta t}\right)\frac{\partial V}{\partial z} + \frac{\mu}{\Delta t}\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_C = 0 \qquad (10)$$

Las ecuaciones 7 y 10 son dos ecuaciones diferenciales parciales con dos variables dependientes (el esfuerzo cortante y la velocidad de la partícula) y dos variables independientes (la profundidad de la capa de suelo y el tiempo). El método de las características es una técnica matemática utilizada para transformar estas ecuaciones diferenciales parciales en cuatro ecuaciones diferenciales ordinarias que pueden ser resueltas mediante el uso de una técnica adecuada de diferencias finitas.

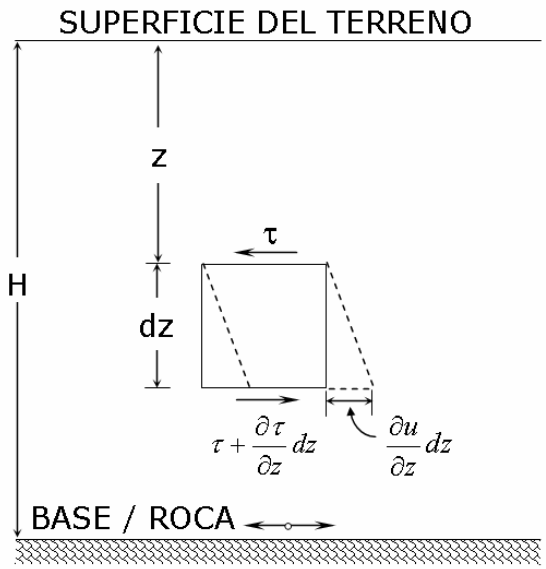


Figura 5.4 Esquema elemento unidimensional de suelo

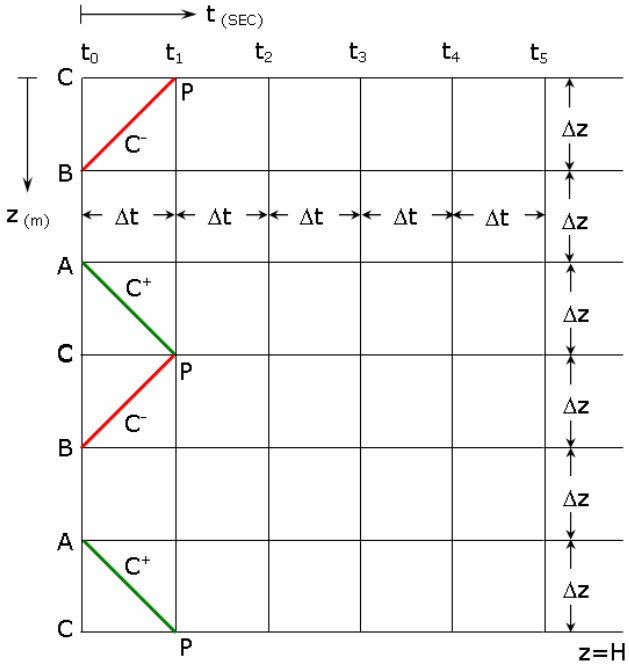


Figura 5.5 Líneas características en el plano z-t para seis divisiones de suelo

Si la ecuación 7 multiplicada por un valor desconocido θ es agregada a la ecuación 10, obteniendo la siguiente expresión:

$$\left[\frac{\partial \tau}{\partial t}+\theta\frac{\partial \tau}{\partial z}\right]-\rho\theta\left[\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{1}{\rho\theta}\left(G+\frac{\mu}{\Delta t}\right)\frac{\partial V}{\partial z}\right]+\frac{\mu}{\Delta t}\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_C=0 \qquad (11)$$

Utilizando la definición de la derivada Euleriana, es aparente que los términos que se encuentran en paréntesis en la ecuación 11 se convierte en derivadas totales si:

$$\frac{\partial z}{\partial t}=\theta=\frac{1}{\theta\rho}\left(G+\frac{\mu}{\Delta t}\right) \qquad (12)$$

Despejando se obtiene:

$$\theta=\pm\sqrt{\frac{G}{\rho}+\frac{\mu}{\rho\Delta t}}=\pm v_S \qquad (13)$$

En donde:

G :	módulo de rigidez
μ :	viscosidad del suelo
ρ :	densidad del suelo
t :	tiempo
v_S :	velocidad de onda cortante aparente del suelo.

La velocidad aparente del suelo v_S es igual a la pendiente de las líneas características en el diagrama z-t (Figura 5.5). Las ecuaciones 11 y 13 son nombradas como C^+ cuando θ es de

signo positivo y como C^- cuando θ tiene signo negativo. Estas expresiones se presentan a continuación.

$$C^+ \quad \begin{cases} \dfrac{\partial \tau}{\partial t} - \rho.v_S.\dfrac{\partial V}{\partial t} + \dfrac{\mu}{\Delta t}\left(\dfrac{\partial V}{\partial z}\right)_C = 0 & (14) \\ \dfrac{\partial z}{\partial t} = v_S & (15) \end{cases}$$

$$C^- \quad \begin{cases} \dfrac{\partial \tau}{\partial t} + \rho.v_S.\dfrac{\partial V}{\partial t} + \dfrac{\mu}{\Delta t}\left(\dfrac{\partial V}{\partial z}\right)_C = 0 & (16) \\ \dfrac{\partial z}{\partial t} = -v_S & (17) \end{cases}$$

La cantidad $\left(\partial V/\partial z\right)_C$ fue expresada en términos de una diferencia finita central para los puntos internos del diagrama z-t. Las fronteras fueron implementadas mediante un esquema de diferencias finitas hacia adelante o hacia atrás. Después de haber especificado un intervalo de tiempo conveniente, el cual deberá ser constante en todos los cálculos, las ecuaciones 14 y 16 se convierten en las siguientes expresiones:

$$C^+ = \tau_P - \tau_A + \rho.v_S\left(V_P - V_A\right) + \frac{\mu}{2\Delta z}\left(V_P - V_A\right) = 0 \qquad (18)$$

$$C^- = \tau_P - \tau_B - \rho.v_S\left(V_P - V_B\right) + \frac{\mu}{2\Delta z}\left(V_P - V_A\right) = 0 \qquad (19)$$

Resolviendo las ecuaciones 18 y 19 las cantidades desconocidas τ_P y V_P pueden ser halladas. La distancia del intervalo Δz en las ecuaciones 18 y 19 es igual a:

$$\Delta z = \Delta t\sqrt{\frac{G}{\rho} + \frac{\mu}{\rho \Delta t}} \qquad (20)$$

En el caso más simple, Δz puede corresponder a un submúltiplo del espesor total del depósito. Para casos más complicados, como rigidez variando con la profundidad deben ser tratados mediante el uso de interpolaciones.

En la superficie del terreno la condición de borde es $\tau_P = 0$. Por lo tanto V_P puede ser hallado mediante el uso de la expresión C^- de la siguiente manera:

$$V_P = V_B + \tau_{P`} - \frac{\tau_B}{\rho.v_S} - \frac{\mu}{\Delta z}\left(V_C - V_B\right)\frac{1}{\rho.v_S} \qquad (21)$$

En la base la condición de borde consiste en la función de V_P conocida debida a la excitación sísmica bajo consideración. De acuerdo a lo anterior τ_P puede ser hallado mediante el uso de la expresión C^+ de la siguiente manera:

$$\tau_P = \tau_A + \rho.v_S\left(V_P - V_A\right) - \frac{\mu}{\Delta z}\left(V_C - V_A\right) \qquad (22)$$

El diagrama z-t (Figura 5.5) ayuda a entender la solución paso a paso. En un tiempo t_0 el esfuerzo de cortante τ y la velocidad de la partícula V se asumen como valores conocidos (condiciones iniciales). Si el terremoto se inicia en el tiempo t_0 y el deposito es horizontal, entonces τ y V serán cero en ese tiempo (condiciones estáticas). Estos valores permiten el cálculo de τ y V en los puntos P (un delta de tiempo después) utilizando las ecuaciones 18, 19, 21 y 22. El mismo procedimiento es utilizado en el paso siguiente.

Hasta este punto todos los métodos mencionados consideran que el suelo se comporta como un material viscoelástico, lo cual puede corresponder al caso de pequeñas deformaciones de cortante. Sin embargo la mayor parte de los suelos presentan un comportamiento altamente no lineal, Hardin y Drnevich en 1963 demostraron experimentalmente que este comportamiento puede ser aproximado a una hipérbola.

Parmelee y Seed y Idriss utilizaron una solución de masas concentradas para estimar la respuesta sísmica de de un deposito estratificado aproximando el comportamiento no lineal del suelo mediante un modelo histerético bilineal. Las masas concentradas eran conectadas con un modelo de Voigt unido en serie con un amortiguador viscoso, para representar la característica de reptación (creep) del suelo. Las ecuaciones de movimiento fueron solucionadas utilizando una metodología paso a paso.

Constantopoulos modeló el suelo como una serie de masas concentradas, resortes y amortiguadores. Los resortes utilizados eran no lineales utilizando la relación de esfuerzo deformación descrita por la curva de Ramberg-Osgood. La solución fue encontrada mediante integración directa en el dominio del tiempo.

Streter, Wylie y Richart utilizaron la relación no lineal de esfuerzo deformación de Ramberg-Osgood en conjunto con las ecuaciones apropiadas de estado y movimiento. Estos investigadores utilizaron un modelo distribuido (es decir un modelo en el cual las propiedades varían con la profundidad pero se asumen constantes entre ciertas profundidades) y resolvieron el problema de propagación unidimensional de onda cortante mediante el empleo del método de las características con intervalos de tiempo e interpolaciones especificas. Este modelo es el utilizado en el programa CHARSOIL desarrollado por los mismos autores.

Gracias al aumento en la capacidad y en la velocidad de procesamiento de los computadores ha sido posible el desarrollo de metodologías más robustas para estimar los efectos de sitio. Estas metodologías incluyen complejos modelos inelásticos para representar el comportamiento del suelo y representaciones bidimensionales y tridimensionales de la realidad.

Dentro de los diferentes métodos de estimación de los efectos de sitio el que se utiliza con mayor frecuencia actualmente es el método lineal equivalente implementado en programas como: SHAKE91 (desarrollado en la Universidad de California en Berkeley por Seed, Idriss, Lysmer, Sun y Schnabel) y EERA (desarrollado en la Universidad de California del Sur por Bardet, Ichi y Lin) por su fácil manejo y la capacidad de obtener resultados rápidamente.

A continuación se describe en términos generales la metodología empleada en la presente investigación para estimar los efectos de sitio (Método Lineal Equivalente mediante el programa de cálculo SHAKE 91)

5.2.2 Programa de Análisis: SHAKE 91

El programa original (SHAKE) fue desarrollado a comienzos de la década de los 70 por Per B. Schnabel, John Lysmer y Harry B. Seed en la Universidad de California en Berkeley, el lenguaje utilizado en el programa original fue Fortran IV. Entre 1991 y 1992 Idriss y Sun implementaron una serie de cambios para generar una mayor flexibilidad en la entrada de datos y la posibilidad de correr en versión PC DOS, esta versión recibe el nombre de SHAKE91, este programa ha sido utilizado para un gran número de estudios que tratan el tema de propagación de onda y la estimación de la respuesta y las solicitaciones de un depósito de suelo ante una movimiento sísmico. A partir del código fuente de SHAKE91 se han desarrollado una serie de programas de computador con entrada y salida de datos gráfica, entre estos programas se encuentra el EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of Layered Soil Deposits) desarrollado por Bardet, Lin y Tobita en la Universidad de California del Sur.

El programa SHAKE 91 es el programa de computador más utilizado para resolver problemas de propagación de onda en depósitos unidimensionales de suelo. Este programa calcula la respuesta de un depósito de suelo conformado por estratos horizontales que se encuentran sobre sujetos a una transiente generada por la propagación vertical de ondas de corte. El método se basa en la solución propuesta por Kanai para la ecuación de onda y el algoritmo de transformada rápida de Fourier. El movimiento utilizado como base para el análisis puede ser aplicado en cualquiera de las capas o estratos que componen el depósito. Pueden ser analizados sistemas compuestos por estratos con propiedades básicas variables tales como rigidez, densidad, curvas de degradación y amortiguamiento. Se utiliza el modelo lineal equivalente mediante un procedimiento iterativo para obtener propiedades del suelo compatibles con las deformaciones que se presentan en cada una de las capas.

El modelo lineal equivalente consiste en una modificación del modelo de Kelvin-Voigt para tener en cuenta algunos tipos de no linealidades. La no linealidad y el comportamiento de esfuerzo deformación de los suelos es aproximado durante ciclos de carga como se muestra en la Figura 5.6. El módulo de corte equivalente, *G*, es tomado como el módulo secante *Gs*, que depende de la amplitud de deformación cortante γ. Como se muestra en la Figura 5.6, *Gs* para un ciclo histerético simétrico controlado por deformación es:

$$G_S = \frac{\tau_C}{\gamma_C} \qquad (23)$$

En donde τ_C y γ_C son el esfuerzo y la deformación cortante respectivamente. El amortiguamiento con respecto al crítico en el modelo lineal equivalente β, se calcula para obtener la misma perdida de energía en un ciclo de carga a la que se presenta en un ciclo de histéresis del suelo.

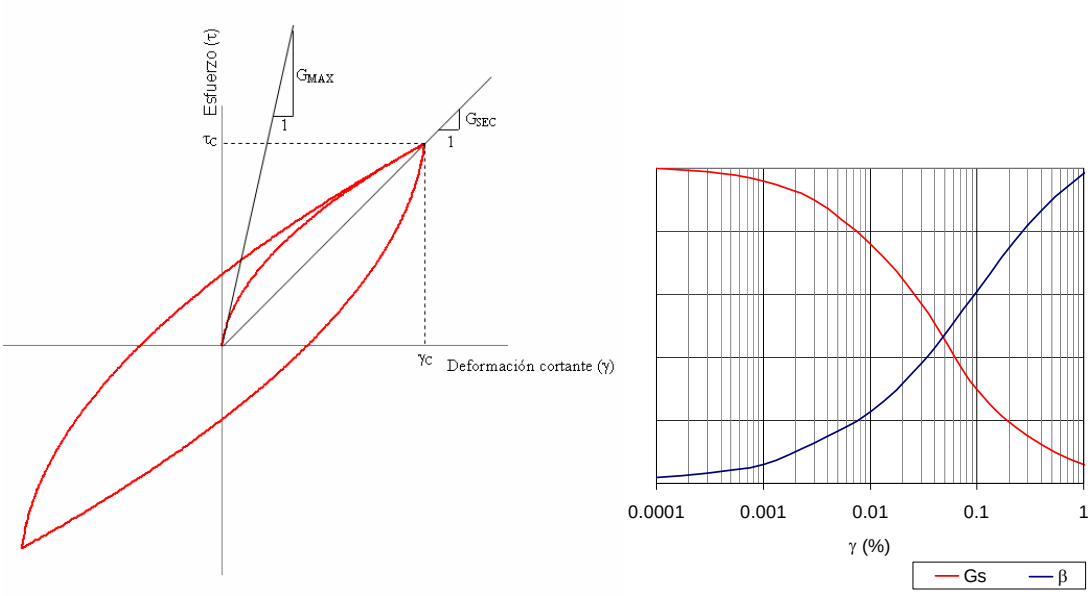


Figura 5.6 Curvas modelo lineal equivalente

Adicionalmente a la solución de la ecuación de onda el programa permite calcular espectros de respuesta, espectros de Fourier, funciones de transferencia, entre otras.

5.2.3 Programa de Análisis: DEEP SOIL

DEEP SOIL es un programa desarrollado en Visual Basic ® que permite el cálculo de efectos de sitio mediante un modelo unidimensional. En este programa el comportamiento no lineal del suelo puede ser modelado mediante un análisis lineal equivalente ó un análisis no lineal (modelo no lineal hiperbólico) paso a paso.

El programa desarrollado por Youssef Hashash y Duhee Park en la Universidad de Illinois (Urbana-Champaign) tiene una interfaz gráfica para el ingreso de datos y post procesamiento de los resultados.

Si el análisis de propagación de onda unidimensional realizado es del tipo no lineal, el amortiguamiento del suelo (amortiguamiento histerético) se introduce en el modelo a través de una nueva formulación con la cual es posible tener en cuenta modos de vibración superiores al primer modo de vibración del depósito. Esta nueva formulación representa de una forma más cercana el amortiguamiento que se presenta en procesos de propagación de onda para depósitos con profundidades superiores a 50 m (Hashash & Park, 2002).

5.3 CARACTERIZACIÓN DE LA RESPUESTA DINÁMICA MEDIANTE MODELOS UNIDIMENSIONALES

5.3.1 Introducción

Con el fin de desarrollar una metodología de análisis de la respuesta sísmica de depósitos de suelo basada en modelos teóricos del comportamiento del mismo, se hace necesario contar con una información básica confiable que permita realizar la calibración de los modelos. Lo ideal para lograr este objetivo sería un conjunto de registros de acelerogramas en diferentes sitios en los cuales debería conocerse en detalle las características geotécnicas básicas y las propiedades dinámicas de los suelos predominantes en el perfil. Se requerirían señales a nivel de la roca en profundidad al igual que las señales de respuesta en superficie. Estas señales en superficie deberían ser preferiblemente en campo libre para evitar la interacción con una estructura dada, la cual tiende a cambiar la forma general de la señal, tanto en amplitud como en duración y contenido frecuencial. Además deberían instalarse en sitios donde no se presenten efectos topográficos de consideración, a menos que unos instrumentos se dispongan especialmente para estudiar este tipo de fenómenos.

Una vez conformado el modelo del perfil estratigráfico en los diferentes sitios disponibles y habiendo asignado las propiedades estáticas y dinámicas a cada uno de los suelos característicos, puede obtenerse la función de transferencia correspondiente al modelo de análisis para diferentes niveles de aceleración, mediante la división del espectro de Fourier de la señal en superficie por el espectro de Fourier de entrada (registro en roca). En la Figura 5.7 se presenta un esquema del proceso utilizado para determinar la función de transferencia del depósito de suelo. El proceso de calibración consistiría en lograr reproducir los efectos de sitio observados en los registros de campo mediante el uso del modelo analítico.

Luego de calibrado, el modelo puede utilizarse para estimar la respuesta esperada ante otras excitaciones diferentes como es el caso de los sismos de diseño definidos. La metodología permitiría además establecer la respuesta en sitios diferentes a los puntos de calibración teniendo como información básica la estratigrafía y las propiedades estáticas y dinámicas de los suelos dominantes.

Para el presente caso no se cuenta con información adecuada para realizar una calibración propiamente dicha. Lo anterior debido principalmente a la falta de registros a nivel de roca con los cuales se pueda calcular analíticamente la respuesta en superficie para entonces compararla con los registros a nivel de superficie. En algunas de las réplicas si se tiene algunos registros en roca pero desafortunadamente los registros son demasiado pequeños lo cual no permite una adecuada calibración. Dadas las limitantes anteriormente mencionadas los modelos unidimensionales de comportamiento dinámico no fueron calibrados con datos locales de la zona por no estar disponibles. La puesta en marcha de la red de acelerógrafos de los tres municipios servirá para que en un futuro se realice esta calibración con datos locales y se realicen las modificaciones y ajustes que sean necesarios a los resultados de este estudio. A pesar de lo anterior debe indicarse que la metodología de respuesta dinámica ha sido calibrad en gran cantidad de situaciones no solo a nivel nacional sino a nivel mundial, demostrando la gran capacidad de estos modelos de representar la realizada siempre y cuando se alimenten con la información adecuada.

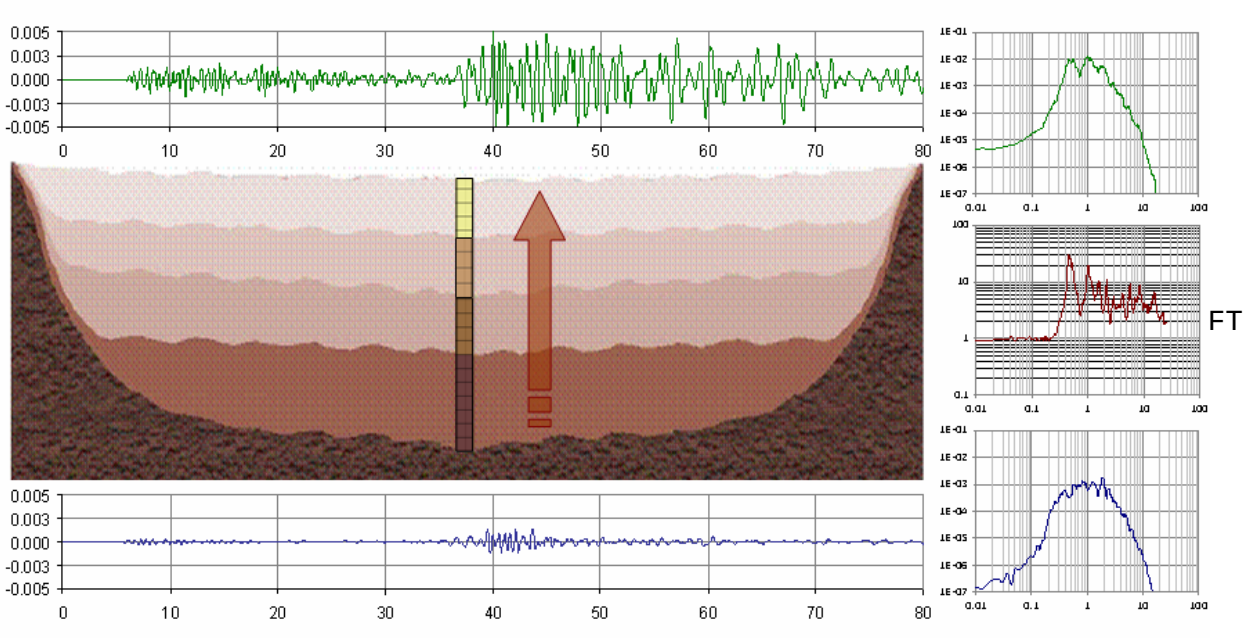


Figura 5.7 Esquema efectos de sitio y cálculo de funciones de transferencia

En este estudio se emplean modelos unidimensionales (tipo Shake o Deepsoil) para representar el comportamiento del depósito de suelo, las principales razones para el uso de este tipo de modelos son:

- Este tipo de modelos han demostrado una gran capacidad para reproducir el comportamiento registrado en depósitos de suelos con características similares a las que se presentan en las tres ciudades estudiadas.

- Estos modelos han sido utilizados a nivel mundial para estudios similares al presente.

- Para generar modelos bidimensionales o tridimensionales del depósito de suelo seria necesario una información con un mayor nivel de detalle que la recolectada en el presente estudio. Por lo cual, gran parte de las variables necesarias para desarrollar el modelo tienen que inferirse generando que los resultados de este tipo de modelos tengan asociados unos mayores niveles de incertidumbre.

Las hipótesis en las que se basan todos los modelos analíticos que se presentan en este Capítulo son las siguientes:

1. Los estratos de suelo se extienden uniformemente y hasta el infinito en dirección horizontal y la capa inferior es el semiespacio infinito.

2. La respuesta principal del depósito de suelo es la producida por la propagación vertical de ondas de cortante provenientes de la formación de roca subyacente.

3. Las propiedades no lineales del suelo se modelan a través de sistemas viscoelásticos lineales equivalentes. Cada estrato que se modela es homogéneo e isotrópico y se caracteriza por su densidad de masa, espesor, módulo de corte y factor de

amortiguamiento y por las características de degradación de estas últimas propiedades con la deformación por cortante.

Dadas las limitaciones de los modelos implementados en este estudio, para proyectos de construcción que se desarrollen en zonas cercanas a las zonas montañosas (principalmente en el municipio de Buga) se requiere el desarrollo de estudios más detallados que permitan establecer la incidencia de los accidentes topográficos en la respuesta dinámica. A pesar de esto los modelos unidimensionales siguen dando una buena indicación del tipo de respuesta dinámica aunque se requiere evaluar la incidencia de los efectos locales en la amplitud y contenido frecuencial de las ondas.

Con base en la información geotécnica disponible y en casos de análisis similares (véase por ejemplo el caso de México, Seed H. B, Romo M., Sun J., Jaime A. & Lysmer J., 1988) se puede esperar que la respuesta del subsuelo de la zona de estudio puede analizarse esencialmente mediante los modelos unidimensionales descritos.

En cada uno de los análisis realizados sobre modelos unidimensionales de propagación de onda es posible obtener curvas en función de la profundidad de degradación del módulo de cortante, amortiguamiento efectivo promedio de cada uno de los estrato, deformación unitaria promedio de la capa, la curva de aceleración en función de la profundidad y la función de transferencia del depósito de suelo. En las Figuras 5.8 a 5.10 se presentan los resultados obtenidos para un modelo de 70 m de espesor con las propiedades promedio encontradas en la ciudad de Palmira. Se propagan dos registros sísmicos en el perfil, el primero corresponde al sismo de Chalfant Valley (Estados Unidos, 1986) con una aceleración máxima de 50 cm/s² (0.05 g), la segunda señal de análisis es un registro del sismo Whittier Narrows (Estados Unidos, 1987), con una aceleración máxima de 200 cm/s² (0.20 g).

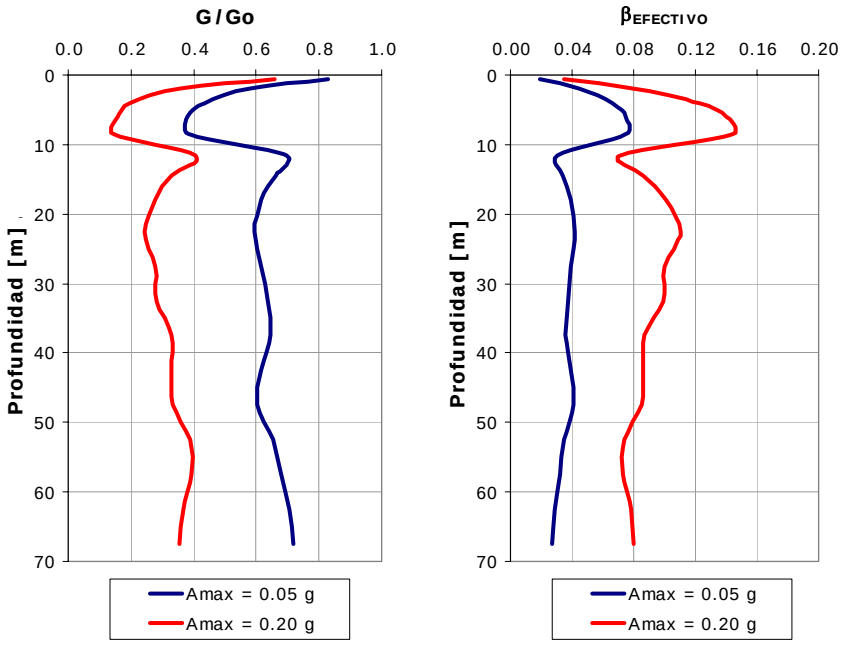


Figura 5.8 Degradación del módulo de rigidez y amortiguamiento efectivo en función de la profundidad

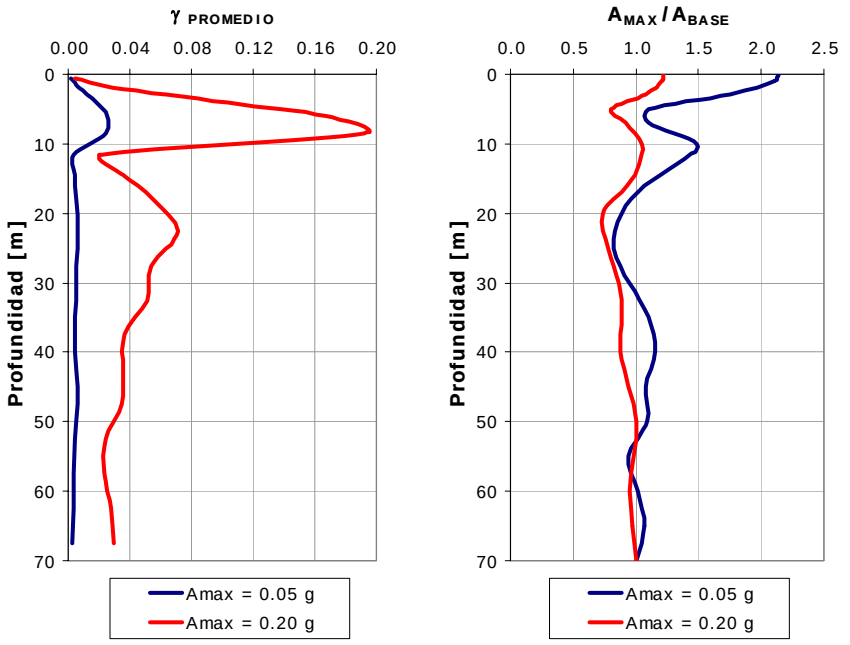


Figura 5.9 Deformación cortante promedio y aceleración máxima en función de la profundidad

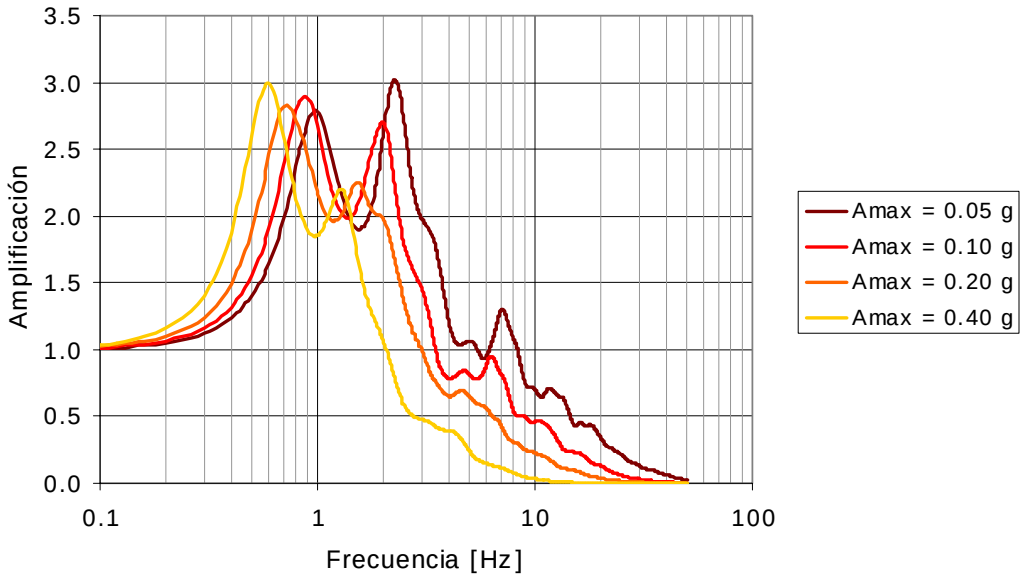


Figura 5.10 Funciones de Transferencia modelo de análisis

5.4 CARACTERIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO SEGÚN MODELOS ANALÍTICOS PARA PALMIRA, TULUÁ Y BUGA

5.4.1 Análisis de Sensibilidad

En este numeral se desarrollan análisis de sensibilidad para determinar la importancia de algunas de las variables que están involucradas en el problema de propagación de ondas sísmicas en depósitos de suelo. Para lo anterior se generan modelos de referencia para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga. Este modelo de referencia está conformado con los parámetros y variables que se estiman más probables en cada municipio. Una vez conformado el modelo de referencia, el análisis de sensibilidad se realiza modificando las diferentes variables en sus rangos de variación correspondientes con respecto al modelo de referencia. Las variables se modifican una a la vez para lograr un análisis independiente de la sensibilidad de cada parámetro.

El análisis de sensibilidad incluye los siguientes parámetros:

- Sondeo Representativo: se trata de la estratigrafía principal seleccionada para conformar el modelo de referencia.

- Metodología de estimación de efectos de sitio: pretende evaluar las diferencias que se obtiene al utilizar diferentes metodologías de análisis. La metodología de referencia es el análisis de espectros de amenaza uniforme. Los análisis alternativos corresponden a una señal sintética generada a partir del espectro de amenaza uniforme en roca (señal amenaza uniforme) y unas señales características, que corresponden a señales de sismos reales registrados en condiciones similares a las esperadas con parámetros básicos ajustados según el análisis de amenaza realizado.

- Modelo con terciario y basamento: se analiza una consideración adicional en la cual se incluye en el modelo el estrato de rocas del terciario y la modelación se proyecta hasta la profundidad en la cual se estima está el basamento rocoso (ver capítulos 2 y 4).

- Profundidad de roca base (Terciario): se consideran tres posibles valores basados en la información existente, principalmente el informe geológico. El valor intermedio corresponde al valor de referencia.

- Velocidad de onda de corte en la roca: se toman tres valores característicos para cada uno de los municipios. Los valores están basados en la información geológica, en comparaciones con valores esperados en este tipo de rocas y en las mediciones realizadas que se presentan en el Capítulo 4. Los valores intermedios corresponden a los valores de referencia.

- Variación de la velocidad de onda con la profundidad: se consideran tres posibles tendencias de variación de la velocidad de onda de cortante con la profundidad. El valor medio de la tendencia general medida y extrapolada en profundidad con los métodos explicados en el Capítulo 4. Los valores medio más y menos una desviación estándar y sus respectivas proyecciones en profundidad. Los valores correspondientes a la media son los valores de referencia.

- Forma de la curva de degradación: se consideran dos posibles alternativas. La primera en la cual las curvas de degradación de la rigidez de los suelos es independiente de la profundidad y del esfuerzo efectivo. La segunda, que corresponde al modelo de referencia, en la cual las curvas de degradación varían con el esfuerzo efectivo, es decir con la profundidad de los depósitos.

- Tipo de Análisis no lineal: se consideran dos tipos de análisis. El análisis tradicional no lineal equivalente que es el de referencia y que corresponde al utilizado en el programa SHAKE y el análisis de respuesta dinámica contra el tiempo utilizado por el modelo de análisis DEEPSOIL.

- Tipo de señal de entrada para análisis sísmico: se estudian las posibles variaciones en la respuesta en función del tipo de señal de entrada. En este caso se consideran señales hipotéticas de sismos cercanos, intermedios y lejanos.

En la Tabla 5.2 se resumen las diferentes variables consideradas en el análisis de sensibilidad y las variaciones en cada uno de los parámetros para los municipios estudiados.

Tabla 5.2 Variables y parámetros para el análisis de sensibilidad

Parámetro de Sensibilidad	Palmira	Tulúa	Buga
Sondeo Representativo	Parque del Azúcar	Instituto Tomás Uribe	Federación Nacional de Cafeteros
Metodología de estimación de efectos de sitio	Señales Amenaza Uniforme **Amenaza Uniforme** Señales Características	Señales Amenaza Uniforme **Amenaza Uniforme** Señales Características	Señales Amenaza Uniforme **Amenaza Uniforme** Señales Características
Modelo con terciario y basamento	Terciario: H=200 m y Vs=1000 m/s	Terciario: H= 200 m y Vs= 800 m/s	Terciario: H= 200 m y Vs= 800 m/s
Profundidad de roca base (Terciario)	200 **450** 600	100 **200** 400	100 **150** 300
Velocidad de onda de corte en la roca	800 **1000** 1200	600 **800** 1000	600 **800** 1000
Variación de la velocidad de onda con la profundidad	$\mu + \sigma$ **μ** $\mu - \sigma$	$\mu + \sigma$ **μ** $\mu - \sigma$	$\mu + \sigma$ **μ** $\mu - \sigma$
Forma de la curva de degradación	Independiente de la prof. **Dependiente de la prof.**	Independiente de la prof. **Dependiente de la prof.**	Independiente de la prof. **Dependiente de la prof.**
Tipo de Análisis no lineal	**SHAKE** DEEPSOIL	**SHAKE** DEEPSOIL	**SHAKE** DEEPSOIL
Tipo de señal de entrada para análisis sísmico	Cercana Intermedia Lejana	Cercana Intermedia Lejana	Cercana Intermedia Lejana

Nota: en negrita se indican los valores de referencia para los parámetros. El conjunto de valores de referencia generan el modelo de referencia

5.4.2 Resultados del modelo de referencia

El modelo de referencia está conformado por las variables en negrita indicadas en la Tabla 5.2. Para este modelo se adelanta el análisis completo de amenaza uniforme de acuerdo con la metodología explicada en el Capítulo 3. En la Figura 5.11 se presentan los espectros de amenaza uniforme para los modelos característicos de los tres municipios estudiados. El análisis se ha realizado para un período de retorno de 475 años y un amortiguamiento con respecto al crítico del 5%.

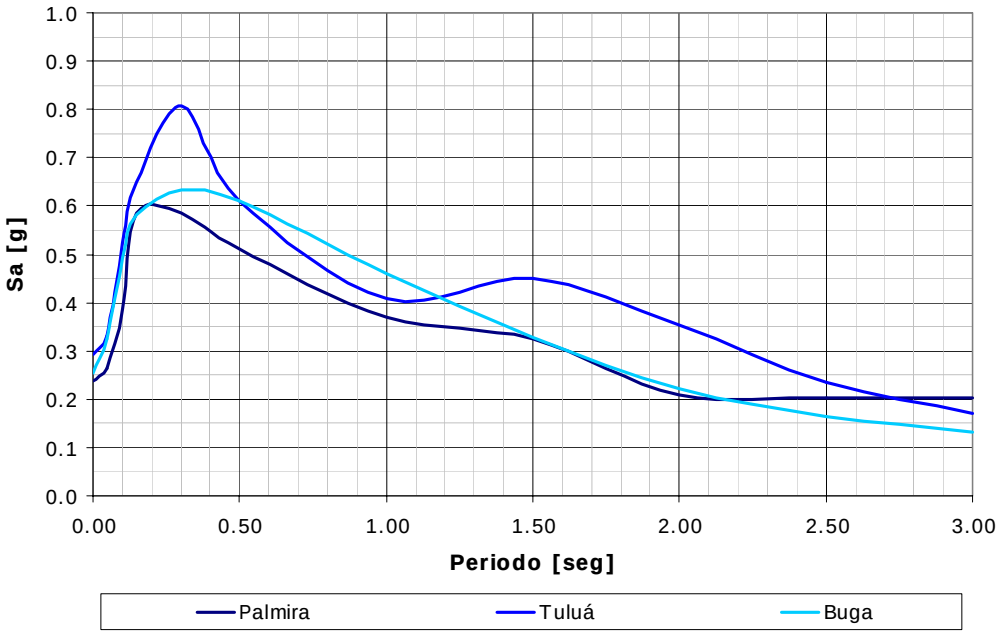


Figura 5.11 Espectros de Amenaza Uniforme para los tres municipios estudiados

5.4.3 Comparación de metodologías de estimación de efectos de sitio

El procedimiento de cálculo de espectros de amenaza uniforme implementado en el presente estudio involucra la realización de una gran cantidad análisis de propagación de onda para tener en cuenta el cambio en la respuesta del depósito para diferentes niveles de intensidad sísmica (resultado de diferentes combinaciones magnitud-distancia). En estudios anteriores se ha utilizado como método para la estimación de los efectos de sitio la propagación de señales que cumplan ciertos parámetros acordes con la amenaza para un periodo de retorno dado (generalmente 475 años). Este tipo de métodos requieren una menor cantidad de análisis de computador puesto que se propagan 4 o 5 señales representativas, sin embargo el proceso de selección o generación de señales es complicado y el resultado final será dependiente de la o las señales de entrada que se seleccionen.

Para realizar la comparación de metodologías se genera en primera instancia una serie de señales cuyos espectros de respuesta correspondan aproximadamente al espectro de Amenaza uniforme en roca (Figura 5.12) para cada uno de los municipios. Estas señales se propagan en

el perfil de referencia obteniéndose espectros en superficie los cuales se comparan con el espectro de Amenaza uniforme correspondiente.

Los resultados de los análisis de comparación de metodologías se presentan en las Figuras 5.13. En esta Figura se observa una baja concordancia entre los resultados de los análisis realizados mediante espectros de respuesta de las señales en superficie y el espectro de amenaza uniforme correspondiente a cada uno de los modelos de referencia. Los espectros de amenaza uniforme en las gráficas se notan como EAU.

Las diferencias observadas se generan por el hecho que los valores del espectro de Amenaza uniforme son calculados (aceleraciones espectrales en este caso) sumando el aporte de las diferentes combinaciones posibles de magnitud y distancia, cada una de las cuales se ve amplificada de manera diferente debido a la no linealidad de los suelos. Mientras tanto la amplificación de las señales es la que corresponde a la respuesta del depósito de suelo ante una señal con intensidad máxima fija.

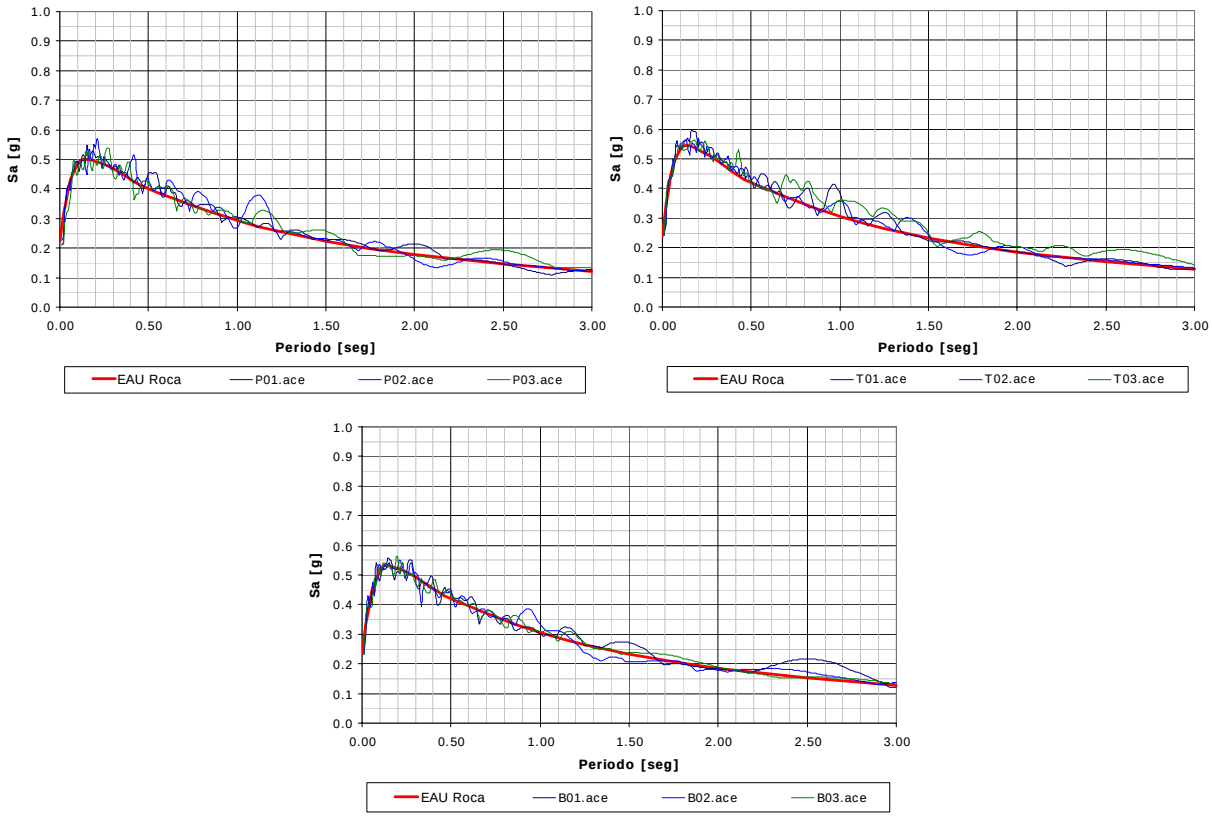
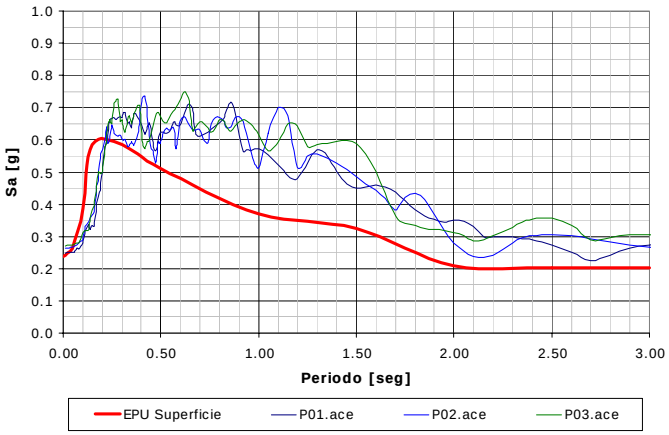
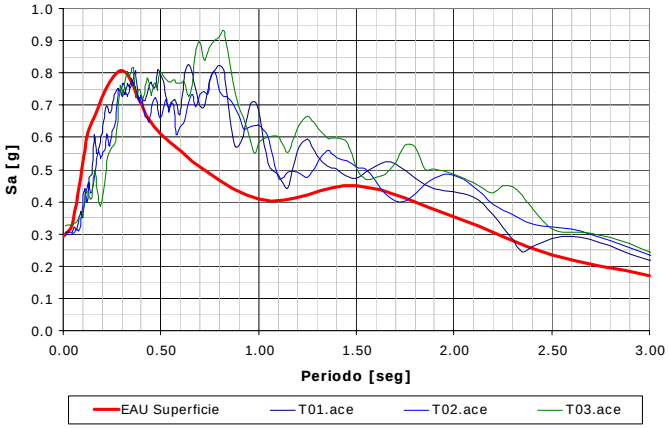


Figura 5.12 Espectros de respuesta señales de análisis comparados con los espectros de amenaza uniforme en roca para las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga





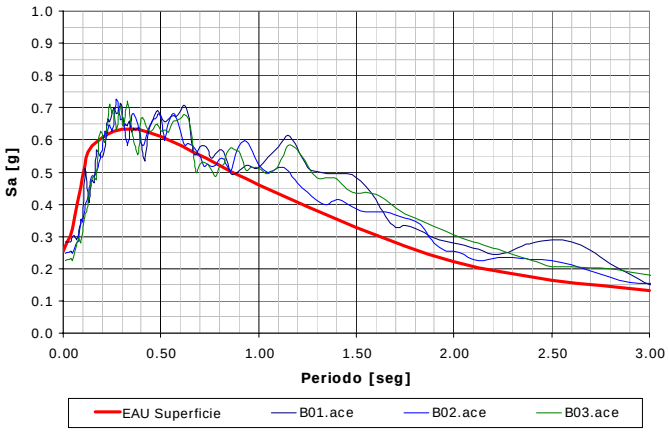


Figura 5.13 Comparación metodologías de estimación de efectos de sitio para modelo de referencia para Palmira, Tuluá y Buga

5.4.4 Análisis con señales características

En estudios anteriores la estimación de los efectos de sitio se realizaba mediante la propagación de señales características. Para establecer una comparación entre el método de espectros de amenaza uniforme y los resultados de los análisis mediante señales características, se generaron tres señales cuyas propiedades corresponden a las de los sismos provenientes de las fuentes sismogénicas con mayor participación dentro de la amenaza sísmica (Sistema Romeral, Sistema Cauca, Benioff Intermedia y Subducción) de los tres municipios estudiados.

Los sismos de análisis seleccionados para establecer una comparación entre las metodologías corresponden a las señales que harán parte de la normativa para diseño sismorresistente de los tres municipios estudiados. La selección de estos registros que servirán como insumo para el desarrollo de futuros estudios requiere un buen criterio desde el punto de la ingeniería sísmica. Se reconoce que su selección puede ser cuestionada, pero se estima que es la mejor dada la información y el conocimiento que se tiene hasta el presente.

Las señales seleccionadas se presentan a continuación.

5.4.4.1 Sismo Cercano

Para efectos de considerar la eventualidad de la ruptura de una falla local como podría ser el caso de algún ramal de la Falla Romeral o del sistema Cauca se genera a partir de la señal del sismo de Armenia del 25 de Enero de 1999 registrada (esta señal es utilizada como función de Green) en la estación Bocatoma Nuevo Libaré sobre roca (ubicada a 42 km de distancia del epicentro) una señal sintética para el análisis mediante el método de funciones de Green empíricas.

La señal se escala a una aceleración máxima de 0.15 g que corresponde a la aceleración con un periodo de retorno de 475 años para el sistema Romeral en el caso de Palmira y para el sistema Cauca en el caso de Tulúa y Buga. La Figura 5.14 presenta la señal y el espectro de respuesta de la señal cercana.

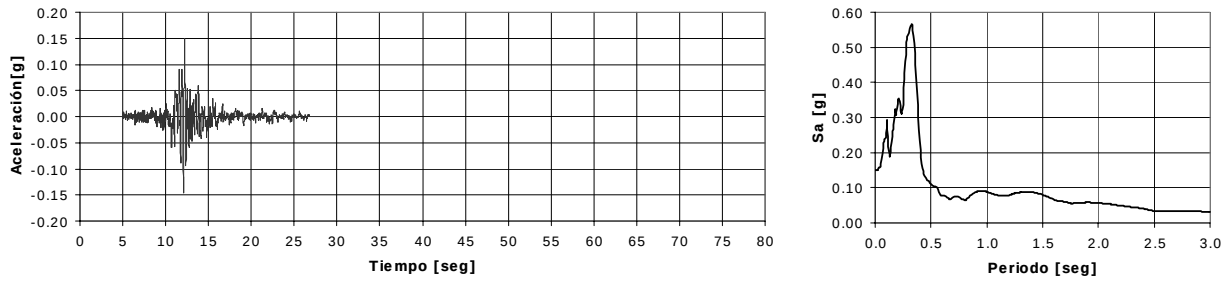


Figura 5.14 Señal Sismo Cercano

5.4.4.2 Sismo Benioff

Los sismos del Dovio (Valle) de febrero 19 de 1997, el de Sevilla (Valle) de septiembre 2 de 1997, el de Tuluá (Valle) de diciembre 11 de 1997, el de Calima (Valle) de febrero 8 de 1995 y el de Risaralda (Caldas) de agosto 19 de 1995 fueron generados en la zona de Benioff.

Para encontrar una señal característica de la zona de Benioff se generó un acelerograma sintético, utilizando como función de Green la señal del sismo de Calima (Valle del Cauca) de febrero 8 de 1995, registrada en la estación Anserma, dirección EW. La señal resultante se escala a una aceleración máxima de 0.10 g que corresponde a la aceleración en terreno firme con periodo de retorno de 475 años para la fuente Benioff Intermedia en los tres municipios estudiados. La Figura 5.15 presenta la señal y el espectro de respuesta de la señal Benioff.

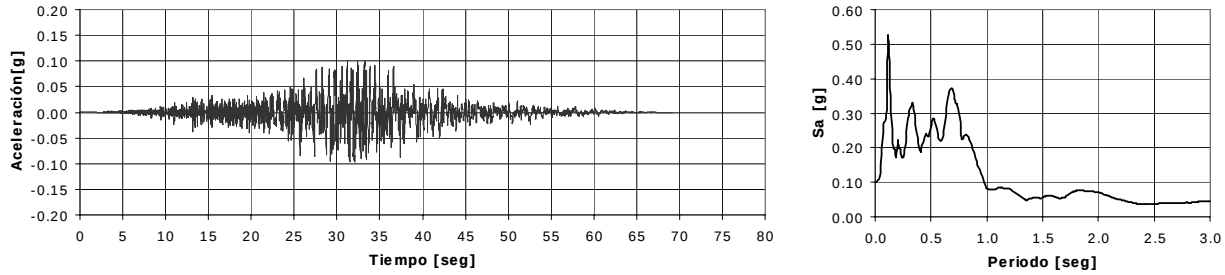


Figura 5.15 Señal Sismo Benioff

5.4.4.3 Sismo Subducción

Una de las fuentes sismogénicas que tiene mayor participación en la amenaza sísmica de todos los municipios del Valle del Cauca es la fuente subducción.

Para tener en cuenta los sismos provenientes de esta fuente se utiliza el registro del sismo ocurrido en México del 19 de Septiembre de 1985 (Magnitud = 8.1) registrado en la estación ZIHUATANEJO que hace parte de la Red de Acelerógrafos de Guerrero. La distancia epicentral de este registro es de 160 km. La señal es escalada a una aceleración máxima de 0.15 g correspondiente a la aceleración con periodo de retorno de 475 años para esta fuente sismogénica. La Figura 5.16 presenta la señal y el espectro de respuesta de la señal Subducción.

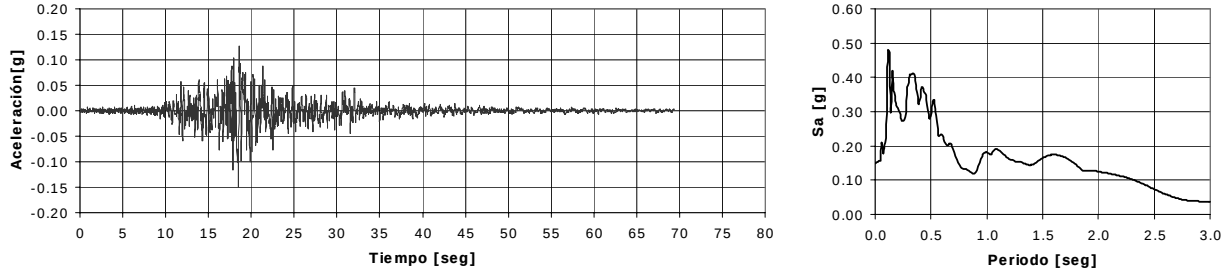


Figura 5.16 Señal Sismo Subducción

En la Figura 5.17 se presentan los espectros de respuesta de las tres señales de análisis y los espectros de amenaza uniforme asociados a un periodo de retorno de 475 años.

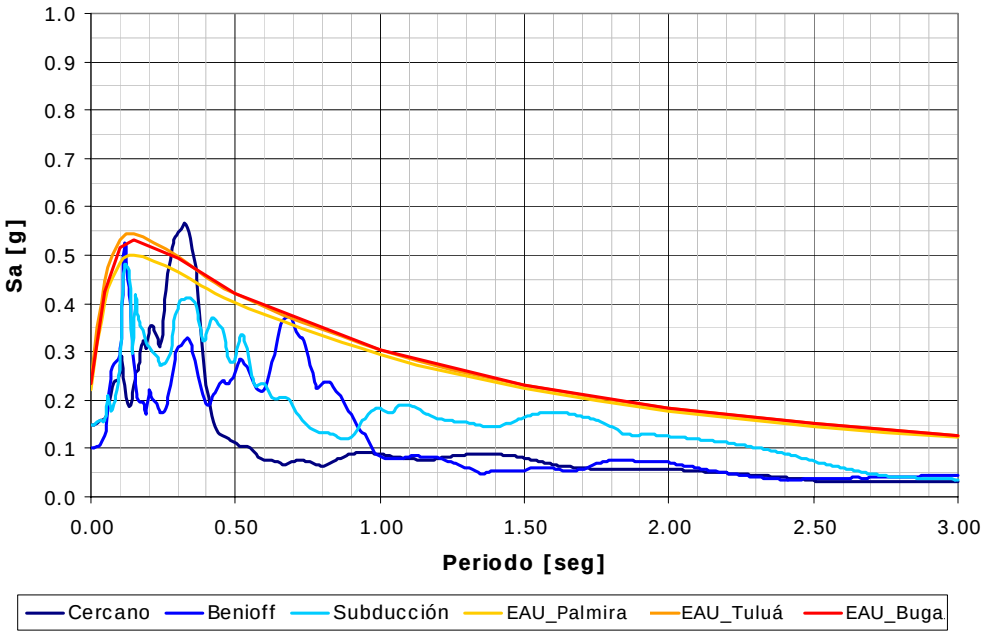


Figura 5.17 Comparación espectros de respuesta señales de análisis y espectros de amenaza uniforme en terreno firme

Se realiza una comparación entre los espectros de respuesta en superficie de las señales características definidas anteriormente y los espectros de amenaza uniforme para el modelo de referencia de las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga (Figura 5.18). En esta Figura se puede observar que los espectros de las señales características se ajustan aceptablemente bien a la forma del espectro de amenaza uniforme (EAU), conformando una especie de envolvente suavizada de los anteriores.

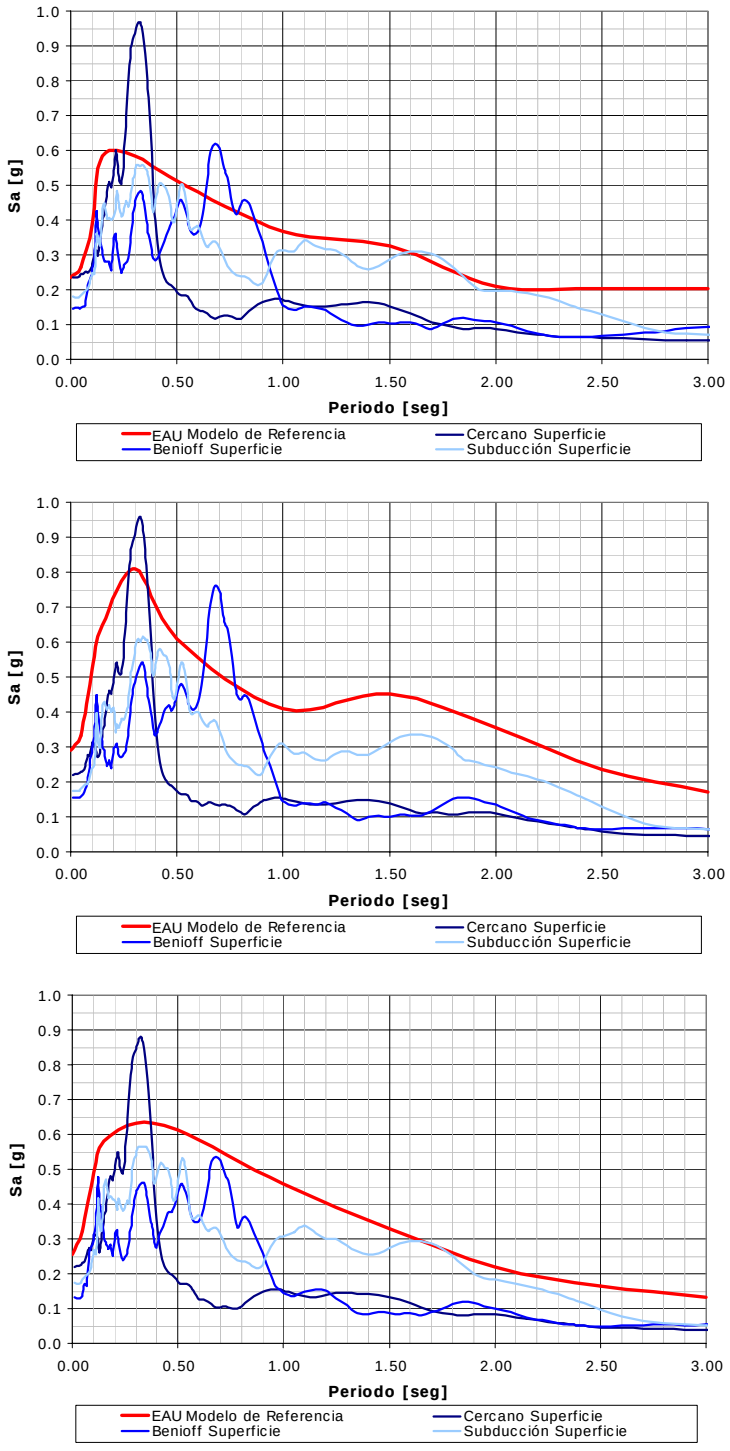


Figura 5.18 Comparación metodologías de estimación de efectos de sitio para modelos de referencia Palmira, Tuluá y Buga

5.4.5 Modelo con terciario y basamento

Una inquietud que surge en la modelación de la respuesta dinámica de los depósitos es la profundidad en la cual se debe modelar la roca base. La alternativa con respecto al modelo de referencia estudiado (modelación del depósito blando del cuaternario sobre basamento con las características de los materiales que se encuentran en la zona de estudio del periodo terciario, denominado MQT), consistiría en incluir en la modelación el depósitos de rocas del terciario (ver Capítulo 2 y 4) y definir la roca a nivel del basamento rocoso identificado en los perfiles geológicos y geotécnicos investigados.

Para el modelo Cuaternario-Terciario-Basamento (MQTB), adicionalmente a la estratigrafía definida anteriormente se incluye en profundidad un estrato de 200 m de espesor con una velocidad de onda de corte promedio de 1000 m/s (para el modelo del Municipio de Palmira) y de 800 m/s para los modelos de los municipios de Tulúa y Buga, el amortiguamiento para bajas deformaciones del estrato del terciario se supone igual a 4%. El basamento rocoso se le asigna una velocidad de onda de 2000 m/s).

En la Figura 5.19 presentan los resultados comparativos de modelos alternativos de análisis para los tres municipios.

Los resultados indican que no hay una diferencia fundamental en la respuesta dinámica al considerar en la modelación el depósito de rocas del terciario ubicado sobre el basamento rocoso. Las principales diferencias encontradas se presentan para periodos estructurales de 1 seg en los cuales el espectro correspondiente al modelo que incluye el terciario como una serie de capas (Modelo MQTB) presenta mayores aceleraciones que el modelo de referencia.

De acuerdo con esto, los diferentes modelos que se analizan no incluyen la modelación de los depósitos del terciario que aparecen en profundidad. Las rocas del terciario se consideran como el basamento de los modelos de análisis.

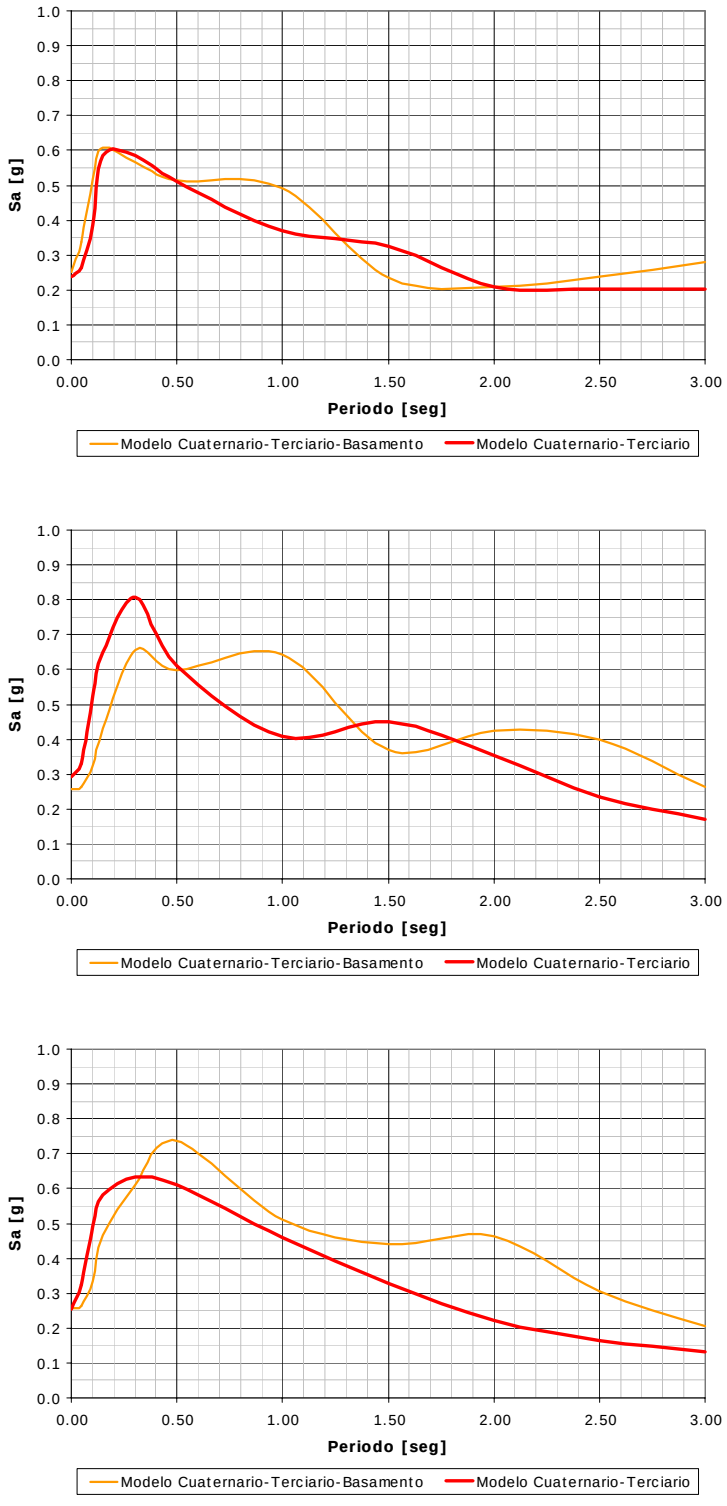


Figura 5.19 Sensibilidad en la respuesta al modelo con terciario y basamento para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga.

5.4.6 Profundidad de roca base (Terciario)

Una de las principales variables que determina si la propagación de las ondas en el depósito de suelo puede o no generar amplificación en la intensidad sísmica de análisis es el espesor del depósito de suelo blando. En los municipios estudiados (principalmente en el municipio de Palmira) existen depósitos de suelo compuestos por conglomerados y arcillas de alta resistencia que pueden alcanzar los 500 m de profundidad para el caso de Palmira y entre 200 y 150 m para el perímetro urbano de los municipios de Tulúa y Buga (ver Capítulo 2).

Dada la importancia del espesor del depósito blando en los efectos de sitio, se realizó un análisis de sensibilidad de la respuesta con la profundidad, construyendo los modelos indicados en la Tabla 5.2.

En la Figura 5.20 se presentan los resultados de los análisis (espectros de amenaza uniforme Tret = 475 años) para las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga respectivamente.

Los anteriores resultados indican una mayor variación en los espectros de respuesta de los modelos de sensibilidad de la ciudad de Tuluá en relación a los resultados obtenidos para la ciudades de Palmira y Buga.

Los espectros correspondientes a columnas de menor profundidad presentan en general mayores aceleraciones espectrales (en especial para periodos inferiores a 1.0 seg). Se observa como no solo se presentan variaciones en los niveles de aceleración espectral, también se presentan variaciones en la forma espectral (los cuales son más significativos para los modelos en la ciudad de Tuluá.

Por lo anterior es de gran importancia que el espesor del depósito blando se ajuste lo más posible a la realidad puesto que en caso contrario se pueden generar mayores o menores aceleraciones espectrales en ciertos rangos de periodos estructurales.

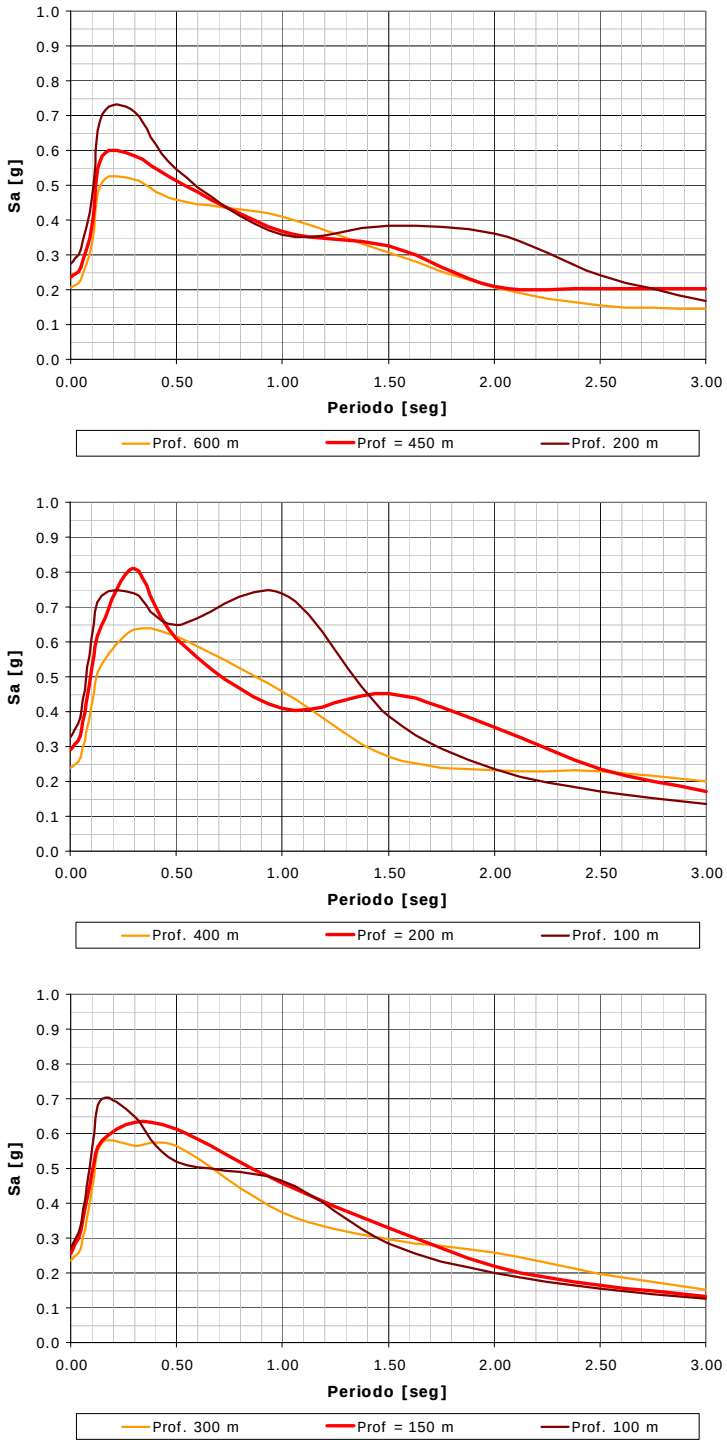


Figura 5.20 Sensibilidad con la profundidad del depósito blando para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga.

5.4.7 Velocidad de onda de corte en la roca

Se analizan tres velocidades de onda de corte a nivel de basamento ó roca base para cada uno de los municipios. La Figura 5.21 presenta el análisis de sensibilidad en función de la velocidad de onda cortante en basamento en la respuesta para los tres municipios.

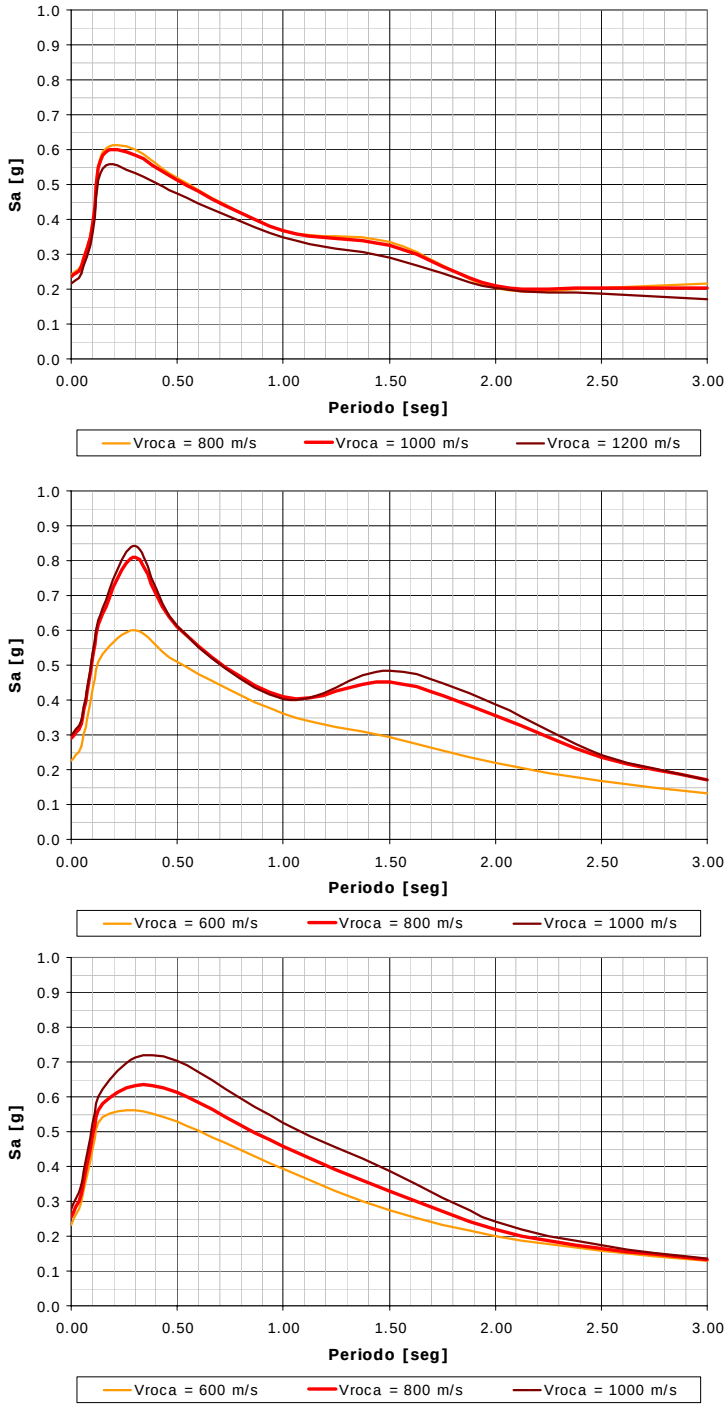


Figura 5.21 Sensibilidad en la respuesta a la velocidad de onda de corte en la roca para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga.

Como es de esperar a medida que se aumenta la velocidad de roca base, aumentan las aceleraciones espectrales, sin embargo no se observan cambios relevantes en la forma del espectro de Amenaza uniforme. Las mayores diferencias porcentuales se presentan para los modos fundamentales de vibración del depósito.

5.4.8 Variación de la velocidad de onda con la profundidad

Con respecto a la variación de la velocidad de onda cortante con la profundidad se analizan tres situaciones específicas para cada uno de los municipios las cuales corresponden a las tendencias promedio a la media más una desviación estándar y la media menos una desviación estándar.

Las curvas utilizadas para determinar la desviación de la velocidad de onda en función de la profundidad corresponden a lo presentado en el Capítulo 4 del presente estudio. La Figura 5.22 presenta la sensibilidad en la respuesta a este parámetro para los tres municipios.

En la Figura 5.22 se puede apreciar como con el aumento de la velocidad de onda del depósito disminuye el contraste (relación de impedancia entre el depósito y la roca base), lo cual genera una disminución en las aceleraciones espectrales. Las mayores diferencias con el cambio de la velocidad de onda de los materiales que componen el depósito se presenta en el modelo de Palmira debido a que en este modelo el espesor es mayor.

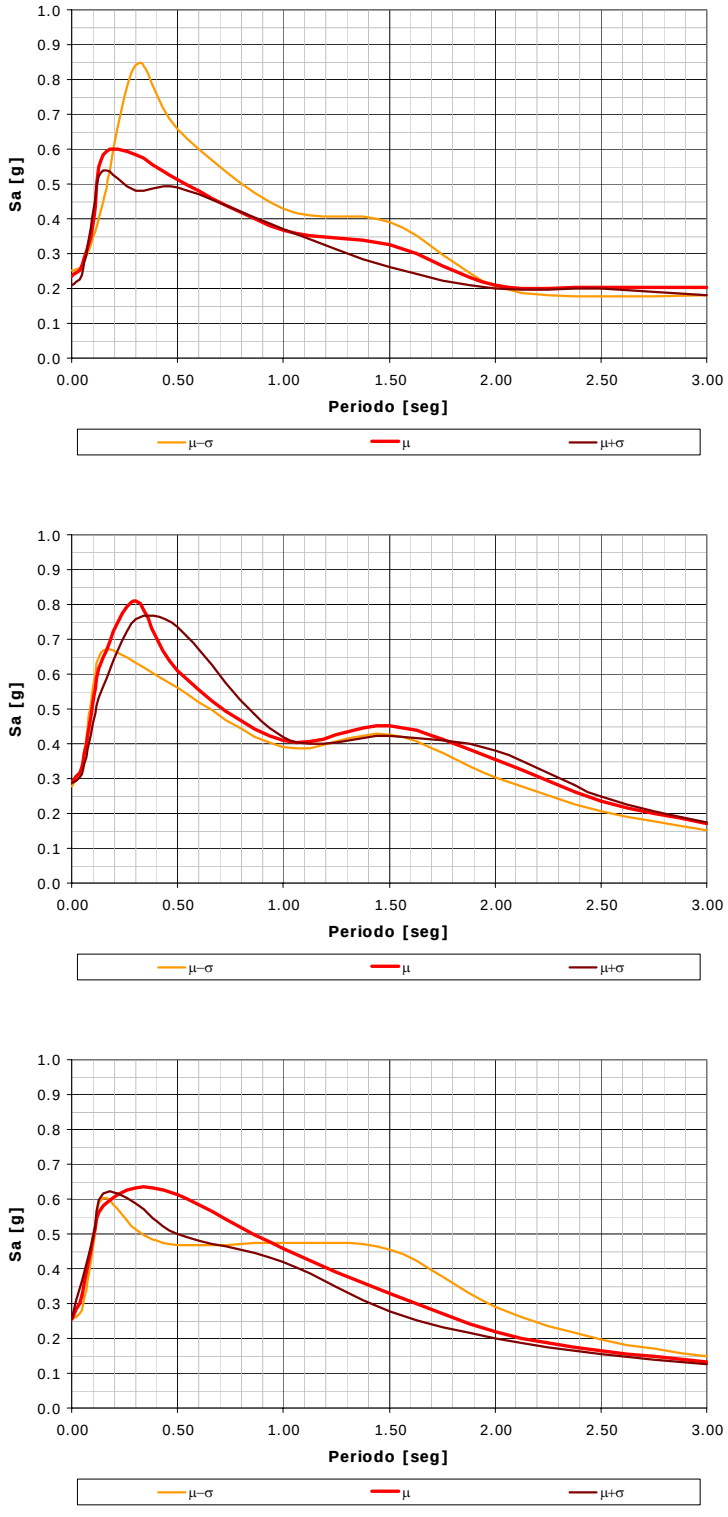


Figura 5.22 Sensibilidad en la respuesta a la variación de la velocidad de onda de corte con la profundidad para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga.

5.4.9 Curvas de degradación y amortiguamiento

Otra de variables estudiadas desde el punto de vista de sensibilidad es la forma de la curva de degradación de la rigidez de los materiales dominante en el depósito, en particular en relación con su dependencia o no con la profundidad, o con la presión efectiva (ver detalles en el Capítulo 4).

De acuerdo con lo presentado en el Capítulo 4, se estudian dos alternativas. En la primera, no se considera la variación de la degradación de rigidez y el amortiguamiento de suelo en profundidad. En la segunda opción se considera esta variación. La Figura 5.23 presenta la sensibilidad a este parámetro para los tres municipios.

El uso de un modelo de comportamiento dinámico que no tenga en cuenta los cambios en la degradación de la rigidez en función de la profundidad genera valores sistemáticamente menores en el espectro de amenaza uniforme (especialmente para los periodos estructurales de interés comprendidos entre periodos de 0 a 1 seg).

Las diferencias observadas son de mayor importancia a medida que el espesor del depósito aumenta. En los modelos desarrollados en la ciudad de Palmira (450 m de profundidad) se encuentran relaciones máximas entre las aceleraciones espectrales del modelo dependiente y el independiente del orden 2.0.

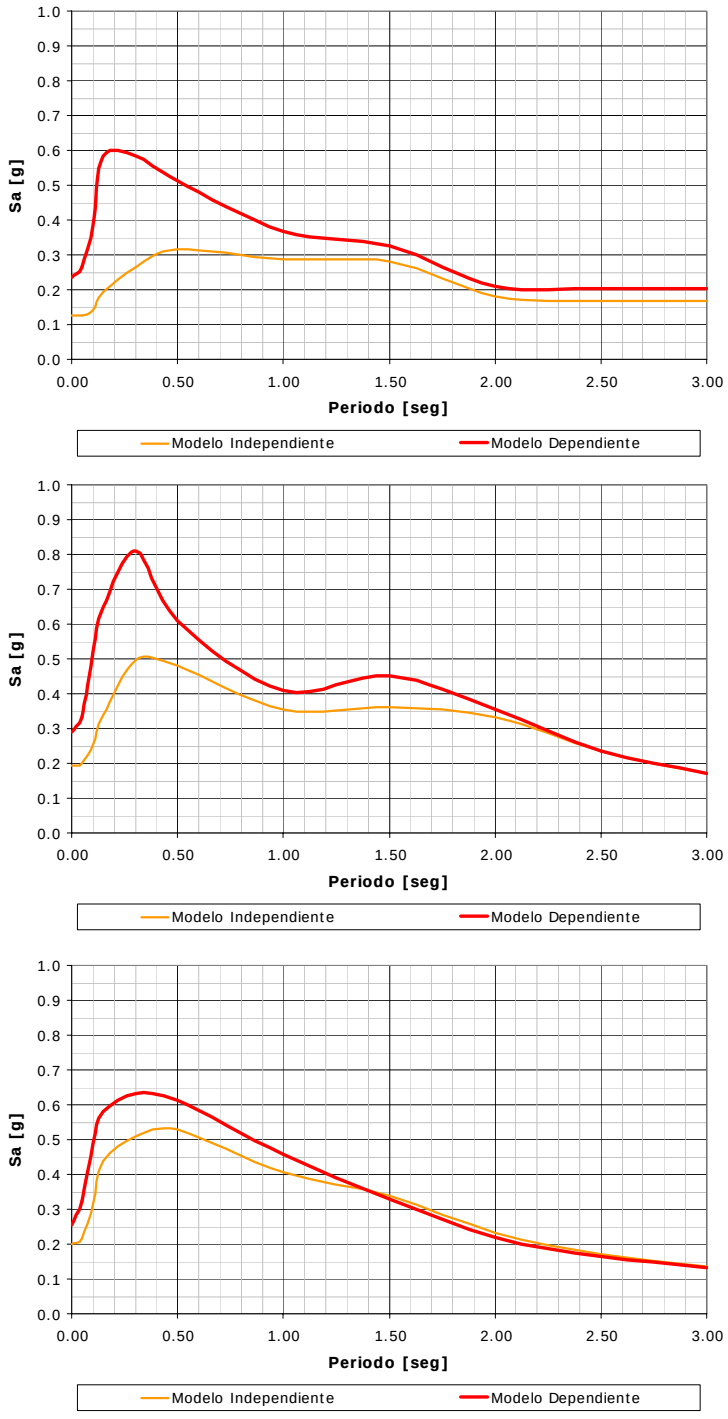


Figura 5.23 Sensibilidad en la respuesta a la forma de la curva de degradación - Buga

5.4.10 Tipo de Análisis no lineal

Se evalúan las diferencias en la respuesta al utilizar dos metodologías diferentes de análisis. La primera una metodología de análisis no lineal equivalente, correspondiente a la que utiliza el programa de computador SHAKE, y la segunda una metodología de análisis contra el tiempo correspondiente a la que utiliza el programa de computador DEEPSOIL. Estas metodologías se describen brevemente en los numerales 5.2.1 y 5.2.2.

Las Figuras 5.24 a 5.26 presentan la sensibilidad al tipo de análisis no lineal empleado para los tres municipios analizados.

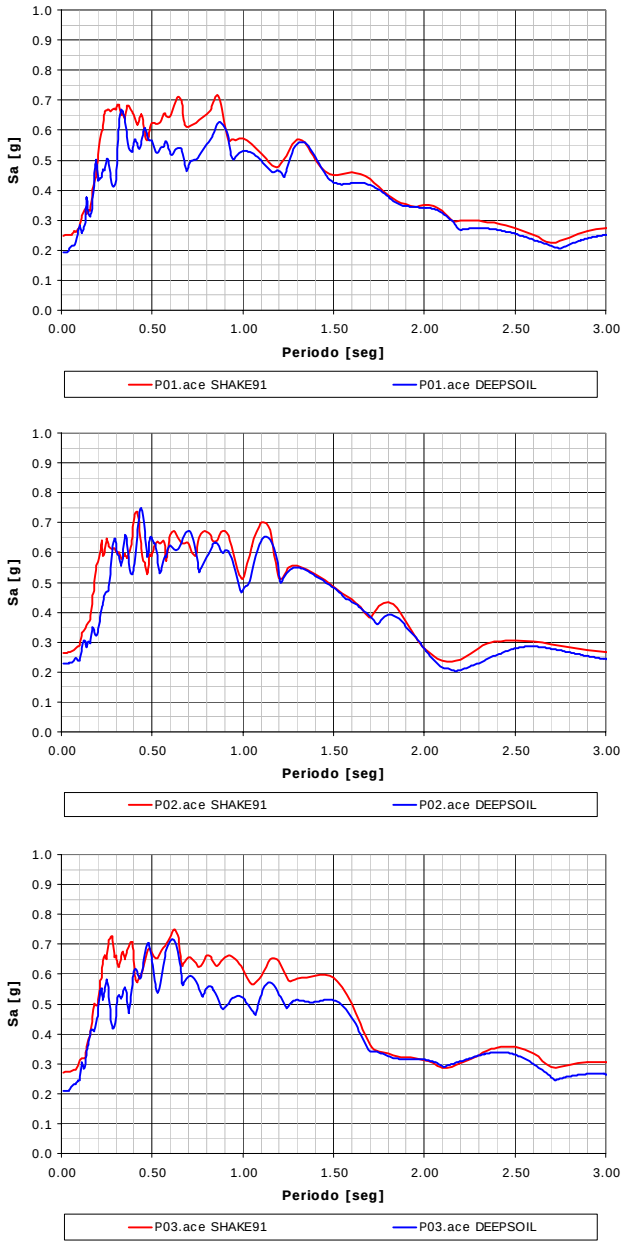


Figura 5.24 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Palmira

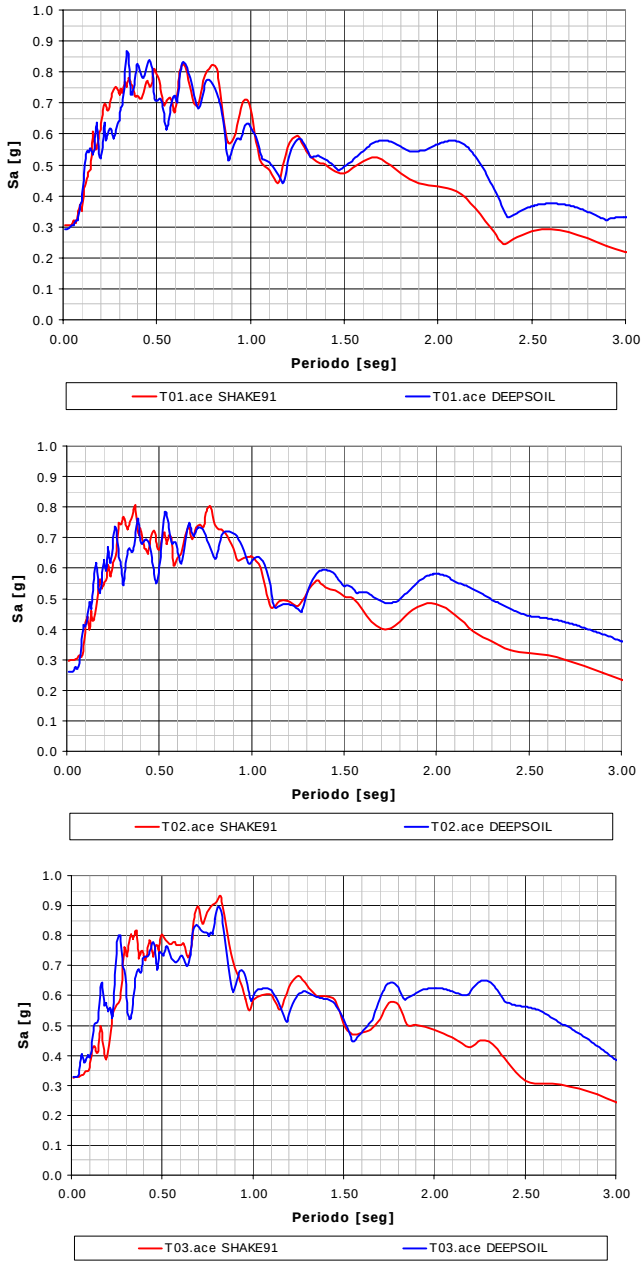


Figura 5.25 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Tuluá

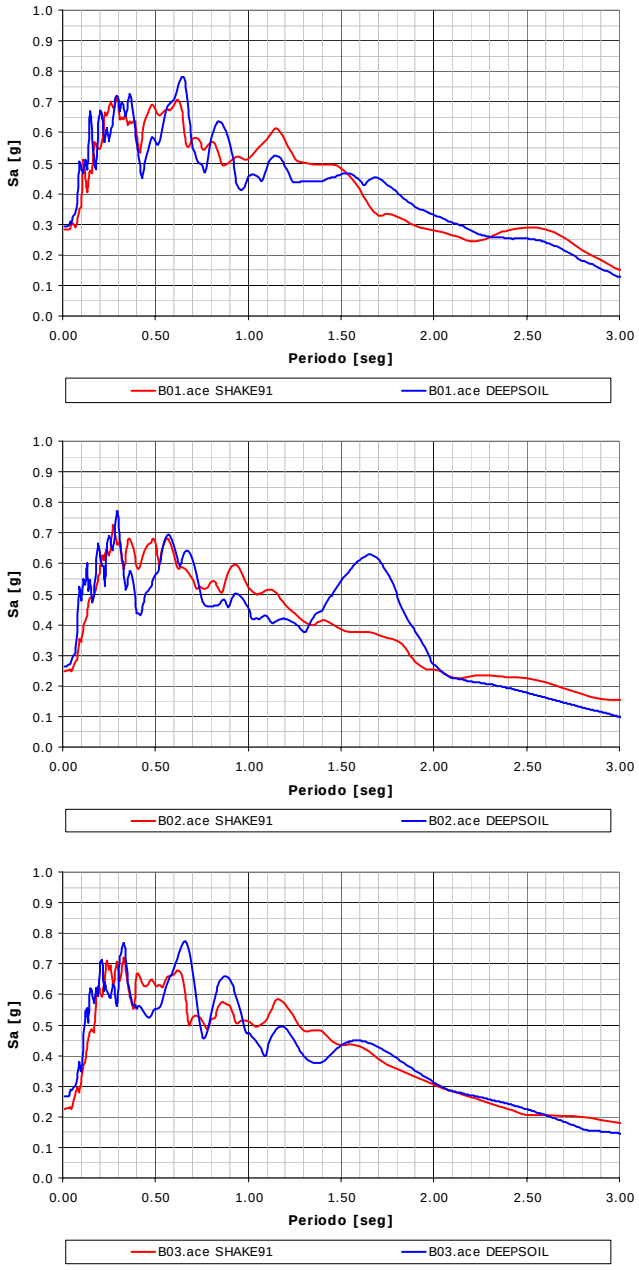


Figura 5.26 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Tuluá

La comparación anterior se realiza con señales en las cuales la aceleración máxima es relativamente alta (superior a 0.23 g) con el fin de analizar los resultados cuando el depósito se encuentra en el rango inelástico. En general se observa una buena concordancia entre los resultados obtenidos, se encuentran diferencias porcentuales promedio inferiores a 8% para periodos inferiores a 1 seg. Para periodos superiores a 1 seg se encuentran diferencias mayores, las cuales para los modelos de Tuluá alcanzan valores cercanos al 25%.

5.4.11 Tipo de señal de entrada para análisis sísmico

Este análisis pretende evaluar las diferencias en la amplificación espectral (relación entre el espectro en superficie y el espectro en roca para un periodo estructural dado) al utilizar señales de un sismo en particular registradas a diferentes distancias. Las señales utilizadas corresponden al sismo de Loma Prieta registrado en estaciones ubicadas en roca con distancias epicentrales de 11 km (Sismo Cercano), 65 km (Sismo Intermedio) y 90 km (sismo lejano). Las tres señales fueron escaladas a una aceleración máxima de 0.10 g para poder realizar la comparación deseada.

La Figura 5.27 presenta los resultados del análisis para diferentes tipos de señales de entrada para cada uno de los modelos de referencia de los municipios.

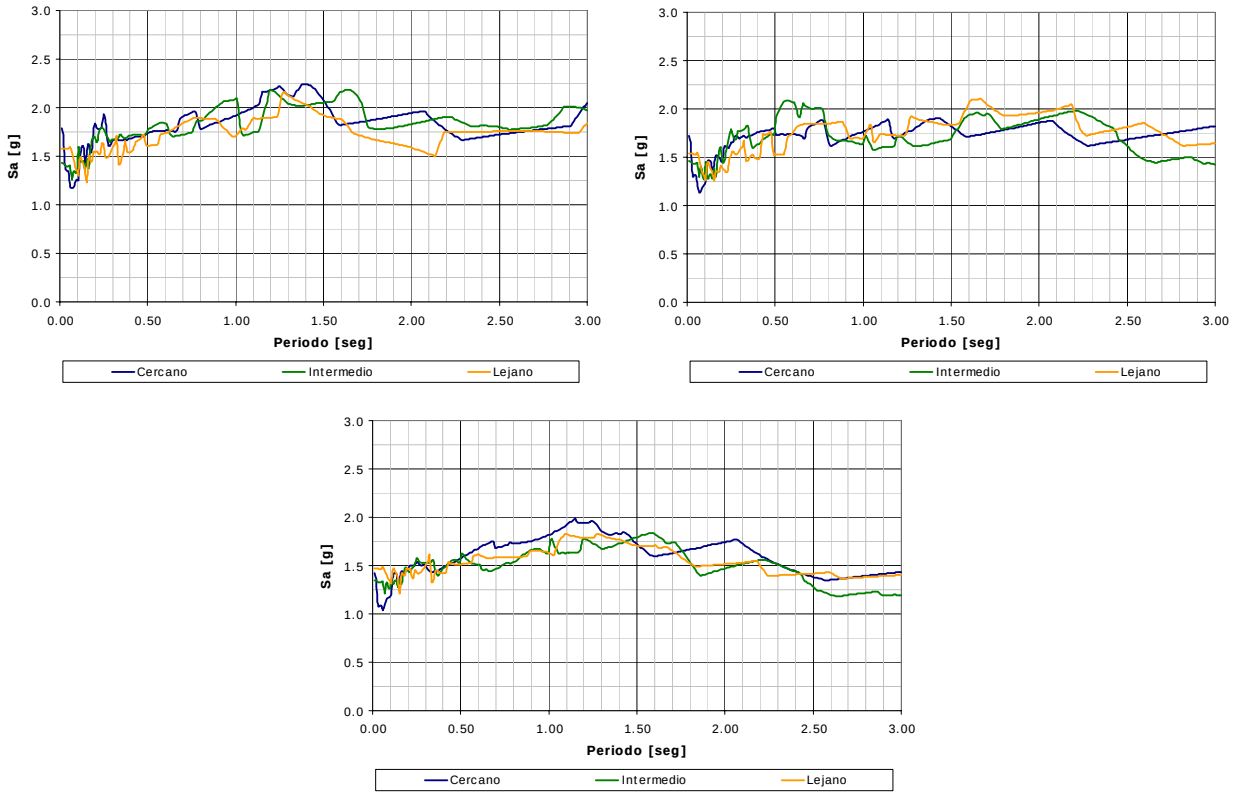


Figura 5.27 Sensibilidad en la respuesta al tipo de señal de entrada para el análisis para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga

Los análisis presentados indican que la respuesta dinámica de los modelos de referencia no presentan una sensibilidad significativa al contenido frecuencial de los sismos característicos de fuentes cercanas, intermedias o lejanas, para ninguno de los municipios.

5.4.12 Conclusiones del análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad realizado en los diferentes municipios permite establecer unas conclusiones generales teniendo en cuenta los modelos de referencia planteados:

1. Para los depósitos de suelos característicos de la zona no se presenta una sensibilidad significativa para las siguientes variables, considerando los rangos de valores característicos de estas variables en la zona de estudio:

    - Consideración del basamento en modelo a nivel de depósito del terciario o de la roca base
    - Velocidad de onda de corte del basamento
    - Variación de la velocidad de onda con la profundidad
    - Tipo de análisis de respuesta unidimensional (no lineal equivalente Vs. No lineal contra el tiempo)

2. Las siguientes variables generan cambios sensibles en los espectros de respuesta a nivel de superficie:

    - Profundidad del basamento: considerando las profundidades encontradas en las investigaciones realizadas las menores profundidades tienden a generar mayores amplificaciones espectrales para rangos de periodos estructurales menores a 1 seg.
    - Curvas de degradación y amortiguamiento: se recomienda utilizar el modelo que considera que el comportamiento dinámico de los suelos varía con la profundidad del estrato analizado.

3. Con respecto a la metodología de análisis se concluye lo siguiente:

    - La metodología basada en la generación de acelerogramas sintéticos a partir del espectro de amenaza en roca no puede utilizarse ya que genera resultados excesivamente conservadores
    - Se puede utilizar el análisis no lineal equivalente el cual arroja resultados muy similares al análisis no lineal contra el tiempo, siendo el primero mucho más sencillo y rápido
    - El tipo de señal (cercana intermedia o lejana), particularmente su contenido frecuencial no genera grandes diferencias en las amplificaciones espectrales de los modelos de referencia por lo cual estas funciones pueden caracterizarse con cierta confiabilidad en cada uno de los puntos sin tener en cuenta la procedencia de la señal. Es importante resaltar que aunque el contenido frecuencial no genera en el presente caso cambios significativos en la respuesta la intensidad máxima de la señal genera un mayor o un menor comportamiento no lineal, por esta razón la intensidad del la señal (aceleración máxima del registro) debe ser tenida en cuenta en los análisis.

Las anteriores conclusiones se utilizan en el análisis de respuesta dinámica que se presenta a continuación.

5.5 RESPUESTA DINÁMICA UNIDIMENSIONAL

5.5.1 Perfiles de Análisis

La microzonificación sísmica de los municipios de Palmira, Tuluá y Buga se estudia desde el punto de vista de la respuesta unidimensional del depósito. La forma del perfil del basamento rocoso en la zona bajo estudio no se conoce en detalle. Sin embargo se encuentra en casi toda la zona de estudio depósitos materiales cohesivos y conglomerados de alta rigidez. Si se consideran las dimensiones aproximadas en la zona central de los municipios se concluye que el comportamiento de los depósitos puede considerarse prácticamente como unidimensional, es decir su comportamiento dinámico puede analizarse considerando una estratigrafía uniforme en toda la zona.

De acuerdo con esto, se definen las zonas uniformes de análisis, en cada una de las cuales se plantea la respuesta dinámica unidimensional de los puntos donde se realizaron sondeos y donde se conoce la estratigrafía existente.

En el Capítulo 4 se presentan las columnas estratigráficas de los sondeos realizados. Los perfiles de análisis definidos son los que se presentan en las Tablas 5.3, 5.4 y 5.5.

Tabla 5.3 Perfiles de análisis - Palmira

Perfil No	Nombre
1	Estadio Rivera Escobar
2	Batallón Codazzi
3	SENA Palmira
4	Universidad del Valle
5	Centro de Palmira
6	Instituto Raffo Rivera
7	Parque de los Mangos
8	Parque del Azúcar
9	Finca San Pablo

Tabla 5.4 Perfiles de análisis - Tuluá

Perfil No	Nombre
1	Aeropuerto Farfán
2	Matadero Municipal
3	Clínica Tuluá
4	Universidad Central del Valle
5	Estadio 12 de Octubre
6	Instituto Tomás Uribe
7	Polideportivo del Norte

Tabla 5.5 Perfiles de análisis – Buga

Perfil No	Nombre
1	Instituto Técnico Agrícola
2	Federación Nacional de Cafeteros
3	Escuela Teodoro Valenzuela
4	Colegio Absalon Fernandez
5	Acelerógrafo Aguas Buga
6	CVC Piscicultura
7	Liceo los Andes Expansión Sur
8	Universidad Antonio Nariño Expansión Norte
9	Zona de Tanques Aguas Buga

A partir de cada perfil estratigráfico disponible se construye entonces un modelo unidimensional compuesto por varias capas de suelo y un semiespacio infinito en la parte inferior representando el basamento de contraste o la roca base.

5.5.2 Caracterización Geotécnica y Propiedades Dinámica

Los parámetros básicos que utiliza el modelo de computador SHAKE91 (Idriss et al, 1991) son los siguientes:

5.5.2.1 Estratigrafía

Se define principalmente por zonas de igual clasificación unificada de suelos mediante las propiedades índices. Cada estrato se caracteriza por su densidad húmeda y por su índice de liquidez, definiendo de esta manera su espesor y el tipo de comportamiento que lo caracteriza, bien sea el comportamiento característico de las arcillas, arenas o conglomerado.

5.5.2.2 Densidad

La densidad se estima a partir de valores medios de acuerdo con los resultados de los ensayos de laboratorio. Se trabaja con la densidad húmeda (γ_{humeda}). Los valores medios que resultan varían en un rango entre 1.8 a 2.2 Ton/m³

5.5.2.3 Módulo de Corte Máximo

De acuerdo con lo definido anteriormente, el módulo de corte máximo se define mediante las mediciones de velocidad de onda de cortante en el sitio a través de la siguiente relación:

$$G_o = \rho * Vs^2 \qquad (24)$$

donde:

Vs = Velocidad de onda de corte medida en el sitio para bajas deformaciones
ρ = Densidad de masa del estrato
G_o = Módulo de cortante máximo (valor inicial para el análisis)

Estas ecuaciones se utilizan para todos los depósitos de suelos característicos de la zona.

5.5.2.4 Curva de degradación de la rigidez y de capacidad de amortiguamiento

Las curvas de degradación del módulo dinámico de cortante y de capacidad de amortiguamiento con la deformación cortante se definen de acuerdo con los resultados que se presentan en el Capítulo 4. En la asignación de las propiedades se considera la variación de las mismas con la profundidad o con la presión de confinamiento.

5.5.2.5 Valores iniciales de módulos de rigidez y amortiguamiento

Los valores iniciales para los módulos de rigidez se establecen igual a los módulos Go y los valores iniciales de coeficientes de amortiguamiento se estiman de manera uniforme para todos los depósitos en el 5%. El programa de computador se encarga de degradar los módulos y de llevar los coeficientes de amortiguamientos hasta los valores donde se hagan compatibles con las deformaciones alcanzadas de acuerdo con la señal de entrada utilizada en el análisis.

De acuerdo con lo anterior se preparan los datos básicos de cada uno de los sondeos disponibles para ser analizados con el modelo de computador SHAKE91 (Idriss et al, 1991).

5.5.3 Señales de análisis para determinar las funciones de transferencia

Para adelantar los análisis de propagación de onda en los diferentes puntos de control (columnas estratigráficas) que se tienen en los municipios de Palmira, Tuluá y Buga es necesario seleccionar señales sísmicas registradas en roca preferiblemente o en suelo duro.

Para poder determinar los espectros de Amenaza uniforme (espectro de respuesta con probabilidad de excedencia constante) se deben calcular funciones de transferencia para diferentes niveles de intensidad para que los espectros resultantes tengan en cuenta el comportamiento histerético de los suelos que componen la columna estratigráfica. Para la presente investigación se seleccionaron los siguientes niveles de intensidad sísmica: 0.05 g, 0.10 g, 0.20 g, 0.40 g.

Dentro de la presente investigación se intentó no escalar la amplitud de las señales con el fin de conservar las características frecuenciales y de duración de la fase intensa que tiene un registro sísmico en función de su magnitud, distancia y nivel de intensidad. Dado que en el país no se dispone de registros sísmicos confiables a nivel de estratos firmes con aceleración máxima superior a los 50 gales (0.05 g) fue necesario el uso de las bases de datos de movimientos sísmicos fuertes (strong motion database) que se encuentran en internet. Los registros fueron obtenidos del Instituto de Ingeniería de la UNAM (provenientes de la Red de Acelerógrafos de Guerrero) y de la base de datos del Centro de Estudios de Ingeniería Sísmica del Pacifico (PEER) adscrito a la Universidad de Berkeley.

En las Tablas 5.6 y 5.7 se presentan las principales características de las señales sísmicas utilizadas, tales como: identificación (nombre), fecha del evento, magnitud sísmica del evento, distancia epicentral, duración del registro, aceleración máxima de la señal, intervalo de muestreo, aceleración máxima utilizada en el análisis y el factor de diezmado utilizado para disminuir el número de datos del registro y el tiempo de procesamiento del archivo (si el factor de diezmado es N, entonces se leerá sólo una de cada N muestras).

En las Figuras 5.28 y 5.29 se presentan las señales seleccionadas para el análisis para fuentes de subducción y fuentes activas. Las Figuras 5.30 y 5.31 presentan los espectros de respuesta de aceleración de los 12 registros provenientes de fallas activas y los 10 espectros de las

señales de fuentes de subducción utilizados en los análisis. Los espectros han sido normalizados por la aceleración máxima del terreno con el fin de observar las diferencias entre las formas de los espectros de respuesta.

Con base en los análisis se determinan las funciones de transferencia no lineales en cada uno de los sitios de estudio para diferentes niveles de intensidad sísmica (para el presente análisis aceleración máxima en roca).

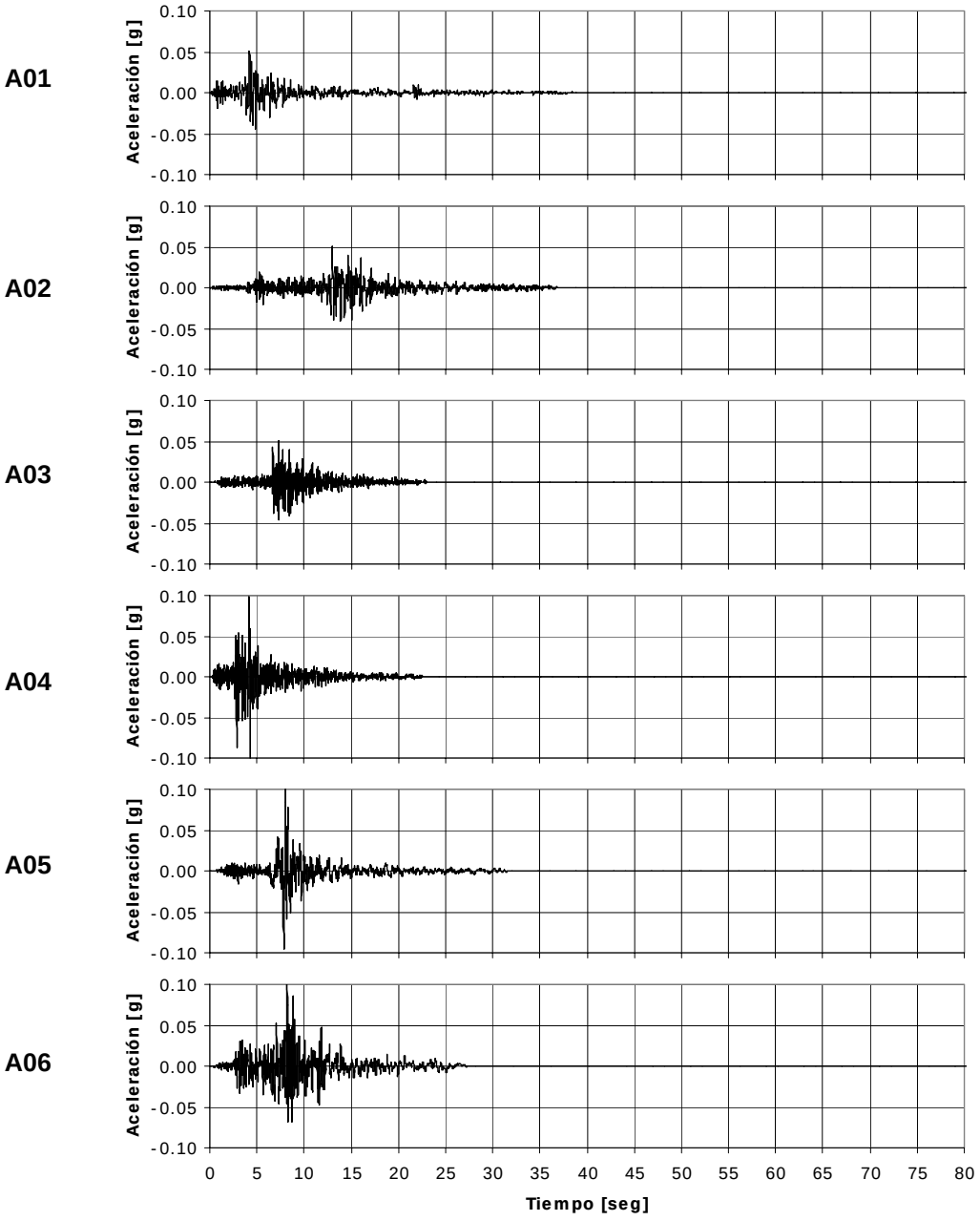
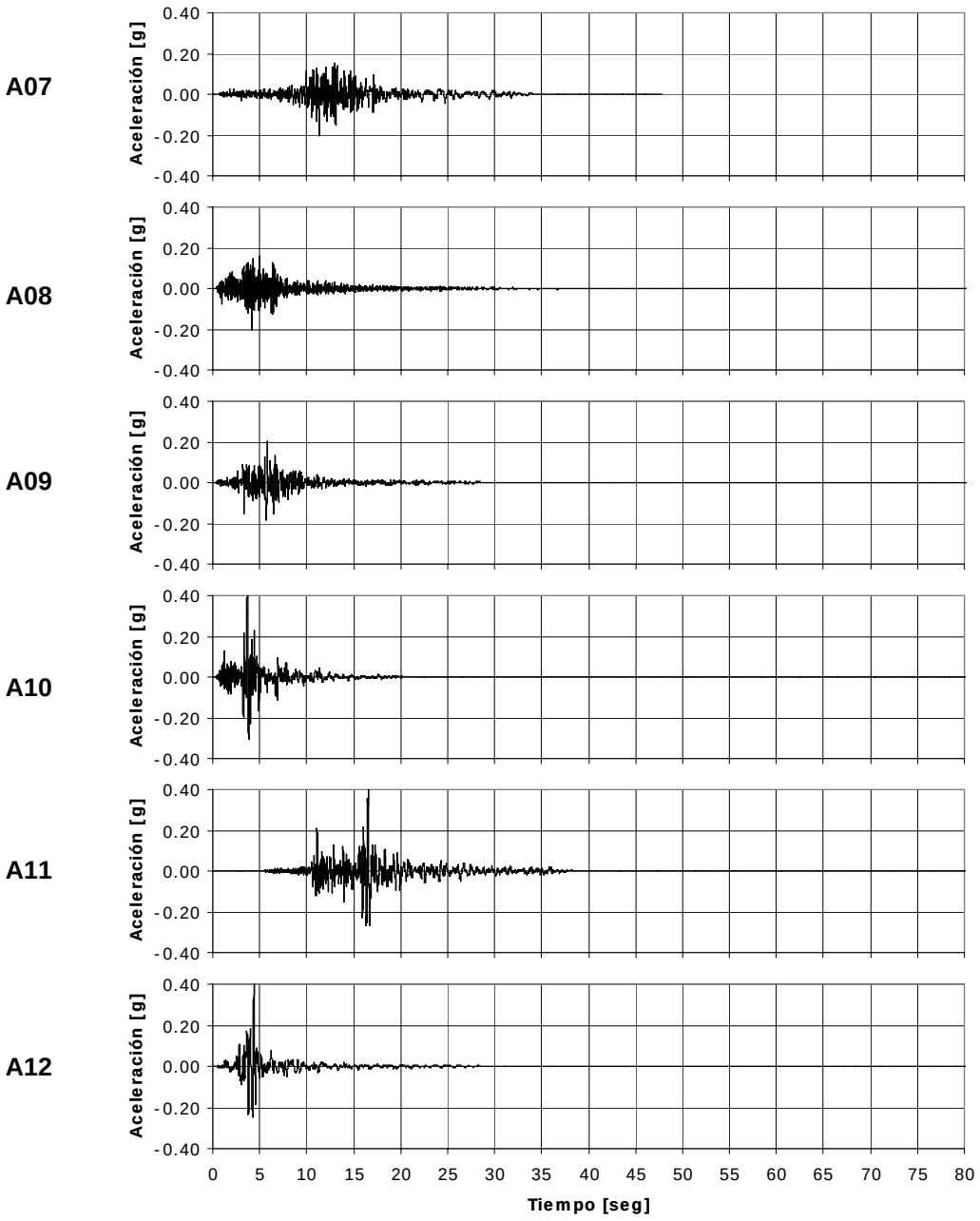


Figura 5.28 Señales de Fuente Activa



Continuación Figura 5.28 Señales de Fuente Activa

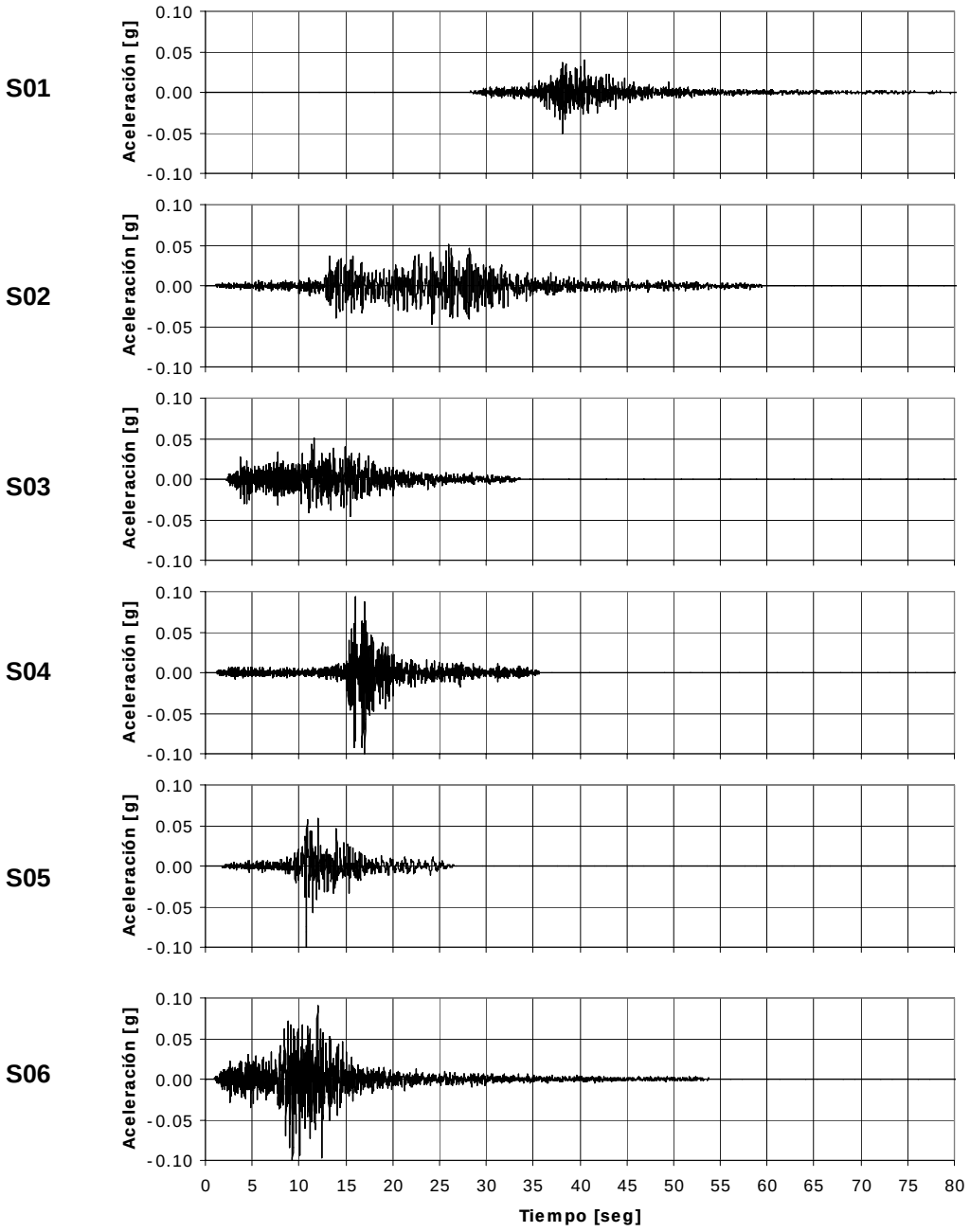
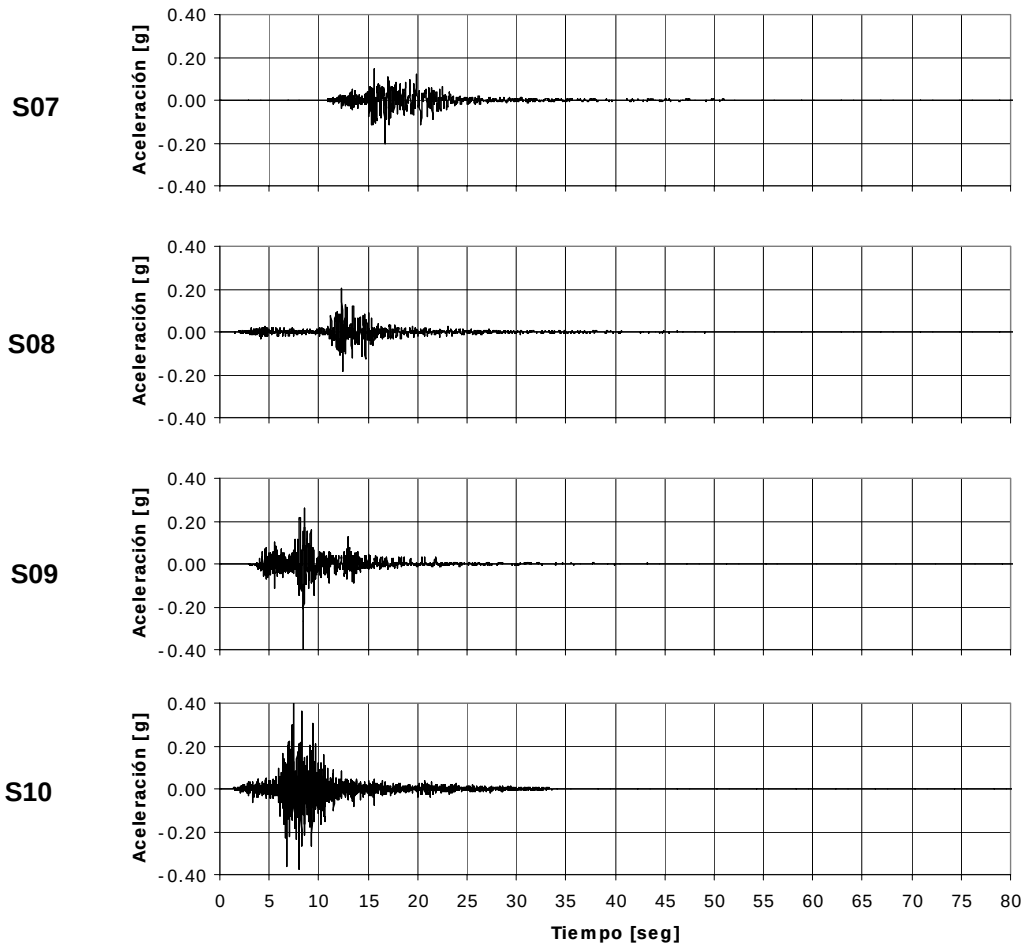


Figura 5.29 Señales de Fuente Subducción



Continuación Figura 5.29 Señales de Fuente Activa

Tabla 5.6 Características registros sismos fuente activa

Nombre	ID del Registro	País	Fecha	Magnitud	Distancia (km)	Duración (seg)	Amax (g)	Δt (seg)	Amax Utilizada (g)	Factor de Diezmado
A01	Chalfant Valley	U.S.A	21/07/86	6.2	50	39.81	0.051	0.0050	0.10	4
A02	Georgia	U.S.S.R	15/06/91	6.2	52	38.17	0.046	0.0050	0.05	4
A03	Palm Springs	U.S.A	08/07/86	6.0	63	24.00	0.053	0.0050	0.05	4
A04	Anza	U.S.A	08/07/86	6.0	26	24.00	0.113	0.0050	0.10	4
A05	Armenia - Bocatoma	Colombia	19/01/99	6.2	42	31.92	0.084	0.0100	0.10	2
A06	Imperial Valley	U.S.A.	15/10/79	6.5	36	28.28	0.109	0.0050	0.10	4
A07	Irpinia	Italia	23/11/80	6.5	33	36.34	0.199	0.0029	0.20	4
A08	Whittier Narrows	U.S.A	10/01/87	6.0	10	29.96	0.199	0.0200	0.20	1
A09	San Fernando	U.S.A	09/02/71	6.6	27	29.66	0.212	0.0100	0.20	2
A10	Coalinga	U.S.A.	22/07/83	5.7	12	21.30	0.375	0.0050	0.40	4
A11	Northridge	U.S.A.	17/01/94	6.7	35	30.33	0.493	0.0100	0.40	2
A12	Park Field	U.S.A.	28/06/66	6.1	10	30.33	0.356	0.0100	0.40	2

Tabla 5.7 Características registros sismos fuente subducción

Nombre	ID del Registro	País	Fecha	Magnitud	Distancia (km)	Duración (seg)	Amax (g)	Δt (seg)	Amax Utilizada (g)	Factor de Diezmado
S01	Nuxco	México	15/07/96	6.5		83.00	0.049	0.0050	0.05	4
S02	Ocotito	México	14/09/95	7.2		61.00	0.059	0.0010	0.05	2
S03	Zihuantejo	México	10/12/94	6.6		34.05	0.053	0.0100	0.05	2
S04	Paraíso	México	25/09/84	6.5		36.67	0.102	0.0050	0.10	4
S05	Red Smart	Taiwán	12/06/85	6.5	45	27.15	0.142	0.0100	0.10	2
S06	La Unión	México	10/12/94	6.6		54.98	0.092	0.0050	0.10	4
S07	Caleta	México	09/08/00	6.7		42.21	0.194	0.0050	0.20	4
S08	Ocotito	México	25/04/89	6.5		53.16	0.195	0.0100	0.20	2
S09	Copala	México	24/10/93	6.2		58.94	0.292	0.0100	0.40	2
S10	Las Vigas	Mexico	25/04/89	6.5		34.43	0.345	0.0050	0.40	4

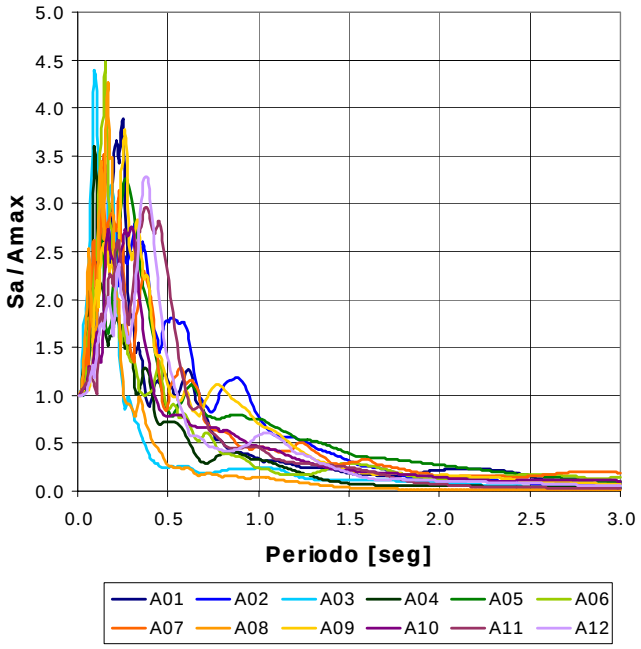


Figura 5.30 Espectros normalizados señales fuentes activas

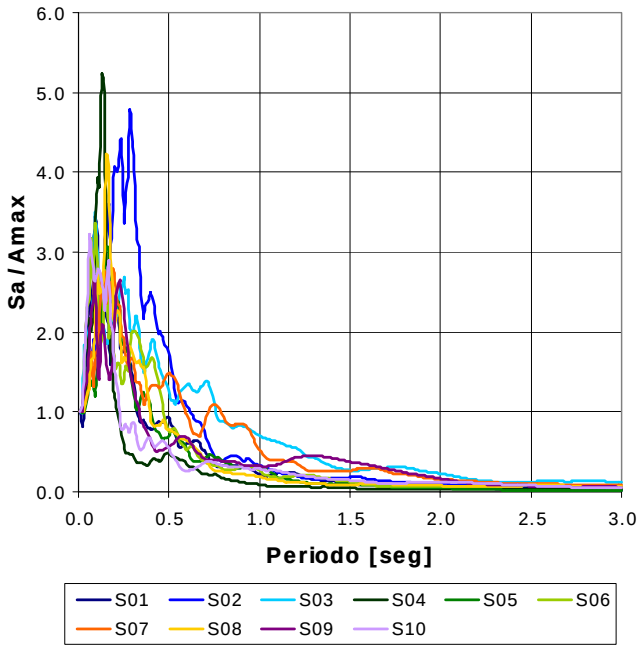


Figura 5.31 Espectros normalizados señales fuentes subducción

5.5.4 Análisis de la respuesta dinámica para el municipio de Palmira

En las Figuras 5.32 a 5.40 se presentan los resultados del análisis para cada uno de los modelos de análisis para los 9 puntos investigados en la ciudad de Palmira. Cada Figura incluye las funciones de transferencia no lineales para cada uno de los puntos de análisis y los espectros de amenaza uniforme de aceleración, pseudo velocidad y desplazamiento espectral correspondientes a periodos de retorno de 100, 250, 475, 1000 y 2500 años.

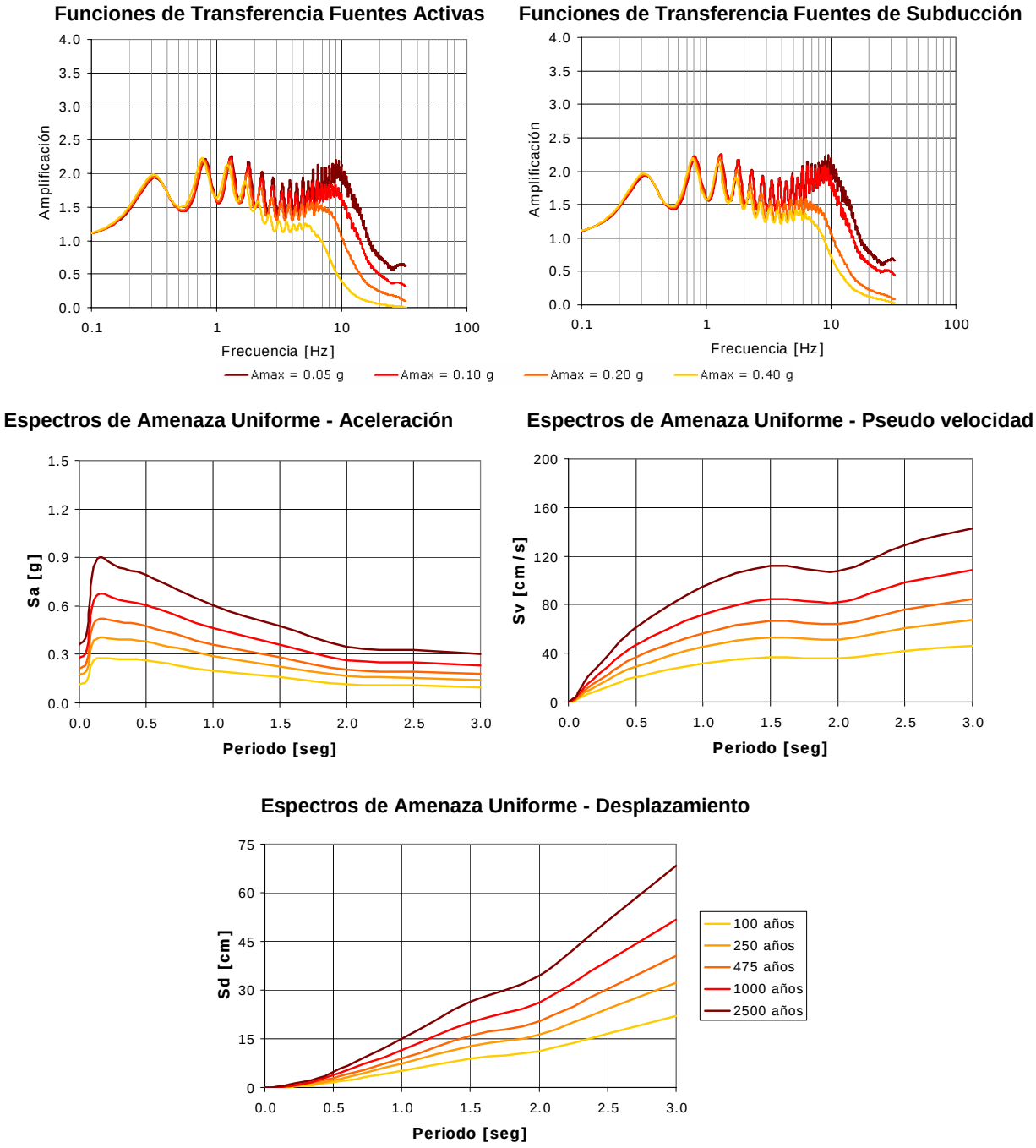
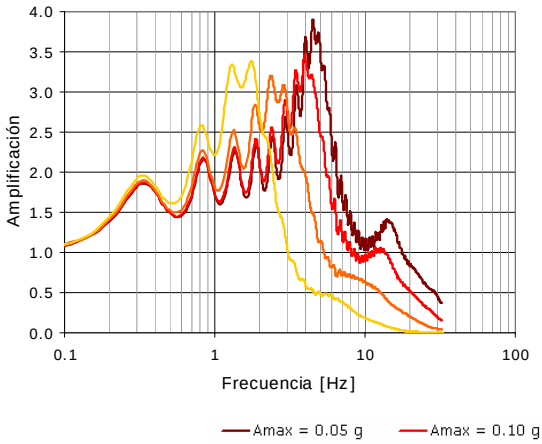
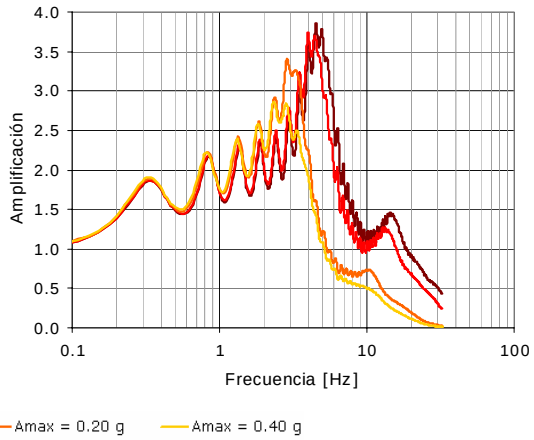


Figura 5.32 Resultados Punto de Análisis: Estadio Rivera Escobar

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

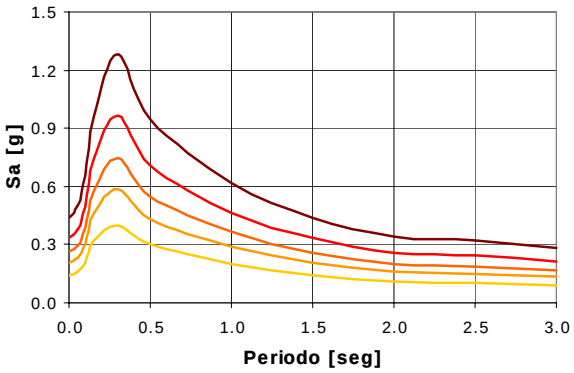


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

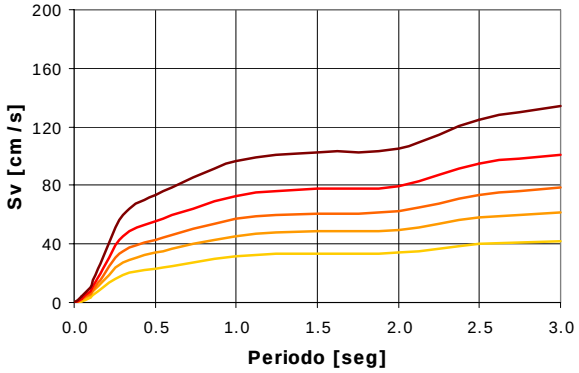




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

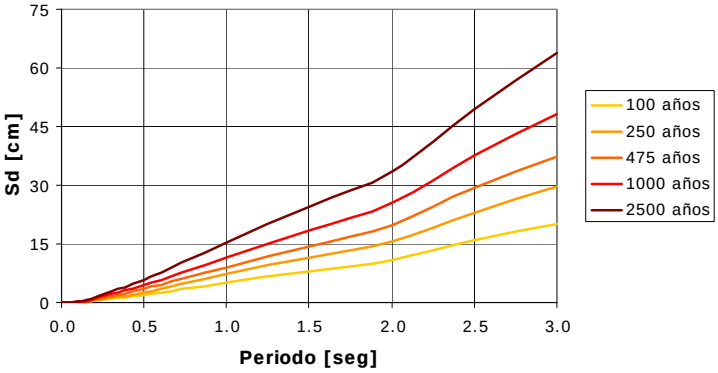
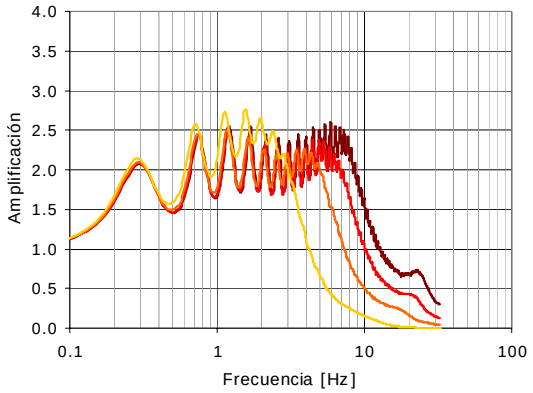
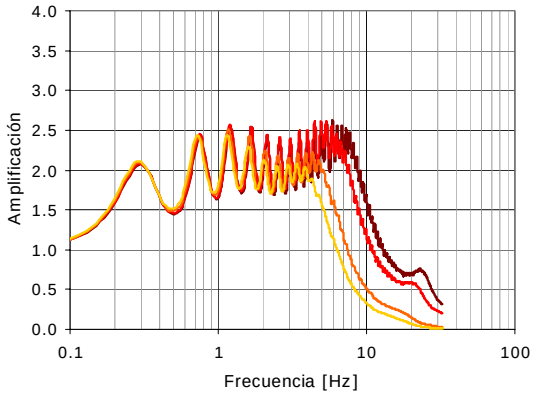


Figura 5.33 Resultados Punto de Análisis: Batallón Codazzi

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

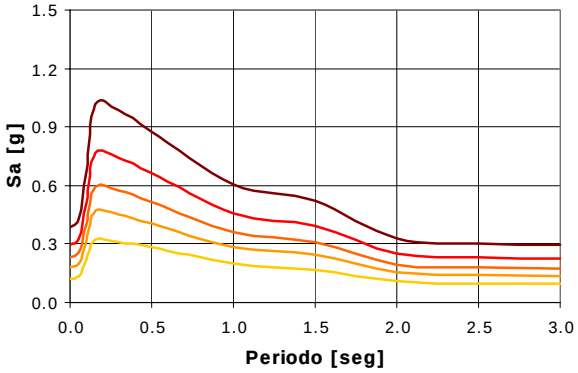


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

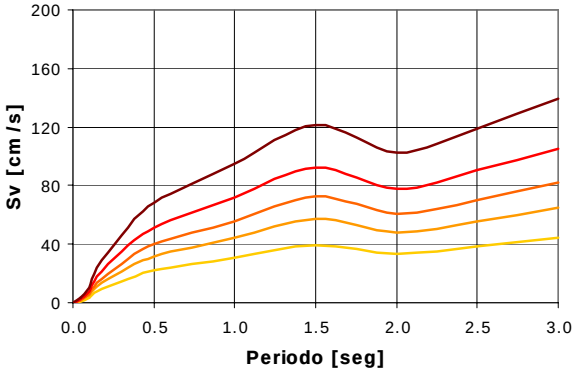




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

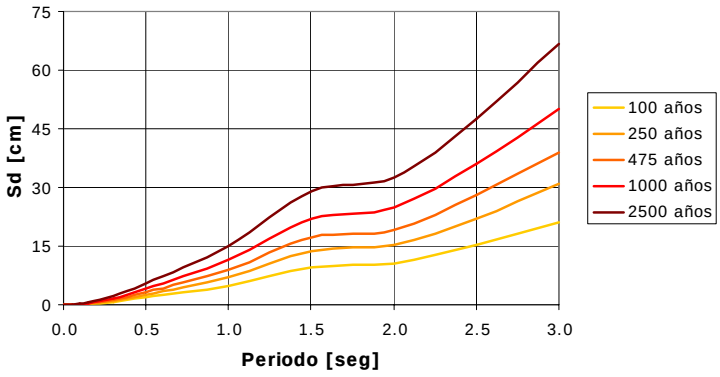
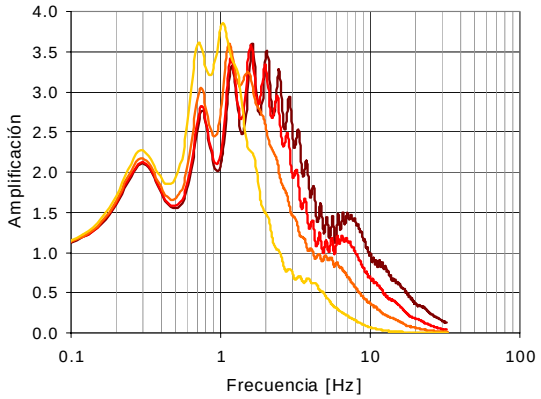
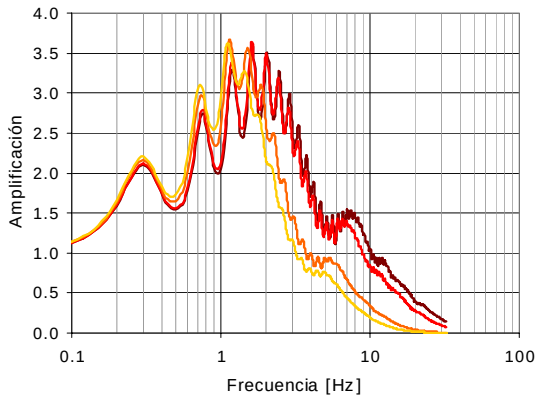


Figura 5.34 Resultados Punto de Análisis: SENA Palmira

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

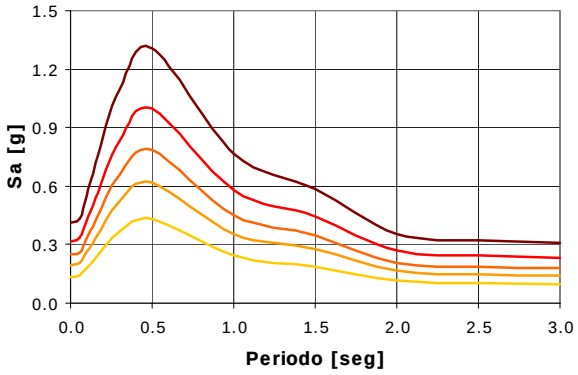


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

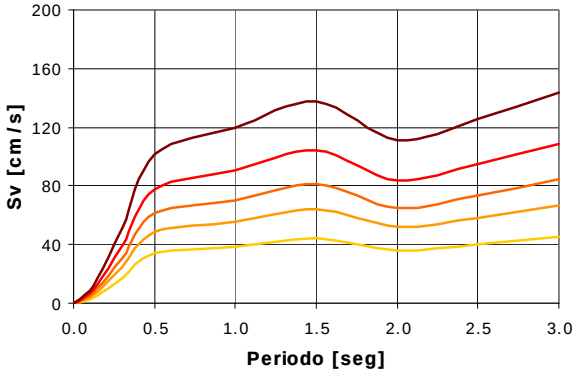




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

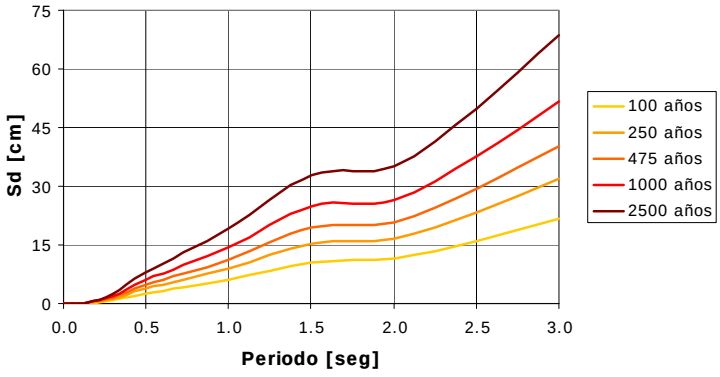
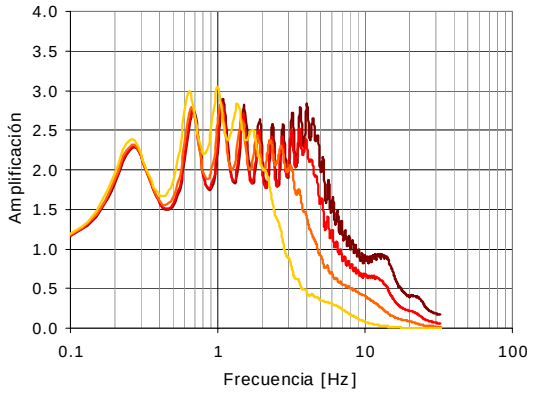
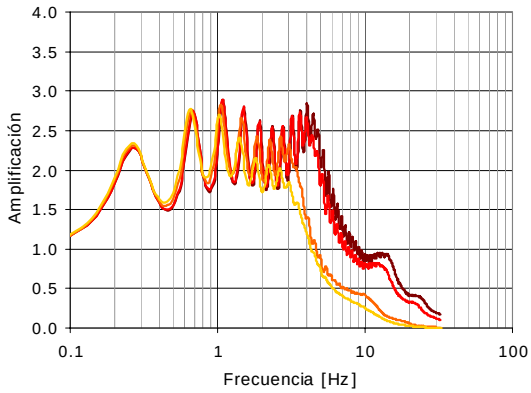


Figura 5.35 Resultados Punto de Análisis: Universidad del Valle

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

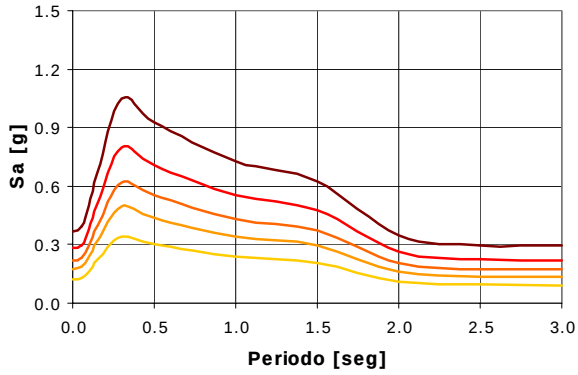


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

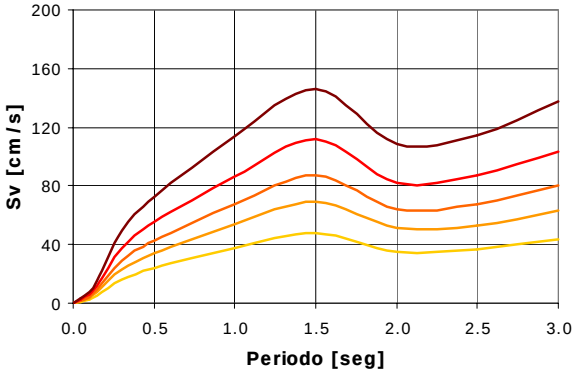




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

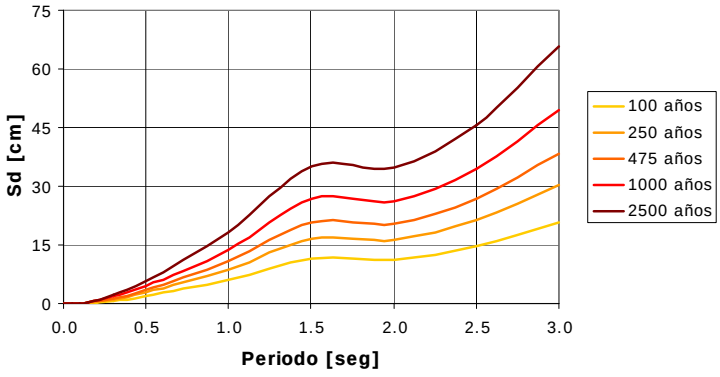
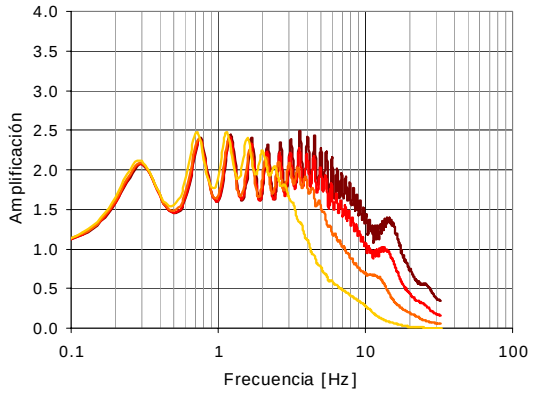
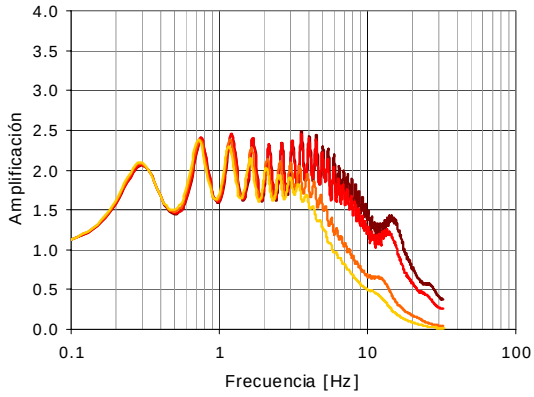


Figura 5.36 Resultados Punto de Análisis: Centro de Palmira

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

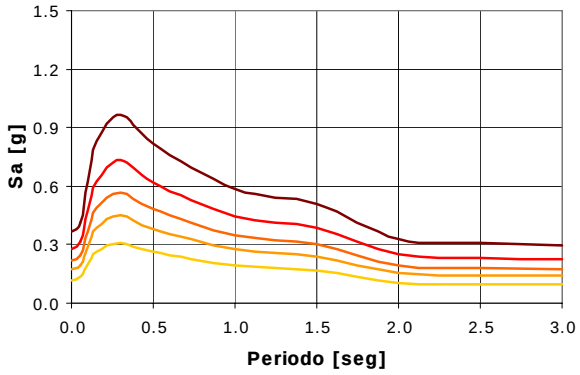


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

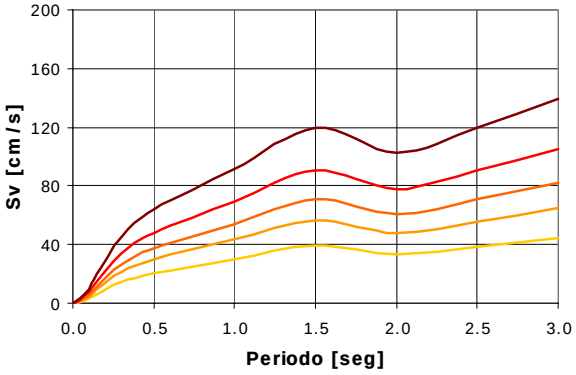




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

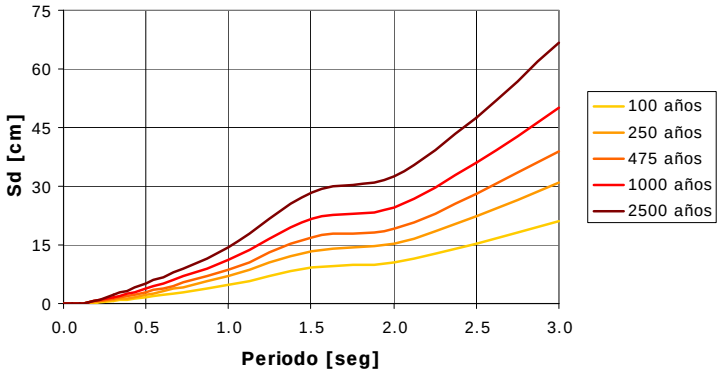
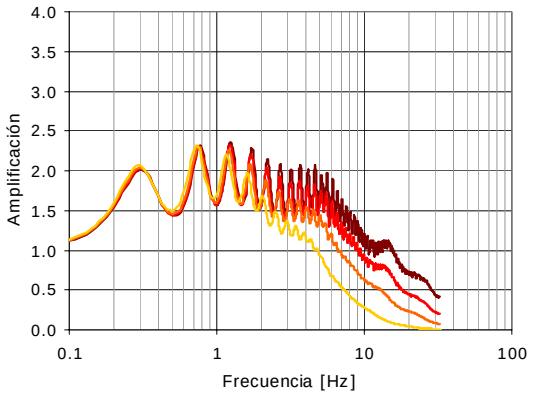
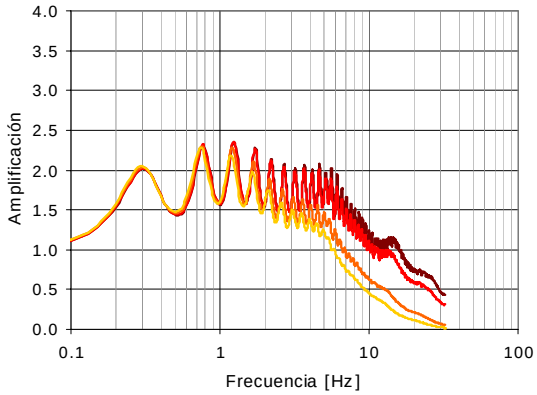


Figura 5.37 Resultados Punto de Análisis: Instituto Raffo Rivera

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

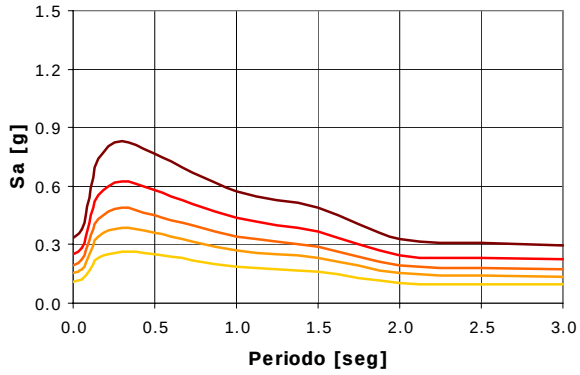


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

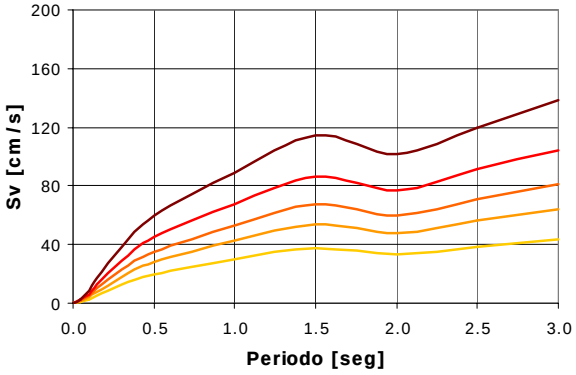




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

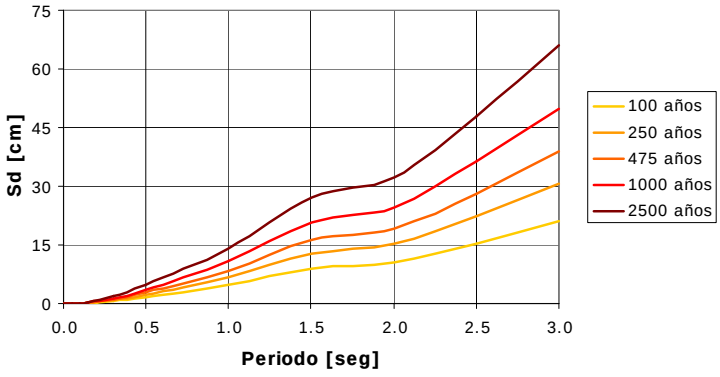
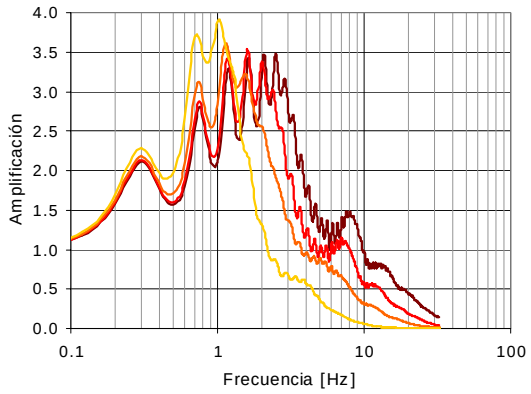
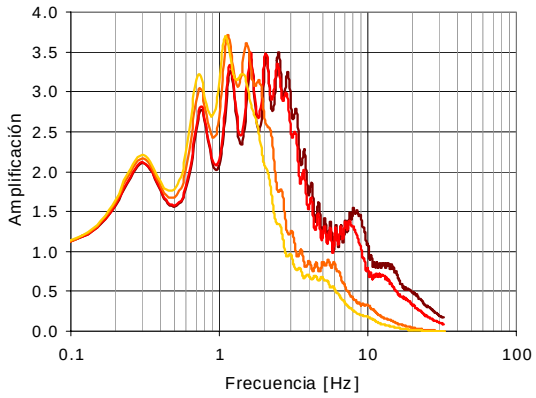


Figura 5.38 Resultados Punto de Análisis: Parque de los Mangos

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

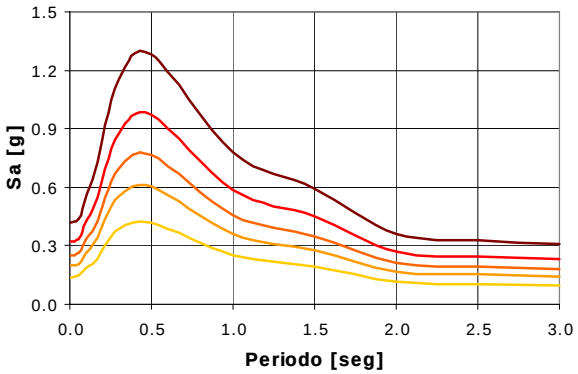


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

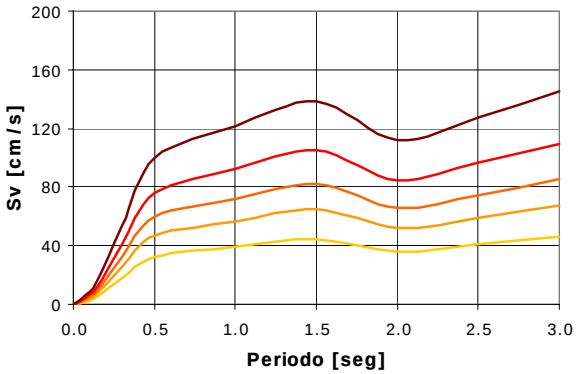




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

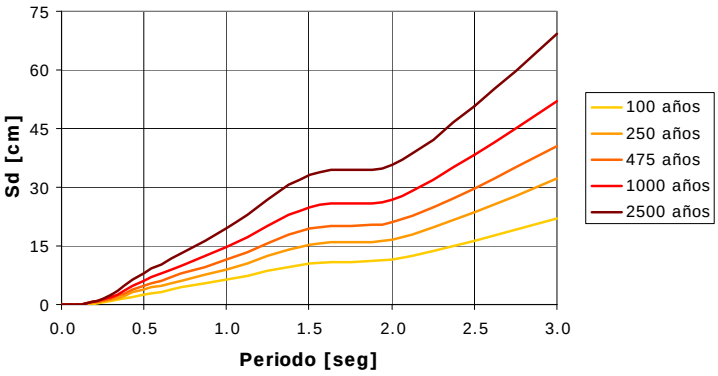
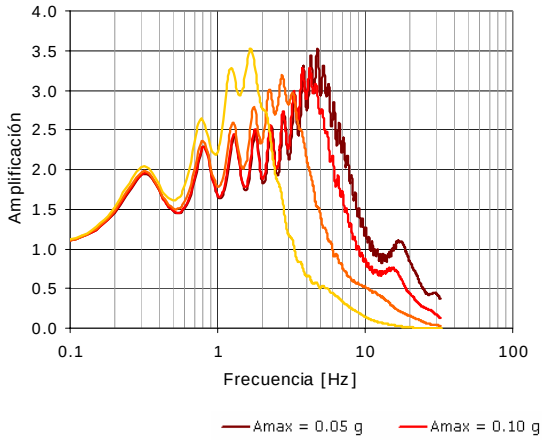
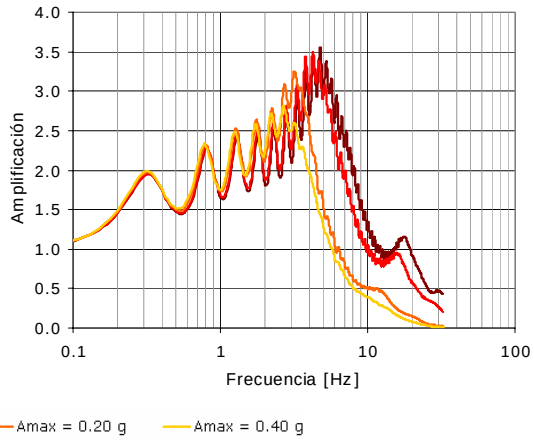


Figura 5.39 Resultados Punto de Análisis: Parque del Azúcar

Funciones de Transferencia Fuentes Activas

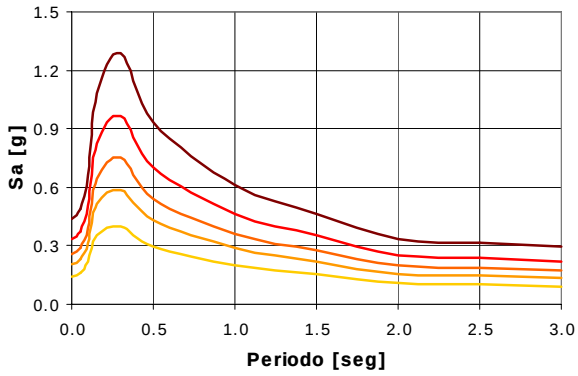


Funciones de Transferencia Fuentes de Subducción

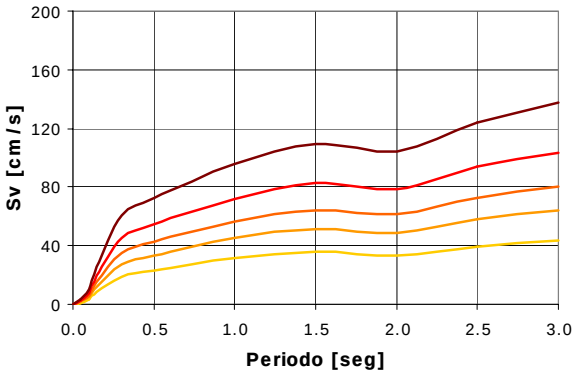




Espectros de Amenaza Uniforme - Aceleración



Espectros de Amenaza Uniforme - Pseudo velocidad



Espectros de Amenaza Uniforme - Desplazamiento

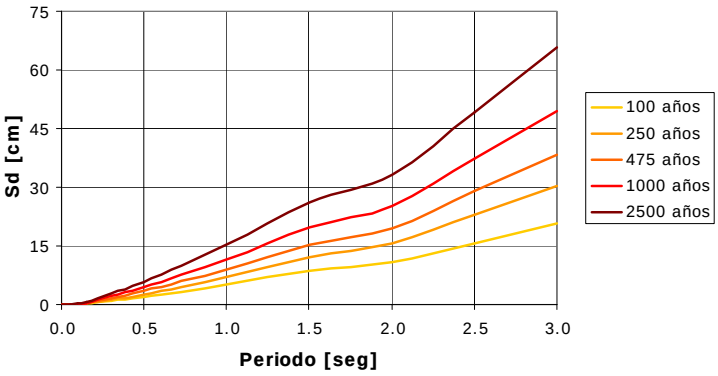


Figura 5.40 Resultados Punto de Análisis: Finca San Pablo

En la Figura 5.41 se presentan los espectros de amenaza uniforme para un periodo de retorno de 475 años encontrados para los nueve puntos de control que se encuentran en la ciudad de Palmira.

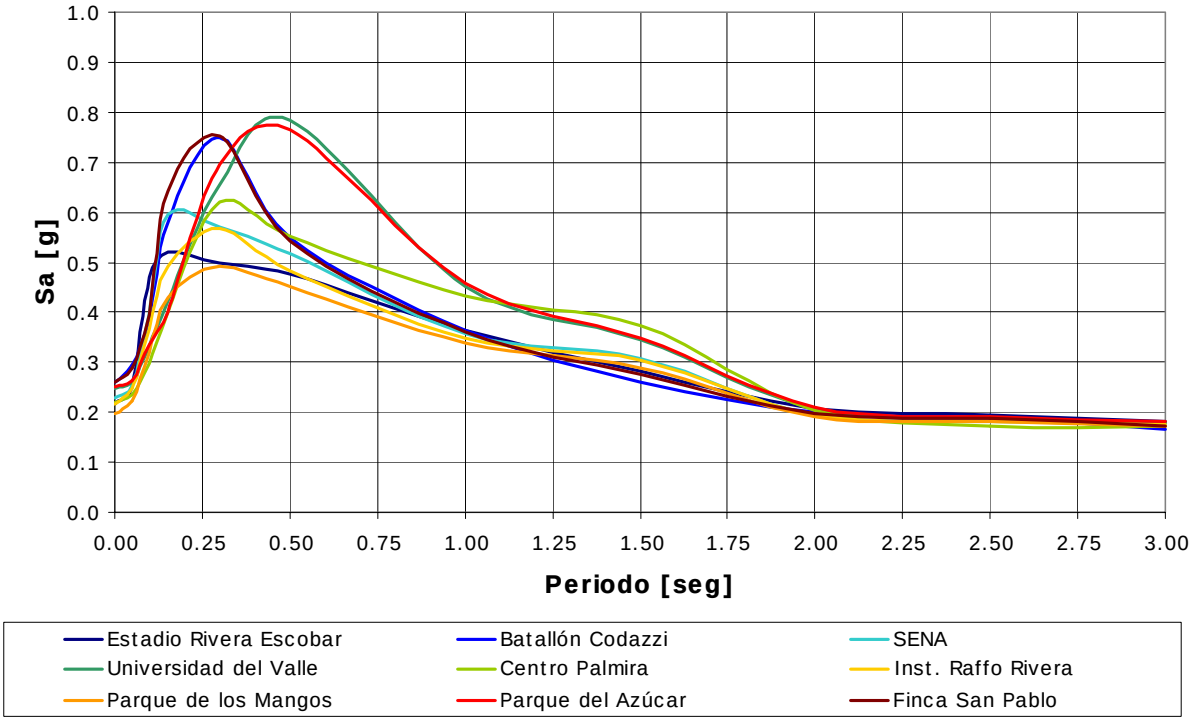


Figura 5.41 Comparación de espectros para la ciudad de Palmira

5.6 CÁLCULO DE LA AMENAZA PARA LOS ANÁLISIS DE RIESGO SÍSMICO

Los análisis de riesgo sísmico que se presentan en el Capítulo 7 se desarrollan mediante el programa de cálculo RS-COL. Para tener en cuenta los efectos de sitio en la estimación de la amenaza sísmica el programa requiere que se establezcan polígonos en los cuales la ley de atenuación (relación intensidad-magnitud-distancia) sea constante (estos poligonos se presentan en el Capítulo 6). Las Figuras 5.60 a 5.62 presentan los factores de amplificación, calculados como la división del espectro de respuesta en superficie por el espectro de respuesta incidente en roca para las 22 señales de análisis para cada uno de los puntos de control ubicados en los tres municipios de estudio. Se incluyen las funciones de amplificación empleadas para zonas de transición entre los sondeos realizados en cada uno de los municipios; 50 m y 20 m para el municipio de Tuluá y 70 m para el municipio de Buga.

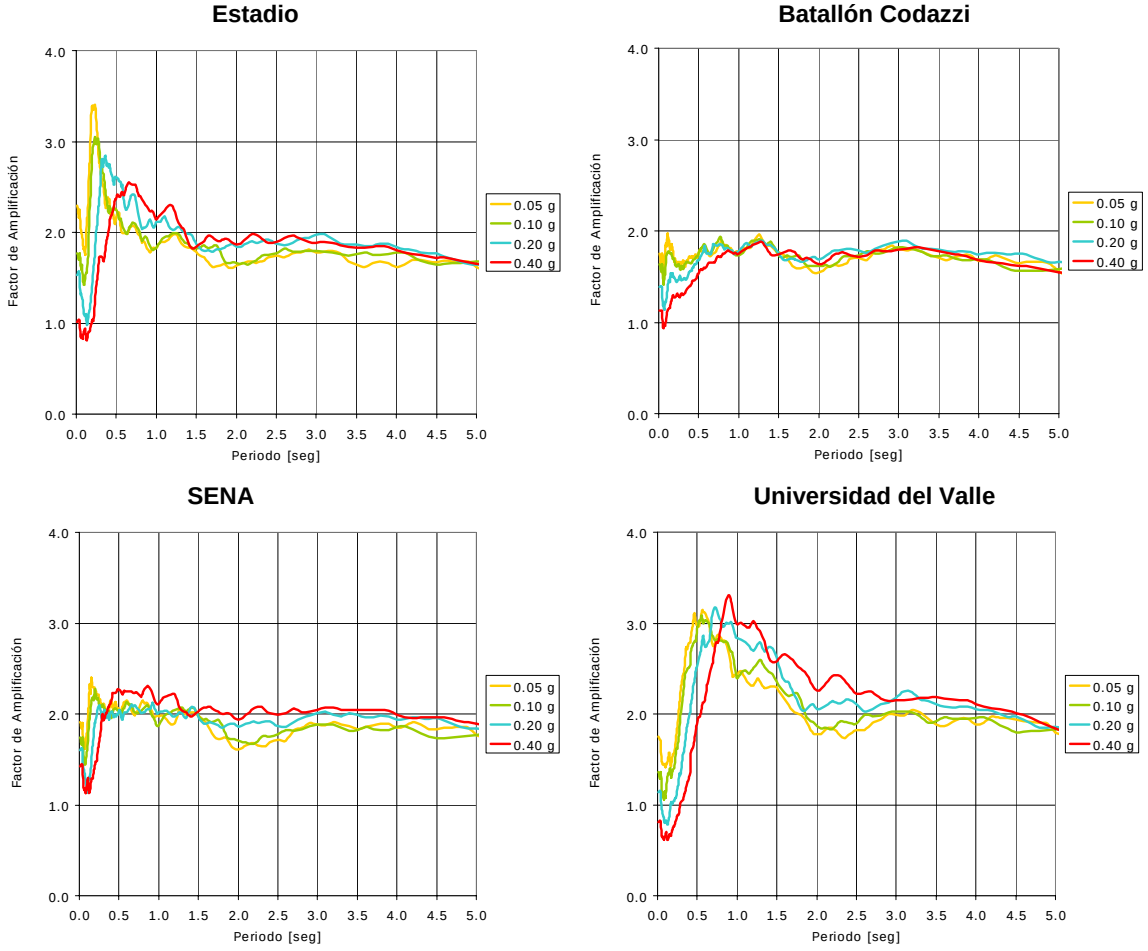
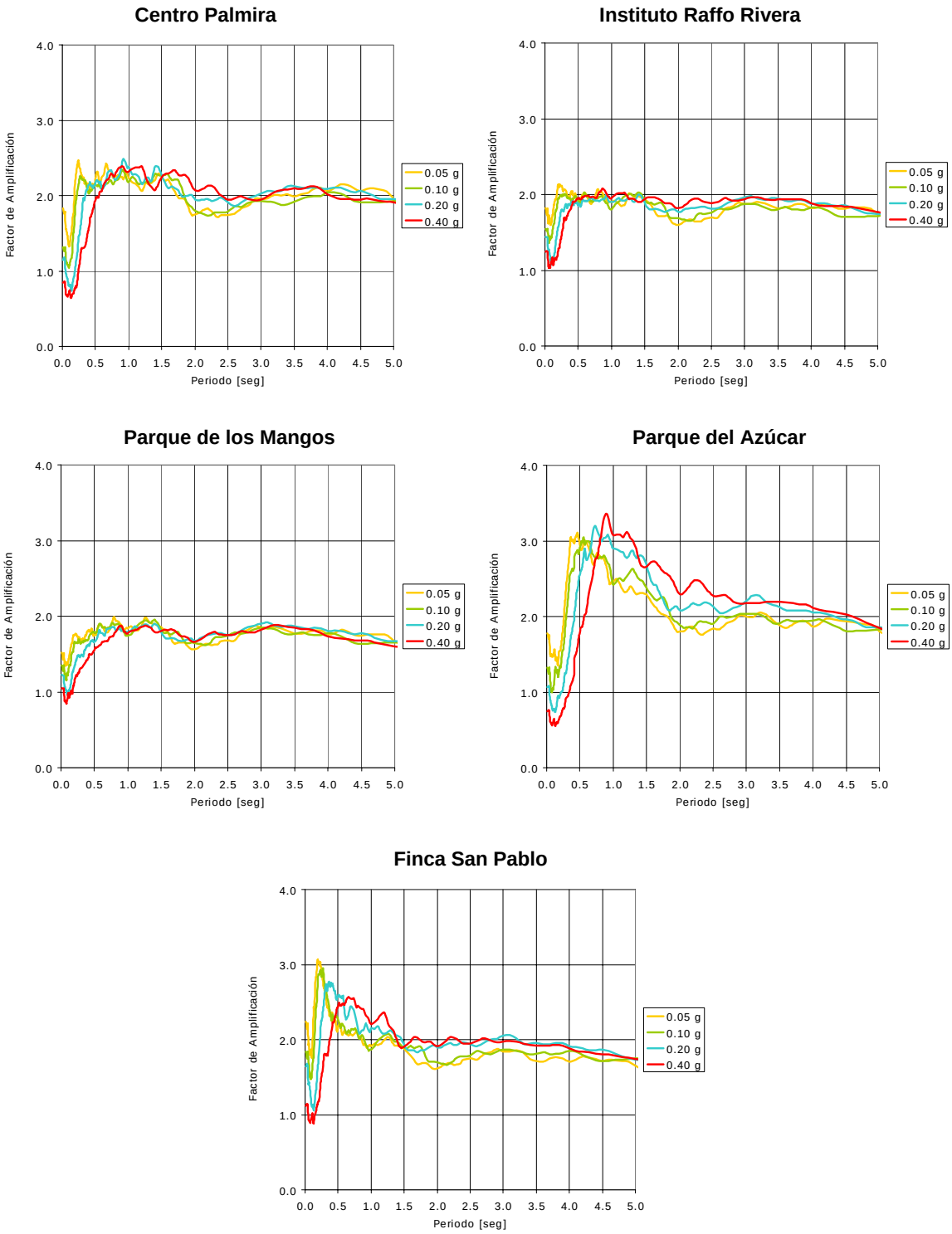


Figura 5.60 Funciones de amplificación para el municipio de Palmira.



Continuación Figura 5.60 Funciones de amplificación para el municipio de Palmira.

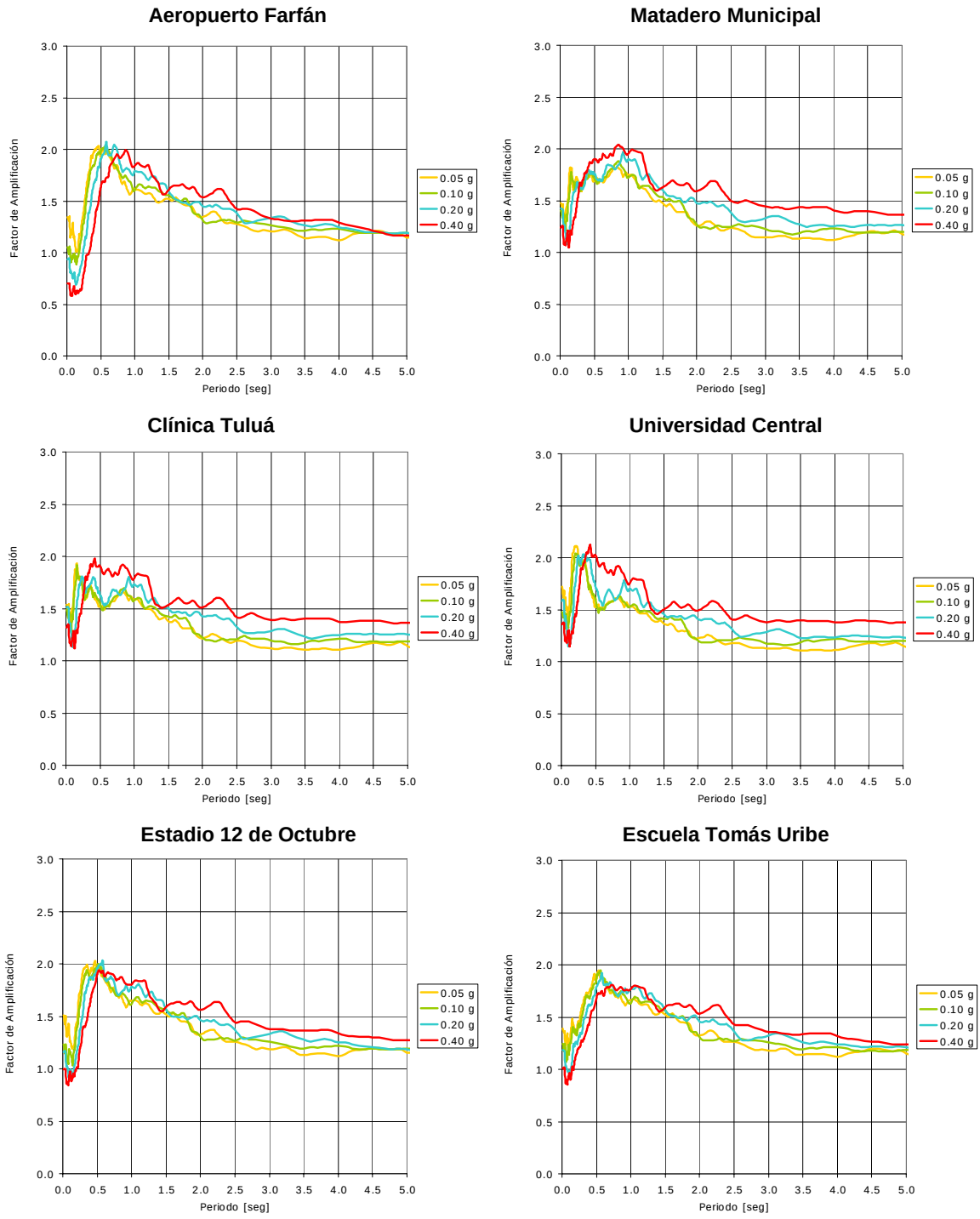
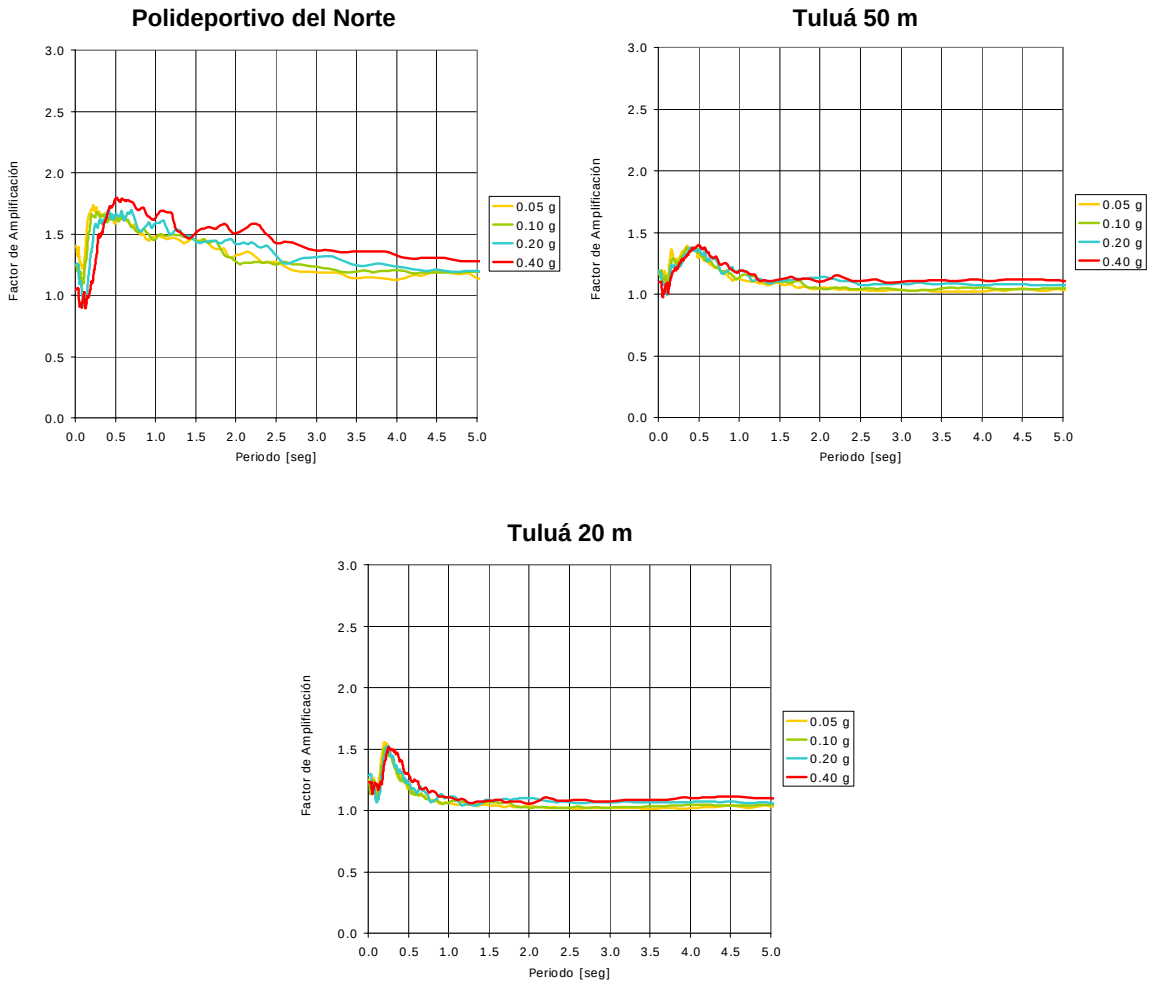


Figura 5.61 Funciones de amplificación para el municipio de Tuluá.



Continuación Figura 5.61 Funciones de amplificación para el municipio de Tuluá.

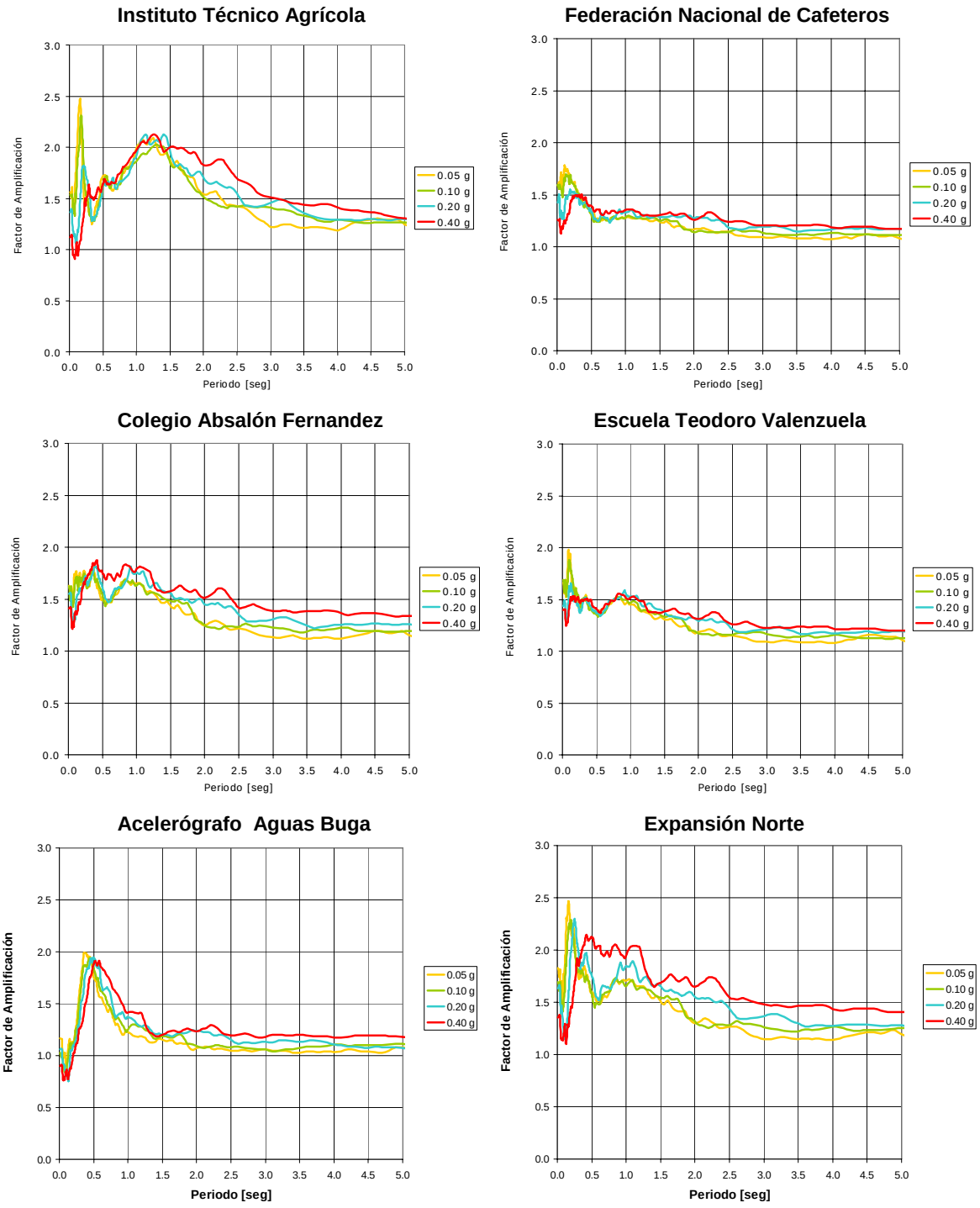
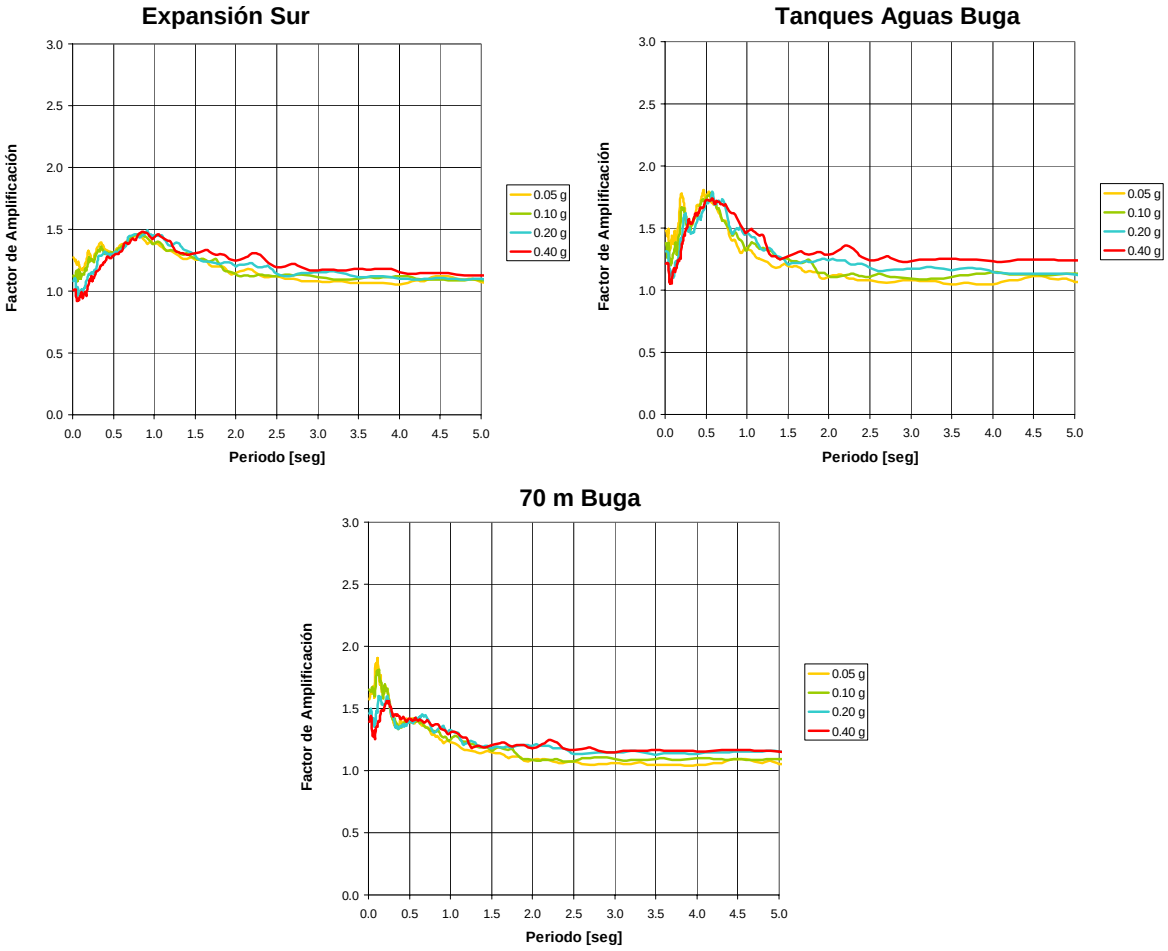


Figura 5.62 Funciones de amplificación para el municipio de Buga.



Continuación Figura 5.62 Funciones de amplificación para el municipio de Buga.

5.7 BIBLIOGRAFÍA

Aguilar A., Arboleda J. & Ordaz M., 1999. Programa Crisis 99. Programa para calcular el Riesgo Sísmico.

Aki, K., 1988. Local Site Effects on Ground Motions, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II- Recent Advances in Ground motion Evaluation, J.L. Von Thun (Editor), Geotechnical Special Publication No.20, Am. Soc. Civil Eng, New York, 103-155.

Biot, M. A., 1956. Theory of deformation of porous viscoelastic anisotropic solid, Journal of applied physics, Vol. 27, No. 5, May 1956, pp. 459-467.

Chavez-Garcia, F.J. & Bard, P.-Y. 1994. Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, Soil Dynamics. Earthquake Engineering, 13/em, 229-247.

Centro Regional de Sismología para América del Sur. CERESIS. 1999. El terremoto de Loma Prieta - 17 de octubre 1989.

Comunidad Económica Europea-Ingeominas. 1992. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán, Publicaciones Especiales Ingeominas #2.

Constantapoulus, I. V., 1973. Amplification studies for nonlinear hysteretic soil model, Sc. D. thesis, Departament of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology.

Dobry, R., & Vucetic M., 1987. Dynamic properties and seismic response of soft clay deposits, In proceedings of the International Symposium on Geotechnical Engineering of soft soils, Vol. 2, Manual J. Mendoza y Luis Montañez (eds), Mexico, 1987.

Duffy, J. & Midlin, R. D., 1957. Stress-strain relation and vibrations of granular medium, Journal of Applied Mechanics, ASME, Vol. 24, 157, p. 585.

Finn, W. D. L & Lee, M. K. W. 1991 . DESRA-2C: Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential, Univ. of British Columbia, Faculty of Applied Science.

Hardin, B.O. & Drnevich, V. P., 1972. Shear Modulus and Damping in Soils: Design Equation Curves, Journal of Soils Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol. 98, No. SM7, July 1972, pp. 667-692.

Hardin, B. O., & Richart, F. E., Jr., 1963. Elastic wave velocities in granular soils, Journal of the Soil Mechanics sn Foundation Division, ASCE, Vol. 89, No. SM1, Proceedings Paper 3407, February 1963, pp. 33-66.

Hashash, Y & Park, 2001. D. Non- linear one dimensional seismic ground motion propagation in the Mississippi embayment. Engineering Geology 62 (2001) 185 - 206.

Hashash, Y & Park, D. 2002. Viscous damping formulation and high frequency motion propagation in non-linear site response analysis. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 22 (2002) 611–624.

Haskell, N. A. 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. Bull. Seism. Soc. Amer. 43, 17-34.

Heirli, W., 1962. Inelastic wave propagation in soil columns, Journal for the soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, No. SM6, December 1962, pp. 33 - 63.

Herrera, I. & Rosenblueth, E. 1965. Response spectra on stratified soil, Proceedings ¡, 3rd World Conference ON Earthquake Engineer, New Zealand, 1965.

Idriss, I. M. & Seed, H. B.,1967. Response of horizontal soil layers during earthquakes, Research Report Soil Mechanics and Bituminous Materials Research Laboratory, University of California, Berkeley.

Idriss, I. M. & Seed, H. B., 1968. Seismic response of horizontal soil layers, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol. 94, No. SM4, Proceedings paper 6043, July 1968, pp. 1003-1031.

Idriss, I. M. Dobry, R. & Singh, S. 1978. Nonlinear behaviour of soft clays during cyclic loading. ASCE J. Geotechnical Eng. Division. 104 (GT12).

Idriss, I. M. 1990**.** Response of Soft Soil Sites during Earthquakes. Proceedings of the Symposium to Honor Professor H. B. Seed, Berkeley, May, 273-289

Idriss I. M. & Sun, J. I., 1992. SHAKE91.

Jacobsen, L., 1930. Motion of a soil subjected to a simple harmonic ground vibration, Bulletin of the Seismic Society of America, Vol. 20, 1930, pp.160-196.

Kanai, K., 1950. The effect of solid viscosity of surface layer on the earthquake movements, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 28, 1950, pp. 31-35.

Kanai, K., 1952. Relation between the nature of surface layer and the amplitude of earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 30, 1952, pp. 31-37.

Kanai, K., 1961. An empirical formula for spectrum of strong earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 39.

Oficina para la Prevención de Emergencias OPES, Dirección Nacional para la Prevención y Atención de Desastres DNPAD, INGEOMINAS, UNIANDES., 1996. Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Subproyecto No 11 Zonificación Sísmica.

Nakamura, Y. A., 1989. Method for Dynamic Characteristic Estimation of Subsurface Using Microtremors on Ground Surface, QR of RTRI 30, No.1, February, 25-33.

National Information Service for Earthquake Engineering, NISEE, 1993. NISEE Software Library 2nd Edition, University of California, Berkeley.

Papadakis, C. N., 1973. Soil transients by characteristics method, PHD Thesis, University of Michigan.

Parmelee, R. A., Penzien, J., Scheffey, C. F., Seed, H. B., & Thiers, G. R., 1964. Seismic effects on structures supported on piles extending deep sensitive clay, Report No. 64-2, Institute of Emgineering Research, University of California, Berkeley, August 1964.

Parmelee, R. A., Perelman, D. S., Lee, S. L. & Keer, L. M., 1968. Seismic response of structure foundation systems, Journal of Engineering Mechanics Division, ASCE, Vo. 94, No. EM6, Dec.1968, pp. 1295-1315.

Ramberg, W. & Osgood, W. T., 1943. Description of stress-strain curves by three parameters, Technical Note 902, NACA, 1943.

República de Colombia, 1998. Código Colombiano de Construcciones Sismo Resistentes – NSR-98, Ley 400 de 1997.Decreto 33 de 1998.

Röesset J. M., 1977. Soil amplification in Earthquakes. In Numerical Methods in Geotechnical Engineering, Desai & Christian (Editors), McGraw-Hill, Ch. 19.

Röesset J. M., Sarrazin M. & Vanmarcke E., 1969. The use of amplification functions to derive response spectra including the effect of local soil conditions. Res. Rept. R69-48, Massachusetts Institute of Technology, Civil Eng. Dept.

Romo M.P. & Jaime, A. 1987. Degradación del S módulo de cortante de las arcillas del Valle de México", Memorias VII Congr. Nac. Ing. g, Sirmica, Querétaro, Qro., 1987. E-31-44.

Romo, M.P. y Seed H.B., 1986. Analytical modeling of dynamic soil response in the Mexico earthquake of September 19, 1985, Proc. ASCE Specialty Int. Conf. on the Mexico Earthquakes-1985, 148-162, Sept 19, 1986, México

Sánchez-Sesma F- J, Chávez-García F. J & Bravo M. A, 1988. Seismic response of a class of alluvial valleys for incident SH waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 78, No 1, pp 83-95.

Schnabel, B; Lysmer, J., & Seed H. B., 1972. Shake a Computer Program for the Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, University of California, Berkeley, EERC Report 72-12-1972.

Seed H. B., & Idriss I. M., 1969. Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes, Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol. 95, No. SM1, Proceedings Paper 6347, January 1969, pp. 99-137.

Seed, H.B. & Idriss, I.M. 1983. Ground motions and soil liquefaction during earthquakes, Earthquake. Engineering Research Instititute, El Cerrito, California.

Seed H. B., 1987. Influence of local soil conditions on ground motions and building damage during earthquakes. Eighth Nabor Carrillo Lecture, Mexican Society for Soil Mechanics.

Seed, H.B., Romo M.P., Sun J., Jaime A. & Lysmer J., 1988. Relationships Between Soil Conditions and Earthquake Ground Motions in Mexico Qty in tbe Earthquake of Sept. 19, 1985, Earthquake Spectra (4) pp. 687 – 729.

Sezawa, K., 1927. On the decay of waves in viscoelastic soil bodies, Bulletin Earthquake Research Institute, University of Tokio, Vol. 3, 1927, PP. 43-54.

Singh, S., K., Lermo, J., Dominguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J., M., Mena, E., & Quaas, R., 1988. The Mexico Earthquake of September 19,1985 - A Study of Amplification of Seismic Waves in the Valley of Mexico with Respect to a Hill Zone, Earthquake Spectra, Vol.4, No.4.

Streeter, V. L., Wylie, E. B., & Richart, F. E., Jr., 1973. Soil motion computations by Characteristics Method, ASCE National Structural Eng. Meeting, San Francisco, meeting reprint 1952.

Streeter, V. L., Wylie, E. B., & Richart, F. E., Jr., 1974. CHARSOIL, Characteristics Method applied to soils, NISEE, University of Berkeley.

Sun J. Golesorkhi & Seed H. B., 1988. Dynamic Moduli and damping ratios for cohesive soils, Rept. No. EERC 88-15. University of California, Berkeley.

Tatsuoka, F., Shibuya, S., & Kuwano, R. 2001. Advanced laboratory stress-strain testing of geomaterials, A. A. Balkema Publishers, Netherlands.

Universidad de los Andes, 2002. Estudio de Microzonificación Sísmica de la ciudad de Manizales. Bogotá.

Whitman R. V. 1986 Are the soil depositions in Mexico city unique?, Proceedings ASCE international conference on Mexico Earthquakes- 1985, Mexico city.

Whitman, R. V., 1997. The Book, Massachusetts Institute of Technology.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 5 RESPUESTA DINÁMICA DEL SUBSUELO Y EFECTOS DE SITIO 5-1

5.1 INTRODUCCIÓN 5-1
5.1.1 Generalidades 5-1
5.1.2 Metodologías de análisis 5-2
5.1.3 Casos históricos – Efectos de sitio 5-3

5.2 MARCO TEÓRICO: MÉTODOS DE PROPAGACIÓN DE ONDA UNIDIMENSIONAL 5-9
5.2.1 Formulación General 5-9
5.2.2 Programa de Análisis: SHAKE 91 5-16
5.2.3 Programa de Análisis: DEEP SOIL 5-17

5.3 CARACTERIZACIÓN DE LA RESPUESTA DINÁMICA MEDIANTE MODELOS UNIDIMENSIONALES 5-18
5.3.1 Introducción 5-18

5.4 CARACTERIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO SEGÚN MODELOS ANALÍTICOS PARA PALMIRA, TULUÁ Y BUGA 5-22
5.4.1 Análisis de Sensibilidad 5-22
5.4.2 Resultados del modelo de referencia 5-24
5.4.3 Comparación de metodologías de estimación de efectos de sitio 5-24
5.4.4 Análisis con señales características 5-27
5.4.5 Modelo con terciario y basamento 5-31
5.4.6 Profundidad de roca base (Terciario) 5-33
5.4.7 Velocidad de onda de corte en la roca 5-35
5.4.8 Variación de la velocidad de onda con la profundidad 5-36
5.4.9 Curvas de degradación y amortiguamiento 5-38
5.4.10 Tipo de Análisis no lineal 5-40
5.4.11 Tipo de señal de entrada para análisis sísmico 5-43
5.4.12 Conclusiones del análisis de sensibilidad 5-44

5.5 RESPUESTA DINÁMICA UNIDIMENSIONAL 5-45
5.5.1 Perfiles de Análisis 5-45
5.5.2 Caracterización Geotécnica y Propiedades Dinámica 5-46
5.5.3 Señales de análisis para determinar las funciones de transferencia 5-47
5.5.4 Análisis de la respuesta dinámica para el municipio de Palmira 5-54
5.5.5 Análisis de la respuesta dinámica para el municipio de Tuluá 5-64
5.5.6 Análisis de la respuesta dinámica para el municipio de Buga 5-72

5.6 CÁLCULO DE LA AMENAZA PARA LOS ANÁLISIS DE RIESGO SÍSMICO 5-83

5.7 BIBLIOGRAFÍA 5-89

LISTA DE FIGURAS

Figura 5.1 Amplificación y deamplificación de los movimientos sísmicos en términos de la aceleración pico (Fuente : Seed & Idriss, 1983)..... 5-4

Figura 5.2 Corrección de la amplificación y deamplificación (Fuente : Idriss, 1990)..... 5-5

Figura 5.3 Relación entre modulo de cortante y coeficiente de Amortiguamiento vs Deformación (Fuente Dobry & Vucetic, 1987)..... 5-6

Figura 5.4 Esquema elemento unidimensional de suelo..... 5-12

Figura 5.5 Líneas características en el plano z-t para seis divisiones de suelo..... 5-13

Figura 5.6 Curvas modelo lineal equivalente..... 5-17

Figura 5.7 Esquema efectos de sitio y cálculo de funciones de transferencia..... 5-19

Figura 5.8 Degradación del módulo de rigidez y amortiguamiento efectivo en función de la profundidad 5-20

Figura 5.9 Deformación cortante promedio y aceleración máxima en función de la profundidad..... 5-21

Figura 5.10 Funciones de Transferencia modelo de análisis..... 5-21

Figura 5.11 Espectros de Amenaza Uniforme para los tres municipios estudiados..... 5-24

Figura 5.12 Espectros de respuesta señales de análisis comparados con los espectros de amenaza uniforme en roca para las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga..... 5-25

Figura 5.13 Comparación metodologías de estimación de efectos de sitio para modelo de referencia para Palmira, Tuluá y Buga..... 5-26

Figura 5.14 Señal Sismo Cercano..... 5-27

Figura 5.15 Señal Sismo Benioff..... 5-28

Figura 5.16 Señal Sismo Subducción..... 5-28

Figura 5.17 Comparación señales de análisis y espectros de amenaza uniforme..... 5-29

Figura 5.18 Comparación metodologías de estimación de efectos de sitio para modelos de referencia Palmira, Tuluá y Buga..... 5-30

Figura 5.19 Sensibilidad en la respuesta al modelo con terciario y basamento para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga..... 5-32

Figura 5.20 Sensibilidad con la profundidad del depósito blando para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga..... 5-34

Figura 5.21 Sensibilidad en la respuesta a la velocidad de onda de corte en la roca para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga..... 5-35

Figura 5.22 Sensibilidad en la respuesta a la variación de la velocidad de onda de corte con la profundidad para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga..... 5-37

Figura 5.23 Sensibilidad en la respuesta a la forma de la curva de degradación - Buga..... 5-39

Figura 5.24 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Palmira..... 5-40

Figura 5.25 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Tuluá..... 5-41

Figura 5.26 Sensibilidad en la respuesta al tipo de análisis no lineal señales sintéticas municipio de Tuluá..... 5-42

Figura 5.27 Sensibilidad en la respuesta al tipo de señal de entrada para el análisis para los municipios de Palmira, Tuluá y Buga 5-43
Figura 5.28 Señales de Fuente Activa 5-48
Figura 5.29 Señales de Fuente Subducción 5-50
Figura 5.30 Espectros normalizados señales fuentes activas 5-53
Figura 5.31 Espectros normalizados señales fuentes subducción 5-53
Figura 5.32 Resultados Punto de Análisis: Estadio Rivera Escobar 5-54
Figura 5.33 Resultados Punto de Análisis: Batallón Codazzi 5-55
Figura 5.34 Resultados Punto de Análisis: SENA Palmira 5-56
Figura 5.35 Resultados Punto de Análisis: Universidad del Valle 5-57
Figura 5.36 Resultados Punto de Análisis: Centro de Palmira 5-58
Figura 5.37 Resultados Punto de Análisis: Instituto Raffo Rivera 5-59
Figura 5.38 Resultados Punto de Análisis: Parque de los Mangos 5-60
Figura 5.39 Resultados Punto de Análisis: Parque del Azúcar 5-61
Figura 5.40 Resultados Punto de Análisis: Finca San Pablo 5-62
Figura 5.41 Comparación de espectros para la ciudad de Palmira 5-63
Figura 5.42 Resultados Punto de Análisis: Aeropuerto Farfán 5-65
Figura 5.43 Resultados Punto de Análisis: Matadero Municipal 5-66
Figura 5.44 Resultados Punto de Análisis: Clínica Tuluá 5-67
Figura 5.45 Resultados Punto de Análisis: Universidad Central del Valle 5-68
Figura 5.46 Resultados Punto de Análisis: Estadio 12 de Octubre 5-69
Figura 5.47 Resultados Punto de Análisis: Instituto Tomás Uribe 5-70
Figura 5.48 Resultados Punto de Análisis: Polideportivo del Norte 5-71
Figura 5.49 Comparación de espectros para la ciudad de Tuluá 5-72
Figura 5.50 Resultados Punto de Análisis: Instituto Técnico Agrícola 5-73
Figura 5.51 Resultados Punto de Análisis: Federación Nacional de Cafeteros 5-74
Figura 5.52 Resultados Punto de Análisis: Escuela Teodoro Valenzuela 5-75
Figura 5.53 Resultados Punto de Análisis: Escuela Absalón Fernández 5-76
Figura 5.54 Resultados Punto de Análisis: Acelerógrafo 5-77
Figura 5.55 Resultados Punto de Análisis: CVC Piscicultura 5-78
Figura 5.56 Resultados Punto de Análisis: Liceo los Andes Expansión Sur 5-79
Figura 5.57 Resultados Punto de Análisis: Universidad Antonio Nariño Expansión Norte 5-80
Figura 5.58 Resultados Punto de Análisis: CVC Zona de Tanques 5-81
Figura 5.59 Comparación de espectros para la ciudad de Buga 5-82
Figura 5.60 Funciones de amplificación para el municipio de Palmira. 5-83
Figura 5.61 Funciones de amplificación para el municipio de Tuluá. 5-85
Figura 5.62 Funciones de amplificación para el municipio de Buga. 5-87

LISTA DE TABLAS

Tabla 5.1 Sismos en que los efectos de sitio han sido importantes 5-3
Tabla 5.2 Variables y parámetros para el análisis de sensibilidad 5-23
Tabla 5.3 Perfiles de análisis - Palmira 5-45
Tabla 5.4 Perfiles de análisis - Tuluá 5-45
Tabla 5.5 Perfiles de análisis – Buga 5-46
Tabla 5.6 Características registros sismos fuente activa 5-52
Tabla 5.7 Características registros sismos fuente subducción 5-52

CAPÍTULO

6

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ESPECTROS DE DISEÑO

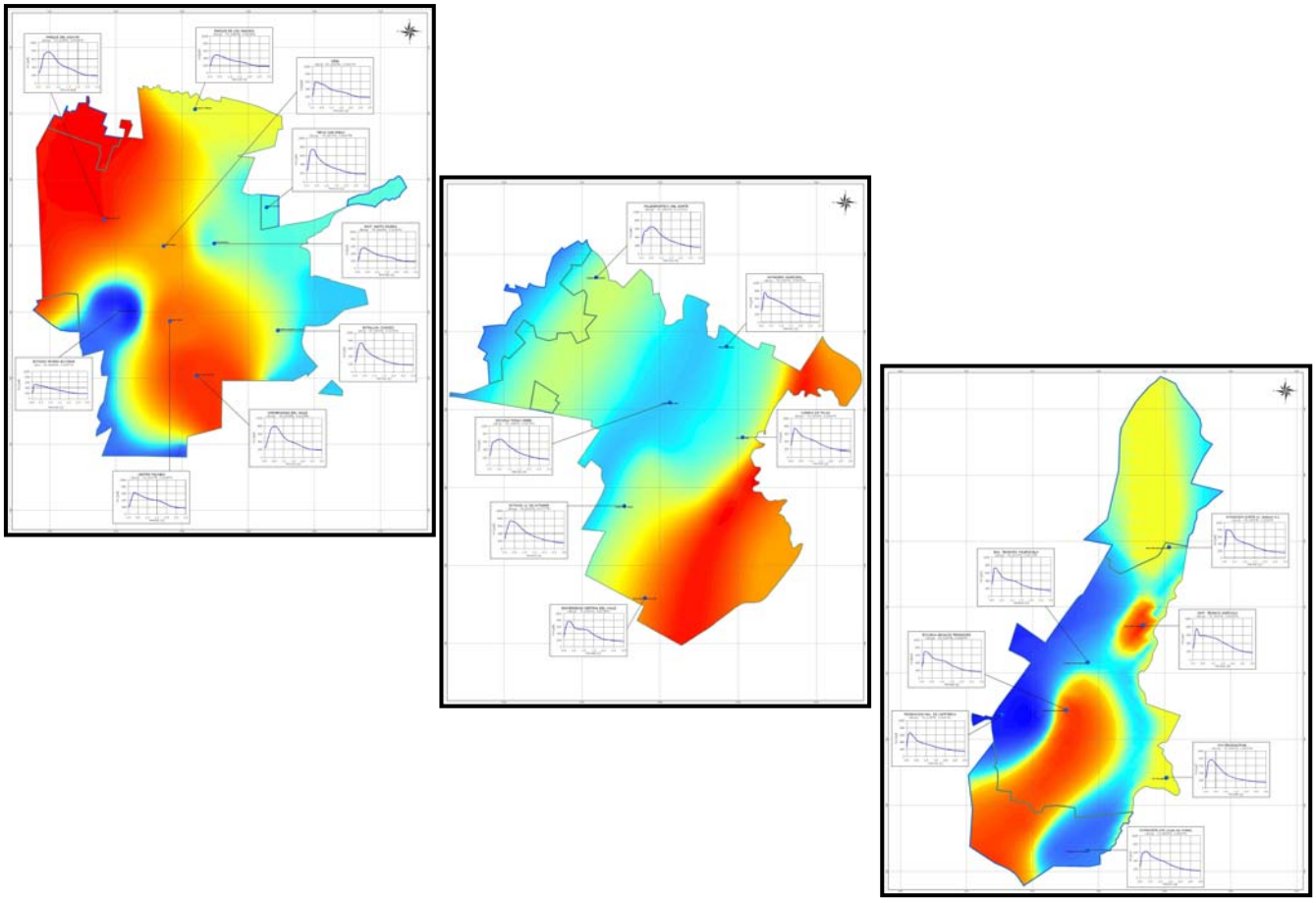


TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 6 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ESPECTROS DE DISEÑO 6-1

6.1 INTRODUCCIÓN 6-1

6.2 COMPORTAMIENTO ESTRUCTURAL Y REDUCCIÓN DE RESISTENCIA POR DUCTILIDAD 6-3
6.2.1 Generalidades 6-3
6.2.2 Factores de reducción para sistemas elastoplásticos 6-5
6.2.3 Leyes de atenuación para espectros elásticos e inelásticos en terreno firme 6-6

6.3 FACTORES DE REDUCCIÓN PARA SUELO BLANDO 6-8
6.3.1 Caso de Análisis – Sismo Pizarro 6-8
6.3.2 Factores de reducción en suelos blandos 6-8

6.4 COMPARACIÓN DEL MODELO PARA CÁLCULO DE R CON RESULTADOS A PARTIR DE REGISTROS INSTRUMENTALES 6-10

6.5 AJUSTE DE ESPECTROS POR DUCTILIDAD 6-13
6.5.1 Ajuste de Espectros por Ductilidad de Palmira 6-13
6.5.2 Ajuste de Espectros por Ductilidad de Tuluá 6-15
6.5.3 Ajuste de Espectros por Ductilidad de Buga 6-16

6.6 SUAVIZADO DE ESPECTROS 6-18
6.6.1 Proceso de suavizado 6-18

6.7 MAPAS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ESPECTROS DE DISEÑO 6-22
6.7.1 Generalidades 6-22
6.7.2 Procedimiento practico para definir el espectro de diseño 6-23
6.7.3 Procedimiento jurídico para definir espectros de diseño 6-23
6.7.4 Mapas de Microzonificación sísmica 6-25

6.8 MAPAS DE AMENAZA REPRESENTATIVOS 6-29
6.8.1 Mapas a nivel de departamento 6-29
6.8.2 Mapas de amenaza para Palmira 6-30
6.8.3 Mapas de amenaza para Tuluá 6-33
6.8.4 Mapas de amenaza para Buga 6-35

6.9 CONSIDERACIONES TÉCNICAS PARA INSTRUMENTO JURÍDICO DE ADOPCIÓN DE LOS ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN 6-39

6.10 RECOMENDACIONES PARA ESTUDIOS FUTUROS 6-41

6.11 BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS 6-42

ANEXO 6.1 BORRADOR ACTO ADMINISTRATIVO

LISTA DE FIGURAS

Figura 6.1 Modelo bilineal del comportamiento no lineal estructural 6-3

Figura 6.2 Factores de reducción de fuerzas sísmicas, amortiguamiento del 2, 5 y 10% con respecto al crítico. 6-5

Figura 6.3 Espectros de resistencia Fuente Activa. 6-6

Figura 6.4 Comparación de factores de reducción en sismos, sismo de Pizarro componente Norte – Sur y Este - Oeste, registrado en la Universidad Javeriana sede Calí. 6-8

Figura 6.5 Espectro de Resistencia para el sismo de Pizarro para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro 6-10

Figura 6.6 Espectro de Resistencia para el sismo de Pizarro, con una ductilidad de 3. Para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro 6-11

Figura 6.7 Espectro inelásticos de aceleración para el sismo de Pizarro, con una ductilidad de 3. Para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro 6-12

Figura 6.8 Ajuste de espectros por ductilidad del municipio de Palmira. 6-13

Figura 6.9 Ajuste de espectros por ductilidad del municipio de Tuluá. 6-15

Figura 6.10 Ajuste de espectros por ductilidad del municipio de Buga. 6-16

Figura 6.11 Ajuste de espectros por incertidumbre en el periodo estructural para el municipio de Palmira. 6-19

Figura 6.12 Ajuste de espectros por incertidumbre en el periodo estructural para el municipio de Tuluá. 6-20

Figura 6.13 Ajuste de espectros por incertidumbre en el periodo estructural para el municipio de Buga. 6-21

Figura 6.14 Mapa de cuadrantes para el municipio de Palmira. 6-24

Figura 6.15 Mapa de cuadrantes para el municipio de Tuluá. 6-24

Figura 6.16 Mapa de cuadrantes para el municipio de Buga 6-25

Figura 6.17 Mapa variación formas espectrales de diseño para la ciudad de Palmira 6-26

Figura 6.18 Mapa variación formas espectrales de diseño para la ciudad de Tuluá. 6-27

Figura 6.19 Mapa variación formas espectrales de diseño para la ciudad de Buga. 6-28

Figura 6.20 Aceleración máxima en terreno firme, Tr = 475 años. 6-29

Figura 6.21 Velocidad máxima en terreno firme, Tr = 475 años. 6-29

Figura 6.22 Desplazamiento máximo en terreno firme, Tr = 475 años. 6-30

Figura 6.23 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =475 años para Palmira. 6-30

Figura 6.24 Velocidad máxima en terreno, Tr =475 años para Palmira. 6-31

Figura 6.25 Desplazamiento máximo en terreno, Tr =475 años para Palmira. 6-31

Figura 6.26 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 0.5 seg para Palmira. 6-31

Figura 6.27 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.0 seg para Palmira. 6-32

Figura 6.28 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.5 seg para Palmira. 6-32

Figura 6.29 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =2500 años para Palmira. 6-32

Figura 6.30 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =475 años para Tuluá. 6-33
Figura 6.31 Velocidad máxima en terreno, Tr =475 años para Tuluá..... 6-33
Figura 6.32 Desplazamiento máximo en terreno, Tr =475 años para Tuluá..... 6-34
Figura 6.33 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 0.5 seg para Tuluá.... 6-34
Figura 6.34 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.0 seg para Tuluá.... 6-34
Figura 6.35 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.5 seg para Tuluá.... 6-35
Figura 6.36 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =2500 años para Tuluá. 6-35
Figura 6.37 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =475 años para Buga..... 6-36
Figura 6.38 Velocidad máxima en terreno, Tr =475 años para Buga. 6-36
Figura 6.39 Desplazamiento máximo en terreno, Tr =475 años para Buga. 6-36
Figura 6.40 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 0.5 seg para Buga. ... 6-37
Figura 6.41 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.0 seg para Buga. ... 6-37
Figura 6.42 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.5 seg para Buga. ... 6-37
Figura 6.43 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =2500 años para Buga..... 6-38

LISTA DE TABLAS

Tabla 6.1 Desviación estándar del factor de reducción para sistemas bilineales..... 6-9

CAPÍTULO 6 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ESPECTROS DE DISEÑO

6.1 INTRODUCCIÓN

Uno de los principales objetivos del proyecto consiste en la elaboración de los mapas de microzonificación sísmica de las áreas urbanas de los municipios de Palmira, Tulúa y Buga y el desarrollo de las recomendaciones para el diseño sismorresistente de estructuras en cada una de las zonas estudiadas. Estas recomendaciones serán complementarias a las dadas en las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismorresistente, NSR-98, Ley 400 de 1997 y Decretos Reglamentarios 33 de 1998, 34 de 1999, 2809 de 2000 y 52 de 2002. Las recomendaciones que se presentan se enmarcan dentro del literal A.2.9 “Estudios de Microzonificación” del Decreto 33 de 1998.

Los mapas de microzonificación sísmica sirven para establecer los requisitos mínimos de diseño sismo resistente. Para cada punto que se encuentre en el perímetro urbano o en la zona de expansión de la ciudad, la microzonificación sísmica establece una especificación de diseño de tipo espectral (para todas las variaciones posibles de edificaciones dentro de ciertos límites) de manera que cualquier edificación, diseñada con la especificación proporcionada, tendrá en general la misma probabilidad de sufrir daño o colapso ante un evento sísmico futuro. De esta manera no se establecen, en principio, limitaciones a las características generales de las edificaciones a diseñar. Sin embargo, es claro que edificaciones con características dadas, tendrán especificaciones de diseño más exigentes que otras, dependiendo de su ubicación geográfica. Teniendo en cuenta las exigencias mínimas de la NSR-98, existe la posibilidad de no poder utilizar ciertos sistemas estructurales tradicionales en algunas zonas de los municipios, casos en los cuales el calculista deberá recurrir a sistemas estructurales que ofrezcan mayor rigidez y/o resistencia a las fuerzas horizontales.

Los requisitos de diseño sismo resistente que se especifican incluyen el nivel de fuerza sísmica de diseño a nivel de la superficie del terreno para diferentes tipos estructurales (desde casas de uno y dos pisos hasta edificaciones de mayor altura, o construcciones como bodegas, edificios industriales, tanques y otros). También se tiene en cuenta la posible ocurrencia de amplificaciones en la respuesta, consecuencia de las condiciones del subsuelo particulares en cada uno de los municipios. Los resultados del presente proyecto de investigación pueden complementarse en el futuro con información recolectada posteriormente. Ésta podría incluir las zonas en las cuales existe posibilidad de presentarse fenómenos especiales asociados al sismo tales como eventuales fallas de taludes amplificación topográfica o similares. De esta manera se establece la necesidad de adelantar estudios particulares, en especial, cuando la magnitud del proyecto lo amerite.

No obstante su aparente similitud en comportamiento sísmico, las zonas que conforman las rondas de los ríos, las zonas inundables, las zonas especiales de reserva (humedales, pantanos y/o lagos), los rellenos, las zonas de fallamientos superficiales, entre otras, deben ser estudiadas por aparte. Esto se debe a que pueden tener un comportamiento sísmico diferente al esperado o a que en el futuro pueden presentar una restricción especial en cuanto a su uso.

Con base en un mapa de zonificación sísmica, una ciudad puede adelantar la planificación de su desarrollo definiendo claramente las políticas de uso de la tierra y las restricciones necesarias a ciertos tipos de construcción. Paralelamente, puede adelantar un proyecto de mitigación del riesgo sísmico a través del diseño de construcciones teniendo en cuenta los efectos que un sismo máximo probable pueda producir en la zona que se encuentre. Como consecuencia, se minimizan los efectos de eventos sísmicos futuros, como las pérdidas de vidas humanas, el número de personas afectadas por el fenómeno natural y las pérdidas económicas asociadas.

Adicionalmente, la zonificación sísmica puede utilizarse para estudiar posibles escenarios de daños en sismos futuros esperados, tanto a nivel de las estructuras como en las líneas vitales. Igualmente, es posible estudiar los efectos sobre la infraestructura existente, la cual en su mayoría, carece de especificaciones de sismo resistencia y presenta una alta vulnerabilidad ante la ocurrencia de un sismo intenso cercano. Solo después de muchos años de utilización de las especificaciones de diseño sismo resistente, esta vulnerabilidad a nivel municipal irá disminuyendo hasta alcanzar los estándares aceptables para la sociedad.

Cada punto que se encuentra en el perímetro urbano o en la zona de expansión de la ciudad se le asigna un espectro de diseño el cual se define de acuerdo con los parámetros establecidos por la norma NSR – 98 para edificaciones y que corresponden a los siguientes:

- Espectros de respuesta en términos de aceleración.
- Periodos de retorno de análisis: 475 años.
- Amortiguamientos con respecto al crítico: 5%
- Espectros a nivel de superficie del suelo o en terreno firme en función del tipo de cimentación en que se apoye el edificio y a criterio del ingeniero geotecnista.

Los espectros del análisis de respuesta dinámica (ver Capítulo 5) se someten a una serie de modificaciones para llegar a espectros de diseño. Estas incluyen ajustes por ductilidad, y suavizado por incertidumbre en el periodo estructural. El presente capítulo resume los análisis realizados para llegar a los espectros de diseño finales recomendados y presenta los mapas de microzonificación propuestos.

6.2 COMPORTAMIENTO ESTRUCTURAL Y REDUCCIÓN DE RESISTENCIA POR DUCTILIDAD

6.2.1 Generalidades

La reducción de resistencia de una estructura por comportamiento inelástico de la misma, R_μ, está definida como el cociente entre la demanda de resistencia lateral elástica y la demanda de resistencia lateral inelástica asociada a una demanda de ductilidad preestablecida. Para un evento dado y una demanda de ductilidad máxima disponible o tolerable (definida por las características estructurales), se debe calcular la resistencia lateral inelástica, $F_y(\mu=\mu_i)$, que debe tener la estructura para evitar que la demanda de ductilidad μ_i sea mayor que la ductilidad disponible μ. Esto quiere decir que si la estructura tiene menor resistencia, la demanda de ductilidad será mayor que la tolerable al tener en cuenta el comportamiento del tipo estructural.

El comportamiento no lineal de estructuras se puede modelar en forma aproximada mediante modelos simplificados como es el caso de uno de tipo bilineal aplicable a sistemas de un solo grado de libertad. En la Figura 6.1 se presenta este modelo en el cual se observa un comportamiento elástico hasta la fuerza de fluencia V_y, que corresponde en la abscisa al desplazamiento de fluencia, u_y. En este caso se cumple la relación:

$$V_Y = Ku_y = M\omega^2 u_y \qquad (1)$$

En la cual V_y es la resistencia de fluencia del sistema, K es la rigidez del sistema, M es la masa dinámica y ω es la frecuencia circular natural definida mediante

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} \qquad (2)$$

Con T igual al período de vibración fundamental de la estructura, igual al inverso de la frecuencia propia de vibración, f.

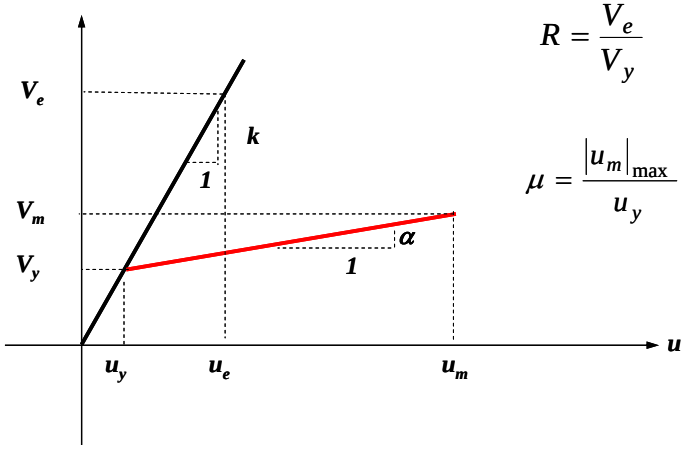


Figura 6.1 Modelo bilineal del comportamiento no lineal estructural

Por otro lado, la demanda de ductilidad relaciona los desplazamientos máximos solicitados por la excitación sísmica, u_m y el desplazamiento de fluencia del sistema, u_y de la forma:

$$\mu = \frac{u_m}{u_y} \tag{3}$$

El diseño sísmico de edificios con períodos estructurales intermedios se basa en la premisa que los desplazamientos elásticos que se obtendrían con un sistema lineal elástico para la resistencia V_e, son aproximadamente iguales a los desplazamientos del mismo sistema con una capacidad de ductilidad prescrita y resistencia V_y, inferior a V_e. Con base en esto se puede establecer la relación entre V_e y V_y para una ductilidad dada como:

$$R_\mu = \frac{V_e}{V_y} \tag{4}$$

Donde R_μ, es el factor de reducción de resistencia por ductilidad de la estructura.

Ha sido práctica calcular estos factores de reducción para sistemas de un grado de libertad y amortiguamiento preescrito y definirlos como la relación entre la resistencia necesaria para mantener el oscilador en el rango elástico sobre la resistencia necesaria para mantener el oscilador en una demanda de ductilidad prescrita de la forma:

$$R_\mu(T) = \frac{V(T,1)}{V(T,\mu)} \tag{5}$$

Donde T es el período de vibración natural de la estructura.

De este modo si se conoce $R_\mu(T)$, la resistencia necesaria para mantener una demanda de ductilidad preescrita μ, se puede calcular mediante la división del espectro elástico por el factor de reducción $R_\mu(T)$, esto es:

$$V_m = \frac{mS_A}{R_\mu(T)} \tag{6}$$

También es posible calcular el espectro de desplazamientos inelásticos para una demanda de ductilidad preescrita y espectro elástico de desplazamiento mediante:

$$Sd(T,\mu) = Sd(T)\frac{\mu}{R_\mu(T)} \tag{7}$$

Donde Sd(T) es el espectro elástico de desplazamiento.

Desde principios de los años 60's Newmark y Veletsos reconocieron el efecto no lineal de las estructuras durante sismos intensos de forma cuantitativa. Lo anterior se debió a la pregunta de porqué las estructuras se mantenían en pie a pesar de haber sido diseñadas para resistir menores demandas a las solicitadas. Desde entonces se reconoce la reducción de los

espectros elásticos para obtener las resistencias de diseño para estructuras que contaran con una cierta capacidad de ductilidad según el comportamiento sísmico esperado.

6.2.2 Factores de reducción para sistemas elastoplásticos

Newmark y Hall (1982) desarrollaron un factor de reducción para sistemas elastoplásticos de un solo grado de libertad con relaciones de amortiguamiento de 0.5, 1, 2, 3, 5, 7, 10 y 20% basados en tres sismos y excitaciones en forma de pulso, para demandas de ductilidad, $\mu < 10$. En la Figura 6.2 se presentan los gráficos de factor de reducción para ductilidades de desplazamiento 2, 3 y 5 para amortiguamientos de 2%, 5% y 10% respectivamente.

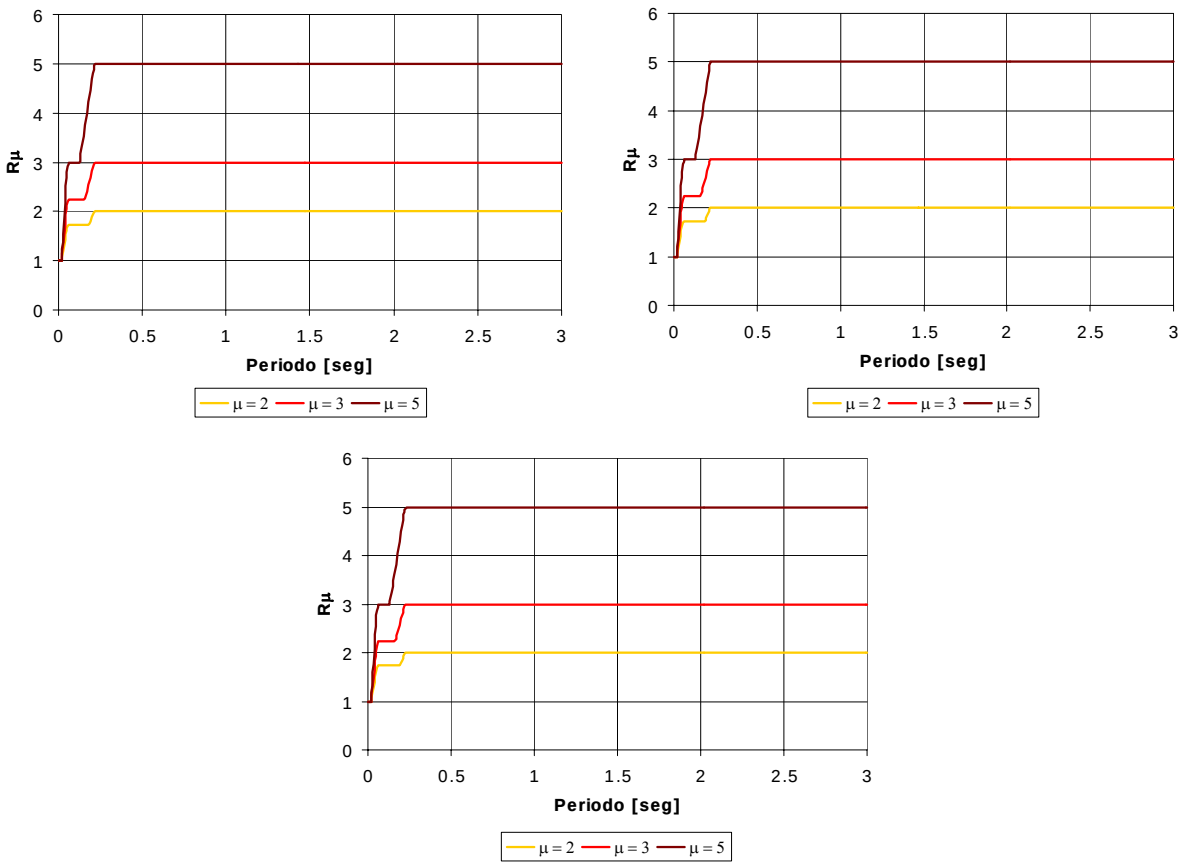


Figura 6.2 Factores de reducción de fuerzas sísmicas, amortiguamiento del 2, 5 y 10% con respecto al crítico.

Una forma simplificada de este factor R es el utilizado en la Ley 400 de 1997 para el diseño no-lineal de edificaciones.

Los métodos modernos de diseño establecidos en los códigos y normas de diseño, establecen el procedimiento de diseño mediante el cual se pretende estimar la resistencia de diseño, Vy, a partir de la demanda sísmica calculada con el espectro elástico de aceleración, así:

$$V_Y = \frac{mSa}{R_\mu} = \frac{V_e}{R_\mu} \qquad (8)$$

Donde S_a es la ordenada espectral de seudoaceleraciones y Rμ es el factor de reducción de respuesta el cual está directamente relacionado con la capacidad de disipación de energía del sistema estructural bajo consideración.

Los anteriores factores de reducción para sistemas elastoplásticos tienen límites impuestos por la teoría de la dinámica estructural. Por ejemplo, para períodos estructurales cercanos a cero, es decir cuando $T \to 0$, $R_\mu(T) \to 1$. Para periodos intermedios, $R_\mu(T) \to \sqrt{2\mu - 1}$. Por otro lado, cuando $T \to \infty$, $R_\mu(T) \to \mu$ para cualquier valor de ductilidad y amortiguamiento estructural.

6.2.3 Leyes de atenuación para espectros elásticos e inelásticos en terreno firme

En la Figura 6.3 se presentan, para el caso de fuentes "Activas", espectros de respuesta para diferentes demandas de ductilidad, magnitudes y distancias hipocentrales para relación de amortiguamiento con respecto al crítico, ξ = 0.05. Se presenta tanto el espectro elástico tomado de los desarrollos presentados en el Capítulo 3 como los espectros de respuesta inelásticos calculados con los valores de R del modelo propuesto. Estas figuras constituyen leyes de atenuación para las ordenadas de los espectros de respuesta elásticos e inelásticos.

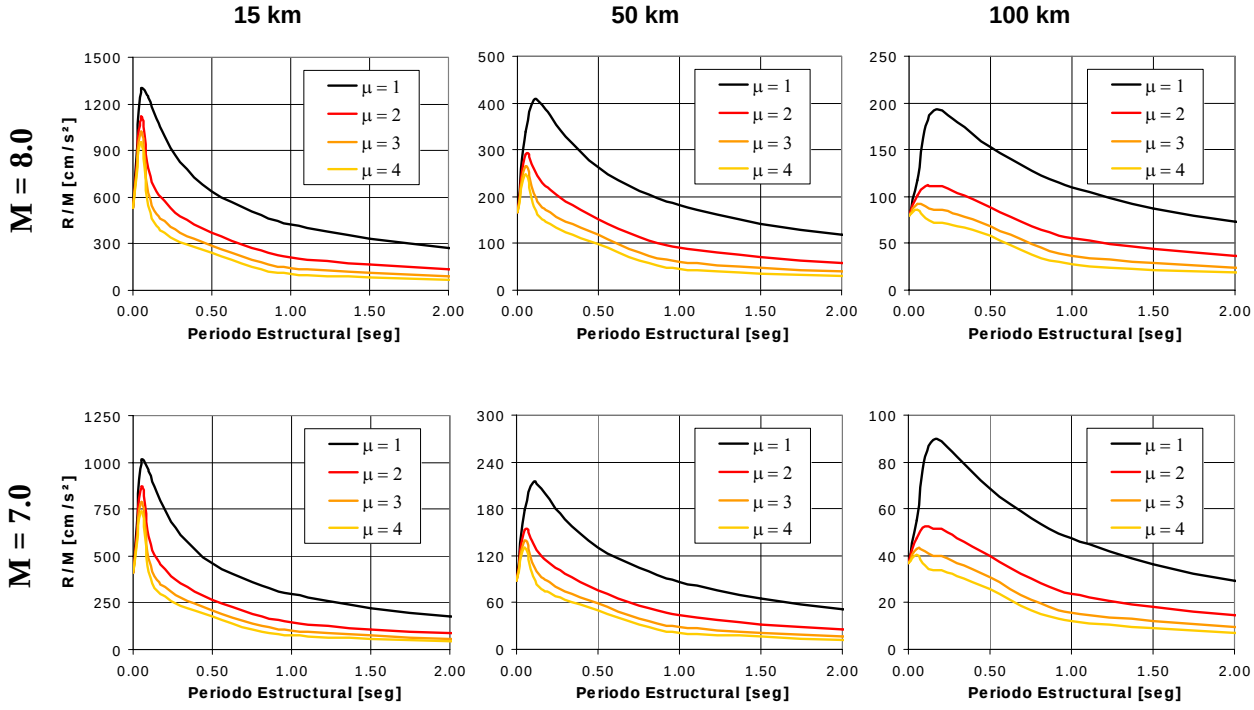
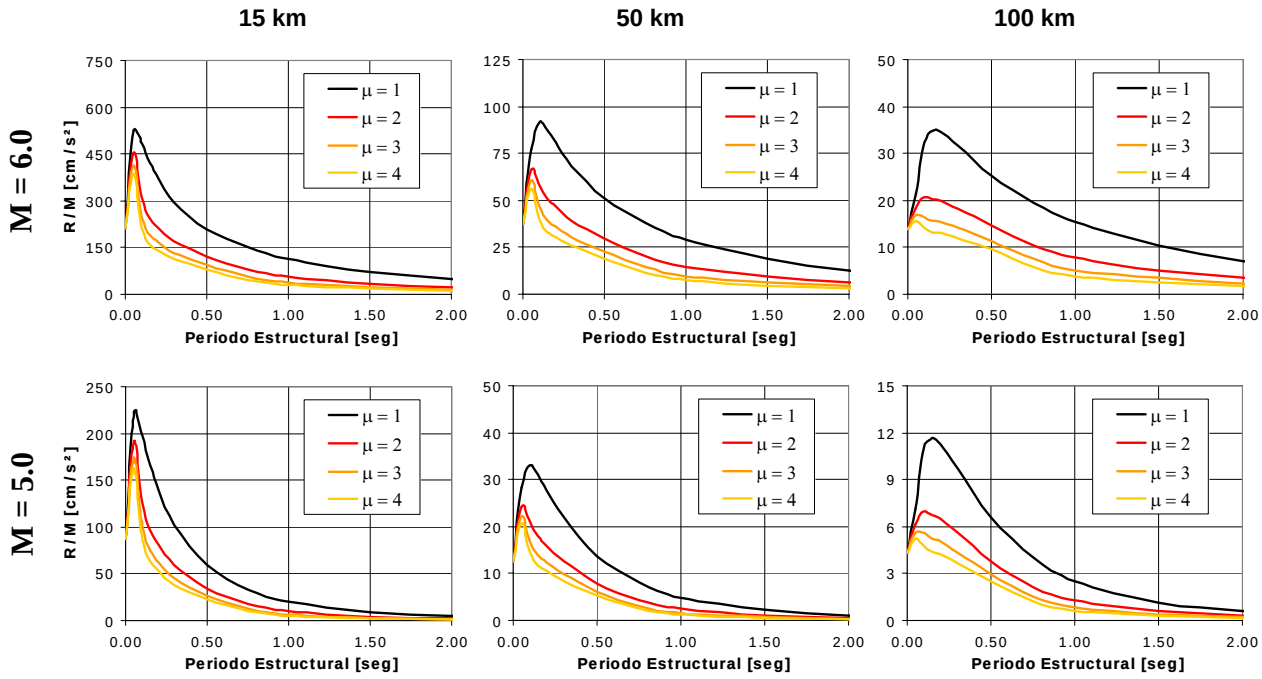


Figura 6.3 Espectros de resistencia Fuente Activa.



Continuación Figura 6.3 Espectros de resistencia Fuente Activa.

6.3 FACTORES DE REDUCCIÓN PARA SUELO BLANDO

6.3.1 Caso de Análisis – Sismo Pizarro

En la Figura 6.4 se puede observar la variación de los factores de reducción de respuesta elástica con el período estructural para mantener una demanda de ductilidad constante en los espectros de resistencia resultantes. Las figuras presentan los resultados de un análisis correspondiente a los registros del sismo de Pizarro, Colombia (tomados en la Universidad Javeriana de Calí para los sentidos Norte – Sur y Este – Oeste, respectivamente) considerando un modelo de comportamiento elastoplástico para la estructura. Con base en la señal registrada se puede calcular el espectro inelástico de respuesta para ductilidad constante, en este caso igual a 4 como ejemplo. Este espectro elástico se puede dividir por el espectro inelástico correspondiente a la misma señal para obtener la Figura 6.4, en las cuales se presentan los factores de reducción para una demanda de ductilidad de 4.

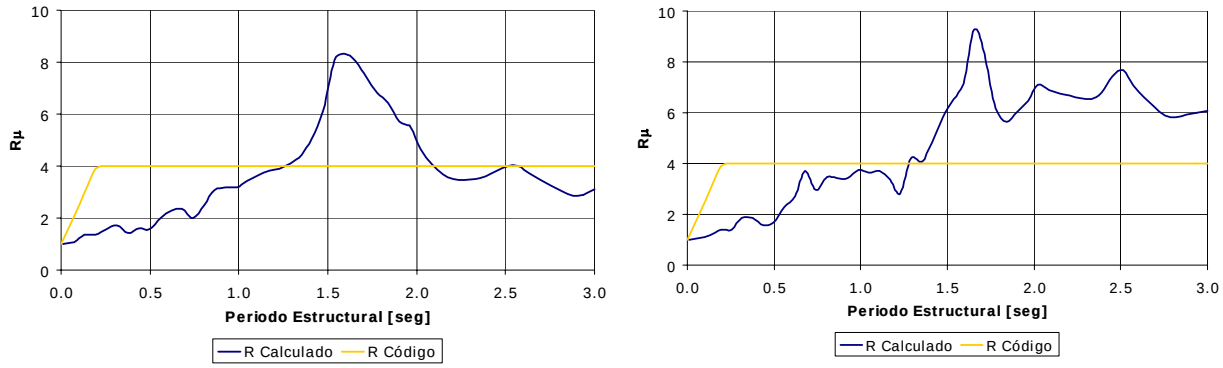


Figura 6.4 Comparación de factores de reducción en sismos, sismo de Pizarro componente Norte – Sur y Este - Oeste, registrado en la Universidad Javeriana sede Calí.

Este par de ejemplos sirven para comprobar que en el caso de registros de suelo blando en el sismo de Pizarro, los valores del factor de reducción de respuesta por ductilidad toman valores cercanos a 1.0 en períodos cercanos a cero y tienden a la capacidad de ductilidad estructural prescrita μ para períodos largos. Para efectos comparativos, se ilustran en forma simultánea los factores de reducción establecidos por la NSR-98 para la misma ductilidad especificada de 4, con lo cual se evidencia una diferencia significativa con los factores de reducción correspondientes a registros reales. Para estructuras con periodos entre 0 y 1 segundos, al emplear el R establecido por la NSR-98, se estaría subdiseñando. Los efectos de la subestimación de los factores de reducción de la respuesta por efectos de ductilidad en el rango de períodos intermedios son más críticos en sitios de suelo blando. Después del sismo de México de 1985, Meli (1986) identificaron que la amplificación de estos factores se presentaba en el rango de períodos compatibles con los períodos de vibración fundamental del suelo.

6.3.2 Factores de reducción en suelos blandos

Rosas et al (1990) propusieron aproximaciones para calcular el factor de reducción de respuesta para suelos con períodos naturales de vibración característicos de los del Valle de México. Miranda (1991) amplió lo anterior para cualquier periodo natural de vibración de los depósitos de suelo, reconociendo diferentes tipos de suelo y origen de los mismos. Ordaz et . al. (1996), reconocieron que cuando el período estructural es igual al periodo del suelo, el factor de reducción se incrementa con respecto al de suelos firmes y que en ciertos períodos

intermedios los valores de R_μ tienden a ser mucho mayores que los propuestos por Newmark y Hall, sobretodo en edificaciones construidas sobre suelos blandos. Por ello, Ordaz y Pérez Rocha (1998) desarrollaron factores dependiendo de las condiciones de suelo usando 445 registros de la red acelerográfica de Guerrero. Para el efecto utilizaron modelos elastoplásticos con amortiguamiento con respecto al crítico de 5% y demandas de ductilidad de μ = 1.5, 2, 4 y 8. La expresión propuesta, que es independiente de las condiciones de suelo, tiene la siguiente forma:

$$R_\mu(T) = 1 + \left(\frac{S_d(T)}{D_{\max}}\right)^{\beta(\mu)} \left(\frac{S_v(T)}{v_{\max}}\right)^{\alpha(\mu)} (\mu - 1) \qquad (9)$$

Donde D_{max} es el desplazamiento máximo en un lugar (valor del espectro de desplazamientos cuando $T \to \infty$) para un sismo de magnitud y distancia epicentral conocido. Este parámetro se puede generar a partir del espectro de amplitudes de Fourier (EAF) de desplazamiento y a continuación haciendo uso de la teoría de vibraciones aleatorias (TVA). Además de los términos ya descritos, SE TIENE:

V_{max} es la velocidad máxima del terreno en cm/s
D_{max} es el desplazamiento máximo del terreno en cm
α es el exponente dependiente de la ductilidad al cual está elevado el espectro normalizado de velocidad
β es el exponente dependiente de la ductilidad al cual está elevado el espectro normalizado de desplazamiento

El modelo que reconoce la rigidez de posfluencia de las estructuras para la extensión al caso bilineal del factor de reducción de Ordaz y Pérez Rocha (1998) tiene la siguiente forma:

$$R(\mu) = 1 + \alpha_y(\mu - 1) + \left(\frac{S_d}{D_{\max}}\right)^{\beta_5} \left(\mu - 1 - \alpha_y(\mu - 1)\right) \qquad (10)$$

$$\beta_5 = 0.388(\mu - 1)^{0.173}(\alpha_y \mu + 1)$$

Para el caso del modelo bilineal (ecuación 10) se realizaron cálculos sobre 50 registros de terreno blando y 50 registros de terreno firme de sismos de México y Colombia para poder comparar los valores de R con los dados por el modelo propuesto. En la Tabla 6.1 se presentan los valores de la desviación estándar de logaritmos naturales entre los factores de reducción para diferentes suelos, ductilidades y rigideces de pos fluencia, correspondientes al modelo y a los registros.

Tabla 6.1 Desviación estándar del factor de reducción para sistemas bilineales

	σ SUELO FIRME			σ SUELO BLANDO		
α_y	μ=2	μ=3	μ=4	μ=2	μ=3	μ=4
0.00	0.21	0.21	0.23	0.21	0.26	0.26
0.10	0.20	0.21	0.22	0.20	0.22	0.17
0.20	0.18	0.22	0.26	0.14	0.16	0.24
0.30	0.16	0.22	0.25	0.16	0.22	0.25
0.50	0.14	0.20	0.21	0.12	0.21	0.32

6.4 COMPARACIÓN DEL MODELO PARA CÁLCULO DE R CON RESULTADOS A PARTIR DE REGISTROS INSTRUMENTALES

Los factores de reducción basados en el modelo propuesto (ecuación 10) pueden emplearse, de forma directa, sobre los espectros de diseño evaluados mediante teoría de amenaza sísmica. Para poder aplicar esta metodología se debe contar con el desplazamiento máximo asociado al período de retorno en cuestión (ecuación 10) el cual debe calcularse con el modelo probabilístico descrito en el Capítulo 5.

Conociendo el desplazamiento y la velocidad máxima asociada a un mismo período de retorno en un sitio determinado y las leyes de atenuación asociadas, se puede aplicar el factor para evaluar los espectros de resistencia y desplazamientos de diferentes demandas de ductilidad. Adicionalmente, la rigidez de pos fluencia de las estructuras está siendo reconocida en el desarrollo de las nuevas técnicas de diseño sismorresistente. Sin embargo, existe un vacío al respecto debido a que, siguiendo los conceptos de Newmark y Veletsos (1960), muchos de los factores de reducción que existen hasta el momento consideran estructuras elastoplásticas.

Empleando información de sismos registrados en la zona se puede corroborar el correcto comportamiento del modelo propuesto en la ecuación 10 para el cálculo del factor R. En las Figura 6.5 se presentan los espectros de resistencia para diferentes demandas de ductilidad del sismo de Pizarro en 3 puntos de control (INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro respectivamente). La relación entre la resistencia del sismo elástico y la resistencia asociada a una demanda de ductilidad es el factor de reducción obtenido a partir de registros, el cual debe compararse con el calculado a través del modelo propuesto.

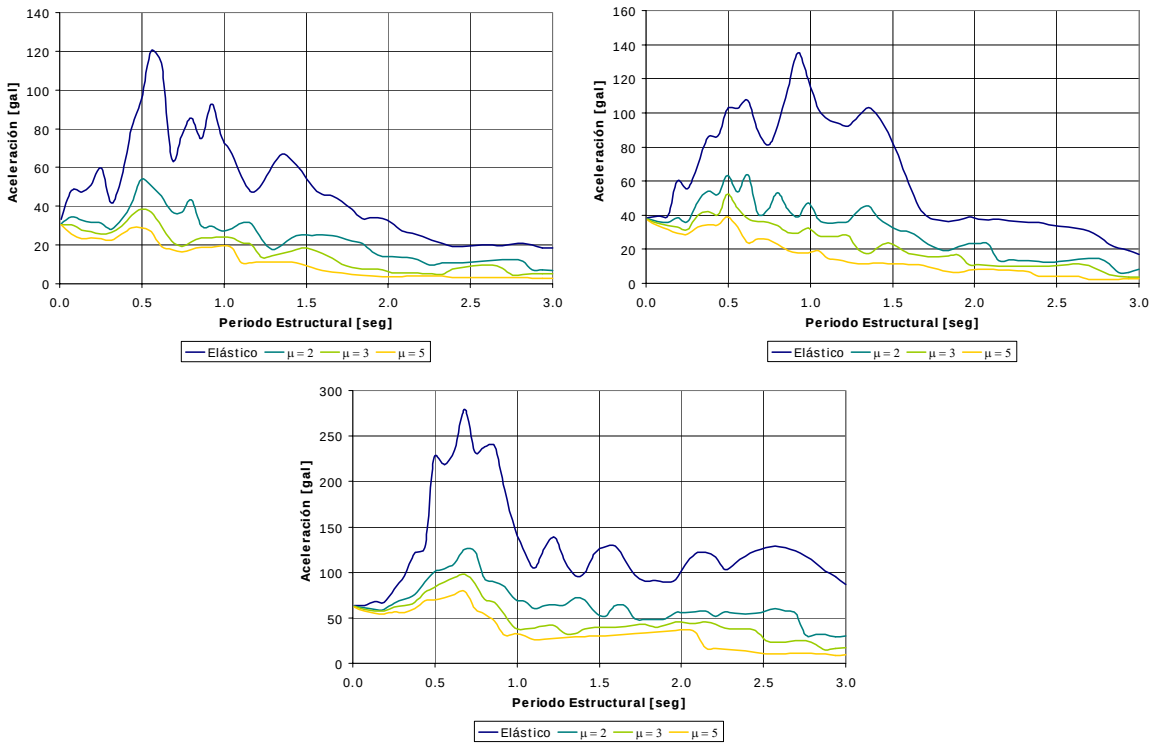


Figura 6.5 Espectro de Resistencia para el sismo de Pizarro para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro

En la Figura 6.6 se presentan los espectros de los factores de reducción (para una ductilidad de 3) comparados con la aproximación propuesta y con el factor de Newmark y Hall. En las figuras se puede observar una alta similitud entre el factor R de ductilidad calculado y el propuesto en la ecuación 10. Igualmente, muestran la diferencia que existe entre el R exigido por la NSR-98 y el propuesto por Ordaz y Pérez Rocha.

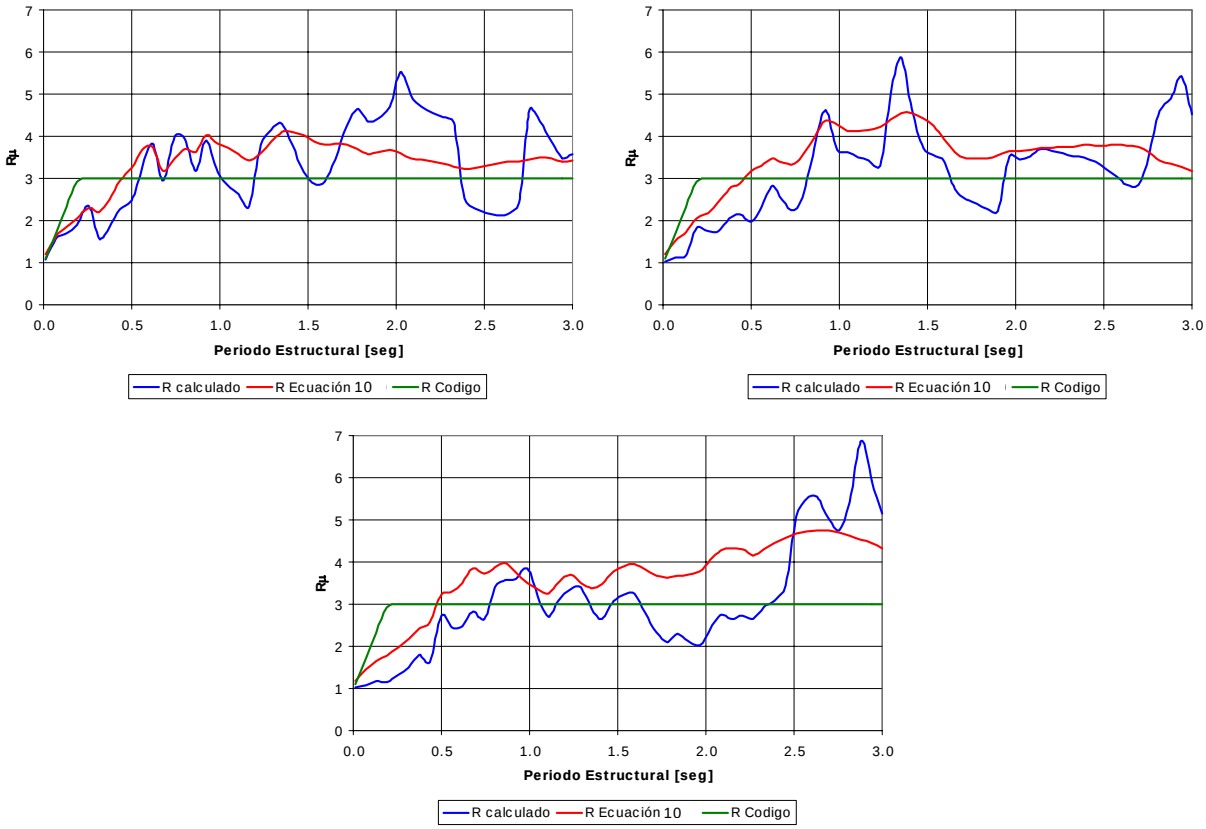


Figura 6.6 Espectro de Resistencia para el sismo de Pizarro, con una ductilidad de 3. Para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro

En las Figura 6.7 se comparan los espectros de resistencia a una demanda prescrita con las respuestas teóricas del modelo propuesto, observándose en todos los casos una correlación aceptable.

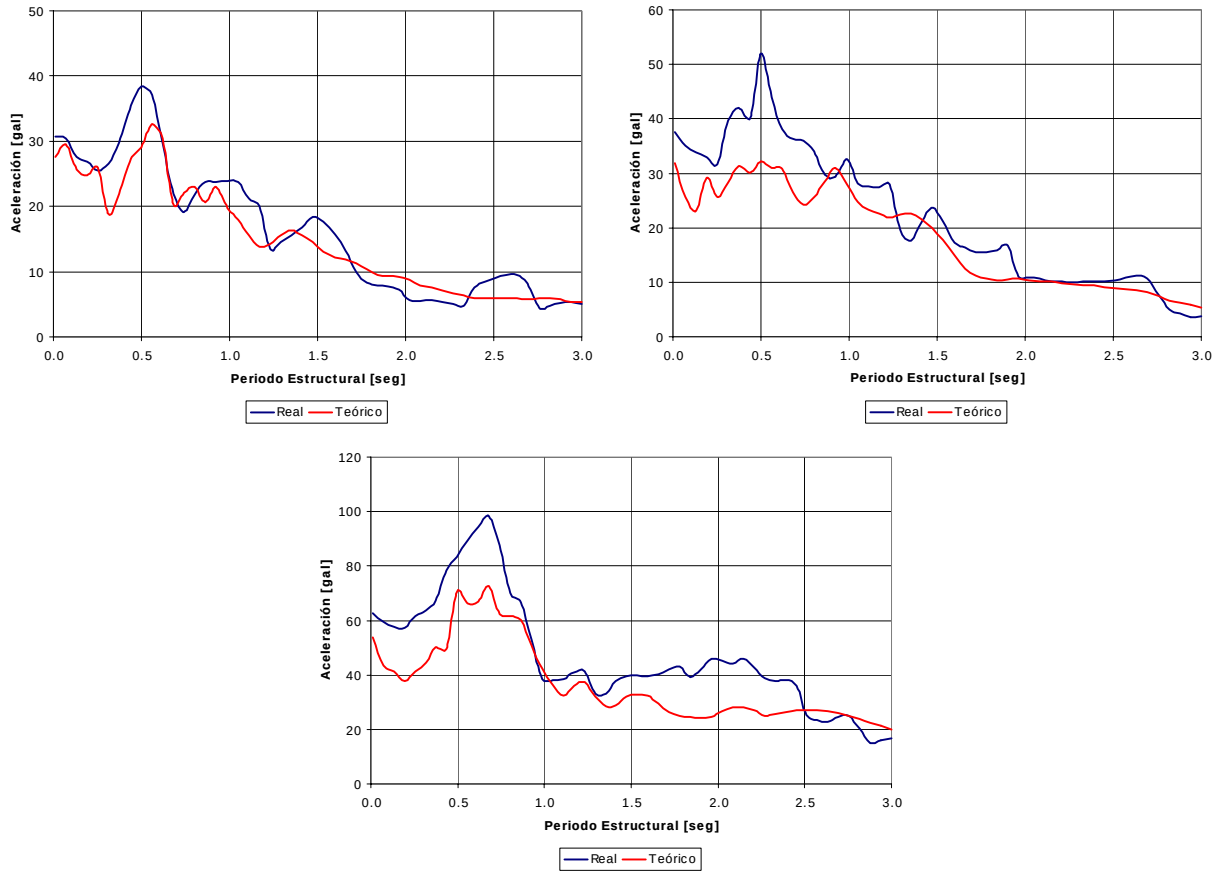


Figura 6.7 Espectro inelásticos de aceleración para el sismo de Pizarro, con una ductilidad de 3. Para las estaciones INGEOMINAS, Hospital Universitario y Navarro

6.5 AJUSTE DE ESPECTROS POR DUCTILIDAD

La presentación anterior corresponde al estado actual de la evaluación de los espectros de diseño inelásticos. Éstos son los empleados en el diseño estructural y corresponden a lo que incluirán las normativas futuras de diseño sismorresistente en relación a este tema.

Con base en el modelo propuesto anteriormente para el cálculo de los espectros de los factores de reducción de la respuesta por ductilidad, se podría realizar un ajuste a los espectros de amenaza elásticos obtenidos en los análisis presentados en el Capítulo 5. De esta manera, al utilizar los factores de reducción establecidos por las NSR-98, se pueden obtener los espectros de resistencia compatibles con los niveles de reducción por ductilidad encontrados anteriormente.

6.5.1 Ajuste de Espectros por Ductilidad de Palmira

Para efectos de evaluar la incidencia de la corrección por ductilidad de los espectros, en la Figura 6.8 se presentan los espectros de respuesta y los espectros corregidos con la metodología propuesta para cada uno de los puntos de control en el municipio de Palmira

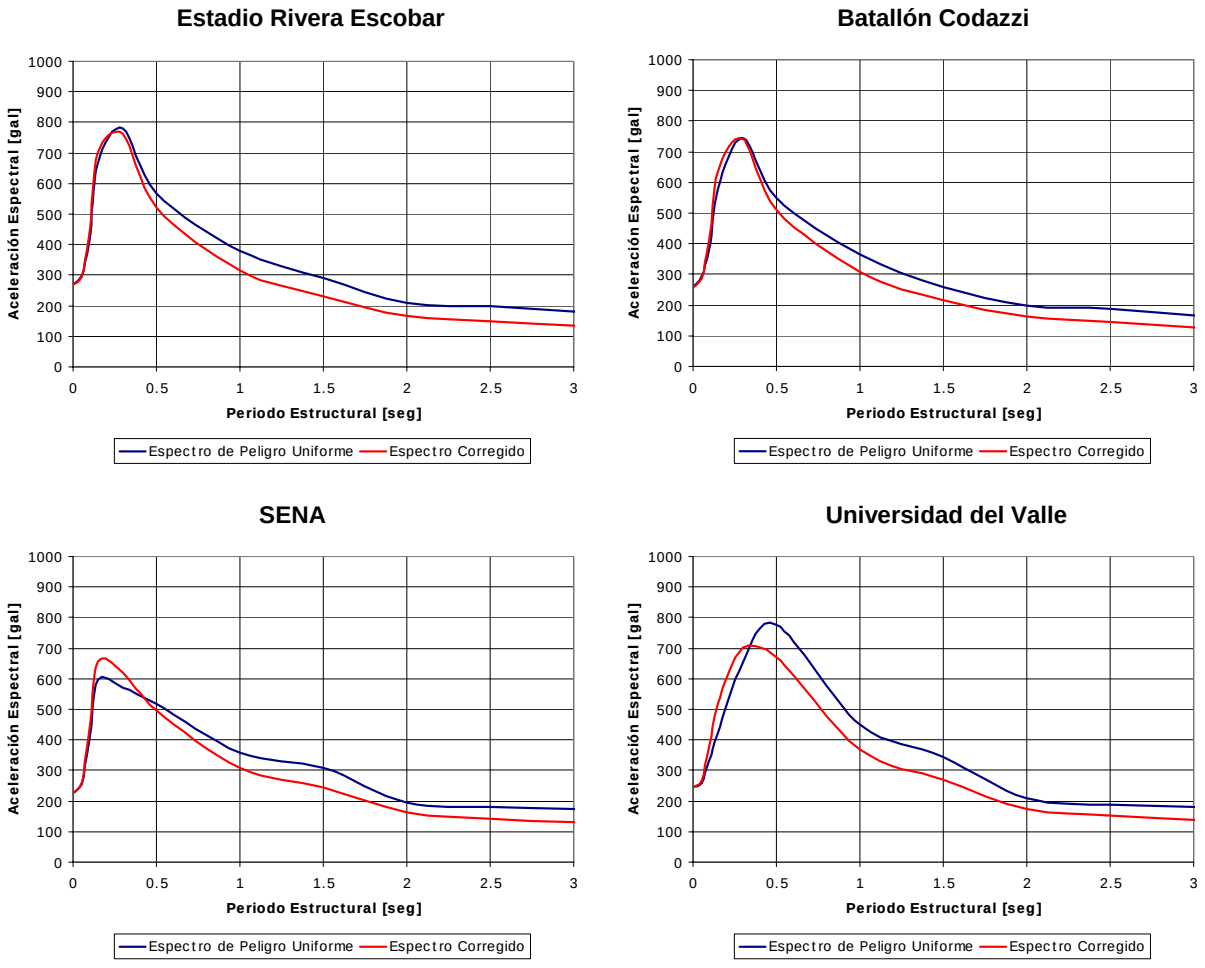
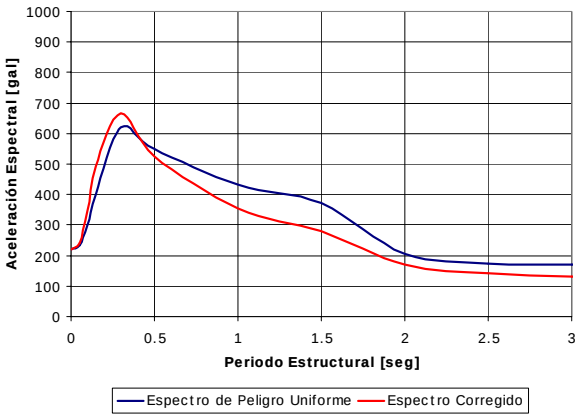
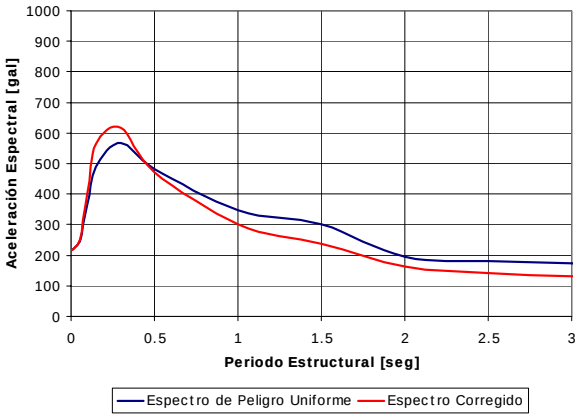


Figura 6.8 Ajuste de espectros por ductilidad del municipio de Palmira.

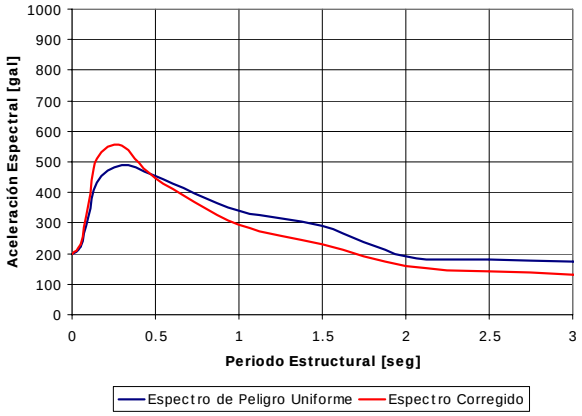
Palmira Centro



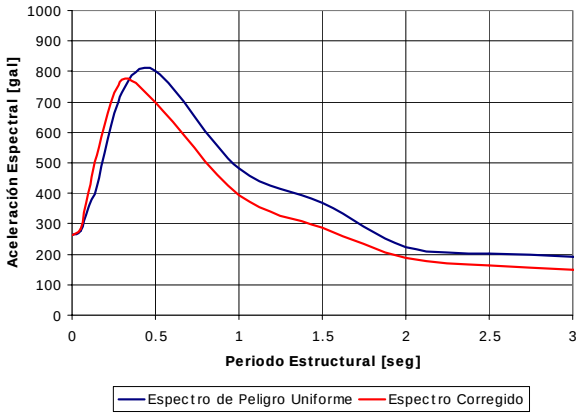
Instituto Raffo Rivera



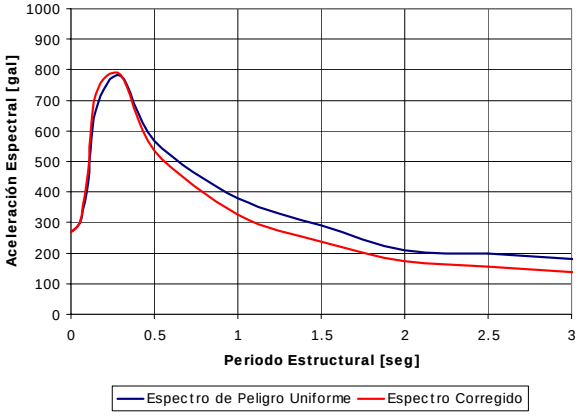
Parque de los Mangos



Parque del Azúcar



Finca San Pablo



Continuación Figura 6.8 Ajuste de espectros por ductilidad del municipio de Palmira.

Como puede observarse de los análisis realizados, para el caso de los municipios estudiados y por tratarse de suelos dominantemente duros, las correcciones propuestas no tienen una incidencia relevante en las formas finales de los espectros de diseño corregidos con respecto a los espectros sin corregir. Por esta razón, en el presente caso no se aplica el ajuste propuesto y los espectros elásticos de diseño corresponden a los mismos obtenidos en el análisis.

6.6 SUAVIZADO DE ESPECTROS

Para efectos de definir los espectros de diseño, los espectros resultantes del análisis de de respuesta dinámica se someten a un proceso de suavizado asociado a la incertidumbre que existe en el cálculo del periodo estructural. Gracias a este proceso se logran suavizar los picos y los valles del espectro de amenaza uniforme que se presentan en la zona de periodos cortos (periodos inferiores a 0.5 seg).

6.6.1 Proceso de suavizado

Partiendo de los espectros que resultan de los análisis de respuesta dinámica (ver Capítulo 5), se aplica un proceso de suavizado gracias al cual se tiene en cuenta la incertidumbre asociada con el cálculo del período estructural.

El proceso de suavizado por incertidumbre del periodo estructural incluye los siguientes pasos:

1. Seleccionar el espectro asociado a un periodo de retorno de 475 años para cada uno de los puntos de control.

2. Se aumenta el número de ordenadas del espectro seleccionado mediante un procedimiento tipo Bezier

3. Para cada ordenada del espectro se establece un rango comprendido entre el 80 % y el 120 % del periodo de análisis. Es decir para un período de 1 segundo se selecciona simultáneamente períodos de 1.2 y de 0.8 y así para todos los periodos.

4. Se calcula la aceleración espectral promedio y la desviación estándar de los valores comprendidos dentro del rango seleccionado.

5. Se calcula el valor promedio más una desviación estándar y este valor se asigna a la aceleración espectral de la ordenada espectral seleccionada.

6. Se continúa el proceso para todos los puntos del espectro.

El proceso se realiza para todos los espectros asociados a un periodo de retorno de 475 años encontrados para los puntos de control.

En las Figuras 6.11, 6.12 y 6.13 se presentan los resultados de realizar el proceso de suavizado descrito anteriormente sobre la forma de los espectros de diseño en cada uno de los puntos de control de cada uno de los municipios (Palmira, Tuluá y Buga respectivamente).

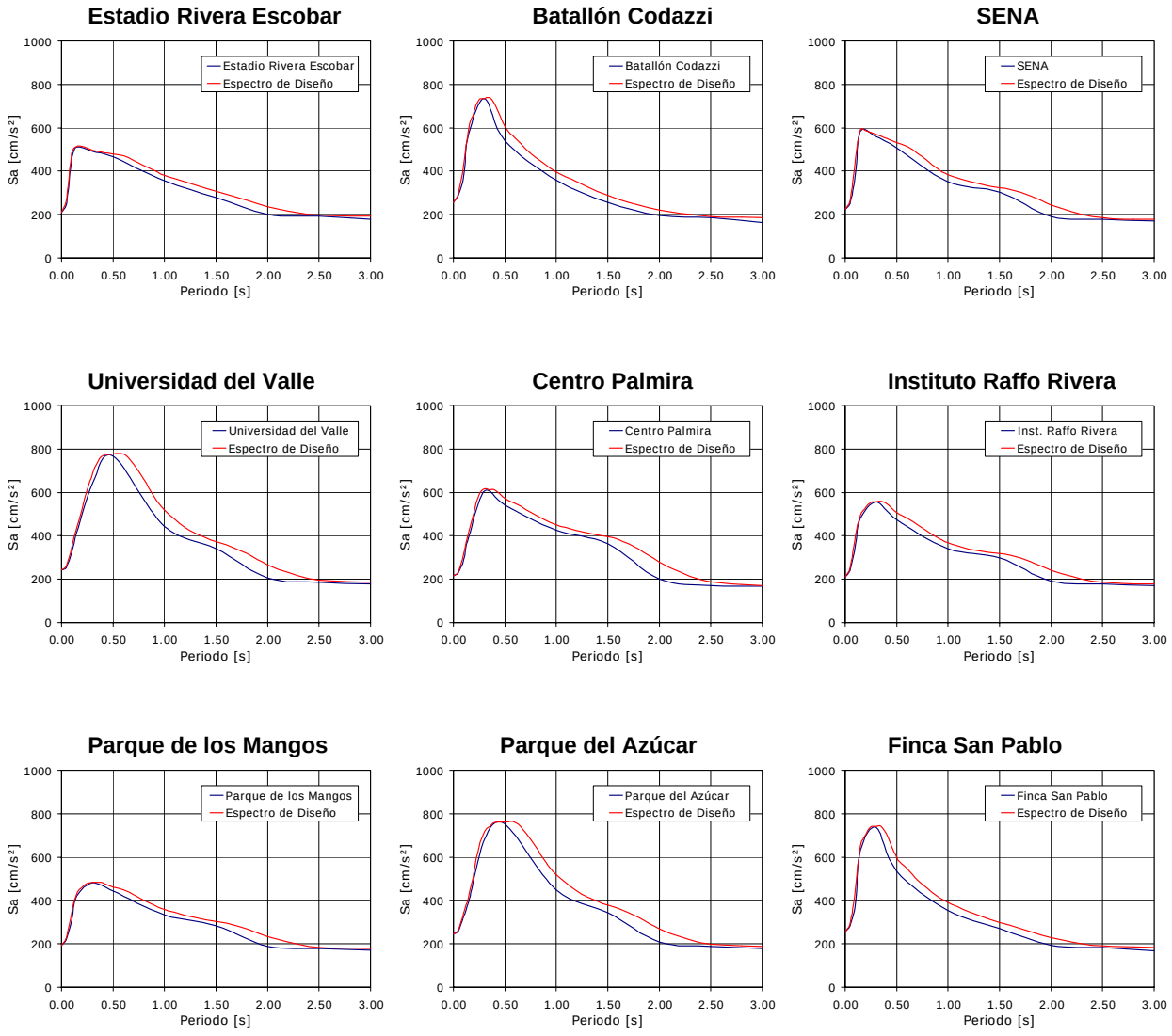


Figura 6.11 Ajuste de espectros por incertidumbre en el periodo estructural para el municipio de Palmira.

6.7 MAPAS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ESPECTROS DE DISEÑO

6.7.1 Generalidades

Tal y como se describió en el Capítulo 2, los municipios de Palmira, Tulúa y Buga están asentados en depósitos del cuaternario principalmente, altamente heterogéneos en cuanto a los materiales que conforman sus estratigrafías dominantes pero relativamente uniformes en términos de la rigidez general. Por lo anterior, la respuesta dinámica esperada para las diferentes zonas de cada una de las ciudades es en buena medida homogénea. A pesar de esta aparente uniformidad, cada uno de los municipios presenta particularidades que deben tenerse en cuenta en la especificación de diseño ya que generan variaciones que pueden llegar a ser significativas. Teniendo en cuenta dicha necesidad, en este numeral se presenta la zonificación propuesta para cada una de las ciudades complementada con la metodología propuesta para llevar a la práctica los resultados obtenidos.

Aunque en un principio se intentó dividir cada una de las tres ciudades en zonas homogéneas con su correspondiente espectro de diseño, esto no fue posible debido principalmente a la dificultad de definir los límites de cada una de las zonas y a las variaciones continuas en la respuesta dinámica de un sitio a otro. Teniendo en cuenta esta dificultad se decidió realizar una interpolación de los espectros de diseño encontrados en los puntos de control (un punto de control corresponde a la ubicación de cada uno de los sondeos geotécnicos realizadas en cada uno de los tres municipios) siguiendo el procedimiento de kringing [Golden Software, 2002]. Mediante este procedimiento se encuentra el espectro de diseño para cualquier punto que se encuentre al interior del perímetro urbano o de las zonas de expansión de cada una de las tres ciudades estudiadas, logrando lo siguiente:

a) Representar en forma confiable la respuesta obtenida en cada uno de los puntos de control, logrando con esto una optimización del diseño.

b) Lograr una transición bidimensional (en el plano) suave y uniforme entre todos los espectros de los puntos de control disponibles dentro del perímetro urbano de cada ciudad

c) Evitar especificaciones muy conservadoras al tratar de proponer zonas de comportamiento sísmico uniformes que al parecer no son de fácil delimitación en los municipios estudiados.

d) Permitir la adopción de nuevos puntos de control en el futuro sin necesidad de modificar todos los resultados del estudio.

Las principales limitantes del procedimiento implementado para la zonificación sísmica de las tres ciudades estudiadas radican en el número de puntos de control en cada una de las ciudades y la falta de puntos adicionales en las zonas de expansión de cada una de las cabeceras municipales. A medida que se cuente con un mayor número de puntos de control se diminuirá considerablemente la incertidumbre con respecto a los espectros de diseño en puntos lejanos a los puntos de control. Sería conveniente que en estudios posteriores se realicen

nuevas perforaciones (principalmente en las zonas de expansión y en la ronda de los ríos) que ayuden a complementar los resultados de los trabajos realizados en la presente investigación.

El espectro de diseño en cada uno de los puntos de control (sondeos geotécnicos) corresponde al espectro suavizado siguiendo el proceso explicado en los numerales anteriores y que se presentan en el numeral 6.6.

6.7.2 Procedimiento practico para definir el espectro de diseño

Para efectos de definir los espectros de diseño en un predio específico de la ciudad que tenga en cuanta la metodología anterior, se ha desarrollado un sistema de visualización (SISValle V 1.1) en el cual se han incluido los espectros interpolados, según lo explicado anteriormente, cada 50 m. El sistema indicará al usuario el espectro de diseño suavizado recomendado en cada punto de la ciudad, mediante la selección visual (o con coordenadas) del predio exacto a estudiar con ayuda de todo el sistema de visualización disponible. En el Capítulo 9 se explica en detalle el funcionamiento del sistema y el procedimiento para obtener los espectros de diseño en cualquier punto de la ciudad.

6.7.3 Procedimiento jurídico para definir espectros de diseño

Adicionalmente a los anterior y para efectos de la adopción “jurídica” de los espectros de diseño obtenidos del estudio de microzonificación, se desarrolla un sistema de cuadriculas sobre la ciudad con dimensiones de 300 m x 300 m y distribuidas como se indica en las Figuras 6.14, 6.15 y 6.16 para cada los municipios de Palmira, Tulúa y Buga respectivamente. Cada cuadrícula se identifica con un número de referencia y con coordenadas mínima y máxima en longitud y latitud. En el anexo 6.1 se presenta el listado de las cuadriculas y las coordenadas correspondientes para cada uno de los tres municipios. Adicionalmente se indica el espectro de diseño para cada uno de los cuadrantes.

De acuerdo con lo anterior, el procedimiento “jurídico” para seleccionar el espectro de diseño de un predio específico es el siguiente:

1. Definir las coordenadas del centroide del predio. Para este efecto se puede utilizar como apoyo el sistema SISValle V 1.1 que se presenta en el Capítulo 9 o se puede recurrir al mapa oficial del municipio.

2. Una vez definida las coordenadas se buscará el cuadrante en el cual se encuentra el centroide del predio para lo cual se utilizaran las coordenadas mínimas y maximas en latitud y longitud de cada cuadrante.

   Es decir que la Latitud del centroide del predio esté entre el valor mínimo de latitud del cuadrante y el valor máximo de latitud del cuadrante

   Y que la Longitud del centroide del predio esté entre el valor mínimo de longitud del cuadrante y el valor máximo de longitud del cuadrante

3. Una vez ubicado el cuadrante se utilizará como espectro de diseño el espectro asociado a cada cuadrante, el cual se especifica en las mismas tablas relacionadas en el Anexo 6.1.

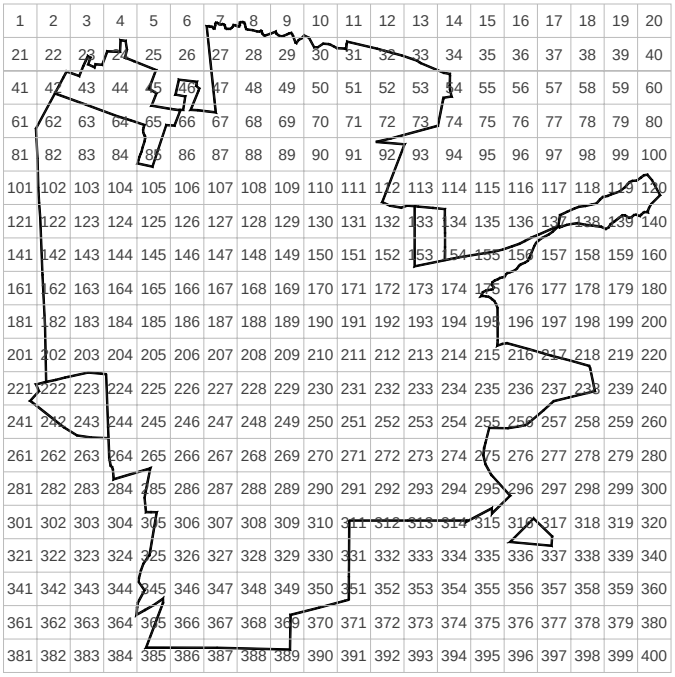


Figura 6.14 Mapa de cuadrantes para el municipio de Palmira.

6.7.4 Mapas de Microzonificación sísmica

La metodología de microzonificación propuesta no establece como tal zonas homogéneas o sectores de igual comportamiento. Por esta razón, no es posible adoptar como tal un mapa de microzonificación sísmica. Se tiene más bien un mapa de variación continua de espectros de respuesta de diseño en toda la ciudad. Para efectos de ilustración únicamente se presentan mapas de microzonificación sísmica con tendencias de variación en los espectros.

6.7.4.1 Microzonificación del área urbana de Palmira

El área urbana de Palmira presenta una relativa homogeneidad en la respuesta sísmica esperada. Los estudios adelantados muestran la existencia de zonas cuyos depósitos de suelos son más blandos en comparación con otras; por consiguiente, se pueden esperar variaciones sensibles en las formas espectrales de diseño. La Figura 6.17 presenta en forma ilustrativa las variaciones en las formas espectrales de diseño para la ciudad.

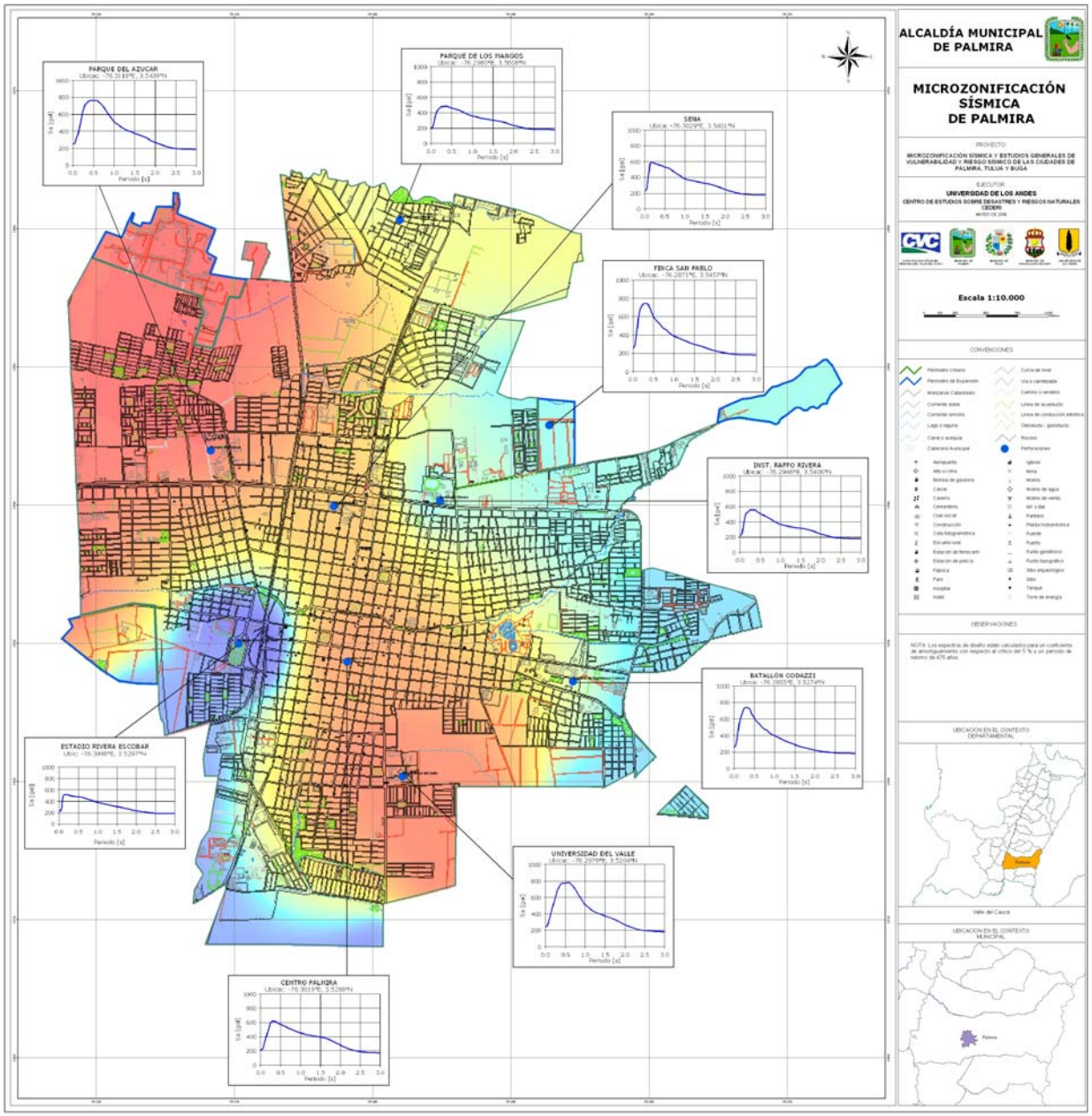


Figura 6.17 Mapa variación formas espectrales de diseño para la ciudad de Palmira.

6.8 MAPAS DE AMENAZA REPRESENTATIVOS

6.8.1 Mapas a nivel de departamento

Con base en el sistema SISValle V 1.1 (ver detalles del mismo en el Capítulo 9), se presentan una serie de mapas de amenaza representativos para cada uno de los municipios. Como se explica en detalle en el Capítulo 9 el sistema permite obtener mapas de amenaza a nivel del Departamento (para terreno firme) o a nivel del área urbana de cada municipio (a nivel de superficie del terreno).

En las Figuras 6.20, 6.21 y 6.22 se presentan los mapas de amenaza sísmica en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento máximo en terreno firme para un periodo de 475 años.

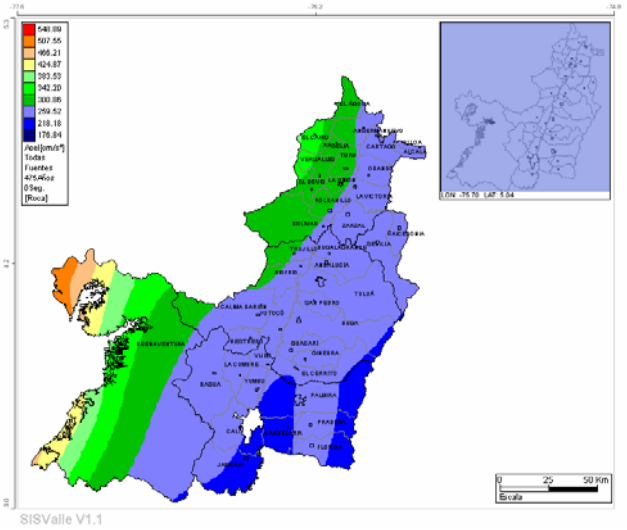


Figura 6.20 Aceleración máxima en terreno firme, Tr = 475 años.

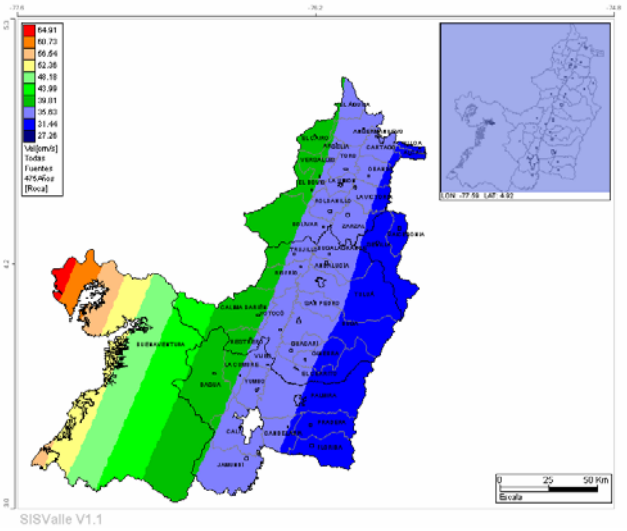


Figura 6.21 Velocidad máxima en terreno firme, Tr = 475 años.

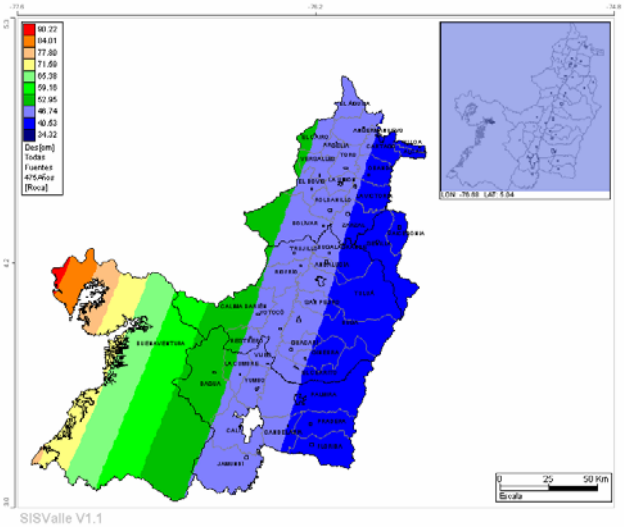


Figura 6.22 Desplazamiento máximo en terreno firme, Tr = 475 años.

6.8.2 Mapas de amenaza para Palmira

En las Figuras 6.23 a 6.29 se presentan los siguientes mapas de amenaza para el área urbana del municipio de Palmira:

- Aceleración en superficie del terreno para T=475 años
- Velocidad máxima del terreno para T=475 años
- Desplazamiento máximo del terreno para T=475 años.
- Juego de mapas de aceleración espectral en superficie del terreno para T=475 años y para varios períodos estructurales (T=0.5, T=1.0 y T=1.5 segundos).
- Aceleración máxima en superficie del terreno para T=2500 años.

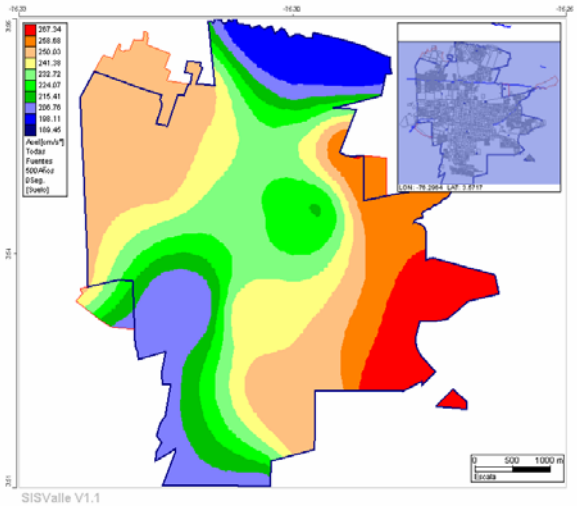


Figura 6.23 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =475 años para Palmira.

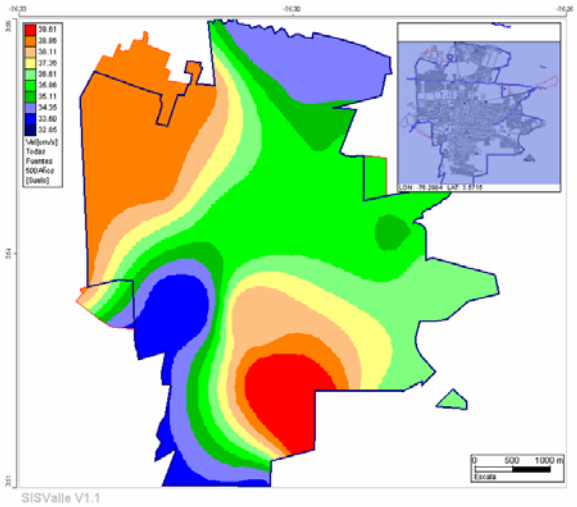


Figura 6.24 Velocidad máxima en terreno, Tr =475 años para Palmira.

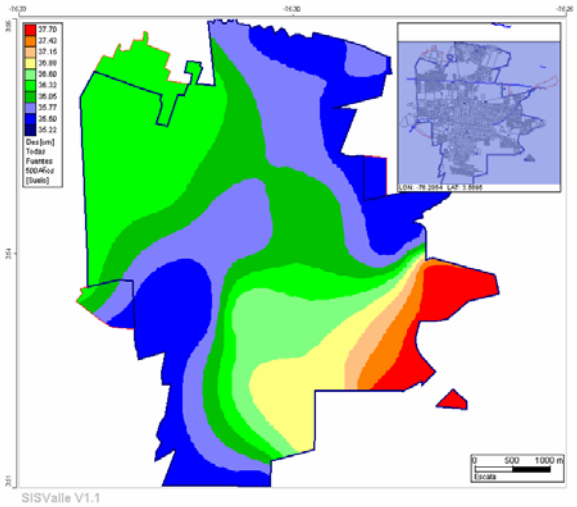


Figura 6.25 Desplazamiento máximo en terreno, Tr =475 años para Palmira.

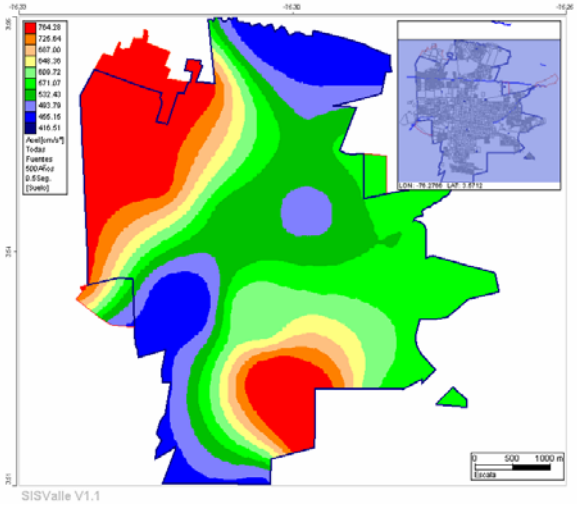


Figura 6.26 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 0.5 seg para Palmira.

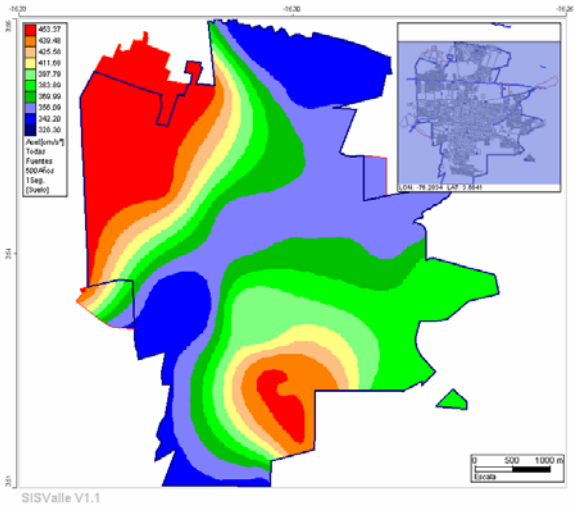


Figura 6.27 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.0 seg para Palmira.

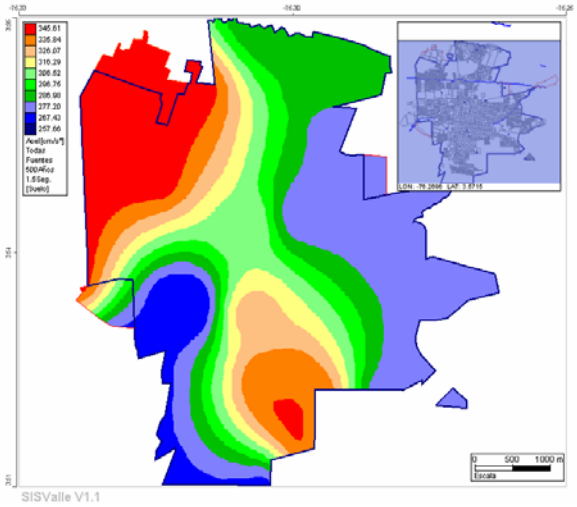


Figura 6.28 Aceleración espectral en terreno, Tr =475 años, periodo estructural 1.5 seg para Palmira.

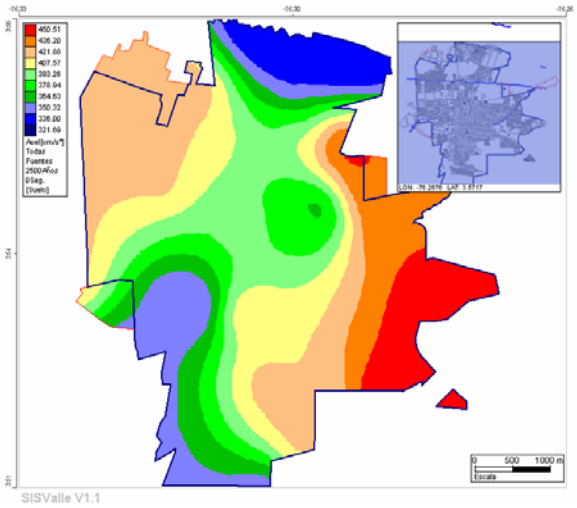


Figura 6.29 Aceleración máxima en superficie del terreno, Tr =2500 años para Palmira.

6.9 CONSIDERACIONES TÉCNICAS PARA INSTRUMENTO JURÍDICO DE ADOPCIÓN DE LOS ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN

La adopción por parte de las administraciones municipales de la reglamentación que ponga en práctica obligatoria los resultados de los estudios de microzonificación deben tener en cuenta las siguientes consideraciones técnicas.

1. Todas las recomendaciones de diseño aquí establecidas son complementarias a las dadas en las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistentes, Ley 400 de 1997, Decreto 33 de 1998 y Decreto 34 de 1999 y en ningún caso podrá tomarse un requisito inferior al establecido por la Norma.

2. Todos los espectros de diseño recomendados son a nivel de la superficie del terreno para un amortiguamiento con respecto al crítico del 5%.

3. En las zonas con efectos topográficos de consideración como son las zonas cercanas a los bordes de los taludes deben aplicarse, factores de amplificación de acuerdo con las recomendaciones del ingeniero geotécnico.

4. Para estructuras con períodos de vibración fundamental mayores o iguales a 2.0 seg deben adelantarse análisis sísmicos especiales que se salen del alcance de las presentes recomendaciones.

5. Podrán utilizarse fuerzas de diseño diferentes a las que resultan de la utilización de los espectros de diseño recomendados siempre y cuando se justifique el valor empleado con análisis de respuesta de perfiles debidamente estudiados, utilizando hipótesis equivalentes a las dadas en el presente estudio y atendiendo los requisitos mínimos establecidos en las NSR-98 (Capítulo A.2). Para el efecto deberán utilizarse en el análisis al menos los tres (3) acelerogramas de diseño establecidos en el presente estudio y que se incluyen en formato digital anexo. En ningún caso la fuerza sísmica de diseño adoptada podrá ser inferior al 80% de la fuerza que resulta utilizando los espectros dados en el presente estudio.

6. Para efectos de aplicación de requisitos complementarios de las NSR-98, los municipios de Palmira, Tulúa y Buga siguen perteneciendo a una zona de Amenaza Sísmica Alta.

7. Los valores de Aa para cada una de las zonas de la ciudad corresponderán a los valores de aceleración espectral que resulten del espectro de diseño especificado en el sitio para un periodo estructural igual a cero (T = 0.0 seg).

8. Para el caso de estructuras de período corto (viviendas de uno y dos pisos y edificaciones de muros de pocos pisos), la selección del valor del coeficiente de capacidad de disipación de energía para el sistema estructural, R, deberá realizarse de acuerdo con lo establecido en el numeral A.2.9.4 del Decreto 34 de 1999.

9. En Terrenos con pendiente superior a 10 grados (17%), deben realizarse estudios de estabilidad de taludes, geotécnicos y estudios adicionales de amenaza por fenómenos de remoción en masa que incluyan los efectos sísmicos. Para este efecto se deben aplicar tanto lo contenido en la sección A.2.4.1.6 y el Título H del Decreto 33 de 1998.

10. Podrán considerarse en el diseño los efectos de la interacción dinámica suelo estructura de acuerdo con los lineamientos establecidos en el Apéndice A-2 de la NSR-98.

Con base en estas consideraciones se presenta un borrador de Acto Administrativo en el Anexo 6.1.

6.10 RECOMENDACIONES PARA ESTUDIOS FUTUROS

Con base en los resultados encontrados en el presente estudio se pueden establecer las siguientes recomendaciones generales:

1. Los datos disponibles hasta el momento referentes a acelerogramas de eventos sísmicos registrados en estaciones ubicadas en los suelos de la zona de estudio resultan vitales para adelantar los estudios de microzonificación sísmica de los municipios pero son aún insuficientes para poder proponer modelos de comportamiento general. Se requiere en general mucha más instrumentación especialmente en la zona de suelos blandos para lograr captar las señales de sismos que ocurran en el futuro. Esta instrumentación debe hacerse a través de acelerógrafos distribuidos en las diferentes zonas de los municipios, con el fin de calibrar el modelo propuesto por este proyecto.

2. Para efectos de conocer el comportamiento global del depósito se recomienda la instalación de instrumentos en profundidad, en especial para conocer la señal en la roca base y contar simultáneamente con registros en superficie.

3. Otro aspecto que requiere mayor estudio es el de la caracterización geotécnica en profundidad de los sitios bajo estudio. Hasta el presente se cuenta con información geotécnica de calidad en muy pocos sitios y debe pensarse en el futuro en mejorar la cantidad y calidad de esta información. Además deben realizarse perforaciones adicionales en las diferentes zonas de la ciudad con el fin de confirmar la delimitación de cada una de ellas y definir si las estratigrafias típicas propuestas en este estudio se mantienen o deben modificarse. Debe darse prioridad a los métodos de investigación de campo y a ensayos básicos como son la medición de la velocidad de onda de cortante en el sitio con métodos como el Down Hole o similares. En cuanto a la ubicación de posibles nuevos puntos de investigación deberá darse prioridad a las zonas de expansión de cada uno de los municipios y las zonas de la ciudad en que los puntos de control se encuentren mas alejados.

4. Los aspectos de modelación bi y tridimensional requieren definitivamente mucha más información y desarrollo. Es necesario adaptar programas de computador avanzados en máquinas mucho más potentes que los computadores personales. Es necesario adentrarse en la modelación bi y tridimensional con la utilización de computadores de alto desempeño con múltiples procesadores. Se requiere en este campo la participación de grupos internacionales de apoyo. La instrumentación resulta vital para conocer mejor las características de amplificación de diferentes depósitos y el comportamiento de los efectos topográficos. Las investigaciones geofísicas a gran profundidad se requieren para modelar la forma general de la cuenca y la conformación tridimensional de los depósitos característicos que dominan la respuesta dinámica.

5. Los efectos geométricos locales, asociados a la heterogeneidad de los depósitos de suelo o a cambios topográficos en superficie (como el caso de taludes o colinas) deben evaluarse en detalle a nivel local de cada municipio para efectos de complementar la normativa de diseño. Para esto se recomienda igualmente adelantar una instrumentación básica que permita el dimensionamiento de estos efectos.

6.11 BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

Aguilar, R., A. Arciniega, M. Ordaz, L.E. Pérez-Rocha, E. Reinoso, y F.J. Sánchez-Sesma. 1991. Respuesta sísmica del Valle de México: Aplicaciones y teoría, Informe final de actividades del Centro de Investigación Sísmica A.C. a la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal.

Alcaldía de Manizales & Universidad de los Andes. 1998. Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Manizales - Caldas, Universidad de los Andes, Marzo de 1998

Berg. Glen V. 1982. Seismic Design Codes and Procedures. Earthquake Engineering research Institute.

Chopra Anil. K. 1982. Dynamics of Structures. Earthquake Engineering Research Institute.

Corporación Autónoma Regional del Quindio, CRQ. 1997. Microzonificación Sísmica Preliminar de la Cuidad de Armenia - Quindio", Universidad de los Andes, Julio de 1997

García L. E. 1996. Dinámica Estructural y Diseño Sismorresistente. Universidad de los Andes. Facultad de Ingeniería.

Golden Software. 2002. SURFER, Surface Mapping System Version 8.00, February 2002.

Housner G.W & Jennings P.C. 1982. Earthquake Design Criteria. Earthquake. Engineering research Institute.

Hudson D.E. 1982. Reading and Interpreting Strong Motion Accelerograms. Earthquake Engineering research Institute.

INGEOMINAS & Universidad de los Andes. 1992. Microzonificación Sísmogeotectonica de Popayán.

INGEOMINAS. 1999. Terremoto del Quindío (Enero 25 de 1999) Informe Técnico-Científico.".

Meli, R. 1986. Evaluación de los efectos de los sismos de 1985 en los edificios de la Ciudad de México (3 volúmenes y 7 anexos), *Informe Interno DE/ESTV2/ 1*, Instituto de Ingeniería, UNAM.

Meli, R. & Avila, J. 1988. Analysis of building response, Earthquake Spectra, 5, 1-18.

Miranda E. 1991**.** Seismic and Upgrading of existing structures. Tesis Doctoral. Universidad de California en Berkeley- Berkeley, CALIFORNIA, Estados Unidos de América

National Earthquake Hazards Reduction Program. 1994. Recommended provisions for seismic regulation for building". Part 1 and 2. 1994 Edition.

Newmark N.M. & Hall W.J. 1982. Earthquake Spectral and Design. Earthquake Engineering Research Institute.

Ordaz, M, Reinoso E. y Pérez Rocha L. E. 1996**.** Criterios de diseño sísmico: consideraciones para suelos blandos, Ingeniería Sísmica, (53) 25-35.

Ordaz M. & Perez-Rocha L. E. 1998. Estimation fo strength reduction factors for elastoplastic systems: a new approach, Earthquake Engineering Structural Dynamics 27 – 99-901.

República de Colombia. 1998. Código Colombiano de Construcciones Sismo Resistentes – NSR-98, Ley 400 de 1997.Decreto 33 de 1998.

Rosas H. & Ruiz, S (1990), Factor de amplificación de la respuesta de estructuras con resistencia asimétrica, Revista de Ingeniería Sísmica, SMIS, No. 39, pp. 15-26

Sarria A. 1996. Ingeniería Sísmica. Ediciones UNIANDES.

Seed H. B, Idriss & I.M Lysmer. 1982. Ground motions and soil liquefaction during Earthquake. Earthquake Engineering Research Institute, 1982.

Universidad de los Andes & INGEOMINAS.1997. Microzonificación Sísmica de Santa Fe de Bogotá.

Universidad de los Andes. 2002. Microzonificación Sísmica de la ciudad de Manizales.

Veletsos A. S. & Newmark N. M. 1960. Effect of inelastic behavior on the response of simple system to earthquake motion. Proceedings of second world conference on earthquake engineering 895 – 912.