# SOBRE EL COMPORTAMIENTO SÍSMICO DE LOS DEPÓSITOS DE SUELOS DEL ÁREA DE CAÑAVERALEJO, CALI, COLOMBIA

CRISTINA ISABEL ROSALES CLIMENT

UNIVERSIDAD DEL VALLE FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA SANTIAGO DE CALI 2001

# SOBRE EL COMPORTAMIENTO SÍSMICO DE LOS DEPÓSITOS DE SUELOS DEL ÁREA DE CAÑAVERALEJO, CALI, COLOMBIA

# CRISTINA ISABEL ROSALES CLIMENT Proyecto de grado para optar el título de Ingeniera Civil

Director HANSJÜRGEN MEYER Geofísico

UNIVERSIDAD DEL VALLE FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA SANTIAGO DE CALI 2001

## PROYECTO

Título: SOBRE EL COMPORTAMIENTO SÍSMICO DE LOS DEPÓSITOS DE SUELO DEL ÁREA DE CAÑAVERALEJO, CALI, COLOMBIA

#### Autora

Cristina Isabel Rosales Climent Cod. 9303290 Universidad del Valle <u>crosales@osso.univalle.edu.co</u>

#### Director

Prof. Hansjürgen Meyer Geofísico, Msc. Investigador Observatorio Sismológico del SurOccidente – OSSO Profesor Facultad de Ingeniería, Universidad del Valle hjm@osso.univalle.edu.co

### Asesores

Prof. Germán Villafañe Ingeniero Civil Profesor Facultad de Ingeniería, Universidad del Valle Universidad del Valle <u>gevillas@telesat.com.co</u>

Prof. Andrés Velásquez Ingeniero Geólogo Director del Observatorio Sismológico del Sur Occidente Profesor Facultad de Ingeniería, Universidad del Valle <u>ave@osso.univalle.edu.co</u> Nota de aceptación

Tesis laureada.

Resolución No. 123 del 13 de diciembre

del 2001, Consejo Superior, Universidad

del Valle

Jurado, Peter Thomson

Jurado, Anita Campos

Jurado, Jaime Toral

Santiago de Cali, 13 de julio del 2001

### **AGRADECIMIENTOS**

Llegar a esta parte de la tesis es una maravilla. Significa, entre otras cosas, que empiezo a embarcarme mas de lleno en los retos del conocimiento en la interacción medio ambiente - ingeniería - geofísica aplicada.

A lo largo del desarrollo del proyecto, interactué con diversos profesionales externos al OSSO, de la Escuela de Ingeniería Civil y Geomática de la Universidad del Valle, del Instituto de Geociencias de Panamá, entre otras instituciones nacionales e internacionales, que apoyaron de una u otra forma la consecución de información, y me nutrieron con sus ideas y asesoría. A todos ellos muchas gracias.

También quiero agradecer a todas las personas que conforman el grupo OSSO, y especialmente a las áreas de sistemas e instrumentación que siempre estuvieron pendientes de las necesidades relacionadas con los instrumentos de medición y equipos de adquisición, y apoyaron la logística de las diversas mediciones en campo. Al área de procesamiento gráfico por todo el apoyo prestado, especialmente al final, para la edición de las figuras y tablas.

A Hans y Andrés por la confianza depositada, su generosidad y apoyo.

Al rock en español por poner a vibrar los depósitos del área de estudio.

#### RESUMEN

En la ciudad de Cali, Colombia, se identificó una zona de comportamiento sísmico singular sobre los depósitos aluviales en el área de Cañaveralejo. Los indicadores incluyen concentración de daños en edificaciones, por sismos de magnitud moderada a distancias epicentrales de más de 400 km, y vibraciones inducidas por espectáculos musicales con asistencia masiva en escenarios públicos, perceptibles en edificios hasta 1000 m de distancia

Uno de los propósitos en la caracterización de esta zona fue el de resolver un problema que típicamente la ingeniería ha enfrentado con técnicas directas puntuales (perforaciones, ensayos de laboratorio, etc.) mediante la aplicación de metodologías de evaluación histórica y geológica, para inferir la génesis de los terrenos, y de técnicas de sondeo indirectas de la geofísica, para cuantificar la estructura, los parámetros mecánicos y las respuestas dinámicas de los suelos.

Se estudiaron las características geológicas e hidrológicas de la cuenca-fuente (río Cañaveralejo) y de las formaciones geológicas superficiales vecinas, las condiciones de los terrenos pre-urbanización, los perfiles geotécnicos disponibles para la zona de estudio y áreas aledañas, los patrones de los reportes macrosísmicos de varias décadas y los reportes de efectos de vibraciones inducidas en edificaciones. También se midieron las respuestas dinámicas de los terrenos mediante la técnica de análisis espectral de vibraciones ambientales, la distribución en profundidad de las velocidades de

vi

propagación de las ondas P y S y de la relación de Poisson, así como la generación y propagación de vibraciones inducidas por espectáculos musicales masivos.

La información histórica, geomorfológica e hidrológica permite inferir la acción de una cuenca de torrencialidad muy alta en el contexto local, un alto aporte de sedimentos muy finos (a partir de rocas básicas y gruesos saprolitos), sedimentación en un ambiente de súbito cambio de velocidades de flujo sobre terrenos de muy baja inclinación, inundables y lateralmente confinados. Mediante las mediciones geofísicas se encontraron velocidades de ondas P del orden de 1500 m/s y de S de aproximadamente 200 m/s, correspondiente al rango inferior de los suelos rígidos; conjuntamente con el coeficiente de Poisson resultante estos valores son característicos de arcillas saturadas, lo cual es compatible con la información contenida en los perfiles geotécnicos. Los perfiles de refracción sísmica, con aproximadamente 50 m de profundidad de exploración, no alcanzaron ninguna capa refractora profunda. Los periodos fundamentales de vibración de los terrenos oscilan entre 0,5 y 1,8 s, crecientes hacia el E, conforme se alejan del piedemonte rocoso. Por otro lado, en cercanías de la fuente y a 1000 m de distancia, se registraron vibraciones inducidas con modos de vibración diferentes en cada canción asociables probablemente con los modos de vibración de los diversos elementos estructurales, con frecuencias armónicas principales desde 1,9 hasta 2,45 Hz. La atenuación de éstas vibraciones inducidas fue comparativamente baja, del orden de 20 veces en 1000 metros, en relación con casos de atenuación de las ondas por vibrohincado de tablestacacas en arenas.

En un modelo preliminar se deduce que el comportamiento dinámico singular – el "efecto de sitio" - que han mostrado los depósitos del área de Cañaveralejo, está controlado conjuntamente por la baja velocidad de propagación de la onda S, en una estrato conformado principalmente de arcillas saturadas de más 28 m de espesor, en lo que a la amplificación selectiva de ondas sísmicas refiere,

vii

mientras que en la propagación de vibraciones inducidas además es decisivo el confinamiento lateral de los depósitos del Cono.

El trabajo concluye también con la deducción de evaluaciones que serán necesarias para disminuir algunas incertidumbres o inconsistencias en el modelo, para detallar aún más el entendimiento del proceso de propagación de ondas elásticas en los Depósitos, y para acabar de caracterizar y delimitar una microzona "Depósitos de Cañaveralejo" para la zonificación sísmica de terrenos en el área urbana de Cali.

## CONTENIDO

0.	INTRODUCCIÓN	1
1.	MARCO GENERAL	5
1.1	ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN	5
1.2	ÁREA DE ESTUDIO	8
1.3	DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA	8
1.4	ALCANCES Y LIMITACIONES	.15
1.5	OBJETIVOS	.16
2.	METODOLOGÍA	17
3.	MARCO TEÓRICO	21
3.1	CONCEPTO DE RAYO	.22
3.1.1	Definición.	.22
3.1.2	Principio de Huygens.	.23

3.1.3	Principio de Fermat	23
3.1.4	Ley de reflexión	23
3.1.5	Ley de refracción	23
3.2	CONCEPTO DE ONDA	24
3.2.1	Definición	24
3.2.2	Descripción de las ondas	25
3.2.3	Ondas elásticas	25
3.2.4	Contenido espectral de las ondas	26
3.2.5	Interferencia.	27
3.3	PRINCIPIOS DE LA TEORÍA DE LA ELASTICIDAD	28
3.3.1	Esfuerzo	29
3.3.2	Deformación	30
3.3.3	Ley de Hooke	31
3.3.4	Constantes elásticas en medios isotrópicos.	32
3.3.5	Constantes elásticas en medios anisotrópicos.	35
3.3.6	Ecuación de la onda	35
3.3.7	Velocidades de las ondas elásticas.	37
3.4	FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA	38
4.	LA ZONA DE CAÑAVERALEJO EN LA HISTORIA DE CALI	42
4.1	OBJETIVOS	42
4.2	FUNDACIÓN DE CALI	43
4.3	LA ZONA DEL CAÑAVERALEJO EN LA HISTORIA DE CALI	45
4.4	CAÑAVERALEJO EN EL SIGLO XX	48
4.5	LAS OBRAS DE INGENIERÍA HIDRAÚLICA Y SU PAPEL URBANIZADOR	55
4.6	CONCLUSIONES.	56

5.	CONDICIONES GEOAMBIENTALES	57
5.1	ASPECTOS CLIMÁTICOS	
5.1.1	Precipitación	58
5.1.2	Parámetros morfométricos	61
5.2	GEOLOGÍA	63
5.3	GEOFORMAS Y UNIDADES GEOLÓGICAS SUPERFICIALES.	64
5.4	CARTOGRAFÍA DE DRENAJES ANTIGUOS.	65
5.5	ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS.	68
5.5.1	Perfiles estratigráficos y espesores de arcillas.	70
5.6	ASPECTOS TECTÓNICOS.	76
5.7	INFORMACIÓN GEOTÉCNICA	77
6.	SÍNTESIS DE INFORMACIÓN MACROSÍSMICA	79
6.1	FUENTES SISMOGÉNICAS Y SISMICIDAD	80
6.2	EVALUACIÓN DE INFORMACIÓN MACROSÍSMICA.	82
6.2.1	Fuentes de información	82
6.2.2	Sismos sentidos	85
6.2.3	Sismos con daños	86
6.2.4	Daños por sismos en la zona de estudio	90
7.	GEOFÍSICA APLICADA Y MÉTODOS	95
8.	REFRACCIÓN SÍSMICA	99
8.1	DESCRIPCIÓN GENERAL	

8.1.1	Aplicaciones en la Ingeniería Civil.	100
8.1.2	Alcances y limitaciones del método.	101
8.2	PROPAGACIÓN Y TRAYECTORIA DE LAS ONDAS	101
8.3	EQUIPO DE MEDICIÓN	106
8.4	CURVAS TIEMPO-DISTANCIA	108
8.5	SUPOSICIONES DEL MÉTODO	111
8.6	PRINCIPIOS GENERALES DE INTERPRETACIÓN EN REFRACCIÓN	111
8.6.1	Ley de las velocidades aparentes	112
8.6.2	Principio de reciprocidad	113
8.6.3	Principio del intercepto en el origen.	115
8.6.4	Principio de paralelismo.	115
8.7	METODOLOGÍAS DE CÁLCULO	116
8.7.1	Tiempos de intercepto	117
8.7.2	Velocidades aparentes	117
8.7.3	Frentes de onda	118
8.7.4	Tiempos de retardo	118
8.7.5	Trazado de rayos	118
8.7.6	Cuadro comparativo	119
8.8	MÉTODOS APLICADOS EN EL PROYECTO	119
8.8.1	Tiempos de intercepto	119
8.8.2	Velocidades aparentes	125
8.8.3	Profundidad mínima	131
8.9	ESTUDIO DE LA VELOCIDAD DE LA ONDA S	131
9.	MEDICIONES DE REFRACCIÓN SÍSMICA	133
9.1	EQUIPO DE REFRACCIÓN	133
		400

9.1.2	Detección de los movimientos del terreno.	133
9.1.3	Adquisición y almacenamiento	136
9.1.4	Lectura tiempos de llegada en campo	136
9.2	SELECCIÓN DE SITIOS DE MEDICIÓN	137
9.3	MEDICIÓN DE VELOCIDAD DE LA ONDA P	138
9.3.1	Coliseo El Pueblo (RS #7)	139
9.3.2	Iglesia Tequendama (RS#8)	140
9.3.3	Colegio Politécnico (RS#14).	141
9.3.4	Univalle Biblioteca (RS#10)	143
9.3.5	Procesamiento de señales, interpretación y cálculo	144
9.4	RESULTADOS	150
9.5	MEDICIÓN DE VELOCIDAD DE ONDA S	152
9.5.1	Ensayos.	153
9.5.2	Resultados	158
9.6	PARÁMETROS DINÁMICOS	159
10.	MICROTREPIDACIONES: APROXIMACIÓN AL ESTADO DEL AR	TE160
10.1	INTRODUCCIÓN	160
10.2	DEFINICIÓN	161
10.3	NATURALEZA DE LAS MICROTREPIDACIONES	162
10.4	METODOLOGÍAS PARA LA MEDICIÓN DEL EFECTO DE SITIO	164
10.4.1	Antecedentes, metodología de Kanai y estudios posteriores	165
10.4.2	Método 1: Observación con arreglos de sensores	168
10.4.3	Método 2: Relación espectral con un sitio de referencia	169
10.4.4	Método 3: Observaciones con un sólo sensor (1 ó 3 componentes)	171
10.5	METODOLOGÍA DE NAKAMURA	172
10.5.1	Descripción	172

10.5.2	Resultados de Nakamura	175
10.5.3	Fundamentos de la técnica del cociente espectral H/V	175
10.5.4	Aplicaciones y estudios teóricos y numéricos	176
10.5.5	Otras aplicaciones	
10.5.6	Equipos y procedimiento de medición.	
10.5.7	Procesamiento y análisis de las señales.	189
10.6	DISCUSIÓN Y SÍNTESIS	192
11.	MEDICIONES DE MICROTREPIDACIONES	196
11.1	EQUIPO DE MEDICIÓN	197
11.1.1	Sensor de velocidad	197
11.1.2	Unidad de digitalización.	198
11.1.3	Unidad de almacenamiento.	198
11.2	PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN	200
11.2.1	Tiempo de registro y tasa de muestreo	
11.2.2	Nomenclatura de archivos.	
11.3	SITIOS DE MEDICIÓN Y REGISTROS	201
11.3.1	Selección de sitios.	201
11.3.2	Descripción y registros	202
11.4	PROCESAMIENTO DE LAS SEÑALES	207
11.4.1	Fase 1: Tratamiento básico y preparación de las señales	207
11.4.2	Fase 2: Procesamiento y análisis.	210
11.5	RESULTADOS	213

11.5.1	Periodos fundamentales.	214
11.5.2	Factor de amplificación.	216
11.6	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	217
11.6.1	Factor de amplificación.	
11.6.2	Periodos fundamentales.	218

12.	VIBRACIONES INDUCIDAS POR CONCIERTOS	222
12.1	CARGA DINÁMICA Y FRECUENCIAS	222
12.1.1	Definición.	223
12.1.2	Casos de vibraciones inducidas	224
12.2	ANTECEDENTES.	225
12.2.1	Fuentes y reportes de vibraciones inducidas	
12.2.2	Distribución espacial.	230
12.3	MEDICIONES	230
12.3.1	Descripción.	230
12.3.2	Análisis	233
13.	UN MODELO PRELIMINAR	239
13.1	INTRODUCCIÓN	239
13.2	SÍNTESIS DE RESULTADOS	241
13.3	MODELO	244
14.	RECOMENDACIONES	249
BIBLI	OGRAFÍA	251
ANEX	OS	275

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.	9
Figura 2. Espectro de aceleraciones promedio para diferentes condiciones	. 11
Figura 3. Rayos sísmicos y frentes de onda	. 22
Figura 4. Leyes de reflexión (a) y refracción (b)	. 24
Figura 5. Onda armónica en un instante determinado	. 36
Figura 6. Función de transferencia	. 39
Figura 7. Función de transferencia por la geología	. 39
Figura 8. Funciones de transferencia "de la medición"	. 40
Figura 9. Laguna de Aguablanca (aprox. 1950)	. 45
Figura 10. Ríos, ciénagas y vías del municipio de Cali, principios S. XX	. 50
Figura 11. Mapa de planeamiento físico de Winner y Sert, 1954	. 52
Figura 12. Plaza de Toros de Cañaveralejo, 1956	. 53
Figura 13. Antiguo curso del río Cañaveralejo y su cuenca	. 58
Figura 14. Zonas de vida en el área de estudio	. 59
Figura 15. Precipitación media mensual multianual, Cuenca de Cañaveralejo.	. 61
Figura 16. Caudales mensuales multianuales, estación El Jardín	. 63
Figura 17. Unidades geológicas superficiales	. 66
Figura 18. Geoformas en el área de estudio	. 67
Figura 19. Drenajes antiguos	. 68
Figura 20. Perfil A-A'	. 74
Figura 21. PerfilB-B'	. 75
Figura 22. Isópacas de arcillas desde superficie	. 76

Figura 23.	Sintesis de información geotécnica, área de estudio	78
Figura 24.	Sismicidad en el suroccidente colombiano, 1987-2000	81
Figura 25.	Sismos sentidos en Cali por fuentes de información 1566-2001	84
Figura 26.	Sismos sentidos en Cali	86
Figura 27.	Acumulado de sismos sentidos reportados en Cali, 1987-2001	87
Figura 28.	Mapa de localización de sismos con daños en Cali, 1566-2001	88
Figura 29.	Distribución de daños por sismos en Cali	93
Figura 30.	Distribución de daños por sismos en la Zona de Estudio	94
Figura 31.	Modelo de dos capas, la inferior de mayor velocidad	103
Figura 32.	Propagación de las ondas en un medio de dos capas	104
Figura 33.	Ángulo crítico de refracción $i_c$	105
Figura 34.	Esquema general del equipo de refracción sísmica.	106
Figura 35.	Registro típico de los sismogramas	109
Figura 36.	Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso	109
Figura 37.	Relación entre la distancia crítica y la profundidad	110
Figura 38.	Ley de las velocidades aparentes.	114
Figura 39.	Principio de reciprocidad	114
Figura 40.	Tiempo de intercepto en el origen.	115
Figura 41.	Aplicación del principio de paralelismo	116
Figura 42.	Tiempos de intercepto: modelo de dos estratos planos	121
Figura 43.	Tiempos de intercepto	122
Figura 44.	Método del intercepto: geometría capas planas	123
Figura 45.	Modelos para tres refractores	125
Figura 46.	Velocidades aparentes: modelo de un refractor	126
Figura 47.	Velocidades aparentes: modelo para dos refractores inclinados	129
Figura 48.	(a) Porra y plato de golpe. (b) Cable de extensión del trigger	134
Figura 49.	Cables sísmicos durante el tendido de la línea de refracción	135
Figura 50.	Sensor triaxial	135
Figura 51.	Unidad de adquisición (izq) y batería de alimentación (der)	136
Figura 52.	Localización ensayos de refracción sísmica	138
Figura 53.	Ubicación tendido refracción sísmica Coliseo El Pueblo	139

Figura 54.	Ubicación tendido refracción sísmica Iglesia Tequendama	141
Figura 55.	Ubicación del tendido refracción sísmica, Colegio Politécnico	142
Figura 56.	Ubicación tendido refracción sísmica Biblioteca UV	144
Figura 57.	Curvas t-x para Coliseo con geófonos verticales	145
Figura 58.	Curvas t-x para Iglesia con geófonos verticales	146
Figura 59.	Curvas Colegio Politécnico, sensores verticales	147
Figura 60.	Curva t-x ensayo #132 en Politécnico	148
Figura 61.	Curvas t-x para Biblioteca con geófonos verticales	149
Figura 62.	Estimación de la profundidad al refractor en Coliseo	151
Figura 63.	Curva t-x para Coliseo con geófonos triaxiales	154
Figura 64.	Curva t-x para Colegio con geófonos triaxiales	156
Figura 65.	Curva t-x para Sólidos con geófonos triaxiales	157
Figura 66.	Resultados de medicion de $C_S y$ clasificación según Dobry et al. 20	000
		158
Figura 67.	Esquema general para registro de microtrepidaciones	197
Figura 68.	Equipo de mediciones de microtrepidaciones	199
Figura 69.	Sitios de medición de microtrepidaciones	203
Figura 70.	Ubicación puntos de medición de microtrepidaciones en Univalle	206
Figura 71.	Ejemplo de selección de señal de vibraciones ambientales	209
Figura 72.	Ejemplo de señal muy ruidosa descartada	210
Figura 73.	Corrección de la línea base (a) antes y (b) después	211
Figura 74.	Procedimiento para obtener la relación espectral H/V	213
Figura 75.	Ejemplo de lectura del pico fundamental y su rango	214
Figura 76.	Distribución de los periodos resultantes	221
Figura 77.	Distribución de reportes de vibraciones inducidas por conciertos	229
Figura 78.	Edificaciones de mas de cinco pisos en la zona de estudio	231
Figura 79.	(a) Graderias (esquema) y (b) distribución del público, Coliseo El	
	Pueblo, (20 de junio del 2001)	232
Figura 80.	Frecuencias vs amplitudes, Coliseo El Pueblo	235
Figura 81.	Dispersión de frecuencia vs ampliud en Alcalá y atenuación	236
Figura 82.	Casos de atenuación con la distancia.	238

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Periodos característicos de vibración de ondas sísmicas	27
Tabla 2. Algunos cocientes de Poisson (según Salem, 2000)	34
Tabla 3. Velocidades típicas de ondas P	38
Tabla 4. Estaciones en la Cuenca de Cañaveralejo6	60
Tabla 5. Parámetros morfométricos de las cuencas de los ríos Cali,	
Cañaveralejo, Meléndez y Lili6	62
Tabla 6. Reportes de sismos con daños en Cali por periodos	86
Tabla 7. Sismos con daños en Cali y sus fuentes sismogénicas	90
Tabla 8. Sismos con daños en la zona de estudio y sus fuentes sismógenicas. S	91
Tabla 9. Métodos geofísicos usados en ingeniería civil	96
Tabla 10. Ventajas y desventajas de la refracción y reflexión sísmica	97
Tabla 11. Comparación de métodos de cálculo e interpretación de refracción	
sísmica12	20
Tabla 12. Ensayos de refracción sísmica    13	38
Tabla 13. Resultados de mediciones de la onda P    15	50
Tabla 14. Resultados de la relación de Poisson    15	59
Tabla 15. Fuentes primarias de ondas sísmicas	61
Tabla 16. Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai (1954) 16	66
Tabla 17. Criterios para selección de sitio de registro de microtrepidaciones	
según Stal & Westberg (1996) 18	89
Tabla 18. Sitios de medición de vibraciones ambientales.	01

Tabla 19. Mediciones de microtrepidaciones en Alcalá (alc) 204
Tabla 20. Mediciones de microtrepidaciones en Colegio Politécnico (ptd) 204
Tabla 21. Sitio medición de microtrepidaciones Coliseo El Pueblo (clp) 205
Tabla 22. Mediciones de microtrepidaciones, iglesia Santa Isabel (isa) 205
Tabla 23. Mediciones de microtrepidaciones, Univalle (unv) 206
Tabla 24. Mediciones en Parque San Antonio (san) 207
Tabla 25. Pasos de procesamiento y análisis de señales: rutinas de MatLab 212
Tabla 26. Señales seleccionadas, duración, frecuencia fundamental y
frecuencias de corte 215
Tabla 27. Amplitudes resultantes de las mediciones de Nakamura 216
Tabla 28. Tabla de amplitudes de f0 con respecto al sitio San Antonio 218
Tabla 29. Periodos resultantes de las mediciones de microtrepidaciones 218
Tabla 30. Aceleraciones registradas en Univalle por sismos
Tabla 31. Frecuencias típicas durante conciertos 223
Tabla 32. Edificios con reportes de vibraciones inducidas por conciertos en la
Plaza de Toros 228
Tabla 33. Edificio con reportes de vibraciones inducidas durante conciertos en el
Coliseo El Pueblo 230
Tabla 34. Sitios de registro y equipos. 233
Tabla 35. Velocidades máximas medidas en tres puntos durante el concierto de
los Fabulosos Cadillacs del 20 de junio del 2001

## LISTA DE ANEXOS

- Anexo A. Catálogo macrosísmico para Cali.
- **Anexo B.** Espectros (H y V) y cociente espectral H/V de las señales seleccionadas.
- Anexo C. Lecciones aprendidas.

## 0. INTRODUCCIÓN

Las variaciones de efectos sísmicos según características y propiedades de los diversos terrenos que, en general, conforman los territorios urbanos, han sido documentados desde la Antigüedad, porque las intensidades (el tipo y nivel de efectos y daños) han sido temas de interés históricamente. Pero es a partir de la segunda mitad del siglo XX cuando esta variabilidad empieza a ser investigada con fines de entenderla y proveer a la Ingeniería medidas para optimizar los usos del suelo en cuanto a su respuesta sísmica.

Cali, con cerca de dos millones de habitantes una de las mayores ciudades de Colombia, urbanizó en décadas recientes terrenos que en el pasado fueron cenagosos e inundables, sobre depósitos del río Cañaveralejo. Diversos terremotos, especialmente desde 1979, han causado daños en edificaciones de la ciudad, principalmente en éstos depósitos, de reciente urbanización. A su vez, conciertos musicales en escenarios masivos como la Plaza de Toros (8,000 espectadores) y el Coliseo El Pueblo (17,000 espectadores), han generado vibraciones inducidas perceptibles sobre edificaciones de diversas alturas, hasta 1 km de distancia. Con estas observaciones, los terrenos en el área de los Depósitos del río Cañaveralejo se empezaron a hacer evidentes como una posible "microzona" sísmica hace ya varios años.

Las estrategias de mitigación del riesgo sísmico en las ciudades modernas incluyen, entre otros, la aplicación de normas sismorresistentes para el diseño y construcción de edificaciones, evaluaciones de vulnerabilidad y acciones de reforzamiento y estudios de microzonificación. Estos últimos "buscan delimitar zonas cuya respuesta dinámica sea sensiblemente similar" (NSR-400, 1997: A.2.7). Para la realización de tales estudios se requiere de investigaciones de las propiedades dinámicas del subsuelo, su composición y la geometría. Una vez identificadas las microzonas y evaluadas sus propiedades dinámicas relevantes, (periodos naturales de vibración, factores de amplificación), los resultados específicos de cada una son importantes como parámetros en acciones mitigadoras como el diseño, la construcción sismorresistente y el reforzamiento de edificaciones ya existentes. Tales microzonificaciones deben ser adoptadas como norma por la administración municipal en cada localidad.

Por lo anterior, los estudios de microzonificación son una responsabilidad de los municipios y estos deben ser actores de primer orden en su realización. En Cali este tema está a la orden del día desde 1983, cuando el terremoto de Popayán (marzo 31), sensibilizó a la administración municipal y a entidades regionales, y profesores de la Universidad del Valle propusieron al Municipio el primer estudio para evaluar el riesgo sísmico en Cali (Meyer, 1984b).

A la fecha de terminación de este trabajo el "Estudio de Microzonificación de Cali" aún está en gestión por parte del ente municipal. Así, se espera que los resultados obtenidos constituyan un aporte a la microzonificación de la ciudad, sumándose a otros que el grupo de investigación "Observatorio Sismológico del SurOccidente" ha hecho, por ejemplo, la observación ininterrumpida desde 1987 de la sismicidad local y regional, evaluaciones preliminares de vulnerabilidad sísmica (Campos, 1992 y 1993), El Riesgo Sísmico en la Planeación Urbana (OSSO, 1995), etc.

Con base en recursos económicos e instrumentales limitados, pero con el apoyo humano, tecnológico y logístico del OSSO, este proyecto de grado se abordó para una parte de los terrenos correspondientes a depósitos en el área de Cañaveralejo, zona con mayor densidad de daños por sismos, denominada la **zona de estudio** (Figura 1). En Cali hay otras áreas con evidencias geológicas o geotécnicas que indican la probabilidad de comportamiento sísmico singular y que se podrían develar como "microzonas" en el sentido utilizado por la Norma Sismorresistente. Sin embargo, en estas áreas no se ha identificado nada diferente a lo que, generalmente, caracteriza suelos con potencial de amplificación sísmica selectiva, es decir, espesos estratos de suelos de baja rigidez y densidad. En el área de Cañaveralejo, en cambio, se habían identificado efectos que no son corrientes en suelos con características de "microzona", particularmente su alta transmisividad para vibraciones inducidas.

Uno de los propósitos de este trabajo fue el de tratar de resolver un problema que típicamente la ingeniería ha enfrentado con técnicas directas puntuales (perforaciones, ensayos de laboratorio, etc) mediante aplicaciones de metodologías de evaluación histórica y geológica (génesis de los terrenos) y la aplicación de técnicas indirectas (geofísica).

Los métodos de la geofísica aplicados en este proyecto fueron: la medición de la velocidad de las ondas P y S (y determinación de capas con igual velocidad de propagación de P y S), el monitoreo de microtrepidaciones (para la determinación del periodo natural de vibración del suelo), y mediciones de vibraciones inducidas. Para tener elementos de comparación se realizaron investigaciones geofísicas en otras partes de la ciudad, con terrenos geológicamente diferentes a los de la zona de estudio.

Así, el enfoque también incluyó investigación histórica sobre los usos del suelo en los terrenos del río Cañaveralejo y su desarrollo urbano, la revisión bibliográfica sobre condiciones geoambientales (hidrometeorología, geología,

3

parámetros de cuenca, perfiles estratigráficos, estudios geotécnicos), además de la realización de un catálogo sísmico para Cali (Anexo A) y de efectos sobre edificaciones.

Con base en el proceso de aprendizaje, de desarrollos metodológicos y de los resultados de mediciones, observaciones e interpretaciones, se propone un modelo explicativo de las condiciones morfológicas, materiales y geodinámicas de los depósitos del río Cañaveralejo.

Finalmente, se hacen recomendaciones para investigaciones sucesivas en la delimitación y caracterización más precisa de la zona evaluada, y para la extensión de investigaciones para la microzonificación sísmica a los otros terrenos de Cali.

## 1. MARCO GENERAL

#### 1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

Cali, una ciudad con cerca de 2'000.000 de habitantes, (DANE, 1996) se estableció y creció durante 400 años sobre terrenos del cono aluvial del río Cali, conformado por materiales granulares parcialmente cementados y con niveles freáticos de varios metros de profundidad (OSSO para Gases de Occidente, 1996). En los últimos años el crecimiento urbanístico la ha extendido hacia terrenos mas bajos, hasta hace pocos años inundables, y hacia terrenos pendientes, potencialmente inestables, sobre el piedemonte de la Cordillera Occidental.

El comportamiento dinámico de los terrenos varía de acuerdo con sus propiedades elásticas, la geometría - espesor y forma de los depósitos sobre un basamento rocoso - y otros factores como la granulometría y el nivel freático (p. ej. Sauter, 1989; Sarria, 1996).

Algunos terrenos presentan un fenómeno conocido como "efecto de sitio" o efecto sísmico local, asociado con la amplificación selectiva de las ondas y la impedancia, lo que implica que se presenten mayores intensidades y por lo tanto mayores solicitaciones sísmicas en las edificaciones emplazadas.

5

Evaluar el comportamiento sísmico de los terrenos en un entorno urbano es, hoy en día, esencial para aspectos de reglamentación urbana, y para los parámetros específicos de diseño y construcción sismorresistente. Incluso la legislación así lo estipula para ciudades colombianas (AIS, 1998). El objetivo de estas evaluaciones es el de dividir la ciudad en microzonas con respuesta sísmica homogénea (microzonificación).

Este trabajo está orientado hacia aportar elementos para la definición y caracterización de una microzona de Cali. Se trata de los depósitos de suelo en el área del río Cañaveralejo, preliminarmente identificados como una microzona con base en información geomorfológica, geotécnica y evidencia empírica del comportamiento anómalo con respecto a unidades geológicas cercanas, es decir, como una zona diferenciable por tener "efecto de sitio" particular.

Los indicadores que condujeron a proponer los terrenos como una microzona fueron de tipo geoambiental y macrosísmico.

Geoambientales:

- Previo a la urbanización de los terrenos, presencia de humedales y áreas pantanosas; establecida con base en revisión de documentos históricos, fotografías aéreas de los años 1950-1960 y testimonios de personas que conocieron los terrenos antes de su urbanización.
- Inundabilidad del área en inviernos fuertes, identificada con base en documentación histórica y testimonios, complementado con características geométricas de la cuenca, que le dan menores tiempos de concentración de la escorrentía y mayor precipitación anual, con respecto a cuencas aledañas (Materón & Carvajal, 1997).
- Depósitos aluviales superficiales espesos, de origen cuaternario, compuestos principalmente por limos arcillosos (MH) intercalados con capas de arcillas (CH), arenas gruesas y, en profundidad, con gravas.

 Los ensayos de penetración estándar, SPT, dan valores comparativamente bajos, entre 12 y 18 golpes/pie (OSSO para Gases de Occidente, 1996), que pueden alcanzar en estratos mas profundos 46 golpes/pie (Villafañe, 1995).

Macrosísmicos:

- Concentración de daños en edificios asociada a sismos recientes como los del 23 de noviembre de 1979, 19 de noviembre de 1991, 18 de octubre de 1992, 6 de junio de 1994 y 8 de febrero de 1995.
- Testimonios de vibraciones inducidas, producidas por cargas dinámicas generadas durante conciertos y espectáculos en la Plaza de Toros y en el Coliseo El Pueblo. Las vibraciones fueron sentidas por personas en edificaciones cercanas, hicieron vibrar objetos y produjeron sensación de incomodidad.

Estas observaciones sugieren que los depósitos del Cañaveralejo tienen propiedades geodinámicas que inducen amplificación de ciertos periodos de ondas incidentes - excitación sísmica - por lo cual se pensó en primeria instancia que podía existir alguna relación entre los reportes de macrosísmica y los reportes de vibraciones inducidas.

Por el conjunto de elementos o factores previamente expuestos se postula que los depósitos de Cañaveralejo corresponden con una microzona sísmica.

Por otra parte, el estado actual del conocimiento y desarrollo tecnológico ponen a disposición diversas metodologías para la evaluación de propiedades mecánicas y dinámicas de los suelos, incluyendo acceso relativamente fácil a bajo costo, a tecnologías y herramientas para ensayos *in situ*; por ejemplo adquisición y procesamiento de señales de microtrepidaciones, de refracción sísmica.

7

### 1.2 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está ubicada en el Sur de Santiago de Cali, capital del departamento del Valle del Cauca.

Corresponde a la depósitos sedimentarios del río Cañaveralejo y sus alrededores; limitados al Occidente por el piedemonte de la Cordillera Occidental, por el Oriente por la llanura aluvial del río Cauca, al Norte por el cono del río Cali y al Sur por el cono del río Meléndez.

La zona de estudio se delimitó rectangularmente, de tal manera que cubriera parte de los depósitos del Cañaveralejo con evidencias geoambientales y empíricas para postularlos como una microzona, a la vez que incluyera áreas adyacentes de otras unidades geológicas superficiales. La topografía del área en los depósitos sedimentarios de interés es suavemente inclinada hacia el E, entre las cotas 980 y 955 msnm.

La zona está limitada al Norte por el cruce de la Carrera 34 con la Autopista Sur, al Sur por la Carrera 66, al Oriente por la Calle 14 y al Occidente por el piedemonte de la Cordillera e inicio de la cuenca del río Cañaveralejo (Figura 1).

### 1.3 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

Para la descripción, delimitación y modelamiento de efectos de sitio y microzonas no es suficiente la información geológica, geotécnica o empírica de la cual hasta el momento se dispone para la zona de estudio y para la mayoría de la ciudad. El consenso y la práctica científica e ingenieril actual indican la necesidad de obtener información adicional sobre las propiedades elásticas de los terrenos, generalmente con métodos geofísicos (velocidades de ondas S y P, periodos, cálculo de los parámetros elásticos, periodo naturales de vibración), hasta ahora no disponibles en la zona de estudio.



Figura 1. Localización del área de estudio.

El movimiento del terreno producido por un sismo en un lugar específico se puede dividir en tres componentes: fuente, trayectoria de las ondas y efecto de sitio (p. ej. Field, 2001).

Según las leyes de atenuación, la intensidad del movimiento disminuye con la distancia del epicentro, sin embargo, a cualquier distancia del epicentro, las ondas sísmicas pueden amplificarse por el fenómeno "efecto de sitio", que corresponde a la fase final de trayectoria de las ondas, cuando se aproximan a la superficie y entran en contacto con depósitos de suelos (p. ej. Sauter, 1989).

La fuerte influencia de las condiciones de sitio en los daños ocasionados por terremotos ha sido reconocida desde hace más de 200 años (Drake, 1815, 82<sup>1</sup>; Ladoucette, 1848<sup>2</sup>). Por ejemplo, después del terremoto de Calabria, 1783 en Italia, una comisión especial encontró que los edificios sobre llanuras aluviales habían sufrido más daños que aquellos sobre roca (Tiedemann, 1992, 139). Pero es en las últimas décadas que el problema empezó a ser tenido en cuenta en los estudios de evaluación de la amenaza sísmica y en la planificación urbana. Esto se debe a la creciente evidencia empírica e instrumental acumulada en diversos terremotos importantes. Entre los casos más recientes están los efectos diferenciables y dramáticos, en términos de daños por efecto de sitio, en Chile en 1960, Alaska y Niigata en 1964, Ciudad de México en 1985, Loma Prieta 1989, Northridge 1994 y Kobe 1995. En Colombia también se ha documentado el "efecto de sitio" con base en registros instrumentales, por ejemplo, el sismo del Eje Cafetero del 25 de enero de 1999 generó en suelo aceleraciones de 0,29 g con registros en roca de 0,05g (según CARDER, 1999). La norma sismorresistente colombiana (NSR-98) incluye explícitamente cuantificar el efecto local a través del coeficiente de sitio, el cual depende de la conformación del suelo, la profundidad y la velocidad de propagación de la onda S.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> En Field *et al*, 2001

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> En Cotton *et al*, 1999.

Con base en centenares de registros y reportes de efecto de sitio Tiedemann (1992, 145) concluye que los valores de intensidad para depósitos aluviales se pueden incrementar hasta tres grados en la escala de Mercalli Modificada. Seed *et al* (1976), retomado en la literatura reciente (p. ej. Dobry *et al*, 2000), presenta el "efecto de sitio" comparando los cocientes espectrales de aceleración registrados en diversos tipos de suelo y roca (Figura 2). Con base en este tipo de resultados los códigos sismorresistentes modernos incluyen diferentes clasificaciones de suelos y espectros de respuesta para fines de ingeniería.



Figura 2. Espectro de aceleraciones promedio para diferentes condiciones.

La anterior documentación muestra que se ha reconocido claramente que los daños causados por los sismos no solo son función de la magnitud del sismo y de la distancia epicentral, sino que dependiendo de las características del subsuelo y de la topografía del terreno – y del basamento –las ondas provenientes del sismo pueden ser amplificadas, produciendo mayores intensidades.

Al considerar los efectos sísmicos locales es necesario distinguir entre dos tipos de amplificación: (1) La ley de conservación de la energía exige que el desplazamiento de las partículas asociado con ondas sísmicas que se propagan en un cuerpo sólido, debe incrementarse al pasar de un medio de alta velocidad de propagación de las ondas (por ejemplo roca) a un medio de baja velocidad de propagación (por ejemplo suelo). Se ha demostrado teóricamente (p. ej. Sauter,

1989) que la amplitud asociada con las ondas sísmicas aumenta – se amplifica al pasar de un lecho rocoso (alta velocidad) a través de un estrato de sedimentos blandos (baja velocidad); el aumento depende de la relación de las velocidades de propagación en los dos medios. (2) El otro tipo de amplificación, reconocida ampliamente en la literatura, amplificación por resonancia, resultado de la multireflexión de las ondas dentro de capas de velocidad bajas cerca de la superficie que junto con el fenómeno de interferencia constructiva de las ondas contribuyen a que se presenten mayores amplificaciones en superficie (p. ej. Joyner & Boore, 1988).

Las variables básicas que describen y contribuyen a la determinación del "efecto de sitio" reconocidas en la literatura, se pueden clasificar en las siguientes dos categorías (p. ej. Sauter, 1989; Aki, 1988; Field, 2001):

- (1) Conformación del subsuelo. Densidad de los suelos, velocidad de la onda S, amortiguamiento, espesor de los depósitos no consolidados, profundidad a basamento y geometría (geometría de las cuencas), contraste de velocidades entre basamento y el paquete de suelos, periodo de vibración.
- (2) Forma del terreno. Geometría de las asperezas topográficas, posición del sitio en el valle, ancho del valle. Estas variables se relacionan directamente con características de la fuente: ángulo de incidencia, tipo de ondas sísmica, longitud de onda.

Según sus características todos estos factores pueden contribuir o no, a la amplificación selectiva de las ondas en los depósitos sedimentarios con respecto a basamento.

En la primera categoría, conformación del subsuelo, existen una diversidad de parámetros y factores que pueden influir en los movimientos del terreno en superficie y en la definición del efecto de sitio, pero los costos y tiempos que implicaría tener información suficiente y confiable de cada uno de ellos hace

12

necesario la selección de parámetros que mejor describan la física del efecto de sitio, caracterizan el subsuelo y provean información útil para la construcción de edificaciones.

Según presentó Aki (1988), el parámetro que más contribuye al efecto de sitio es la velocidad superficial de la onda S. Recientemente algunos autores (p. ej Borcherdt, 1993, 1994; Borcherdt & Glassmoyer, 1995) han encontrado que los primeros 30 metros de profundidad de suelo, son suficientes para estudiar el movimiento de terreno en superficie a través de la medición de la velocidad de onda S (ver discusión en Field *et al*, 2001), de tal manera que las diferentes zonas con igual respuesta sísmica son definidas con base en este parámetro, es decir la velocidad promedio en los primeros 30 metros,  $C_{30}$ .

No obstante, investigaciones realizadas por Rodríguez-Marek *et al.* (2000) estipulan que la caracterización de los suelos solamente por  $C_{30}$  no es suficiente y que es necesario incluir como parámetros principales la rigidez de los depósitos sedimentarios y la profundidad a basamento, o la profundidad a un cambio significativo de la impedancia<sup>3</sup>; y como parámetros secundarios la cohesividad de los suelos, y la edad geológica.

La revisión de estos dos artículos recientes muestra que la discusión, sobre los factores que controlan el efecto de sitio (sin tener en cuenta los otros efectos de topografía, direccionalidad y geometría de la cuenca sedimentaria), está abierta. Se debe tener en cuenta que cada uno de los resultados presentados se obtuvieron de múltiples registros de aceleraciones en roca y suelo de pocos sismos (México, 1985; Loma Prieta, 1989; Northdridge, 1994).

El periodo de vibración natural de los suelos también puede ser una variable importante cuando coincide con el periodo de vibración de los edificios, como se

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Es una medida de la resistencia a la propagación de las ondas. Es el producto de la densidad y velocidad(p. ej. Aki, 1988)

ilustró para el sismo de 1967 en Caracas (Rodriguez-Marek, *et al* 2000), o cuando coincide con el periodo de vibración de las ondas S del sismo (p. ej. Sauter, 1989). La amplificación de los movimientos del terreno en superficie está significativamente afectada por el periodo natural de vibración del sitio (Rodríguez-Marek *et al*, 2000). De hecho la máxima amplificación teórica en suelo (cociente entre aceleración pico en suelo y en roca) ocurre en la frecuencia de resonancia (no amortiguada) del suelo para las ondas S y tiene un valor alrededor de F = C<sub>S</sub>/4H (p. ej. Dobry *et al*, 2000).

Ha sido reconocido recientemente que además de los efectos no lineales del suelo como la licuación y la falla del terreno, los suelos pueden presentar un comportamiento no lineal (p. ej. Field *et al.* 1997 según Field *et al*, 2001) bajo características específicas del movimiento del terreno en roca (duración, frecuencia, aceleración) y de los depósitos de suelo. En estos casos los suelos no se comportan siguiendo la Ley de Hooke (Capítulo 3). Según Rodriguez-Marek (2000), el efecto de no linealidad está relacionado con el índice de plasticidad, y factores como el grado de cementación y la edad geológica. Esto es todavía un tema de investigación sobre el cual no hay consenso científico. Una síntesis del estado de la discusión se presenta en Field *et al* (2001).

Las preguntas planteadas en este proyecto para lograr una aproximación al entendimiento del fenómeno "efecto de sitio" en el cono de Cañaveralejo son:

- ¿Qué tipo de proceso hidrogeológico podía haber creado en el Cono depósitos significativamente diferentes a los de los demás conos fluviales del área urbana de Cali?
- ¿Cuáles son las condiciones estructurales y geomecánicas relevantes de los suelos del Cono?
- ¿Cuáles son las componentes espectrales frecuencias o períodos transmitidos o amplificados por los suelos del Cono?

- ¿Qué condiciones estructurales o materiales pueden explicar la magnitud del fenómeno de las vibraciones inducidas en el Cono?
- ¿Los resultados de las preguntas anteriores son suficientes y robustos para definir los depósitos del área de estudio como una microzona?

Una aproximación a las respuestas de estas preguntas sería un aporte en relación con la práctica normal de la geotecnia en la región, ya que además de medir parámetros geofísicos y dinámicos en un sitio, también quiere aportar a la solución del problema buscando construir un modelo cuantitativo y explicativo que relacione los efectos observados con sus causas geológicas y geotécnicas, y que provea eventualmente parámetros para la planificación y el diseño.

### **1.4 ALCANCES Y LIMITACIONES**

Los alcances de este proyecto estuvieron enfocados hacia abarcar y entender el problema, resolviendo las preguntas planteadas, hasta donde las limitaciones de disponibilidad de tiempo, datos, instrumentos y presupuesto lo permitieron.

Las limitaciones son inherentes a cada metodología utilizada (refracción y reflexión sísmica, mediciones de microtrepidaciones, mediciones de vibraciones inducidas), pero también a la cobertura urbana (pocos lugares adecuados para tendidos de refracción de larga cobertura), cantidad de energía para ensayos (imposibilidad de utilizar explosivos), e integración de equipos de medición.
# 1.5 OBJETIVOS

### General.

 Contribuir al entendimiento del comportamiento de las ondas sísmicas en los depósitos del río Cañaveralejo.

## Específicos.

- Medición y evaluación de características relativas de periodo y amplificación de ondas, mediante registro y análisis de microtrepidaciones.
- Medición y evaluación de parámetros geofísicos y dinámicos de los suelos: velocidad de ondas de compresión y de cortante (P y S).
- Medición de la profundidad a basamento.
- Elaboración de un modelo de los depósitos en el área de Cañaveralejo, que explique la manera como transmite ondas sísmicas a partir de los datos históricos, geológicos, geotécnicos, topográficos, y geofísicos, mediante recopilación, generación, análisis y síntesis de información.

# 2. METODOLOGÍA

**Medición de parámetros dinámicos**. Las preguntas planteadas en este trabajo se abordarán desde la Geofísica Aplicada. A partir de sus diferentes conceptos y métodos es posible construir modelos y obtener "imágenes" del subsuelo, incluyendo no sólo su geometría sino también información de sus características físicas y en este caso particular mecánicas.

Los métodos empleados fueron la refracción sísmica; el registro y análisis de las microtrepidaciones; y el registro y análisis de vibraciones inducidas por conciertos.

El primer método permite obtener la descripción del subsuelo en términos de la velocidad de propagación de las ondas P y S en diferentes estratos de suelo y de las rocas a diferentes profundidades. El segundo proporciona información sobre los periodos fundamentales de vibración de los depósitos.

Tanto la refracción sísmica como las microtrepidaciones requieren de terrenos despejados (libres de edificaciones y estructuras subterráneas); las segundas sólo se requieren terrenos de poca extensión (25 m<sup>2</sup> podría ser suficiente), despejados de estructuras, alejados de vías y de árboles; en los ensayos de refracción sísmica se requiere además que los terrenos tengan longitudes dos o tres veces mayores que la profundidad a explorar (por ejemplo 300 metros en longitud para explorar 100 metros de profundidad).

Estos sitios son escasos en la zona de estudio y en general en la ciudad; se realizó un inventario de los terrenos existentes y se seleccionaron aquellos que cumplieron con los requisitos inherentes a cada metodología. Para mediciones de microtrepidaciones también se seleccionaron sitios junto a edificaciones con reportes macrosísmicos. En los sitios donde esto fue posible, se aplicaron las dos metodologías.

Con las **microtrepidaciones** se buscó obtener información sobre los periodos de vibración fundamental del subsuelo. Aunque la metodología permite delimitar zonas con iguales periodos de vibración, este proyecto busca caracterizar algunos puntos de medición, ya que una delimitación detallada requiere una densidad de mediciones mayor en la zona estudio y en zonas aledañas.

En la literatura existen diversas metodologías para el estudio de las microtrepidaciones. Después de una extensa revisión bibliográfica se seleccionó la metodología de Nakamura (1989), que calcula el coeficiente espectral de las componentes horizontales (promedio) con la vertical. Esta metodología fue seleccionada por las siguientes razones:

- (1) Permite la diferenciación entre tipos de suelos con características estratigráficas, velocidad de onda S y profundidad a basamento similares.
- (2) Bajos costos de equipo.
- (3) Relativa simplicidad y facilidad de ejecución de las mediciones.
- (4) Abundante documentación sobre experiencias de aplicación e investigaciones en todo el mundo.

Con la **refracción sísmica** se buscó: (1) determinar la profundidad a basamento en los sitios más próximos a la cordillera – donde se supone que el basamento está mas superficial – a través del estudio de la propagación de la onda P por los diferentes estratos de suelo; y (2) determinar la velocidad de propagación de las ondas S. A diferencia de las microtrepidaciones, la refracción sísmica es una metodología completamente definida, con procedimientos de campo y métodos de análisis plenamente establecidos desde mediados del siglo pasado.

Con las **vibraciones inducidas** se buscó estudiar la propagación de las ondas entre la fuente (concierto) y un sitio de observación alejado 1000 m, buscando proveer elementos para el entendimiento del comportamiento sísmico de las ondas en los depósitos del área de estudio.

**Contexto histórico.** Para ayudar a la comprensión de los fenómenos investigados, propios hasta ahora de la zona de estudio, ésta se documenta históricamente en términos de la historia de los usos del suelo y de su desarrollo urbanístico y de la conformación natural de los terrenos. Con esto se busca colocar el tema de investigación y el papel de la ingeniería civil en un contexto que ayuda a comprender y acotar problemas de las ciudades modernas, con rápida y desordenada expansión durante los últimos decenios.

**Condiciones geoambientales**. Las condiciones geoambientales (geológicas, climatológicas, morfológicas, tectónicas y geotécnicas) fueron analizadas según la información disponible. Se elaboró un modelo preliminar interpretativo de las condiciones geoambientales que pudieron dar origen a la formación de los depósitos del río Cañaveralejo; con base en el análisis estratigráfico de registros de pozos disponibles para la ciudad se delimitó una zona con pozos con perfil estratigráfico similar (diferenciable de otros depósitos cercanos asociables al cono de Cali, llanura aluvial del Cauca y depósitos del río Meléndez); la delimitación fue superpuesta sobra las unidades morfológicas disponibles a partir de interpretación multitemporal de fotografías aéreas, incluyendo reconstrucción de drenajes hoy sepultados o alterados por la urbanización.

**Efectos observados.** Para la información sobre los efectos observados por sismos, disponibles de manera dispersa para el área de estudio y para Cali, se elaboró un inventario digital detallado de las edificaciones afectadas por cada

uno de los sismos con efectos en la ciudad. La información fue georreferenciada e integrada en un sistema de información geográfica, lo que permitió tener una imagen de la distribución espacial de los efectos en el área de estudio en relación con toda la ciudad.

La información sobre los edificios y casas que han reportado vibraciones inducidas, durante conciertos desde escenarios públicos con asistencia masiva, también fue georreferenciada y analizada en relación con la distribución espacial y las alturas de otras edificaciones que no reportaron efectos por las vibraciones inducidas.

**Modelo.** Con los parámetros resultantes de las mediciones de Geofísica Aplicada se elaboró un modelo preliminar cuantitativo del comportamiento de las ondas sísmicas en los depósitos sedimentarios, y una aproximación, también preliminar, a la explicación que relaciona las condiciones geoambientales – geológicas, climatológicas, morfológicas, tectónicas y geotécnicas –, con los efectos observados por sismos y vibraciones inducidas.

# 3. MARCO TEÓRICO

La propagación de ondas - cualquiera sea su naturaleza: mecánicas, electromagnéticas, etc. - puede ser explicada mediante dos conceptos fundamentales. Uno es el concepto de "rayo", de la óptica geométrica, una simplificación de gran utilidad, cuyas bases axiomáticas son los principios de Fermat y Huygens. Este concepto es aplicable para analizar trayectorias (con excepciones, como el fenómeno de la difracción), como en el caso de la sísmica de refracción, en la que la propagación e interacción de las ondas con medios (suelo y roca) con propiedades variables se simplifica al hacer seguimiento a los rayos, que sufren los efectos de reflexión y refracción en las diferentes interfaces.

Las leyes de la óptica geométrica son fenomenológicas<sup>4</sup>, es decir que no tienen una realidad física, sin embargo, hoy se sabe cómo se relacionan estas leyes con propiedades del medio de propagación y ahí aparece otra utilidad del concepto para la Sismología, como campo que estudia ondas mecánicas (elásticas).

El otro concepto fundamental es el que parte de la naturaleza real de la onda como propagación de una perturbación, necesario para explicar todos aquellos

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Fenomenológico se refiere a que describen las manifestaciones o fenómenos de un proceso, y eventualmente los relaciona con causas, pero no explica estructura/proceso que las genera.

fenómenos en los cuales son determinantes las propiedades de la onda, por ejemplo el fenómeno de la difracción, transmisión de energía, interferencia, polarización, la interacción de las ondas con propiedades del medio, etc.

### 3.1 CONCEPTO DE RAYO

### 3.1.1 Definición.

En sismología el rayo sísmico no tiene realidad física, es una abstracción de la realidad. Se llaman rayos sísmicos a las líneas normales a los frentes de ondas sucesivos (Figura 3), es decir, la trayectoria de las posiciones ocupadas por un punto dado del frente de ondas a lo largo de todo su recorrido. En un medio homogéneo los rayos sísmicos serán líneas rectas. En medios estratificados con velocidades diferenciadas, los rayos, que se aproximarán a curvas de tiempo mínimo, pueden ser representados por varios tramos rectos en cada capa homogénea.



Figura 3. Rayos sísmicos y frentes de onda.

La propagación de los rayos sísmicos está gobernada por los principios de Huygens y Fermat. Además, los rayos siguen las leyes básicas de la óptica geométrica, de reflexión y refracción, cuando se encuentran con interfaces en suelo o roca.

#### 3.1.2 Principio de Huygens.

El principio de Huygens establece que cada punto alcanzado por un frente de ondas actúa como origen de un nuevo frente de ondas que se extiende en todas las direcciones. Si el medio es homogéneo el frente de ondas es esférico en un momento cualquiera *t*; un poco más tarde en el tiempo  $t + \Delta t$ , cada uno de los frentes de onda habrá dado lugar a pequeños frentes de ondas esféricos de radio  $C * \Delta t$  donde *C* es la velocidad del medio. El nuevo frente de ondas, en el instante  $t + \Delta t$ , será la envolvente de todos los pequeños frentes de onda y, por tanto, será una superficie esférica concéntrica con la primitiva.

Si el medio no es homogéneo, cada elemento del frente de ondas se traslada paralelamente a sí mismo durante el lapso  $\Delta t$ , pero con velocidades distintas a lo largo del frente, por lo que el nuevo frente de ondas no será paralelo al primero (p. ej. Cantos, 1973).

#### 3.1.3 Principio de Fermat.

Según el cual un rayo dado sigue, de un punto a otro, aquel camino que requiere el tiempo mínimo de recorrido (p. ej. Cantos, 1973). La geometría de las trayectorias seguidas por los rayos está gobernada por este principio.

#### 3.1.4 Ley de reflexión.

Un rayo que incide en la interfaz entre dos medios, se refleja (parcialmente). El rayo incidente, la normal y el rayo reflejado están todos en un mismo plano. El ángulo de incidencia  $i_1$  es igual al ángulo de reflexión (Figura 4a).

#### 3.1.5 Ley de refracción.

Un rayo incidente sobre la superficie de separación (interfaz) entre un medio 1 y otro 2, además de reflejarse en el medio 1, se refracta hacia él (Figura 4b). El

rayo incidente, la normal y el rayo refractado se encuentran en el mismo plano. El ángulo de refracción  $i_2$  depende de las velocidades en los medios 1 y 2, y del ángulo de incidencia  $i_1$ , de acuerdo con la relación de Snell:

$$\frac{sen(i_1)}{sen(i_2)} = \frac{C1}{C2}$$

donde C1 y C2 son las velocidades respectivas de los medios 1 y 2.



Figura 4. Leyes de reflexión (a) y refracción (b)

En cierto ángulo de incidencia, conocido como **ángulo crítico**,  $i_c$ , el ángulo refractado,  $i_2$  se refracta a 90° de la normal, de tal manera que el  $sen(i_2) = sen(90) = 1$ ; así el ángulo crítico queda definido sólamente por las velocidades de los estratos (p. ej. Masuda, 1981; Cantos, 1973):

$$sen(i_c) = \frac{C1}{C2}$$

### 3.2 CONCEPTO DE ONDA

### 3.2.1 Definición.

El movimiento ondulatorio puede considerarse como un transporte de energía y cantidad de movimiento desde un punto del espacio a otro, sin transporte de materia.

Las ondas se clasifican en dos categorías: viajeras y estacionarias. En las primeras hay propagación de energía mientras que en las otras la energía asociada a la onda permanece confinada entre dos fronteras (p. ej. Gettys, 1991).

En la trayectoria de un frente de ondas se distinguen dos aspectos: 1) el movimiento de la onda a través del medio y, 2) el movimiento oscilatorio de las partículas del medio.

#### 3.2.2 Descripción de las ondas

Los parámetros que se usan para describir una onda son: la frecuencia, f = 1/T, y la frecuencia angular,  $\omega = 2\pi/T$ , donde *T* es el periodo; y el número de onda,  $k = 2\pi/\lambda$ , donde  $\lambda$  es la longitud de la onda.

#### 3.2.3 Ondas elásticas

Los sismos generan dos tipos de ondas elásticas que se propagan a través del medio: las ondas de cuerpo o de volumen, y las ondas superficiales. La velocidad de propagación depende de la densidad del medio y de sus propiedades elásticas, el módulo de incompresibilidad y el módulo de rigidez.

Las ondas elásticas generan fuerzas y deformaciones que obedecen la teoría de la elasticidad (§ 3.3), en la cual los cuerpos sólidos tienen la propiedad de resistir cambios de tamaño o de forma, y de regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas externas.

#### Ondas de volumen.

**Primarias o de compresión (ondas P):** son las que se propagan a mayor velocidad, por lo que a cualquier distancia del foco son registradas primero, de allí su nombre. Al propagarse hacen vibrar las partículas en el mismo sentido del

tren de ondas, produciendo compresión y dilatación a su paso. Son conocidas también como ondas longitudinales.

Secundarias o de cortante (ondas S): Hacen vibrar las partículas en sentido perpendicular al de su propagación. Tienen velocidades menores que las ondas P. Si las partículas oscilan de arriba a abajo, la onda se llama SV, si las partículas oscilan en un plano horizontal se llaman SH. También son conocidas como ondas transversales.

## Ondas superficiales.

**Love (ondas L):** se propagan de forma similar que las ondas S haciendo vibrar las partículas horizontalmente en sentido perpendicular al de propagación, pero sin movimiento vertical.

**Rayleigh (ondas R):** tienen un movimiento similar al de las ondas en la superficie del agua, haciendo vibrar las partículas sobre un plano que apunta en dirección de la trayectoria de las ondas, con movimientos elíptico y vertical simultáneamente.

Las ondas L y R solo se propagan en discontinuidades de impedancia.

### 3.2.4 Contenido espectral de las ondas

Cada una de las ondas sísmicas presentadas tiene rangos de periodos de vibración característicos (Tabla 1).

En los métodos de refracción y reflexión de la geofísica aplicada, que miden principalmente la llegada de las ondas P, de frentes de ondas que se han refractado o reflejado en las diversas capas de suelo, las frecuencias asociadas con la reflexión se mantienen en una banda entre los 20 y 100 Hz, mientras que en la refracción se encuentran entre 1 y 20 Hz (e. g. Cantos, 1973).

Tipo de onda	Periodo (s)
Ondas internas	0,01 - 50
Ondas superficiales	10 - 350
Oscilaciones libres <sup>5</sup>	350 - 3600
	Fuente: Lay & Wallace (1995)

**Tabla 1.** Periodos característicos de vibración de ondas sísmicas.

Por su parte, la ingeniería y la dinámica de suelos están interesadas en los periodos característicos de vibración de los suelos y los edificios. La respuesta de los edificios depende de la frecuencia predominante del movimiento sísmico – las frecuencias predominantes de las ondas S y P - y de las frecuencias naturales de la columna de suelo y del edificio. La respuesta del edificio se verá afectada si las dos frecuencias coinciden (p. ej. Sauter, 1989).

### 3.2.5 Interferencia.

Cuando dos o más ondas coexisten en una misma región del espacio, se dice que se interfieren solo cuando las longitudes de onda son iguales. Esto es, que las ondas originales individuales se superponen para producir una onda resultante. Hay dos casos especiales en la interferencia de ondas: interferencia constructiva (e interferencia destructiva), y ondas estacionarias.

Cuando dos ondas armónicas con igual amplitud, período y fase se interfieren, la onda resultante tiene una amplitud igual al doble de las ondas originales, esto se conoce como interferencia constructiva. Cuando las ondas no tienen igual fase las crestas de una onda se superponen con los valles de la otra, esto se conoce

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Oscilaciones libres, en sentido estricto, son todas, desde vibraciones instantáneas por explosiones hasta mareas terrestres; los grandes sismos pueden generar periodos hasta de 500".

como interferencia destructiva. Si el desfase es de 180° ó  $\pi$ , la amplitud resultante es igual a cero.

Si un tren de ondas se encuentra con una frontera (interfaz), la parte reflejada interfiere con la parte incidente del tren de ondas. Esta interferencia puede dar lugar a un patrón estacionario denominado onda estacionaria. Este tipo de ondas, de interés en muchos aspectos de la ciencia y la ingeniería, lo es también en algunos campos de la sismología.

La función de onda correspondiente a una onda estacionaria es:

$$y(x,t) = 2A\cos(\omega t)sen(kx)$$

donde *A* es la amplitud del desplazamiento máximo de una partícula desde su posición de equilibrio,  $\omega$  es la frecuencia angular y *k* es el número de onda, equivalente a  $2\pi/\lambda$ , donde  $\lambda$  es la longitud de la onda.

Una onda estacionaria no puede tener cualquier longitud. Solo puede tener alguna de las longitudes de onda específicas  $\lambda_n$ , que satisfagan las condiciones de contorno (tiempo de inicio y fin; distancia de inicio y fin). Como la frecuencia de una onda está relacionada con su longitud de onda según la expresión  $f = \lambda f$ , la frecuencia de una onda estacionaria está restringida a una serie de valores específicos o frecuencias naturales de vibración  $f_n$ . La frecuencia natural mas baja se denomina frecuencia fundamental y las demás frecuencias naturales deben ser múltiplos enteros de la frecuencia natural de vibración (p. ej. Gettys, 1991).

## 3.3 PRINCIPIOS DE LA TEORÍA DE LA ELASTICIDAD

Una perturbación sobre un medio elástico, en función del tiempo (p. ej. un sismo, el impacto de un meteorito, una explosión nuclear, el golpe de un martillo sobre

el suelo) genera ondas elásticas. Estas perturbaciones producen cambios locales en esfuerzo y deformación.

Para entender la propagación de las ondas elásticas es necesario describir cinemáticamente la deformación del medio y las fuerzas resultantes – esfuerzos -. La relación entre deformación y esfuerzo está gobernada por las **constantes elásticas**.

La relación de estas perturbaciones con el tiempo lleva a la ecuación de las ondas elásticas.

### 3.3.1 Esfuerzo.

Se define como la fuerza por unidad de área. Así, cuando una fuerza es aplicada a la superficie exterior de un cuerpo, el esfuerzo es la relación de la fuerza en el área sobre la cual es aplicada:

$$Esfuerzo = Fuerza / Área = F / A$$

Si la fuerza es perpendicular al área se llama **esfuerzo normal** de compresión. Cuando la fuerza es tangencial al área el esfuerzo se conoce como **esfuerzo cortante** o de cizalla.

Si se tiene un cuerpo de lados rectangulares de lado  $\delta_x$ ,  $\delta_y$  y  $\delta_z$  en cada uno de los sentidos x, y, y z de los ejes cartesianos coordenados, entonces los esfuerzos normales se definen como:

$$\sigma_{x} = \frac{F_{x}}{\delta y * \delta z}, \ \sigma_{y} = \frac{F_{y}}{\delta x * \delta z} \mathbf{y} \ \sigma_{z} = \frac{F_{z}}{\delta x * \delta y}$$

#### 3.3.2 Deformación.

Cuando un cuerpo elástico está sujeto a esfuerzos ocurren cambios en la forma y en las dimensiones. Estos cambios se conocen como deformaciones. Así, la deformación se define como un cambio relativo en la dimensión (volumen) o forma un cuerpo.

Si se tiene un cubo de dimensiones X, Y y Z para cada uno de los ejes cartesianos x, y, y z, entonces se producirán dos tipos de deformaciones: normales y de cizalla.

La deformación primaria (o elemental) es la **deformación normal**. Según el eje cartesiano en que se produzca la fuerza se tendrá:

$$\varepsilon x = \partial u / \partial x$$
  

$$\varepsilon y = \partial v / \partial y$$
  

$$\varepsilon z = \partial w / \partial z$$

Donde  $\partial u$ ,  $\partial v y \partial w$  son los cambios en longitud de cada lado del cubo en los ejes coordenados *x*, *y*, y *z*, respectivamente.

La **deformación de cizalla** se define como la combinación de deformaciones en los planos *xy*, *xz* o *zy* así:

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$$
$$\varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}$$
$$\varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$$

Los cambios en las dimensiones dadas por las deformaciones normales resultan de los cambios en el volumen, cuando el cuerpo es deformado. El cambio en volumen por unidad de volumen es llamado **dilatación**, que puede representarse con la siguiente fórmula:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$$
$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{dz}$$

#### 3.3.3 Ley de Hooke.

Para calcular las deformaciones cuando los esfuerzos son conocidos, se debe conocer la relación que existe entre el esfuerzo y la deformación. Cuando las deformaciones son pequeñas esta relación está dada por la Ley de Hooke, la cual establece que, dada una deformación, ésta es directamente proporcional al esfuerzo producido. Cuando existen varios esfuerzos, cada uno produce deformaciones, independiente de los otros esfuerzos, entonces el total de las deformaciones es la suma de las deformaciones individuales producidas por cada esfuerzo.

En medios isotrópicos es decir, cuando las propiedades o características del medio no varían, o no dependen de la dirección sobre la cual se aplican las fuerzas, la relación entre esfuerzo y deformación puede definirse de la siguiente forma:

 $\sigma_{ii} = \lambda * \Delta + 2 * \mu * \varepsilon_{ii}, \text{ donde } i = x, y, z;$  $\sigma_{ii} = \mu * \varepsilon_{ii}, \text{ donde } i, j = x, y, z, \text{ para } i \neq j.$ 

Donde  $\lambda$  y  $\mu$  son las constantes elásticas de Lamé;  $\Delta$  es la dilatación y  $\epsilon_{ii} y \epsilon_{ii}$  las deformaciones,  $\mu$  es una medida a la deformación de cortante y es

conocido como el **Módulo de rigidez** al cortante o módulo de cizalla. Los líquidos no oponen resistencia a la cizalla, por lo tanto  $\mu = 0$ .

## 3.3.4 Constantes elásticas en medios isotrópicos.

Las constantes que describen el comportamiento elástico en un medio isotrópico son los módulos de Lamé y de rigidez. Existen tres módulos adicionales que permiten describir también el comportamiento elástico en términos de los dos primeros módulos, ellos son:

- 1. Módulo de elasticidad, *E*.
- 2. Módulo de incompresibilidad, K.
- 3. Cociente de Poisson,  $\sigma^{6}$ .

En la litósfera las rocas se aproximan a medios isotrópicos, es decir que no lo son completamente. Especialmente las rocas sedimentarias y metamórficas presentan anisotropías. Por ejemplo, las rocas sedimentarias presentan diferencias en sus propiedades si son medidas en planos paralelos o perpendiculares al plano de estratificación (p. ej. Briceño & Cuellar, 1991).

## (1) Módulo de elasticidad o de Young, E.

Es la cantidad de esfuerzo por unidad de deformación.

E = Esfuerzo / Deformación

E = Fuerza por unidad de área / Cambio en longitud por unidad de longitud.

Considerando sólo esfuerzo normal el módulo elástico queda definido como:

 $E = \sigma_{ii} / \varepsilon_{ii}$ 

Aplicando la Ley de Hooke se tiene:

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> El símbolo σ es más o menos estándar en la notación del cociente de Poisson, y no se debe confundir cuando lleva subíndices como en el caso del esfuerzo  $\sigma_{ii}$ .

 $E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$ 

## (2) Módulo incompresibilidad, K.

Es una medida de la resistencia de los materiales elásticos a la compresión, es decir, al cambio de volumen sin que varíe su forma. Si un cuerpo está sometido a esfuerzo de compresión en todas las direcciones, su volumen disminuirá una cantidad  $\varepsilon_{ii}$ . Así, el módulo de incompresibilidad es la relación entre el esfuerzo y el cambio unitario de volumen.

K = Esfuerzo / deformación

K = Presión / Cambio volumen por unidad de volumen.

Para definir el módulo de incompresibilidad, usualmente se supone que el cuerpo está sujeto sólamente a la presión hidroestática, es decir:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P$$

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{xz} = 0$$

Entonces el módulo de incompresibilidad queda definido como:

$$K = -\frac{P}{\Delta}$$

El signo menos es insertado para que K sea positivo.

Al sustituir según la Ley de Hooke se tiene:

$$K = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$$

# (3) Cociente de Poisson, $\boldsymbol{\sigma}$ .

Es la relación entre las deformaciones unitarias transversal y longitudinal.

Para definirla asúmase que todos lo esfuerzos son cero excepto  $\sigma_{xx}$ . Entonces se tiene:

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{ii}} = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{ii}}$$

donde el signo negativo es insertado para que el cociente sea positivo. Al reemplazar según las ecuaciones de la Ley de Hooke se obtiene:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

La relación de Poisson es una medida de la contracción lateral del material. En el caso de materiales elásticos varía entre 0 y 0,5. Como los líquidos no oponen resistencia a esfuerzo cortante,  $\mu = 0$ , entonces  $\sigma = \frac{1}{2}$ .

Valores en el rango  $0 < \sigma < 0.05$  corresponden a rocas muy duras; y rocas alrededor de 0.45 son muy blandas.

Para suelos, Salem (2000) encontró que: (1) valores de  $\sigma$  inferiores a 0,5 en suelos superficiales pueden indicar presencia de humus, sedimentos o suelos arcillosos; (2) valores alrededor de 0,1 en superficie pueden indicar saturación de aire o arenas de cuarzo puro; (3) el cociente de Poisson aumenta con la profundidad, lo que puede deberse a que los suelos y sedimentos cerca de la superficie son más jóvenes y mas compresibles que los suelos a mayores profundidades, menos compresibles y más plásticos. Adicionalmente, el mismo autor presentó una revisión de los estudios teóricos y experimentales relacionados con el cociente de Poisson, de la cual se extrajeron los siguientes resultados (Tabla 2) relacionados con suelos y depósitos sedimentarios:

Tabla 2. Algunos	s cocientes	de Poisson	(según	Salem,	2000).
------------------	-------------	------------	--------	--------	--------

Estudio	Resultados		
Stokoe & Woods (1972)	$\sigma = 0,31$ para sedimentos no consolidados y no saturados.		
Davis & Schulteiss (1980)	Rango entre $0,4982 < \sigma < 0,4997$ para arcillas.		
Stuempel et al.(1984)	$\sigma = 0,49$ para sedimentos superficiales, arcillosos y saturados.		
Meissner <i>et al</i> (1995)			
Tiab & Donaldson (1996)	Rango $0,\!14 < \sigma < 0,\!41$ para diferentes litologías y grados de		
	saturación.		

# 3.3.5 Constantes elásticas en medios anisotrópicos.

La propagación de ondas elásticas difiere significativamente entre medios iso y anisotrópicos:

- Mientras que en medios isotrópicos son suficientes dos variables elásticas, en anisotrópicos se requieren 21 constantes elásticas independientes.
- Hay un fenómeno de partición<sup>7</sup> de la onda (análogo al caso de óptica de doble refracción), para ondas con componentes transversales.
- Las ondas viajan a diferentes velocidades dependiendo de la dirección de propagación y de la polarización (aplica a ondas S u ondas superficiales).
- La polarización de las ondas de compresión y de cortante puede no ser perpendicular o paralela al frente de ondas.

Los suelos, de gran interés en la ingeniería civil, no se aproximan tanto como las rocas a medios isotrópicos. Para esto se supone que los medios están estratificados, y cada estrato es homogéneo e isotrópico, razón por la cual se pueden emplear las constantes que describen el comportamiento elástico isotrópico.

El coeficiente de Poisson puede ser un indicativo de anisotropía en depósitos sedimentarios. Así, por ejemplo, Pickering (1970) en Salem (2000), demostró teóricamente que el rango  $-1,0 < \sigma < 0,5$  corresponde a suelos anisotrópicos. Por su parte Salem (2000) encontró que los valores negativos de  $\sigma$  en suelos pueden indicar anisotropía.

# 3.3.6 Ecuación de la onda.

**Ecuación cinética fundamental**. Para describir la ecuación de movimiento fundamental de una onda, se puede considerar que una cuerda es desplazada

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> splitting

hacia arriba y hacia abajo en uno de sus extremos, produciendo un tren de ondas sinusoidal que se propaga por la cuerda. A este tipo de ondas se le conoce como armónicas. La forma de la cuerda en un instante de tiempo es la de una función sinusoidal, como se muestra en la Figura 5.



Figura 5. Onda armónica en un instante determinado.

La distancia entre dos máximos consecutivos de amplitud (o dos mínimos) se conoce como longitud de onda,  $\lambda$ . Cuando la cuerda se mueve hacia arriba y hacia abajo cada punto vibra a un frecuencia determinada, *f*.

Si se agita la cuerda por un tiempo, t, y a una frecuencia, f determinadas, el numero de ondas, N, generadas será N = f \* t. La distancia recorrida, D, por la primera onda será D = C \* t. El cociente entre N y D corresponde a la longitud de la onda:

$$\lambda = \frac{D}{N} = \frac{Ct}{ft} = \frac{C}{f}$$

De donde se obtiene la ecuación cinética fundamental de la teoría de ondas:

$$C = \lambda f$$

Ecuación de la onda en función de la distancia y el tiempo. Para describir la ecuación de la onda de un sólido elástico es necesario recurrir a la Ley de Newton.

$$F = m * a = \rho * \frac{d^2 u}{dt}$$

Como la fuerza depende de la tasa de cambio espacial del esfuerzo, es obvio que si el esfuerzo es uniforme no hay fuerza. Por esta razón se puede recurrir entonces a la Ley de Hooke, que relaciona el esfuerzo en términos de la deformación.

Para una barra simple, donde el desplazamiento es u(x,t):

$$\rho * \frac{d^2 u}{dt^2} = m * a = \frac{d}{\partial x} \left( E * \frac{du}{dx} \right) = E\left(\frac{d^2 u}{dx^2}\right).$$

Como la velocidad de la onda longitudinal en una barra es:

$$Cp = \left(\frac{E}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}$$

por lo tanto:

$$\frac{d^2u}{dt} = Cp^2 * \frac{d^2u}{dx}$$

Que es lo mismo que:

$$\frac{d^2u}{dx} = \frac{1}{Cp^2} * \frac{d^2u}{dt}$$

Esta es la ecuación general de una onda. La ecuación se puede satisfacer para cualquier onda en una sola dimensión que se propaga sin dispersión o sin variación de forma (e. g. Gettys, 1991).

### 3.3.7 Velocidades de las ondas elásticas.

En un medio homogéneo la velocidad de las ondas elásticas depende de la densidad de masa del suelo  $\rho$ , y de los parámetros elásticos: módulo de elasticidad, cociente de Poisson y módulo de rigidez.

La velocidad de las ondas P y S vienen dadas por las siguientes ecuaciones (p. ej. Sarria, 1996):

$$Cp = \left[\frac{E(1-\sigma)}{\rho}(1+\sigma)(1-2\sigma)\right]^{1/2}$$
$$Cs = \left[\frac{\mu}{\rho}\right]^{1/2}$$

En la Tabla 3 se presentan los valores típicos de la velocidad de propagación de las ondas P.

Medio	C <sub>P</sub> , m/s
Material superficial meteorizado	305 a 610
Gravas, guijo, arenas (seca)	468 a 915
Arena (húmeda)	610 a 1830
Arcilla	915 a 2750
Agua (dependiendo de la T <sup>°</sup> y contenido de sales)	1430 a 1680
Agua de mar	1460 a 1530
Arenisca	1830 a 3970
Shale (roca arcillosa que se parte en laminas)	2750 a 4270
Tiza (Chalk-arcillas)	1830 a 2970
Caliza (Limestone)	2140 a 6100
Sal	4270 a 5190
Granito	4580 a 5800
Rocas metamórficas	3050 a 7020

Tabla 3. Velocidades típicas de ondas P

# 3.4 FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA

En las ultimas décadas se ha establecido como útil un formalismo originado en la teoría matemática de los sistemas, el concepto de "función de transferencia", que define el comportamiento de un sistema transmisor, considerado como "caja negra", mediante un modelo o fórmula matemática. En este concepto la función de salida de un sistema se define como la operación de la "función de

transferencia" sobre una función de entrada, como se ilustra en el ejemplo de la Figura 6.



Figura 6. Función de transferencia.

En sismología el movimiento de las vibraciones en un sitio de observación, u(t) puede ser expresado como la función de generación de las ondas s(t) afectada por la función de transferencia debida la propagación de las ondas a través de las estructuras geológicas g(t) (Figura 7).



Figura 7. Función de transferencia por la geología

En la práctica, la observación de las vibraciones se hace a través de instrumentos especializados, los cuales actúan también como "cajas negras", entre las vibraciones en el sitio de medición y los datos registrados de estas vibraciones.

Un instrumento se puede caracterizar formalmente mediante su función de transferencia, es decir, por su modelo matemático entrada/salida, en el que la

entrada sería el movimiento real del terreno, u(t) y la salida la lectura en el instrumento. Las funciones de transferencia de instrumentos usados en sismología y geofísica suelen estar disponibles desde el fabricante.

Así, la señal de salida del instrumento, o(t), puede ser expresada como resultado de la función de generación s(t) en combinación (matemáticamente una convolución) con la función de transferencia de la geología, g(t) y la función de transferencia de la geología, g(t) y la función de transferencia del instrumento i(t) así: o(t) = s(t) \* g(t) \* i(t) (Figura 8).



Figura 8. Funciones de transferencia "de la medición".

El reto y problema de la sismología es encontrar las funciones de generación y de transferencia de los medios geológicos, mientras que la función de transferencia del instrumento es un problema que ha sido resuelto desde las disciplinas de la física y la electrónica.

Asumiendo que en todos los casos la función de transferencia del instrumento de observación es conocida, el problema de la sismología "se reduce" a la investigación de dos variables: función de generación y función de transferencia, lo que se hace a través de la medición de la tercera variable, el movimiento del terreno.

Una de las principales tareas de la sismología y la geofísica es describir las funciones de transferencia que afectan las ondas a su paso por las diferentes

capas de suelo y roca, a partir de la medición de la "señal de salida". Esto es conocido como el problema inverso o "deconvolución".

En la ingeniería civil, específicamente en la dinámica de suelos, el interés esta centrado en conocer la función de transferencia del suelo, el cual actúa como una "caja negra" entre las ondas que arriban a la interface entre suelo y roca – basamento – y las ondas que llegan a superficie donde se asientan las obras civiles.

En la dinámica de suelos la función de generación corresponde al movimiento de las ondas en el basamento. Conocer esta función "de generación" es una tarea un poco más sencilla que en sismología, así que el problema puede resolverse mas fácilmente teniendo dos puntos de observación, uno en superficie sobre suelo y uno en basamento. A veces se usa como punto de referencia, un punto de observación en roca, cercano al punto de medición en suelo, el cual puede reemplazar el registro en basamento.

# 4. LA ZONA DE CAÑAVERALEJO EN LA HISTORIA DE CALI

En este capítulo se aborda el tema de la historia de Cali, desde los motivos que llevaron a los conquistadores a elegir su lugar de emplazamiento, hasta las condiciones que propiciaron su crecimiento y expansión, con énfasis en documentación sobre la zona del río Cañaveralejo. La revisión de fuentes documentales incluyó aspectos sociopolíticos y económicos que no fueron consignados o son pobremente documentados, con la finalidad de no distraer los intereses del objeto del trabajo.

## 4.1 OBJETIVOS.

Acopiar y evaluar información en fuentes históricas para ilustrar los condicionantes históricos del desarrollo urbano en la zona de estudio en términos de preguntas como las siguientes:

- ¿Los terrenos hoy urbanizados y por lo tanto con dificultades para investigaciones de geofísica aplicada - se pueden diferenciar, con base en información histórica relativa a variables ambientales, de aquellos de la ciudad original?
- 2. ¿Cuáles eran esas diferencias?
- 3. ¿Es posible, con base en investigaciones históricas, apoyar hipótesis y aportar a la solución de problemas de la ingeniería moderna?

#### 4.2 FUNDACIÓN DE CALI.

Los fundadores de poblados durante la conquista y colonia escogían sitios en zonas que, gozando de la cercanía de los ríos, tuvieran características en el paisaje, vegetación y relieve, que les permitiera estar a salvo de las inundaciones prefiriendo asentarse en las partes altas de los valles (Ramos, 1946, Cap. X).

Los sitios donde se asentaban para así tomar posesión de un territorio, obedecían, además de argumentos de conquista y búsqueda de tesoros y minas, a razones de bienestar y confort. Existían las "Ordenanzas de pobladores" que incluían los procedimientos delineados por la Corona para la fundación de ciudades, que fueron compiladas por Felipe II en 1573, en las Leyes de Indias, bajo el título de "Población de las ciudades, villas y pueblos", (Perfetti, 1996:89; Vásquez, 1982:40-41). Las prescripciones contenidas en las Leyes de Indias se venían aplicando desde antes de 1573, como si fuera un consenso entre los conquistadores (Vásquez, 1982:40-42); y para "necesidades de subsistencia relacionadas con la salubridad del medio (a una considerable distancia de los pantanos, con asoleo oriente-occidente)", todo esto teniendo en cuenta el crecimiento de la población (Perfetti, 1996:88-90). Se buscaba tierras en general "secas" alejadas de zonas cenagosas, que ofrecieran climas favorables, que permitieran desarrollar una vida cotidiana normal, para desde allí supervisar y dirigir las actividades exploratorias.

Es así como después de tres intentos finalmente se funda a Cali en el lugar que hoy ocupa el casco antiguo de la ciudad, para servir de puente entre el océano Pacífico y el interior.

Cubillos (1984) relata como los poblados se establecían en zonas de mayor altura que formaban especies de islas frente a terrenos anegadizos que bordeaban la ciudad.

43

Algunos historiadores anotan que existió una primitiva fundación en donde habitaban los indios gorrones en sitio no definido plenamente, que puede corresponder al centro de la banda occidental del río Cauca, en cercanías de Roldanillo (García, 1951, 262), o sobre las faldas de la Cordillera Occidental en alguna de las vertientes que forman la cuenca hidrográfica del río Calima, en donde estaba el pueblo "Pescador", que corresponde a la actual población de Bolivar (García, 1951: 265).

El segundo lugar se referencia en el sitio Cañasgordas, en el Valle del Lili al SW del río Cali (Silva, 1964), y luego que la población fue abandonada y fundada en donde está actualmente (Ramos, 1950).

Pedro Cieza de León<sup>8</sup> (en Ramos, 1950, 25), describió así la ciudad: "está asentada a una legua del río Grande, ya dicho, junto a un pequeño río de agua singular que nace en las sierras que está por encima della [*sic*]; todas las riberas están llenas de frescas huertas, donde siempre hay verduras y frutas de las que ya he dicho. El pueblo está asentado en una mesa llana: si no fuese por el calor que en él hay, es uno de los mejores sitios y asientos que yo he visto en gran parte de las Indias, porque para ser bueno, ninguna cosa le falta".

Mas allá del Cali Viejo, sobre una suave loma, la ciudad se encontraba rodeada de zonas inundables y lagunosas. Por el nororiente, en la primera mitad del S XIX, se documenta, en épocas de invierno muy fuertes, que el Camino del Paso del Comercio y el de Juanchito quedaban cerrados para andar a caballo. Las inundaciones llegaban hasta muy cerca de la ciudad; en la vía a Juanchito se usaba canoa desde El Troncal hasta la finca Matecaña (ubicada mas adelante de la vuelta de La Zeta). Los puentes quedaban cubiertos por la inundación del Cauca y de las enormes ciénagas del Guachal. Hacia el Suroriente las inundaciones eran similares (García, 1928).

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> En "Primera Parte de las Crónica del Perú" publicadas en 1553.

En la Figura 9 se aprecia al fondo la ciénaga o laguna de Aguablanca, vista desde la cordillera W en Cali. Nótese la iglesia El Templete al centro ubicada en la zona de estudio.



Figura 9. Laguna de Aguablanca (aprox. 1950)

# 4.3 LA ZONA DEL CAÑAVERALEJO EN LA HISTORIA DE CALI.

Es poca la documentación histórica sobre la zona del Cañaveralejo, pues los historiadores han puesto el énfasis en la Cali poblada de los siglos XVI a XIX.

# Siglo XVIII.

Documentos sobre la compra y venta de terrenos en la zona de Cañaveralejo ilustran sobre la zona del río Cañaveralejo y adyacentes, inventariados por el historiador Germán Colmenares (Colmenares, 1983:169-172). En los textos transcritos a continuación los subrayados son de la autora:

7 de febrero de 1724. "... de largo, y de ancho <u>desde el río Cañaveralejo, por donde</u> <u>antiguamente corría</u>, hasta el zanjón de Puente de Palma, a razón de 20 patacones cuadra..."

- 12 de noviembre de 1726. "Garcés compra a Cristóbal Guerrero por 95 pts. tierras que éste había heredado de sus padres en El Guayabal, <u>entre el río Cañaveralejo y el zanjón Puente de Palma</u>"
- Agosto de 1744. Se venden unos terrenos "en el sitio de Petendé de esta banda del río Cali", "[...] hasta la quebrada que hoy llaman Isabel Pérez y lindero que divide las tierras del Cañaveralejo que hoy posee el señor alcalde don Bartolomé Vivas, reservando el pedazo que toca a los indios del pueblo de Yanaconas...", "También excluía un pedazo donado a una cofradia y otro vendido a don Pedro Silva en 1699, ambos pedazos en las vegas del río eran inútiles e inhabitables".
- 2 de agosto de 1754. "(vende la hacienda a don Francisco Javier de Fresneda) …lo que pertenece a la tierra alta, del otro lado del río Cañaveralejo, con los derechos de Meléndez, y por lo que toca este lado del río, entendiéndose de desde la quebrada que llaman Gourrey hasta el camino real, que es dicho camino por donde rompió el Cañaveralejo para el llano de este ciudad…"
- 14 de enero de 1757: "... en donde está la cerca que corre para abajo adonde están fundados los flacos, en donde está <u>la madre antigua del Cañaveralejo</u> que corre a juntarse con el zanjón Puente de Palma, y <u>arrimado a la Ciénaga</u> corren para La Aguablanca, en donde se juntan con Cañaveralejo, <u>que hoy corre a espaldas de la casa de teja</u> [...] en el Guayabal ..."
- 3 de marzo de 1757. "... por la parte del río Cañaveralejo, desde el paso del camino real a dicho río, que está arrimado a la chamba que abrió el difunto don Bartolomé Vivas para abajo, a dicho río, hasta llegar al paso que llaman de los flacos que está poco arriba del desparramedero de dicho río, y de este paso, tirando rectamente al zanjón de Puente de Piedra, en donde hoy tienen la casa los lazarinos, hasta una cuadra abajo de donde se halla dicho Puente de Piedra, y de este paraje subiendo zanjón arriba hasta su nacimiento..."
- 7 de septiembre de 1758. "un derecho de tierras comprendido entre la quebrada San Fernando y el amagamiento que divide las tierras que vendió a don Francisco Lourido y Romay". "... esto es por los costados y por la parte de arriba hasta el nacimiento de dicha quebrada y amagamiento, toda la tierra alto y por la parte de abajo el camino real que el presente se trafica, sin que esta venta se comprenda cosa alguna del dicho camino real para abajo...", "(octubre de 1762) en su testamento, el maestro declaraba tener en la quebrada de San Fernando y la de Los Lazarinos 20 reses lecheras, 8 caballos y 5 esclavos".

De estos testimonios resalta que el río Cañaveralejo cambió de curso en varias (¿) ocasiones, una de ellas posiblemente por razones antrópicas, y que tenía un "desparramadero", posiblemente asociado al sitio de su llegada al valle geográfico del Cauca. Otros referentes son las quebradas y ciénagas mencionadas, el camino real, en tramos la actual Calle 5 (?) y la Casa de los Lazarinos. Esta casa debió ser el "hospital"

para leprosos que en esas épocas eran aislados de las ciudades y cuya localización se desconoce.

### Siglo XIX.

Humboldt *et al* (1970), a su paso por Cali a principios del siglo XIX, narró las dificultades para transitar entre Palmira y Cali por lo fangoso del camino y escribió que: "La ciudad está situada en la margen derecha del río Cali, en un terreno abierto y seco, a media milla quizá del pie de la cordillera Occidental de Los Andes, o cadena de Caldas. Puede ser considerada como el puerto de mar del valle del Cauca".

En Patiño (1977: 59-60) se describe la situación en 1808: "Entre Quebrada Seca y la ciudad se extendía un llano cubierto lo mas de monte; en Cañaveralejo había llano abierto y montuoso, y de Cañaveralejo a Meléndez llano enmontado. De Meléndez a Piedras (Lili), parte del llano estaba ocupado con monte y parte accesible. La planicie del oriente, o sea hacia las Vegas del Cauca, se mantenía cubierta de arbustos."

Las anteriores descripciones que sitúan a Cali (Cali Viejo) como asentada sobre terrenos secos, contrastan con descripciones de los terrenos del Cañaveralejo de fines de siglo XIX, como se puede ver en un relato de Alberto Lenis (Lenis, 1979, 166):

"Una de las regiones escogidas por los salteadores de caminos para realizar el asesinato y el pillaje fue la zona comprendida entre el Cañaveralejo y el Meléndez, en la vía que va de esta ciudad hacia el sur. Esta parte de la llanura era excesivamente fangosa; allí se atascaban las caballerías, y por falta del balastro y de los elementos adecuados para realizar una mejora sólida, se hacia muy difícil afirmar las condiciones de la vía [...] En efecto desde el río Meléndez acarreaban piedras en zurrones de cuero para emplearlas, durante largos días de paciente labor, en empedrar un trayecto del camino, sin duda el menos transitable, con una anchura no menor de cuatro metros, por longitud de doce o quince cuadras, desde el Cañaveralejo hacia el sur. Mas o menos en mitad de este largo empedrado, y sobre el paso de la zanja fangosa que cruza la llanura fue construido un puente de cal y ladrillos, al que llamaron Puente de palma, sin duda por que lo primero que allí levantaron fue construido con chontas de las palmeras que

abundaban mucho en esta. [...] Se internó en efecto, en la ciénaga que allí había, en los alrededores mismos del teatro del crimen; y deslizándose en el fangal por entre zarzas, juncos y zancademula, dedicóse a tenaz observación, escudriñando cuidadosamente por todas partes..."

En 1830 el Cantón de Cali tenía 9,053 habitantes e incluía las parroquias de Jamundí, El Salado (hoy El Queremal), Yumbo y Yotoco. Los cuatro barrios de la ciudad albergaban 5,355 habitantes. En el Cantón había 18 haciendas, de las cuales 11 se encontraban en lo que hoy es la Ciudad: Meléndez, Chipichape, Isabel Pérez, San Antonio, El Cañaveral, El Guabito, Meléndez, El Guabal y Menga (Escorcia, 1981, 124).

### 4.4 CAÑAVERALEJO EN EL SIGLO XX

Se puede decir que la ciudad permaneció, durante sus primeros cuatro siglos, dentro del perímetro demarcado por el río Cali, la Q. La Sardinera y la línea Férrea (Castro, 1992), conformada por los barrios La Merced, San Nicolás, Santa Rosa y Santa Librada (Escorcia, 1981, 105). A principios del siglo XX la ciudad empieza a crecer aunque de manera muy lenta al principio, sobrepasando tímidamente los mencionados límites. Entre 1900 y 1940 la ciudad pasa de 100 a 520 ha ocupadas (Arizabaleta & Santacruz, 1981, 154); el crecimiento se dirige en varias direcciones, sin planificación, y comienza la urbanización de los primeros barrios fuera del Cali Viejo: San Fernando, Granada y Versalles (Castro, 1992).

Hacia mitad del S. XX Pedro Antonio Banderas (Banderas, 1944) publica un diccionario del cual se puede obtener una visión general de la oferta de terrenos y sus características para la entonces Jurisdicción del municipio de Cali. Según este autor el municipio tenía una extensión de 521,85 km2 con un 80% del territorio montañoso sobre las estribaciones de la cordillera Occidental y el 20% restante en la planicie conformada por los ríos que bajan de dicha cordillera y la planicie de inundación del río Cauca. En la parte plana distingue el casco urbano

48

(Cali Viejo y nuevos barrios hasta la fecha), 9 caseríos, 17 haciendas<sup>9</sup>, 7 lagunas principales, 6 ríos afluentes del Cauca y un brazo de dicho río activo por su margen izquierda (Figura 10).

- Caseríos de Sur a Norte. La viga, Hormiguero, Cascajal, Cañasgordas, Meléndez, Navarro, Cañaveralejo, Villanueva y Puerto Mallarino.
- Haciendas. San Joaquín, Cañasgordas, Meléndez, El Limonar, Los Chorros, Cañaveralejo, Isabel Pérez, La Selva, Aguablanca, Pasoancho, El Guabito, Salomia, El Rodeo, Chumba, San Luis, Versalles, Chipichape.
- Lagunas o ciénagas. Moroa, Cascajal, Marucha, Aguablanca, Potrero Grande, Salomia y Pinogordo.
- Ríos. Pance, Lili, Meléndez, Q. Puente Palma, Cañaveralejo y Cali.
- Carreteras. Carretera de Navarro, Carretera del Hormiguero, Carretera del Sur, Carretera Central, Carretera Cali Yanaconas.
- Línea férreas. Cali-Jamundí, Cali-Yumbo, Cali-Palmira.

Los caseríos se encontraban intercomunicados por las carreteras principales de la época y las líneas férreas que partían de Cali.

El brazo Cauquita, junto con Isla Grande (en medio de la laguna de Aguablanca) y las lagunas y ciénagas del sistema del río Cauca, conformaban un ecosistema complejo, que tenían funciones de regulación del nivel del río Cauca, a la vez que se utilizaba para la pesca, recreación, cultivos y pastoreo.

Según Banderas (1944, 16), entre Cauquita y los predios de la Base Aérea, en la hacienda El Guabito, se encontraban pequeñas zonas de montes y guaduales. Lenis (1978), reporta entre 1890 y 1920 la existencia de una suave colina conocida como Loma Pelada, en lo que hoy es el barrio La Alameda.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Información complementada según Ramos (1946)



Este mapa no es oficial y por tanto en nada altera los límites especificados en las ordenanzas.

Figura 10. Ríos, ciénagas y vías del municipio de Cali, principios S. XX.

A continuación se hace una descripción corta por décadas del desarrollo urbano de la ciudad desde la década de 1930 hasta la actualidad.

**1930-1940.** Superando sus antiguos límites la ciudad empieza a crecer principalmente hacia el sur y hacia el oriente, olvidándose del paralelismo de la cuadrícula del Cali Viejo. Nuevos establecimientos asistenciales, industriales, deportivos, religiosos y educacionales se establecen en la periferia, que en conjunto con la expansión residencial provocan el crecimiento. Se suma a ello la aparición de tugurios fruto de la violencia que acelera el proceso migratorio hacia las ciudades y se delinea el inicio de Siloé, Terrón Colorado, El Rodeo y Puerto Mallarino.

**1940-1950.** El crecimiento se extiende principalmente hacia el sur y hacia el oriente, con desarrollos menores asociados básicamente a los caminos existentes: hacia el norte por el Camino a Vijes con los talleres de Chipichape; hacia el noroeste por el camino a Palmira y Candelaria; hacia el oriente con la vía a Navarro; hacia el sur con la vía a Popayán y el desarrollo del barrio San Fernando y hacia el oeste paralelo al río Cali y la vía al mar. (Arizabaleta & Santacruz, 1981). Entre 1940 y 1950 los barrios y obras construidos hacia el sur fueron (Castro, 1992): Siloé, Belén, Av. Rooselvelt, Hipódromo (hoy en día Canchas Panamericanas), San Fernando Nuevo, Cristobal Colón, entre otros.

**1950-1960.** Para esta década la ciudad ya tenía 2000 ha. (Castro, 1992) y se presentan los primeros documentos de Planeamiento Físico, realizados por Winner y Sert de Nueva York (Figura 11). Las vías hacia Jamundí y Yumbo se convierten en focos de nuevos procesos de urbanización, alejados de la malla urbana. En el sur se desarrolla un sector deportivo y recreacional. Aunque en las normas estipuladas por Planeamiento Físico no se consideraba expansión hacia el Oriente y el Nororiente, el crecimiento hacia estas zonas es importante alcanzando en algunas partes el borde del río Cauca con grandes densidades de población (Arizabaleta & Santacruz, 1981, 154).

La Plaza de Toros, terminada para 1956, fue uno de los grandes hitos de la década; construida al lado de la Calle Quinta (antes llamada Carretera Sur o


Figura 11. Mapa de planeamiento físico de Winner y Sert, 1954.

Camino Real) se edificó en el área de estudio, hasta entonces despoblada. En la foto (Figura 12) se aprecia la Plaza de Toros en 1960, vista NW, y el río Cañaveralejo corriendo por su costado Sur.



Figura 12. Plaza de Toros de Cañaveralejo, 1956.

Entre 1950 y 1960, de acuerdo con Castro (1992), los nuevos barrios fueron: Santa Isabel, Nueva Granada, Lido, Tequendama, Limonar, Caldas, Meléndez, La Selva, Panamericano, Colseguros, Santa Helena, Guabal, San Judas, Belisario. Es decir, se inicia el proceso de ocupación de las tierras entre el Cañaveralejo y el Meléndez, además de continuar la expansión hacia el oriente.

En esta década, al suroriente de Cali, desafiando los terrenos inundables y separado del crecimiento en forma de malla urbana continua, los asentamientos ya iniciados como Cristobal Colón se prolongan más al sur (Panamericano) y hacia el oriente, alcanzando la vía férrea a Jamundí.

La ciudad que se construyó desecando lagunas, derrumbando samanes y chiminangos, la ciudad de los bajos ingresos, con un equipamento deficiente sujeto a los desastres invernales en condiciones de vida infrahumana, tuvo uno de sus primeros tropiezos en 1953 cuando algunos barrios de la ciudad amenazan con desaparecer, como Villanueva, donde 137 familias lo abandonaron debido a las inundaciones (Castro, 1992).

Sin embargo, como se verá en el numeral siguiente, entre las acciones que llevaron a la urbanización de grandes porciones al oriente, sur y suroriente de la ciudad, desde el punto de vista ingenieril, fueron las obras civiles de tipo hidráulico para control de inundaciones e infraestructura sanitaria las que finalmente habilitaron los terrenos para su urbanización.

**1960-1970.** El acelerado proceso de crecimiento y expansión iniciado en el periodo anterior se consolida en éste, aunque de manera desordenada, con desarrollos aislados, semi-aislados o continuos, en todas las direcciones. Algunos de ellos van a lo largo de las vías principales, pero la gran mayoría no se desprenden de ellas obligando al diseño de nuevos planes viales, puesto que se desconoció la propuesta de Winner y Sert para áreas de reserva y áreas recreativas (Arizabaleta & Santacruz, 1981, 158).

**1970-1980.** La actividad edificadora en la ciudad tuvo gran auge durante 1974 y 1975. Se forman barrios para la clase media, especialmente hacia el sur. Se incentiva la construcción de edificios altos en diferentes partes de la ciudad (Arizabaleta & Santacruz, 1981, 160). Durante el decenio los grandes jalonadores del crecimiento urbano fueron la construcción de la Ciudad Universitaria del Valle en Meléndez y las instalaciones deportivas en el marco de los Juegos Panamericanos en 1971, en asocio con facilidades del gobierno de préstamos para la construcción (Arizabaleta & Santacruz, 1981, 160).

54

**1980-presente.** Este periodo puede considerarse como de consolidación de la expansión urbanística al oriente de la ciudad y densificación y crecimiento en altura en la zona de estudio; son construidas la mayoría de las edificaciones de más de 5 pisos.

# 4.5 LAS OBRAS DE INGENIERÍA HIDRAÚLICA Y SU PAPEL URBANIZADOR.

A principios de la década de 1950 se empezó a diseñar un conjunto de obras civiles para desecar y proteger 5,600 has de tierra localizadas al sur y oriente de la ciudad, "que se inundaban por las crecientes del río Cauca y por sus afluentes represados" (Vásquez *et al*, 1995, 16). Según estos autores el primer proyecto fue presentado en 1951 por la firma OLAP<sup>10</sup> y con él se esperaba adecuar 3,000 has para la agricultura y 2,000 para vivienda dirigida a estratos de bajos ingresos.

Los autores mencionados aportan una síntesis de la historia del desarrollo de los servicios públicos en Cali, de la cual se presentan aspectos relevantes con incidencia en la urbanización de la zona de estudio:

- Con la posterior creación de la C.V.C. el proyecto se denominó "Proyecto Aguablanca – C.V.C", ejecutado entre 1958 y 1962. Con él se construyeron los Canales Principales, el Canal Secundario y Canal Sur, la Estación de Bombeo del Paso del Comercio, el Jarillón Marginal al Canal Sur y al Río Cauca y se adecuó la Laguna El Pondaje.
- Entre 1964 y 1971 se construyeron el Interceptor Oriental I y II, el Colector Cañaveralejo y su Estación de Bombeo y los canales para aguas lluvias Puente Palma y Cañaveralejo y tres estructuras de separación y otras obras.
- Entre 1972 y 1992 prosiguieron diferentes obras como el Embalse Cañaveralejo (para amortiguamiento de crecientes, situado justo antes de su

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> OLAP - Olarte, Ospina, Arias y Payán -, hoy en día INGETEC.

llegada al valle geográfico del Cauca entre el Cerro de La Bandera y Siloé), el Canal Nápoles y colectores pluviales en Puente Palma, Cañaveralejo, etc.

En el estudio citado (pág. 1), se presenta un resumen de las obras y barrios implicados entre 1927 y 1993. La mayoría de los estudios básicos allí documentados fueron hechos por compañías extranjeras; muchos de los recursos provinieron de la banca internacional (BID, Banco Mundial, etc.).

### 4.6 CONCLUSIONES.

Después de varios intentos Cali fue fundada en un lugar adecuado, relativamente alto con respecto al nivel del río de su nombre y alejada de zonas pantanosas. Hasta mediados del S. XX, cuando se disparó el crecimiento urbano de la ciudad asociado a fenómenos de migración interna, la zona del río Cañaveralejo, entre otras, fue evitada para asentamientos o expansión urbana por sus condiciones ambientales: áreas cenagosas, humedales, áreas inundables, dificultad de caminos.

La ingeniería de obras hidráulicas en primer lugar y en segundo otras obras de infraestructura (Plaza de Toros, Ciudad Universitaria del Valle), jugaron un papel determinante en la habilitación de los terrenos de la zona de estudio para su urbanización.

El conocimiento de los procesos históricos, incluida información de variables ambientales, que modelaron el desarrollo de la ciudad, aporta a una mejor comprensión de problemas del Medio Ambiente relacionados con la Ingeniería, que hoy en día son relevantes y pertinentes.

### 5. CONDICIONES GEOAMBIENTALES

Los depósitos del río Cañaveralejo en la zona plana del valle geográfico del río Cauca provienen de una pequeña cuenca con altos índices de torrencialidad, en la cual predominan saprolitos (arcillas) derivados de rocas diabásicas de considerables espesores de meteorización. La cuenca está ubicada al sur de la cuenca del río Cali en el oeste de la ciudad en la Cordillera Occidental; su altura, a partir del piedemonte, varía entre los 1000 y 1800 msnm. Tiene un área de 15,34<sup>11</sup> km<sup>2</sup>, siendo la cuenca más pequeña de los ríos de la ciudad que desembocan en el río Cauca.

La génesis y distribución de los depósitos del río estuvo controlada por diversas variables entre las cuales destacan los conos de los ríos mayores Pance, Meléndez y Cali, que lo "encajonan" lateralmente, y las crecientes periódicas del río Cauca que represaban sus aguas y generaban zonas pantanosas.

Hasta el inicio de la urbanización de las tierras al Sur y Oriente de la ciudad, hacia la década de 1960, el río desembocaba en el complejo de lagunas y madreviejas de la llanura de inundación del río Cauca, para finalmente vertirle sus aguas a través del Caño Cauquita, en cercanías de Puerto Mallarino.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> Calculado a partir de curvas de nivel cada 5 metros del Sistema de Información Geográfico de Cali – SIGCALI (DAPM, 1993).

Actualmente entrega sus aguas al Canal Interceptor Sur, también conocido como Canal C.V.C. SUR (Figura 13).



Figura 13. Antiguo curso del río Cañaveralejo y su cuenca.

## 5.1 ASPECTOS CLIMÁTICOS.

### 5.1.1 Precipitación.

La precipitación promedio en Cali está estrechamente ligada con los factores climáticos, entre ellos la altura y topografías de la cordillera y de los valles perpendiculares, que determinan las Zonas de Vida. Según Espinal *et al* (1977)

la parte inferior de la cuenca del Cañaveralejo corresponde al límite entre el bosque seco Tropical (bs-T), bosque seco Pre-Montano (bs-PM) y bosque húmedo Pre-Montano (bh-PM) como se ilustra en la Figura 14. En esta última Zona de Vida se encuentra la mayor porción de la cuenca. Las precipitaciones en la ciudad varían entre los 900 mm/año en la parte plana y los 2000 mm/año en las partes altas del municipio; con precipitaciones de 4000 mm/año en la cuenca del río Pance (González, 1994).



### Figura 14. Zonas de vida en el área de estudio.

La precipitación es orográfica en el piedemonte y convectiva en la zona plana, presentando mayor variabilidad en los registros de las estaciones del piedemonte, probablemente debido a que dichas zonas están influenciadas por el régimen orográfico que ocasiona que las lluvias sean altas e intensas en el ascenso forzado de las nubes (Materón y Carvajal, 1997).

En el Municipio de Cali hay una red de estaciones ( $\approx$  35) operadas en su mayoría por la Corporación Autónoma Regional del Cauca - CVC. Se encuentran distribuidas principalmente en la zona de montaña y piedemonte, y algunas pocas en parte plana. En la cuenca del río Cañaveralejo hay instaladas cuatro estaciones: Cañaveralejo, El Descanso, El Faro y Las Brisas; para tres de las cuales se dispuso de información sobre precipitación mensual multianual (Tabla 4). En general para Cali las lluvias aumentan con la altura (González, 1994) lo que se puede ver claramente en la tabla.

Estaciones	Altura	Precipitación promedio, mm/año
Cañaveralejo	1056	1517
Las Brisas	1298	1904
El Faro	1616	2107

Tabla 4. Estaciones en la Cuenca de Cañaveralejo.

En la Figura 15 se muestran las curvas de precipitación mensual multianual para las tres estaciones. Las curvas muestran un comportamiento bimodal con picos de lluvia de abril a mayo y de octubre a noviembre, comportamiento típico de la región andina en Colombia.

La porción de cuenca cercana a la estación pluviográfica Cañaveralejo presenta condiciones topográficas que ocasionan concentración de nubes, produciendo una mayor cantidad de lluvias e intensidades más altas que las que ocurren en otras estaciones<sup>12</sup> (Materón & Carvajal, 1997). De hecho, la estación Cañaveralejo es de alta torrencialidad, incluso por encima de estaciones en la cuenca del río Pance, con aguaceros de hasta 170 mm, a pesar de que su promedio anual de lluvia es más bajo (González, 1994). De las cuencas del

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> El trabajo de Materón & Carvajal (1997) solo incluyó la estación Cañaveralejo de la cuenca del mismo nombre en conjunto con otras siete estaciones en la parte plana y montañosa de la ciudad.

municipio de Cali, las de Cañavarelejo y Lili han mostrado tener la respuesta más rápida frente a precipitaciones altas e intensas, mientras que la de Cali por su extensión, pendiente y cobertura vegetal puede atenuar y regular de manera más eficiente (Mayorquín, 1997).



Figura 15. Precipitación media mensual multianual, Cuenca de Cañaveralejo.

### 5.1.2 Parámetros morfométricos.

En la Tabla 5 se incluyen algunos de los parámetros morfométricos de la cuenca en su parte montañosa, en comparación con las de los ríos Cali, Meléndez y Lili. Destacan el Factor de Forma, el Coeficiente de masividad, el Coeficiente de cubrimiento de bosques y la pendiente del cauce, entre los valores que confluyen para hacer de la cuenca del Cañaveralejo la de más alta torrencialidad en Cali (Mayorquín, 1997). Esta porción montañosa llega hasta la franja alargada de rocas del Terciario a la altura del Cerro La Bandera y el barrio Siloé, al W de la zona de estudio (Figura 13, Figura 14, Figura 17), sitio donde la cuenca se cierra antes de llegar a la planicie del valle geográfico del Cauca. El perfil del río disminuye su pendiente antes de este cierre, conformando un valle interno que actúa como amortiguador de sus crecientes torrenciales, hecho que se ha mejorado con obras hidraúlicas por parte de las Empresas Públicas Municipales de Cali.

Parámetros	Cali	Cañaveralejo	Meléndez	Lili	
Área, km <sup>2</sup>	118,06	15,34	38,95	22,21	
Lc, km	25	4,5	19,25	10,25	
Perímetro, km	52,5	12,5	35,75	25	
Ancho máximo, km	12,5	3,25	5	3,75	
Kf	0,19	0,53	0,11	0,21	
Кс	1,35	1,07	1,65	1,49	
la	2	1,38	3,85	2,73	
las	3,48	1,12	1,84	2,43	
Cb	0,65	0,06	0,53	0,11	
Km	18	117,48	47,19	52,01	
Coeficiente de	3,30	2,63	3,18	2,93	
torrencialidad					
Pendiente del cauce %	9,76	14,00	10,29	8,19	
Con base en Mayorquín, 1997					
Nomenclatura utilizada en la tabla:					
Lc : Longitud del cauce		las : Índice de asimetría			
Kf : Factor de forma		Cb : Coeficiente de cubrimiento de			
Kc : Coeficiente de compasidad		bosques			
la ː Índice de alargamiento		Km : Coeficiente de masividad			

**Tabla 5.** Parámetros morfométricos de las cuencas de los ríos Cali,Cañaveralejo, Meléndez y Lili.

La curva de caudales medios mensuales multianuales en la estación El Jardín (Figura 16) muestra un comportamiento bimodal con picos en abril y noviembre. Los caudales medios mensuales multianuales son de 0,33 m<sup>3</sup>/s, con máximos de 7,5 m<sup>3</sup>/s.



Figura 16. Caudales mensuales multianuales, estación El Jardín.

## 5.2 GEOLOGÍA

Las rocas cretáceas predominan en la región en la Cordillera Occidental y se encuentran en la cuenca del Cañaveralejo principalmente conformadas por diabasas, basaltos y lavas almohadilladas de la Formación Volcánica Kv. En la cuenca estas rocas se encuentran meteorizadas formando saprolitos definidos como Q/Kv (Verdugo & Aspden, 1984; McCourt & Verdugo, 1985) considerados, desde el punto de vista de ingeniería, como suelos arcillosos, de color rojizo.

Hacia el Este de la cuenca, en el piedemonte de la cordillera, se encuentran rocas del Terciario de la Formación Guachinte, conformada principalmente por franjas alargadas, en dirección N 20°/30° E, de areniscas y lutitas intercaladas con mantos de carbón. El contacto entre las rocas del Terciario y del Cretáceo en cercanías de Cali es fallado, con trazas del Sistema de Fallas del Cauca, que verticalizan las rocas terciarias, incluidos sus mantos de carbón. (Auteco, 1964; Verdugo & Aspden, 1984). Este conjunto: franjas de rocas del Terciario y tectónica (Cerro La Bandera – Siloé), conforman una especie de llave que cierra la parte montañosa de la cuenca.

En la parte plana, hasta la llanura de inundación del río Cauca, los depósitos del río han sido definidos como "Cono de Cañaveralejo" (Qca), sin mayores detalles (Verdugo & Aspden, 1984; Mc Court & Verdugo, 1985).

## 5.3 GEOFORMAS Y UNIDADES GEOLÓGICAS SUPERFICIALES.

La evolución geológica y geomorfológica del municipio de Cali y vecinos se ha explicado, de manera general, como debida a la combinación de factores tectónicos que dieron origen al valle entre las cordilleras - Central y Occidental -, y a los rellenos fluviovolcánicos y de conos aluviales de los afluentes de ambas cordilleras (Álvarez y Tenjo, 1970; Verdugo y Aspden, 1984).

En general, las geoformas predominantes en Cali son:

- Llanura de inundación del río Cauca al E. Con pendientes muy bajas, con geoformas asociadas a la planicie de inundación y divagación del río Cauca (meandros abandonados, lagunas, diques o jarillones naturales).
- Conos y depósitos (terrazas, rellenos aluviales). Originados por la sedimentación de los afluentes del río Cauca, correspondientes a los depósitos de los ríos Cañaveralejo y Lili y conos del Cali, Meléndez y Pance. Por su tamaño, forma y pendientes destacan los conos de Pance y Cali entre los cuales se encuentran los depósitos de los ríos menores.

En la zona de depositación del río Cañaveralejo se encontraban antiguos humedales, entre el río y el antiguo curso de la Quebrada Isabel Pérez, que culminaban al E en la ciénaga de Aguablanca, alimentada por estos drenajes, la Quebrada Puente Palma y el Zanjón del Medio.

- Valles transversales. Estrechos en su llegada al valle, especialmente el de Cañaveralejo que atraviesa una especie de garganta entre el Cerro de La Bandera y las laderas de Siloé.
- Piedemonte de relieve variado desde laderas de pendientes medias originadas por depósitos de vertiente, hasta empinadas sobre rocas del Terciario y diabasas del Cretáceo, sobre las cuales nacen drenajes menores

como los zanjones del Medio y Puente Palma y la Quebrada Isabel Pérez, La Sardinera y otras.

 Rocas y saprolitos. Sobre la Cordillera Occidental, de relieve montañoso y geoformas erosivas con controles tectónicos.

En la ciudad, por su extensión y clara expresión geomorfológica, destacan los conos de Pance y Cali, que se depositan en dirección SE y se encuentran interdigitados con los depósitos del río Cauca. Verdugo y Aspden (1984), señalan que han sido erosionados lateralmente por los ríos que les dieron origen y actualmente depositan su carga aluvial sobre los conos originales.

Entre estos dos grandes conos se encuentran los depósitos de los ríos Lili, Meléndez y Cañaveralejo, de menor extensión en concordancia con el área de las cuencas que drenan. Con base en observaciones de la topografía y argumentos geomorfológicos López y Vökler (2000), delimitan los conos de Pance, Meléndez y Cali. La zona documentada en trabajos previos como "Cono de Cañaveralejo" (Figura 17) la cartografían al N del río como Depósitos sin diferenciar y al S del río como Depósitos sin diferenciar con predomino de depresiones (Figura 18).

### 5.4 CARTOGRAFÍA DE DRENAJES ANTIGUOS.

En el marco de esta tesis, y continuando con trabajos previos (OSSO para Gases de Occidente, 1996; López y Vökler, 2000), se evaluó información cartográfica antigua y se hizo interpretación multitemporal de fotografías aéreas para la restitución cartográfica de los drenajes afectados por la urbanización de las últimas décadas.

Mediante fotointerpretación de fotografías aéreas de 1943, 1957, 1961 y 1976 del IGAC, y en comparación con mapas antiguos existentes previamente digitalizados, georreferenciados, corregidos y transportados a un Sistema de Información Geográfica, y en comparación con la cartografía digital del SIGCALI

(DAPM, 1993), se identificaron y localizaron espacialmente los drenajes hoy enterrados o canalizados en el área (Figura 19).



Figura 17. Unidades geológicas superficiales



Figura 18. Geoformas en el área de estudio

La cartografía de los cauces antiguos es importante para evaluar propiedades geotécnicas de los suelos con fines ingenieriles, pero también aporta a otros temas de investigación, como anomalías en los drenajes que sugieren pistas para investigaciones sobre la evolución geológica de una región. En particular es notorio que varios de los drenajes en el área de estudio que se dirigen desde la Cordillera Occidental hacia el E, sobre la llanura aluvial reciente, presentan desvíos hacia el N. Estas desviaciones están alineadas y coinciden con la cartografía de la traza de la Falla Cali delimitada por métodos geofísicos según Verdugo y Aspden (1984). Estos cambios abruptos de curso hacia el N se observan en el río Meléndez, Zanjón del Medio, río Cañaveralejo y Quebrada Isabel Pérez. Todos estos drenajes fueron rectificados y canalizados después de 1961, según se puede observar en las fotografías aéreas del vuelo M1082 de junio 21 de 1961 del IGAC, fecha en la cual todavía conservaban sus cursos naturales.



Figura 19. Drenajes antiguos

## 5.5 ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS.

El espesor del valle sedimentario en Cali no está bien definido. Alvarez y Tenjo (1971, 71) muestran un corte geológico WE a la altura de Yumbo con un espesor máximo de relleno cuaternario de 350 m. Al sur de la ciudad Mc Court y Verdugo (1985), en el perfil geológico SW-NE de la Plancha Geológica 300<sup>13</sup>, grafican el espesor de sedimentos cuaternarios con máximos de 200 m, suprayaciendo rocas sedimentarias del Terciario inferior (Tis), sólo indicadas en dicho perfil.

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> La plancha cubre desde el S de Jamundí hasta el N de Cali; y desde Cali por el W hasta la Cordillera Central, límites entre Valle y Tolima.

Con base en registros de perforación de pozos documentados en Álvarez y Tenjo (1971), en OSSO para Gases de Occidente (1996), adicionados con otros suministrados por la CVC, no es posible definir la profundidad del basamento en el área de estudio ni en la llanura aluvial del río Cauca. Todos los pozos incluyen intercalaciones de arcillas, limos, arenas y gravas sin que sea evidente que hayan tocado el basamento. El pozo más profundo en el área de estudio llega a los 93 metros (*vc-649*); en cercanías del río Cauca el pozo Los Naranjos (*vc-642*) llegó a 404 m, y el pozo Ciudadela Desepaz (*vc-670*) hasta 412 m.

Sin embargo, un pozo en el campus Meléndez de la Universidad del Valle (Jardín Botánico), perforado a finales de 1997, reporta entre los 80 y 87,5 m de profundidad, el final de la perforación, una roca ígnea intrusiva (pórfido), como el basamento de la columna estratigráfica. La bitácora de perforación indica gravas de mucha dureza que requirieron el uso de tres brocas de acero al tungsteno entre los 77 y 86 m. En comparación, a 500 metros de la perforación mencionada, el pozo *vc-191* ("Coca Cola"), llegó hasta 220 m con intercalaciones de arcillas, arenas y gravas, sin tocar el basamento. Una posibilidad de interpretación, si la descripción petrológica es correcta, es que la perforación del Jardín Botánico haya tocado un bloque de pórfido. En este caso, posiblemente, se trataría de depósitos del Cono de Pance que infrayacen al de Meléndez ya que en la cuenca del Meléndez no hay cartografiados pórfidos, los cuales se encuentran en el Stock de Pance, en la cuenca del mismo río (Verdugo y Aspden, 1984).

Todos los pozos disponibles fueron perforados con fines de obtención de aguas subterráneas y las descripciones de los estratos se centran en la granulometría de campo, color y composición general de las capas atravesadas. Carecen de descripciones, análisis e interpretaciones estratigráficas detalladas (granulometría, cementación, mineralogía, petrografía, palinología, dataciones radiométricas, etc.), que permitan estimaciones fiables sobre el origen y edad de las capas. Estas limitaciones impiden, desde el punto de vista geológico, definir o

inferir si efectivamente en ellas se llegó a algún tipo de basamento del Terciario o anterior.

En cercanías del Cerro La Bandera, unos 100 m del afloramiento de rocas del Terciario, diversas perforaciones de la Universidad del Valle para la Sociedad Constructora La Cascada (Cra 62A, Calle 1A) llegaron a 18,5 m de profundidad sobre arcillas y limos con material orgánico, en terrenos identificados como antiguos humedales cerca a la Q. Puente Palma (Perforación No. 104, Conjunto Habitacional La Cascada, Laboratorio de Suelos, U. del Valle, jul. 1987).

Sólo en perforaciones realizadas al N de Cali, en la región de Yumbo, se dispone de información más detallada. En cercanías del piedemonte, en la Cantera Mulaló (Cementos del Valle), se tienen registro del espesor del Cuaternario, que alcanza 23 m, suprayaciendo 39 m de estratos de rocas calizas, hasta llegar a la diabasa a los 62 m (Pozo V10-96, Cementos del Valle). Por otra parte, en la perforación "Canada Dry" en Yumbo, cuya localización pudiera estar en cercanías de la antigua carretera Cali – Yumbo, también cercana al piedemonte, el Cuaternario tiene un espesor de 65 m, conformado por arcillas que hacia la base cambian a madera, turbas y una capa de gravas. Allí el Cuaternario suprayace mantos de carbón, caliche, areniscas, gravas, etc. hasta los 154 metros de profundidad (Auteco, 1964, 311).

### 5.5.1 Perfiles estratigráficos y espesores de arcillas.

**Perfiles estratigráficos**. Del conjunto de información disponible se seleccionaron pozos relativamente alineados en dirección S-N (Perfil A-A'), de tal manera que cubrieran los depósitos del río Cañaveralejo y parte de los conos Meléndez y Cali (Figura 20). En cercanías del curso del río se encuentra un primer estrato conformado principalmente por arcillas hasta los 28 m de profundidad. A continuación hay una secuencia de gravas con intercalaciones de arenas hasta los 70 m y, finalmente, capas de arcillas, gravas y arenas intercaladas hasta los 90 metros.

En los pozos más alejados, sobre el cono de Cali, el espesor de arcillas es mucho menor, o nulo, y predominan las intercalaciones de arenas y arcillas o arenas y gravas. El espesor de arcillas varía desde 13 m (pozos *vc643*, sobre el cono Meléndez) hasta 28 m de espesor en los pozos *vc102* y *vc649* sobre los depósitos del Cañaveralejo; en estos dos pozos las arcillas suprayacen una secuencia de gravas y arenas interestratificadas de aproximadamente 40 metros de espesor.

El pozo *vc-137* (Carrera 67 con Calle Quinta) muestra una secuencia de capas de arena y arcilla hasta los 48 metros, con una capa gruesa de arcillas de 14 m, a partir de los 10,5 metros de profundidad. La porción superior incluye una capa de arena entre los 7 y 10,5 m, que podría estar asociada a su cercanía al zanjón Puente Palma.

Los pozos *vc-052* y *vc-051* corresponden a una secuencia de intercalaciones de arcillas (*vc-052*) y arcillas y cantos (*vc-051*). El *vc-052* se encuentra en el área de tesis (a 1300 m del piedemonte) mientras que el otro está ubicado justo en al norte del área (a 200 m del piedemonte). Las capas de arcillas son mas gruesas,  $\approx 20$  m, en el pozo *vc-052* mientras que en el *vc-051* no superan 10 m.

El Perfil B-B' (Figura 21), de dirección general al E, casi paralelo al antiguo curso del Cañaveralejo, muestra menores espesores de arcillas e intercalaciones de arcillas, arenas y gravas en los primeros 20 metros desde superficie. En ningún caso las arcillas alcanzan más de 10 m antes de suprayacer estratos de materiales más gruesos.

**Espesores de arcilla desde superficie.** La Figura 22 corresponde a la interpolación de espesores de arcillas desde superficie (isópacas), obviando en ella información sobre capas superficiales de suelo agrícola y rellenos de escombros. La delimitación de las isópacas es muy deficiente en las zonas sin información, incluidas las inmediaciones de escenarios de conciertos y

71

edificaciones con reportes macrosísmicos y de vibraciones inducidas, lo que se ilustra en la Figura.

La isópaca "0-10 m" hacia el centro de los depósitos, alineada W-E es compatible con la distribución de velocidades de los flujos en la salida de la Cuenca ("llave" del Terciario"), y con los finos conformando estratos de mayor espesor y mas alejados, según la isópaca "20-28" que encierra a la anterior.

Los pozos anteriormente presentados vistos en comparación con pozos de los alrededores (conos Cali, Meléndez y llanura del Cauca) muestran que la estratigrafía con predominio de espesas capas de arcillas desde superficie, de entre 20 y 28 metros, conforman una franja que sigue la dirección general de los antiguos cauces del Cañaveralejo y zanjón Puente Palma (isópaca 20-28 m). Los pozos *vc-001, vc-002* y *vc-050,* tienen los mayores espesores de arcilla (hasta unos 100 metros), con intercalaciones de estratos arenosos. Al interior de esta franja se encuentran capas de arcillas de espesores menores de 10 m e intercalaciones de arcillas, arenas y ocasionales capas de grava, (del orden de 1 m de espesor), que suprayacen capas de arcillas de decenas de metros (isópaca 0-10 m).

En el Cono de Meléndez los espesores aumentan hacia el Este con valores entre 20 y 26 metros entre los pozos "Coca Cola" (*vc-191*) y "Bosques del Limonar" en la zona de estudio (*vc-128*).

Hacia el Oriente los pozos *vc-138*, *vc-537* y *vc-663* presentan abundancia de arenas y gravas en las primeras decenas de metros. Estratigráficamente corresponden a un régimen diferente, de mayor energía o con fuentes de material más grueso, que la cuenca del Cañaveralejo.

El conjunto de datos sugiere que los depósitos del Cañaveralejo ocuparon una cubeta preexistente, alargada en sentido W-E, entre el piedemonte y el río

72

Cauca y los conos mayores y el río Cauca, con una depositación en la cual predominaron los sedimentos finos que aumentan de espesor hacia el E, en sentido longitudinal, y N-S en sentido transversal. Aunque la del Cañaveralejo es la cuenca más torrencial en Cali (§ 5.1), más del 90% de su área de drenaje en la montaña discurre sobre saprolitos arcillosos de rocas diabásicas, razón por la cual los sedimentos gruesos son escasos y se concentran en una franja central de la cubeta mencionada, o fueron depositados en la zona de amortiguamiento antes de llegar a la planicie del valle geográfico al E del Cerro La Bandera. Por otro lado, los espesores de arcillas también pueden haber recibido aportes distales del río Cauca durante grandes inundaciones en el pasado. Una delimitación e interpretación genética más elaborada de estos depósitos requiere elementos. estratigráficos, tectónicos. de otros paleohidrológicos ۷ paleoclimáticos. Esta cubeta, cuya delimitación general se propone con base en los espesores de arcillas desde superficie (Figura 22), podría corresponder a una "microzona" del territorio, al menos desde el punto de vista geológico.



Figura 20. Perfil A-A'



Figura 21. PerfilB-B'



Figura 22. Isópacas de arcillas desde superficie

## 5.6 ASPECTOS TECTÓNICOS.

Sin entrar en detalles sobre la historia y complejidad tectónica y de la formación del valle del Cauca, el rasgo estructural más notable en la Cordillera Occidental corresponde a un sistema complejo de fallas regionales de buzamiento alto, cuya dirección en general es N-S. Estas fallas ponen en contacto franjas de rocas del Terciario (Cerro La Bandera) con diabasas localizadas al W del cerro (Verdugo y Aspden, 1984). En el Cerro La Bandera, en la antigua mina de carbón La Cascada, verticalizan los estratos de la formación Guachinte (Auteco, 1963). Para el área de estudio se destaca la Falla del Cauca (también llamada Falla de

Cali), determinada por métodos geofísicos según Verdugo y Aspden (1984) y Mc Court y Verdugo (1985). Otros sistemas de fallas han sido identificados por estos mismos autores y, mediante interpretación de fotografías aéreas por López y Vökler (2000). Estos últimos reportan indicios geomorfológicos de un sistema de fallas de dirección NE que podría afectar o controlar el curso del río Cañaveralejo, entre otros.

La Falla del Cauca, está trazada a lo largo de la ciudad y alineada con los cambios de curso hacia el N de los ríos y quebradas mencionados en el § 5.5.1 (Cartografía de drenajes). La información estratigráfica disponible no aporta a la interpretación de potenciales discordancias asociadas a la Falla de Cali en la zona de estudio, porque todos los pozos se localizan al Oriente de su traza.

### 5.7 INFORMACIÓN GEOTÉCNICA.

Para la zona de tesis se contó con 48 estudios geotécnicos que incluyen 414 perforaciones y 1683 análisis de laboratorio (OSSO para Gases de Occidente<sup>14</sup>, 1996, complementado con OSSO, 2001b). Los estudios y perforaciones disponibles se concentran en los primeros metros del subsuelo, con máximos a 21 metros para algunos edificios altos. Muy pocos estudios reportan análisis de valores de peso unitario del suelo (9%) y capacidad portante (7%), mientras que cerca del 40% reportan análisis de pruebas de penetración estándar, SPT.

Para un área limitada a los depósitos del río Cañaveralejo entre los puntos de medición de refracción sísmica (§ 9.2), con 364 reportes de SPT, los valores promedio a profundidades de 1 a 7 m oscilan entre 7 y 17 golpes/pié, incrementándose a 20-24 golpes entre los 8 y 12 m. A mayores profundidades el número de registros es muy escaso; entre 13 y 21 m (con 33 reportes) los valores de SPT varían entre 23 y 40 golpes pié. En contraste, en el Cono de Cali

77

los valores del SPT en los primeros 10 metros oscilan entre 25 y 36 golpes/pié para los cinco metros superficiales, incrementándose desde 58 y más golpes para los siguientes cuatro metros. El nivel freático en Cañaveralejo fluctúa entre 0,1 y 5,2 m, con valores aislados a 9 m. El 60% de los datos lo sitúan entre 2 y 4 m de profundidad. La síntesis de éstos valores se presenta en la Figura 23.



Figura 23. Sintesis de información geotécnica, área de estudio.

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> Base de datos construida en el OSSO con información de perforaciones de diversos estudios geotécnicos para todo Cali, recopilada en el marco del proyecto OSSO para Gases de Occidente, 1996.

### 6. SÍNTESIS DE INFORMACIÓN MACROSÍSMICA

Las fuentes sísmicas de una región como el SW de Colombia generan eventos cuyos parámetros físicos (magnitudes, localización hipocentral) y temporales (tasas de recurrencia o periodos de retorno esperables para eventos fuertes) son poco conocidas, entre otras razones, por los cortos periodos del registro histórico e instrumental. Acceder y documentar toda la información histórica contribuye a proveer una visión más completa para evaluaciones de la amenaza sísmica para una ciudad como Cali. Por otro lado, esta visión debe ser obtenida en relación con efectos sísmicos que sólo pueden obtenerse en las últimas décadas, especialmente para territorios que en periodos históricos no fueron urbanizados.

Cali, la extensa ciudad de hoy que ocupa terrenos de diversas características, no ha sufrido un terremoto fuerte en su historia reciente. La documentación histórica indica que los sismos de 1766 y 1925 estuvieron entre los más potentes en la ciudad. Estos sismos ocurrieron cuando la ciudad se concentraba en el Cali Viejo, los alrededores del centro de la misma, con edificaciones de uno y dos pisos (además de iglesias) y sobre terrenos firmes.

Los objetivos de este capítulo, previa presentación sintética de las fuentes sísmicas relevantes para la ciudad, son: (1) presentar una evaluación espaciotemporal de los daños por sismos y de las fuentes sismogénicas asociadas para la zona de estudio; (2) compilar y actualizar la información macrosísmica

79

existente para Cali, incluyendo información detallada, hasta donde las fuentes lo permitieron, de los efectos reportados.

#### 6.1 FUENTES SISMOGÉNICAS Y SISMICIDAD

Toda la región andina de Colombia está determinada, en términos de fallas geológicas y de sismos, por el proceso de convergencia de dos grandes placas tectónicas, la de Nazca (oceánica) y la de Suramérica (continental). Entre estas dos, el llamado "Bloque Norandino", se ha desarrollado como una microplaca, con movimiento en dirección hacia el NNE (Freymuller *et al*, 1993). Dentro del esquema de esfuerzos regionales producidos por la fricción entre estas placas, destacan tres tipos de fuentes sísmicas de importancia para la región de Cali (Meyer, 1983 y OSSO para CLE, 1996):

**Zona de Subducción**. Es la franja de convergencia de las placas Nazca y Suramérica frente al litoral colombo-ecuatoriano, cuya traza superficial corre unos 150 - 200 km paralela a la costa. Es la más importante de las fuentes sísmicas en Colombia, en términos de las magnitudes máximas y recurrencias de sismos grandes, con magnitudes mayores de 8,0. Su sismicidad es superficial, hasta profundidades de 40 km aproximadamente. Esta zona generó los sismos del 31 de enero 1906 (Mb=8,9), 7 de junio de 1925 (Ms=6,8) y 12 de diciembre de 1979 (Ms=6,4). Por su magnitud el de 1906 estuvo entre los 10 más grandes en el S. XX.

**Zona de Wadatti-Benioff**. Corresponde a la parte profunda del plano de fricción entre las placas que convergen, es decir, la continuación de la Zona de Subducción. En el SW de Colombia se distribuye entre el centro y norte del Valle del Cauca, SE de Chocó y parte de los territorios del Viejo Caldas, con eventos a profundidades entre 40 y 200 km, aproximadamente (Figura 24). A esta zona corresponden, entre otros, los terremotos del 4 de febrero de 1938 (Ms=7,0), 20 de diciembre de 1961 (Ms=6,5), 30 de julio 1962 (Ms=6,7), 23 de noviembre de 1979 (Mb=7,3) y 8 de febrero de 1995 (Mb=6,4).

**Fallas intraplaca.** Se trata de diversidad de fallas en la corteza terrestre con diferentes direcciones y profundidades hasta unos 30 km. Este tipo de fuente puede generar los sismos más cercanos a la ciudad de Cali, en los sistemas de fallas Cauca y Romeral que cruzan el Valle del Cauca siguiendo su dirección general N 20°/30°. El primer sismo claramente asociado a este tipo de fallas fue el Popayán del 31 de marzo de 1983 con magnitud Mb=5,5 (Meyer *et al*, 1986). En el decenio pasado ocurrieron otros eventos confinados instrumentalmente en trazas del Sistema Romeral, el 6 de junio de 1994 en Páez (Mb=5,9) y el 25 de enero de 1999 (Mb=5,9) en la región del Eje Cafetero. Sobre el Sistema Cauca sólo se tiene reporte de un pequeño evento (Mb=3,7), el 14 de mayo de 1999 en La Buitrera, área rural de Cali.



Figura 24. Sismicidad en el suroccidente colombiano, 1987-2000.

En la zona de interacción entre la placa Suramérica y el Bloque Norandino, en el Huila, se han generado sismos como el del 9 de febrebro de 1967 con efectos en Cali.

Otras fuentes corticales con sismos que han tenido algún efecto en Cali, identificadas en el periodo de operación de la Red Sismológica del SurOccidente, desde 1987, son, hasta ahora: (1) al occidente del departamento

del Valle del Cauca, entre el Golfo de Tortugas, Buenaventura y Anchicayá, con varios sismos sentidos; (2) fallas en la región del Atrato Medio; (3) Sismos mayores (alrededor de 5,5) del Nido de Bucaramanga en Santander, las últimas dos por fuera del área cubierta en la Figura 24.

## 6.2 EVALUACIÓN DE INFORMACIÓN MACROSÍSMICA.

### 6.2.1 Fuentes de información.

La información macrosísmica disponible se puede dividir en dos grandes grupos, según si son fuentes históricas o instrumentales. El primero corresponde a información de aquellos sismos conocidos a través de fuentes secundarias (archivos, prensa) y el segundo a sismos registrados en redes de observación sismológica, complementado con reportes macrosísmicos.

La información disponible para sismos de uno y otro grupo es muy diferente: mientras que la sismicidad instrumental provee parámetros que describen el sismo en términos de su localización, profundidad, magnitud y tiempo universal coordinado, en el primero sólo es posible inferir, con base en fuentes secundarias que describen los efectos, algunas de las características principales del sismo.

El primer sismo del cual se tiene noticias para Colombia ocurrió el primero de septiembre de 1530 frente a costas venezolanas, cerca de la Isla Margarita. Según Ramírez (1975) este sismo, que además generó un tsunami, debió haberse sentido en todo el norte de Suramérica.

Posteriormente, en 1566, se reporta el primer sismo dentro del actual territorio colombiano. Sus efectos se concentraron en el suroccidente del país (Arboleda 1956; Ramírez, 1975), con destrucción de casas de tapia y teja en Cali y Popayán.

Las principales fuentes para los periodos de Conquista, Colonia e inicios de la República han sido archivos locales (Popayán, Cali, Buga), el Archivo Histórico Nacional de Colombia y el Archivo General de Indias (Sevilla, España), combinados con libros de relatos de viajeros.

Las fuentes periodísticas fueron tardías en Colombia. El primer periódico de la entonces Nueva Granada fue la Gaceta de Santa Fe y la primera noticia el "Aviso del Terremoto", con 4 ejemplares que se imprimieron a raíz del terremoto que afectó a Bogotá el 12 de junio de 1785. Sin embargo de otras publicaciones que tuvieron pocos años de edición, es sólo hasta finales del Siglo XIX que se cuenta con fuentes periodísticas. En el Valle del Cauca destacan periódicos como El Ferrocarril, hacia el segundo quinquenio de la década de 1870.

La sismicidad instrumental se inició en el mundo a finales del siglo XIX y principios del XX, pero en Colombia también fue tardía. Aunque en 1923 se instaló el primer sismógrafo (Ramírez, 1975), no fue sino hasta mediados del S. XX que se conformó una red operada por el Instituto Geofísico de los Andes de la Universidad Javeriana. Cuatro décadas depués, en 1987, empieza a operar una red regional en el suroccidente de Colombia, operada por el OSSO, en la Universidad del Valle. Esta red ha proveído desde entonces información detallada de la sismicidad en su región de investigación.

La Figura 25 muestra dos cambios dramáticos en términos del volumen de reportes de sismos con efectos. El primero en el S. XIX relacionado con la aparición de los periódicos regionales hacia 1870. Los sismos ocurridos empiezan a ser noticia en periódicos como El Ferrocarril o el Correo del Cauca, en Cali o el Boletín Industrial y la Voz de Antioquia, en Medellín. El sismo del 9 de febrero 1878 marca el inicio de la documentación en prensa de sismos sentidos en Cali en este periodo. El segundo es la combinación de dos subperiodos y énfasis: (1) consolidación de medios masivos de comunicación y catálogos nacionales como el de Ramírez (1975); (2) el inicio de la Red

83

Sismológica del Suroccidente (octubre 1987) y del OSSO, con énfasis en el SW. Estos últimos datos se han registrado en bitácoras a partir de informes telefónicos o de cualquier otro tipo y no incluyen ningún sismo del cual no se tenga reporte o verificación, así haya sido instrumentalmente importante (p. ej., magnitud mayor de 4). En este trabajo se desecharon algunos informes que no cumplieran el requisito de coincidir con registros sísmicos.



Figura 25. Sismos sentidos en Cali por fuentes de información 1566-2001.

Las fuentes básicas de este trabajo durante el periodo histórico fueron los catálogos de Ramírez (1975) y Meyer (1983), este último centrado en archivos locales de la región, complementados con información del archivo macrosísmico del OSSO.

Para el periodo instrumental, principalmente desde la segunda década del Siglo XX, se recurrió al Catálogo de Sismos para América del Sur (CERESIS, 1981), localizaciones del National Earthquake Information Center (NEIC), Boletines sísmicos del Ingeominas y el catálogo sísmico del SW del OSSO.

### 6.2.2 Sismos sentidos.

Los sismos sentidos en Cali provienen de las diferentes fuentes sismogénicas mencionadas anteriormente. En la Figura 26 se muestra la distribución espacial de epicentros para el periodo 1566-2001. La Figura 27 corresponde a un acumulado de los reportes sentidos en el periodo de observación de la Red Sísmica de SW (RSSW). La cantidad de reportes guarda estrecha relación con el número de líneas telefónicas disponibles en el OSSO y cantidad de personal.

Del total de sismos sentidos documentados (Anexo A) para la zona de estudio destacan por su pequeña magnitud, profundidad del hipocentro y/o distancia epicentral a Cali, los siguientes reportados como sentidos en algunas edificaciones:

- El sismo del 12 del abril de 1995 (Mb=5,0) con epicentro a mas de 165 km del área de estudio, entre las costas del Cauca y la Isla Gorgona, a 40 km de profundidad, sentido en varias edificaciones solamente en la zona de estudio.
- Recientemente, el 6 de febrero del 2001, con magnitud 3,8 Mb y epicentro a 80 km al NNW de Cali y a 70 km de profundidad, sentido en Cali solamente en la zona de estudio en 3 edificios (entre cinco y siete pisos) y en la parte baja de una casa de dos plantas. En uno de los edificios las antenas de telecomunicaciones se agitaron levemente.



Figura 26. Sismos sentidos en Cali

### 6.2.3 Sismos con daños.

Las fuentes históricas y los catálogos pre-existentes permitieron documentar para Cali 25 sismos con algún tipo de daño. De éstos, siete ocurrieron durante los cuatro primeros siglos, cuatro entre 1900 y 1960, y 15 entre 1960 y el 2001 (Tabla 6). Los periodos escogidos corresponden con aquellos donde la ciudad tuvo un tamaño relativamente estable acotado al centro y sus alrededores (1536-1899), y a periodos de expansión urbana (1900-1959, 1960-2001).

Periodo	Sismos con daños	Reportes/año
1536-1899	7	0,02
1900-1959	4	0,07
1960-2001	15	0,37

Tabla 6. Reportes de sismos con daños en Cali por periodos



Figura 27. Acumulado de sismos sentidos reportados en Cali, 1987-2001.

La distribución cronológica de estos sismos está estrechamente ligada con la disponibilidad de fuentes documentales y con el desarrollo y crecimiento de la ciudad. Obviamente entre 1566 y 1899 los reportes se sitúan en el Cali Viejo. El terremoto de 1566 destruyó casas de tapia y teja, mientras que en el de 1688 se reportaron agrietamientos en edificios de mas de un piso. Pero es quizás el terremoto de 1766 el que más efectos produjo en la ciudad de entonces (Velásquez & Meyer, 1992).

Entre 1900 y 1960 la ciudad empezó (Capítulo 4) a sobrepasar los limites del Cali Viejo. Se construyeron las primeras urbanizaciones en las afueras de la ciudad, San Fernando por el Sur y Granada por el norte, y algunos barrios en el nororiente. Durante este periodo los daños documentados se concentran en el Cali Viejo en iglesias y edificios de mas de un piso.

Desde finales de la década de 1940 y especialmente a partir de los años 1960 la urbanización se extendió aceleradamente hacia los terrenos aledaños y en la década de 1980 se consolidó la ocupación de las tierras en la zona de estudio y en la llanura de inundación del Cauca, al Oriente.
En la Figura 28 se han ubicado sobre un mapa del occidente colombiano los epicentros de los sismos que han causado daños en la ciudad. Según las fuentes sísmicas los principales reportes, en su mayoría para las últimas décadas durante las cuales la ciudad no ha sufrido un sismo fuerte, son:

Causados por fallas intraplaca (fuente "1" en la Tabla 7). El terremoto del Atrato Medio del 18 de octubre de 1992, a más de 400 km de Cali, (profundidad < 20 Km), generó deslizamientos y licuación de suelos en una extensa área. El terremoto de Páez del 6 de junio de 1994, a 85 km de la ciudad (profundidad < 20 km), desencadenó múltiples deslizamientos y una avalancha de lodo y piedras que arrasó numerosas poblaciones a lo largo del río Paéz. Ambos ocasionaron daños menores en Cali, incluida la zona de estudio. La incidencia de fuentes cercanas a la ciudad es actualmente objeto de estudio a través de proyectos de investigación en curso (Meyer, 2000; Velásquez y Toro, 2000).



Figura 28. Mapa de localización de sismos con daños en Cali, 1566-2001.

La fuente Wadati-Bennioff (fuente "3" en la Tabla 7). Aunque los eventos de esta fuente afectan a Cali, la potencia en general aumenta hacia el N del Valle, el Viejo Caldas y S de Antioquia. El sismo de 1961 ocasionó daños menores en casas y una iglesia, mientras que los de 1979 y 1995 produjeron más daños, especialmente en la zona de estudio.

Zona de Subducción (fuente "2" en la Tabla 7). De los sismos de la zona de subducción el más cercano (1925), causó daños mayores en Cali que en otras zonas. En ese año la ciudad apenas empezaba a desbordar el Cali Viejo y llama la atención el reporte para la zona de estudio (Anexo A): "Las afueras en Juanchito también se regularon pérdidas de consideración sobre todo en las cantinas. En Cañaveralejo se sintió muy fuertemente el movimiento. Allí se dañó una casa y sufrieron daños otras". El gran terremoto de 1906 afectó los edificios altos de esa época, principalmente cúpulas y torres de iglesias. Los sismos del 1 de diciembre de 1979 y 19 de noviembre de 1991 generaron algunos daños, especialmente al sur de la ciudad.

Del grupo de fallas intraplaca (fuente "1" en la Tabla 7) sólo uno, el de 1999, ha causado daños exclusivamente en Cali, en su sector rural, pero por su baja magnitud las pérdidas, concentradas en el área epicentral, se limitaron a subsidencias (socavones de minería de carbón) y grietas en algunos muros.

Por último está el sismo del Huila de 1967, ocasionado por la actividad de fallas en el borde llanero (fuente "4" en la Tabla 7), ocasionó grietas en casas y edificios y daños en iglesias.

ID	año:mes:día	Hora LT	Prof.	MM	Mag.	Tipo	Ν	W	Fuente	Dist. a Cali
1	1566			7	5	Ms	3	76.5		51
2	1672-1678									
3	1688:05:04									
5	1766:07:09	04:21		8	6	Ms	3.7	76.3	1	37
8	1884:11:05	23:45	-	-	5	Ms	3.5	76.4		14
9	1885:05:25	15:05	-	6	6	Ms	2.5	76.5		106
15	1893:11:14	16:15	-	-	3.5	Ms	2.5	76.5		106
19	1906:01:31	10:36	?	?	8.9	Ms	1	81.5	2	617
20	1925:06:07	18:41	170	VII-VIII	6.8	Ms	3	78	2	172
23	1938:02:04	21:23		VII	7	Ms	5.1	75.5	3	215
30	1957:05:23	21:37	60	VII	6.7	Ms	3	76.5		51
35	1961:12:20	08:25	176	VI, VI+	6.5	Ms	4.6	75.6	3	163
36	1962:07:30	15:18	69	VII	6.7	Ms	5.2	76.4	3	194
40	1967:02:09	10:24	36	VII	6.3	Mb	2.95	74.83	4	190
54	1976:05:18	23:07	161		5.8	Mb	4.49	75.77		139
57	1979:11:23	18:40	105	VII	6.3	Mb	4.81	76.2	3	154
58	1979:12:12	02:59	24	VI	6.4	Ms	1.6	69.36	2	371
85	1991:11:19	17:28	33		6	Mb	4.8	77.4	2	165
95	1992:10:18	15:11	10		6.6	Mb	7.07	76.86	1	407
108	1994:06:06	15:47	12		5.9	Mb	2.91	76.07	1	85
117	1995:02:08	13:40	70		6.4	Mw	4.07	76.63	3	72
122	1995:08:19	16:43	118		4.7	Mb	4.09	75.74	3	190
148	1997:09:02	07:13	203		6.7	Mb	4.02	75.72	3	185
154	1997:12:11	02:56	170		6.2	Mb	4.02	75.9	3	92
161	1999:05:14	21:02	3		3.7	Mb	3.4	76.57	1	14

 Tabla 7. Sismos con daños en Cali y sus fuentes sismogénicas.

Fuentes sismogénicas a partir de Meyer (2000)

Convenciones: LT = hora local, Prof.: profundidad, Mag.: magnitud, N: coordenada N W: coordenada W, Dist. a Cali: distancia a Cali

Fuente : fuente sismogénica:

1 Falla cortical superficial

2 Zona de subudcción (superficie frente al litoral pacífico

3 Zona de Wadati Benioff (60-200 km, bajo el Valle del Cauca, S del Chocó y Eje Cafete

4 Fallas del borde llanero, Huila aprox. 33 - 60 km

## 6.2.4 Daños por sismos en la zona de estudio.

A partir de 1979 todos los sismos con daños en Cali, han tenido efectos concentrados en la zona de estudio (exceptuando el último del 14 de mayo de 1999 que tuvo epicentro y daños confinados en el Corregimiento La Buitrera del área rural del municipio); afectando a diversos tipos de edificaciones, casas y edificios altos, y en éstos últimos afectando diferentes pisos.

Los parámetros principales y la fuente sismogénica asociada, de los sismos con daños en el área de estudio se incluyen en la Tabla 3. Toda la información presentada está basada en el Catálogo Macrosísmico (Anexo A).

**Tabla 8.** Sismos con daños en la zona de estudio y sus fuentes sismógenicas

ID	año:mes:día	Hora LT	Prof.	ММ	Mag.	Tipo	Ν	W	Fuente	Dist. a Cali
1	1925:06:07	18:41	170	VII-VIII	6.8	Ms	3	78	2	172
2	1967:02:09	10:24	36	VII	6.3	Mb	2.95	74.83	4	190
3	1979:11:23	18:40	105	VII	6.3	Mb	4.81	76.203	3	154
4	1979:12:12	2:59	24	VI	6.4	Ms	1.598	69.355	2	371
5	1991:11:19	17:28	33		6,0	Mb	4.8	77.4	2	165
6	1992:10:18	15:11	10		6,6	Mb	7,07	76.86	1	407
7	1994:06:06	15:47	12		5,9	Mb	2.91	76.065	1	85
8	1995:02:08	13:40	70		6,4	Mw	4.069	76.633	3	72
9	1995:08:19	16:43	118		4,7	Mb	4.093	75.738	3	190
10	1997:09:02	07:13	203		6,7	Mb	4.017	75.717	3	185
11	1997:12:11	02:56	170		6,2	Mb	4.017	75.9	3	92

Convenciones: LT = hora local, Prof.: profundidad, Mag.: magnitud, N: coordenada N W: coordenada W, Dist. a Cali: distancia a Cali

Fuente : fuente sismogénica:

- 1 Falla cortical superficial
- 2 Zona de subudcción (superficie frente al Litoral Pacífico)

Zona de Wadati Benioff (60 a 200 km, bajó el Valle del Cauca, sur del

- 3 Chocó y Eje Cafetero)
- 4 Fallas del borde llanero, Huila aprox. 33 60 km

Según el inventario de edificaciones dañadas por sismos en Cali, 1566-2001 (Anexo A, III) se puede ver que la frecuencia de efectos en la zona de estudio es mayor que en otras parte de la ciudad desde 1979 hasta la fecha; periodo en el cual no han ocurrido sismos fuertes. Para los primeros cuatro siglos hay un déficit de información detallada de edificaciones afectadas o destruidas. La localización de las edificaciones (afectadas o destruidas) se ha representado sobre en mapa de la ciudad (Figura 6) según tres periodos:

(1) los efectos por sismos durante los 4 primeros siglos desde la fundación, efectos que naturalmente se restringen a la zona construida correspondiente con el Cali Viejo;

(2) afectación por los sismo desde 1900 hasta 1979, y finalmente

(3) daños desde 1979 hasta la fecha; que como se puede ver se encuentran concentrados en la Zona de Estudio.

La Figura 30 corresponde a un detalle de la figura anterior para el área de estudio, donde se han incluido los nombres de las edificaciones afectadas. De la figura se observa claramente que los daños están al W de la calle novena, coincidiendo con barrios de mayor concentración de edificios altos; mientras que en la zona de estudio al E de la novena predominan casas de dos plantas y conjuntos residenciales de edificios de 4 plantas.

Un análisis de los datos de la tabla del Anexo A, III arroja que las edificaciones con daños en la zona de estudio tienen la siguiente distribución, según el número de pisos: 35% más de 10 pisos, 35% entre 5 y 10 pisos, y 30% casas o edificios de 1 a 4 pisos.



Figura 29. Distribución de daños por sismos en Cali.



Figura 30. Distribución de daños por sismos en la Zona de Estudio.

## 7. GEOFÍSICA APLICADA Y MÉTODOS

La investigación geofísica es definida como un método para deducir las condiciones del subsuelo a través de la observación de fenómenos físicos, bien sea naturales o artificiales, directa o indirectamente relacionados con la estructura geológica del subsuelo (p. ej. Imai, 1975). Originalmente fue desarrollada como un método efectivo para la prospección del petróleo y otros depósitos de minerales.

Después de la segunda guerra mundial se empezó a utilizar para estudiar terrenos montañosos (rocosos) para la construcción de represas y túneles. En la década 1970, se empezó a aplicar la geofísica para el estudio de suelos blandos, en el campo de la ingeniería, en áreas aluviales y depósitos sedimentarios. Actualmente el método es empleado para investigar además de los recursos minerales la estructura geológica superficial de los suelos y tiene aplicaciones específicas en el campo de la ingeniería civil.

Los métodos geofísicos generales que actualmente se usan en la ingeniería civil se incluyen en la Tabla 9.

Prospección	Método	Fenómeno físico	Propiedades físicas	Aplicación
en:		observado	obtenidas	
	Prospección	Ondas elásticas	Velocidad de las ondas	Estructura y
	Sísmica		elásticas	características
	(reflexión,			dinámicas del subsuelo
	refracción y			
	medición de			
icie	microtrepidaciones).			
erf	Prospección sónica	Reflexión de las ondas	Impedancia acústica	Estructura del subsuelo
dn		de sonido		(área marina)
05	Prospección eléctrica	Corriente terrestre	Potencial espontáneo y	Estructura del suelo y de
		eléctrica	Resistividad	aguas subterráneas
	Microgravimetría	Gravedad terrestre	Gravedad	Ubicación de fallas,
				fracturas, ubicación de
				cavidades
	Sondeo de velocidad	Ondas elásticas	Velocidad de las ondas	Estructura y
	(borehole, downhole,		elásticas	características
	uphole)			dinámicas del subsuelo
	Sondeo PS	Ondas elásticas	Velocidad de las ondas	Estructura y
ad			elásticas	características
did				dinámicas del subsuelo
lin	Sondeo de reflexión	Reflexión de las ondas	Impedancia acústica	Dureza y grietas en el
rot		de sonido		subsuelo
<u>ц</u>	Prospección eléctrica	Corriente eléctrica de la	Potencial espontáneo,	Estructura del suelo y de
		tierra	resistividad específica	aguas subterráneas
	Sondeo radioactivo	Intensidad de los rayos	Densidad y contenido de	Propiedades de los
		radioactivos	humedad	suelos
	1	Modificado a	partir de Imai (1975) comple	mentado con Sarria (1996)

## Tabla 9. Métodos geofísicos usados en ingeniería civil.

La tabla es una aproximación general a los métodos empleados en los campos de la ingeniería civil y la construcción, exceptuando los métodos de prospección magnética que se emplean en otros campos.

Para propósitos de la ingeniería civil son muy usados los métodos de refracción y reflexión sísmica, down-hole y microtrepidaciones. Los tres primeros hacen parte de los métodos activos que requieren de una fuente artificial generadora de ondas sísmicas, y el de microtrepidaciones se clasifica dentro de los pasivos ya que se limita a registrar las vibraciones a las que están sometidos permanentemente los depósitos de suelo y roca.

La refracción sísmica está basada en la observación de los tiempos de llegada de los primeros movimientos del terreno en diversos sitios, generados por una fuente de energía específica en un sitio determinado. Los movimientos posteriores son descartados. De tal manera, el conjunto de datos obtenido en los experimentos consiste de series de tiempo *versus* distancia. Estas series son interpretadas en términos de la profundidad a interfaces entre capas de suelo y de las velocidades de propagación de la onda P en cada capa. Estas velocidades están controladas por los parámetros elásticos que describen el material.

En los experimentos de reflexión, el análisis está basado en la energía de las vibraciones después de iniciado el movimiento del suelo. Específicamente se concentra en los movimientos del terreno inducidos por la reflexión de las ondas, en las diferentes interfaces de capas, que han sido generadas en un sitio específico. En la reflexión se extrae información del subsuelo estudiando la amplitud y forma de los movimientos del terreno. A continuación una comparación entre ambos métodos (Tabla 10).

Refracción	Reflexión
Ventajas	Desventajas
Utiliza menos geófonos y menos fuentes de generación. Esto	Requiere mas geófonos y mas fuentes de generacion de
hace mas barato la adquisición de los equipos.	ondas para producir una imagen del interior de la tierra. Esto
	hace mas caro la adquisición de los equipos.
El procesamiento es muy corto, solo requiere aplicar	El procesamiento en computador es mas complejo, requiere
adecuados filtros a la señales para leer mejor los tiempos de	hardware especializado y experiencia.
llegada de la onda P.	
Del sismograma registrado en cada punto de observación solo	Requiere analizar el sismograma completo.
se requiere leer el tiempo de llegada de la onda P	
Como se utiliza solo una parte del sismograma los modelos	Debido a las grandes cantidades de información registrada
desarrollados y las interpretaciones no son muy complicadas.	que debe ser usada, hay mayor complejidad en la

 Tabla 10. Ventajas y desventajas de la refracción y reflexión sísmica

Refracción	Reflexión
	interpretación de la propagación de la ondas. Adicionalmente
	se presenta un mayor grado de complejidad por las
	suposiciones que se hacen.
Desventajas	Ventajas
Requiere tendidos sísmicos relativamente largos.	Requiere tendidos mas cortos.
Solamente funciona cuando la velocidad incrementa con la	Funciona independiente de la velocidad de propagación de
profundidad.	las ondas en profundidad.
Generalmente se interpreta en términos de capas. Éstas	Se interpreta en términos de estructuras geológicas mas
pueden tener inclinación y rugosidad.	complejas.
Como solo usa una parte del sismograma, el resto de	No se desperdicia nada.
información se desperdicia-	
El modelo del suelo es construido a partir de los primeros	El modelo del suelo es construido directamente con las
tiempos de llegada.	observaciones adquiridas.
	Modificado a partir de Boyd, 1999.

En el método de down-hole se produce una excitación en la superficie y se recoge la respuesta a diferentes profundidades dentro de un sondeo. Esto permite ver las variaciones de la velocidad de la onda P en profundidad.

Las microtrepidaciones, vibraciones a las que están sometidos los estratos de suelo, han sido utilizadas desde mediados de 1950 para el estudio de los periodos de vibración de suelo. Requieren de un solo sitio de observación donde se registran las microtrepidaciones. Los análisis de las señales son principalmente de sus contenidos frecuenciales.

# 8. REFRACCIÓN SÍSMICA

## 8.1 DESCRIPCIÓN GENERAL

Dentro de los métodos sísmicos de la geofísica aplicada se encuentran los de refracción y reflexión sísmica. En estos métodos se mide el tiempo de propagación de las ondas elásticas, transcurrido entre un sitio donde se generan ondas sísmicas y la llegada de éstas a diferentes puntos de observación. Para esto se disponen una serie de **sensores** en línea recta a distancias conocidas, formando lo que se conoce como **tendido sísmico** o **línea de refracción** - o reflexión - sísmica.

A una distancia conocida del extremo del tendido, en el **punto de disparo**, se generan ondas sísmicas, - con la ayuda de un martillo o por la detonación de explosivos -, las cuales inducen vibraciones en el terreno que son detectadas por cada uno de los sensores en el tendido.

El equipo básico consiste de los sensores; la **unidad de adquisición**, en donde se almacenan los movimientos del terreno detectados por cada sensor; los **cables de conexión** entre los sensores y la unidad de adquisición; el **cable del** *trigger*, que se encarga de marcar el momento de inicio de registro en la unidad de adquisición.

Los registros de cada sensor tienen información de los movimientos del terreno en función del tiempo y son conocidos como **sismogramas**. Estos son analizados en la refracción sísmica para obtener el tiempo de llegada de las primeras ondas a cada sensor desde el punto de disparo, y en la reflexión para obtener información de las ondas que son reflejadas en las diferentes interfaces de suelo, para lo cual es estudiado el sismograma completo.

Como se verá más adelante una de las aplicaciones del método de refracción sísmica en la ingeniería civil es la determinación de la profundidad al basamento. Con este fin fue aplicado este método en este trabajo de grado en la zona de tesis.

### 8.1.1 Aplicaciones en la Ingeniería Civil.

La aplicación mas común de la refracción sísmica en la ingeniería civil es para la determinación de la profundidad a basamento en los proyectos de construcción de represas y grandes hidroeléctricas, y para la determinación de las condiciones (meteorización, fracturación) y competencia de la roca en donde se asentarán las estructuras, así como por donde se realizarán los túneles. También es muy útil para detección de fallas geológicas.

En el caso de contextos urbanos la refracción resulta útil para la determinación de la profundidad a basamento y el perfil de velocidades de onda P y S; y para la extrapolación lateral de perforaciones puntuales de suelos.

El método utiliza la llegada de las primeras ondas a los géofonos, ondas P, pero como también las llegadas de las ondas S, de tal manera que se pueden determinar la relación de Poisson y otros módulos dinámicos.

Sarria (1996) enuncia otras potenciales aplicaciones del método: a) utilización del ruido sísmico para determinar el módulo dinámico G en masas de arcilla; b) evaluación del amortiguamiento; c) evaluación de los límites de Atterberg; d)

determinación de módulos E y G en mecánica de rocas; e) explotación de canteras; f) ubicación de sondeos en roca y g) para determinar la capacidad de carga de los pilotes.

## 8.1.2 Alcances y limitaciones del método.

En términos de la Ingeniería Civil, y el estudio dinámico de los suelos los alcances y limitaciones del método serían los siguientes:

## Alcances.

- Detecta variaciones tanto en profundidad como en la horizontal de la velocidad de la onda P ( y de la S).
- Permite la detección de la profundidad a basamento y de su relieve, dependiendo de variables como longitud del tendido, energía de la fuente sísmica, velocidades de los suelos.

## Limitaciones.

- Sólo funciona cuando la velocidad de propagación de las ondas aumenta con la profundidad. En el caso de suelos con capas intermedias de menor velocidad el método arrojaría resultados erróneos.
- Para el caso de aplicaciones urbanas de la Ingeniería Civil, el Método de Refracción Sísmica está limitado por la disponibilidad de zonas descubiertas con suficiente extensión. La longitud del tendido en superficie está directamente relacionada con el alcance de la exploración en profundidad.

## 8.2 PROPAGACIÓN Y TRAYECTORIA DE LAS ONDAS

Cuando se generan ondas sísmicas, a partir de golpes en el suelo con una porra, o con explosiones de pólvora, éstas incluyen tanto ondas sísmicas internas, -Primarias y Secundarias -, como superficiales ondas - Love y Rayleigh -. Las ondas P, también conocidas como ondas longitudinales, son las de mayor interés en la refracción sísmica.

Las leyes que rigen la propagación y la trayectoria de las ondas sísmicas en la refracción, son las mismas que se utilizan en óptica:

- (1) Principio de Huygens.
- (2) Principio de Fermat, y
- (3) Ley de refracción (o de Snell),

las cuales fueron explicadas en el Marco Teórico, Capítulo 3. A continuación solamente se retoma y amplia el concepto de la Ley de refracción.

## Ley de refracción.

Como consecuencia del Principio de Huygens y/o del principio de Fermat, la Ley de refracción dice que el seno del ángulo incidente es al seno del ángulo de refracción como la velocidad de la onda incidente es a la velocidad de la correspondiente onda refractada.

Para explicar la trayectoria de las ondas en el método de la Refracción sísmica, consideremos un medio, con velocidad C1, que suprayace un medio semiinfinito, con velocidad C2, mayor que C1 (Figura 31). Una vez se han generado las ondas en el punto de disparo, éstas empiezan a viajar por el medio superior conformando unos **frentes de onda** en el espacio.



Figura 31. Modelo de dos capas, la inferior de mayor velocidad

Al hacer un corte vertical por el punto de disparo, el frente de ondas luciría como se ilustra (Figura 32-a). Dicho frente se conocen como frente de **ondas directas**. En la parte b) de la Figura 32 el frente de ondas se ha encontrado con el límite de los medios y ocurren las primeras refracciones hacia la capa inferior. En la parte c), ha pasado mas tiempo y se pueden observar claramente 3 frentes de onda: **1.** de las ondas directas; **2.** de las ondas refractadas hacia la capa inferior, y **3.** de las reflejadas hacia la capa superior. Al observar en detalle puede identificarse un cuarto frente de ondas. El frente de ondas refractado hacia la capa inferior, no tiene una curvatura constante, de tal manera que corresponde a dos frentes de onda, el que se refracta hacia abajo, y el que se refracta hacia la capa superior. Como se puede observar, este frente de ondas está mas alejado del punto disparo que el frente de ondas directas en la primera capa, por lo que llegará mas rápido a los geófonos donde aún no había llegado el frente de ondas directas.

En la parte d), de la figura, ha pasado aún mas tiempo desde el momento de disparo, y los 4 frentes de onda se diferencian claramente.



Figura 32. Propagación de las ondas en un medio de dos capas

El frente de ondas refractadas hacia el medio superior se genera cuando los rayos provenientes de la fuente alcanzan en ángulo crítico,  $i_c$ , la interfaz entre los medios. Como se explicó en el Marco Teórico, Capítulo 3, el ángulo refractado tiene 90° con respecto a la normal, de tal manera que el  $sen(i_2) = sen(90) = 1$ .

La refracción a 90° del ángulo crítico, ilustrada en la Figura 33, implica que las ondas no se propagan por la capa inferior, sino por el contacto entra ambas capas – es decir por la superficie de refracción - con la velocidad  $v^2$  de la capa inferior, siguiendo la ley de los recorridos mínimos o Principio de Fermat (p. ej. Boyd, 1999; Masuda, 1983).



**Figura 33.** Ángulo crítico de refracción  $i_c$ .

## Fenómenos en la propagación.

Cuando el medio en que se propagan las ondas sísmicas no es homogéneo, se producen los fenómenos de difracción, dispersión y *scattering* (p. ej. Cantos, 1973).

**Difracción**. Desvío de los rayos, en cierta extensión, ocurrido cuando se limita parte del frente de ondas (e. g. Tipler, 1990).

**Dispersión**. Es la variación de la velocidad de una onda con el cambio de frecuencia. En un medio elástico homogéneo no hay dispersión, pero si la hay en un medio imperfectamente elástico como en la tierra. En refracción sísmica no hay evidencia de que exista dispersión apreciable (p. ej. Cantos, 1973), excepto cuando se usan explosivos en inmediaciones de la explosión.

*Scattering*. Corresponde a la formación de pequeñas ondas que propagan la energía en todas las direcciones. Se produce cuando un frente de ondas choca

con partículas libres u objetos pequeños comparados con su longitud de onda. Este fenómeno no es mayor para frecuencias altas. Parte de lo que se considera "ruido" en un registro puede deberse a este fenómeno ya que produce energía distribuida al azar en superficie (p. ej. Cantos, 1973).

La disminución de la energía sísmica con la distancia, causada por los tres fenómenos explicados anteriormente, va acompañada de pérdidas debidas a la absorción de la energía, produciendo **amortiguamiento**. Cuando el impulso sísmico viaja a través de las diferentes capas las altas frecuencias son absorbidas mas rápidamente que las bajas frecuencias.

## 8.3 EQUIPO DE MEDICIÓN

Las componentes del equipo de medición de refracción sísmica son (Figura 34):

- Fuente de generación de ondas sísmicas.
- Detección de los movimientos del terreno.
- Adquisición y almacenamiento.



Figura 34. Esquema general del equipo de refracción sísmica.

## Fuente de generación de ondas.

Las ondas que se utilizan en refracción son generadas por una perturbación artificial instantánea, que se conoce como **impulso sísmico**. Lo que se busca con éste es generar el tipo de ondas sísmicas (de volumen y superficiales), producidas por un único "evento" de duración "instantánea", para que no haya superposición de ondas (de diferentes eventos) en los movimientos del terreno detectados por los geófonos.

Para esto se buscan fuentes de generación que se puedan controlar en términos del tiempo de inicio y localización (p. ej. Jakosky, 1950; Cantos, 1980). Existen tres tipos:

- Fuentes de impacto. Generalmente martillos o porras. Como la energía transmitida al suelo por este tipo de fuente no es muy grande, se apilan varias decenas de golpes para modelar mejor las llegadas y suprimir el ruido. También se utilizan otros medios mecánicos, por ejemplo dejando caer un gran peso de una altura de 2 3 metros. La energía asociada con cada uno de los golpes depende la energía cinética (E) que relaciona la masa del martillo (m) y la velocidad aplicada al martillo (v), obteniendo E = m\*v<sup>2</sup>.
- Cargas explosivas. De mayor energía, son usadas especialmente para prospección petrolera. La explosión puede ocurrir en un tiempo de micro a milisegundos, dependiendo de la naturaleza y cantidad del explosivo y, del material que rodea sitio de explosión (p. ej. Cantos, 1980).
- **Disparos**. Se utilizan balas o cartuchos de fogueo. La energía es mayor que la generada por martillo.

## Detección de los movimientos del terreno.

A través de geófonos de una componente vertical, el movimiento del terreno es observado en diferentes puntos a lo largo del tendido de refracción sísmica. Actualmente se usan 12, 24 ó 48 geófonos. Estos sensores exigen mayor resistencia mecánica<sup>15</sup> que aquellos usados en la sismología tradicional (p. ej. Jakosky, 1950) debido a que en refracción se requiere geófonos con frecuencias naturales de vibración mucho mayores, entre 8 y 40 Hz.

#### Adquisición y almacenamiento.

Las partes que componen el equipo de adquisición y almacenamiento son:

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup> La resistencia mecánica depende de la masa y de la constante de rigidez del sistema mecánico del sensor.

- Unidad de apilamiento y digitalización. Corresponde a la unidad donde se adquiere, digitaliza y procesan los datos. Tiene puertos especializados para recibir las señales enviadas por los geófonos; a cada geófono le corresponde un canal y sus señales son filtradas y digitalizadas de acuerdo con las opciones definidas por el usuario.
- Cables sísmicos. Comúnmente se usan dos cables para conectar en cada uno la mitad de los geófonos. Cada cable contiene a su vez cableado para llevar la señal de cada geófono a la unidad de adquisición; cada uno de estos se llama canal.
- "Trigger". Cable conectado apropiadamente a la fuente sísmica, de tal manera que en el instante en que se golpea el suelo con el martillo o cuando la carga explosiva es detonada, el sistema de registro empieza a grabar.

## 8.4 CURVAS TIEMPO-DISTANCIA

Las curvas tiempo distancia se construyen con los tiempos de llegada de las ondas P a cada uno de los sensores, y la distancia de cada sensor al punto de disparo.

Los tiempos de llegada pueden ser leídos directamente en la pantalla de la unidad de adquisición, (o de una impresión realizada desde dicha unidad); o en la computadora, a través de un software especializado, una vez los datos hayan sido transferidos de la unidad de adquisición al computador. El conjunto de registros (del total de geófonos) como se pueden apreciar en una impresión realizada desde la unidad de adquisición, son mostrados en la Figura 35.

Para tener información mas detallada del subsuelo a analizar, se realizan tendidos de refracción conjugados, llamados tendido directo, reverso e intermedio. En el primero el punto de disparo se ubica en un extremo del tendido a una distancia conocida, mientras que en el segundo el punto de disparo se ubica al otro extremo del tendido; en el tendido intermedio, el punto de disparo

es colocado usualmente hacia el centro del tendido. Cuando se van a estudiar terrenos muy extensos, o cuando se necesita información muy detallada, se acostumbra hacer tendidos traslapados que permiten modelar mejor la topografía de las discontinuidades.



Figura 35. Registro típico de los sismogramas

Las curvas de diferentes puntos de disparo (p. ej. directo, reverso) de un mismo tendido se dibujan sobre una misma gráfica como se ilustra a continuación (Figura 36).



Figura 36. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso

Cuando se realizan tendidos de refracción traslapados, las curvas tiempo – distancia también se dibujan en relación con el traslape de los tendidos.

La distancia crítica<sup>16</sup>  $x_c$ , es aquella medida entre el punto disparo y el sitio donde emerge la primera onda refractada en superficie. Dependiendo de las velocidades de la capa superior, y del refractor – o capa inferior -, y de la profundidad a éste, la distancia crítica puede ser o nó menor que la longitud del tendido en observación.

En la Figura 37 se muestra la relación entre el contraste de velocidades de la primera capa  $v_1$  y del refractor  $v_2$ , versus la relación entre la distancia crítica  $x_c$  y la profundidad *h*.



Figura 37. Relación entre la distancia crítica y la profundidad

<sup>&</sup>lt;sup>16</sup> Conocida en inglés como *cross over distance* 

A medida que aumenta la relación v2/v1 la relación  $x_c/h$  disminuye. Como regla práctica, las longitudes de los tendidos de refracción deben ser mayores que el doble de la profundidad al refractor para observar refracciones sin interferencias indebidas de las ondas P originales (Sheriff & Geldart , 1991).

## 8.5 SUPOSICIONES DEL MÉTODO

La parte de la física que trata los rayos como líneas es llamada óptica geométrica, y está basada en las siguientes suposiciones (p. ej. Masuda, 1981):

- a) Los rayos viajan en líneas rectas por el vacío o por un medio homogéneo.
- b) En el caso hipotético que un rayo se devolviera, lo haria siguiendo la misma trayectoria hasta llegar al punto de origen.
- c) No hay interacción entre rayos. Los rayos pueden avanzar independientemente.
- d) Los rayos siguen las leyes de la reflexión y refracción.

Las ondas sísmicas se propagan como un conjunto de rayos a través de las rocas, los suelos, o la litosfera en general. La suposición general del método de refracción sísmica es:

 Las velocidades aumentan con la profundidad: el método no permite identificar capas o estratos de suelo con velocidades inferiores a la superior ("inversiones de velocidad").

#### 8.6 PRINCIPIOS GENERALES DE INTERPRETACIÓN EN REFRACCIÓN

Una vez construidas las curvas tiempo-distancia (t-x) se procede a su interpretación. La tarea principal es identificar las secciones de las curvas que pertenecen a un mismo refractor. El conjunto de puntos que pertenecen a un refractor conforma lo que se conoce como **dromocrona**. La identificación de las dromocronas es la parte más importante de la interpretación de los datos de

refracción sísmica. Hay algunas características del subsuelo que se pueden prestar para malas interpretaciones, a saber:

- Un cambio de pendiente del curva T-x no significa necesariamente un cambio de refractor, sino que puede significar un cambio de pendiente del primer refractor. (p. ej. Cantos, 1989).
- Cuando existe un estrato o una capa delgada de suelo cuya velocidad es menor que la de la capa superior, no hay refracción crítica, de tal manera que no habría indicios de su presencia en las primeras llegadas en cada punto de la línea de sísmica. ( p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:282).
- Cuando existe una capa demasiado delgada, a pesar de tener velocidades mayores no alcanza a producir primeros arribos por el hecho mismo de ser tan delgada (p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:283, Sarria, 1996).

Hay 5 principios (y/o leyes) generales que conforman la base para la interpretación de un conjunto de datos de refracción sísmica. Dichos principios que se explican a continuación:

- 1. Leyes de Snell.
- 2. Ley de las velocidades aparentes.
- 3. Principios de reciprocidad.
- 4. Principio del tiempo de intercepto en el origen.
- 5. Principio de paralelismo.

Debido a que el primero fue explicado ampliamente en el Marco Teórico Capítulo 3 a continuación se explican los otros cuatro.

## 8.6.1 Ley de las velocidades aparentes.

La ley de las velocidades aparentes dice que la velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del suelo es igual al cociente entre la velocidad superficial y el seno del ángulo de emergencia, tomados ambos en dicho punto. Donde el ángulo de emergencia es formado por la onda emergente con la superficie (p. ej. Cantos, 1973).

Sea un corte vertical del terreno (Figura 38) y un frente de ondas *GL* llegando a la superficie en *G*. Considérese dos rayos infinitamente próximos llegando a dos geófonos *G* y *G*' separados una distancia  $\Delta x$ . Sean *GA* y *G'B* los tiempos de llegada. La velocidad con que aparente transmitirse los rayos *G* y *G*'será $V_a = \frac{\Delta x}{\Delta t}$ ; consideremos adicionalmente que el frente de ondas se desplaza de *L* a *G*'con su velocidad superficial  $V_0$ , donde  $\frac{\Delta s}{\Delta t} = V_0$  y como  $\Delta s = \Delta x * sen(\theta_0)$ , se obtiene la velocidad aparente  $V_a$ :

$$V_{a} = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\Delta s}{sen(\theta_{0}) * \Delta t} = \frac{V_{0}}{sen(\theta_{0})} \quad \text{con} \quad V_{a} > V_{0}$$

La velocidad aparente en el punto A, será la tangente a la dromocrona AB en el punto A, ya que  $V_a = \lim \frac{\Delta x}{\Delta t}$ , *cuando* $\Delta t \rightarrow 0$  teniendo finalmente que:

$$V_a = \frac{dx}{dt}$$

#### 8.6.2 Principio de reciprocidad.

Este principio establece que el tiempo de propagación de una onda sísmica del un punto A al B, es el mismo que el de B hacia A. Esto es una consecuencia directa del Principio de Fermat, o del recorrido de tiempo mínimo. (Cantos, 1980).

Sea la Figura 39 en donde se han considerado dos refractores. Por el principio de reciprocidad la prolongación de las dromocronas de un mismo refractor generadas por puntos de disparo conjugados, por ejemplo dromocrona H-I y K-J, deben interceptar el eje del tiempo en un mismo valor, es decir T1d=T1a.



Figura 38. Ley de las velocidades aparentes.



Figura 39. Principio de reciprocidad

#### 8.6.3 Principio del intercepto en el origen.

Sea un refractor inclinado (Figura 40) y supóngase que desde la superficie se efectúan dos tiros en O y que se registran las ondas en dos puntos A y D; el principio del tiempo de intercepto en el origen dice que si se prolongan las dromocronas a y d hasta que cortan el eje de tiempo Ot los tiempos de intercepto en el origen son iguales (Cantos, 1973).



Figura 40. Tiempo de intercepto en el origen.

#### 8.6.4 Principio de paralelismo.

Este principio permite deducir las dromocronas relacionadas con puntos de disparo intermedios entre dos puntos de disparo en los extremos del tendido; o deducir una dromocrona con un punto de disparo por fuera (alejado) de dos puntos de disparo complementarios (normal y reverso). Este principio funciona idealmente para refractores horizontales o inclinados planos; en el caso de refractores cóncavos, por ejemplo hacia arriba para distancias cortas las ondas

viajaran por la superficie del refractor, pero para distancias largas viajaran (más rápido) por dentro del refractor. (Siguiendo el Principio de Fermat).

Según la Figura 41a) la dromocrona intermedia  $O_1HE'$  se puede deducir por simple paralelas de las dos dromocronas complementarias *ODE* y *O*'*FG* a partir del punto de supuesto disparo  $O_1$  (Cantos, 1973).



Figura 41. Aplicación del principio de paralelismo.

## 8.7 METODOLOGÍAS DE CÁLCULO

De las suposiciones generales del método y de los principios y leyes se derivan los métodos de análisis de las dromocronas identificadas. Los métodos más comunes son: tiempos de intercepto, velocidades aparentes, frentes de onda, tiempos de retardo y trazado de rayos.

Estos métodos están completamente desarrollados y documentados en diversos libros de geofísica aplicada (p. ej. Jakosky, 1950; Cantos, 1973; Masuda, 1983; Sarria, 1996), y algunos de ellos han sido implementados en diversos programas de computador para agilizar los cálculos.

En general, los métodos de interpretación y cálculo en refracción sísmica se diferencian por las suposiciones que implican y los modelos de suelo que estudian, así como por sus capacidades de aproximarse mejor a la topografía real de los refractores y al perfil de velocidades.

A continuación se describen brevemente los métodos.

## 8.7.1 Tiempos de intercepto.

Las ondas originadas en el punto de disparo una vez refractadas en los contactos de los medios, determinan los tiempos de llegada de las ondas en los geófonos en superficie. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración de las ondas. De la curva t-x, el método utiliza la pendiente de las dromocronas para calcular la velocidad de los refractores; y los tiempos de intercepto de las dromocronas con el eje del tiempo para calcular las profundidades. Este método es usado para modelos de un refractor plano o múltiples refractores planos.

## 8.7.2 Velocidades aparentes.

Basándose en el principio de las velocidades aparentes, este método permite la identificación de velocidades y profundidades para modelos con capas inclinadas paralelas, utiliza los tiempos de intercepto en el origen de un tendido directo y de su reverso.

El método supone que la velocidad de cada uno de los estratos es constante (medios homogéneos) y que la pendiente del refractor también lo es.

### 8.7.3 Frentes de onda.

El método de los frentes de onda es una extensión del Principio de Huygens. Este método es muy apropiado para describir refractores ondulados.

Es un método gráfico que se apoya en el trazado de frentes de onda provenientes de puntos de disparo conjugados de tal manera que se pueda definir un punto intermedio en el refractor, tal que la suma de los tiempos de viaje, entre los puntos de disparo hasta los puntos de emergencia de las ondas refractadas desde el punto intermedio, sea igual al tiempo total de viaje entre los puntos de disparo conjugados.

#### 8.7.4 Tiempos de retardo.

Este es un método útil en el caso de refractores con topografías que no son muy accidentadas, o que presentan muchas curvaturas.

Utiliza la definición del tiempo de retardo como la diferencia entre el tiempo que requiere la onda para recorrer la trayectoria ente el punto de disparo y el refractor, con el ángulo crítico dentro del medio superior y con su propia velocidad, v1, y el tiempo requerido por las misma onda para recorrer la proyección de esa misma trayectoria, pero con velocidad de refractor v2.

## 8.7.5 Trazado de rayos.

Para modelos geológicos complejos, de múltiples capas con refractores de topografía irregular, el uso de las computadoras para el cálculo y análisis de las curvas t-x se ha vuelto estratégico en los últimos años.

El método mas implementado en los programas especializados de computador es el trazado de rayos. Éste es un método interactivo e iterativo que debe partir de un modelo de capas - velocidades y profundidades determinadas - calculado a partir de algunos de los métodos mencionados anteriormente – por ejemplo tiempo de retardo -, para empezar a calcular diferentes modelos a partir del trazado de rayos sísmicos desde los puntos de disparo.

## 8.7.6 Cuadro comparativo.

En la siguiente página (Tabla 11), se incluye una comparación de los métodos anteriormente descritos.

## 8.8 MÉTODOS APLICADOS EN EL PROYECTO

En este proyecto de grado, se utilizaron los métodos de Velocidades aparentes y Tiempos de intercepto vs "Ray front" o "Ray tracing", debido a que se consideró necesario disponer solamente de las profundidades promedias al refractor y de sus velocidades promedio.

En § 8.8.1 y 8.8.2, a continuación, se explican los planteamientos de cada uno de los métodos. En el § 8.8.3 se explican brevemente una metodología para calcular las profundidades mínimas de exploración cuando no se ha encontrado refractor.

## 8.8.1 Tiempos de intercepto.

Las ondas originadas en el punto de disparo que se refractan en los contactos de los medios, o capas de suelo, determinan los tiempos de las primeras llegadas en los geófonos en superficie. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración; dicho incremento se emplea para determinar la profundidad de los estratos.

Método 🛋	Tiempos de	Velocidades aparentes	Tiempos de	Frentes de onda
Característica	intercepto		retardo	
Principio o Ley	Tiempos de intercepto	Velocidades aparentes; Velocidades crecientes con la profundidad.	Principio de Fermat	Huygens; Velocidades aparentes.
Suposiciones	Medios homogéneos; Velocidades crecientes con la profundidad.	Medios homogéneos; Velocidades crecientes con la profundidad.	Velocidades crecientes con la profundidad.	Velocidades crecientes con la profundidad.
Utilización	Capas planas	Capas con ángulos de inclinación no muy diferentes	Refractores con relieve poco pronunciado	Refractores con relieve; refractores fallados
Cálculos	Rápido	Rápido para dos refractores, programable en hoja de cálculo para mas.		Lentos; requiere trazado de los frentes de onda en cada punto
Profundidad a refractor (es)	Calculable para los puntos de disparo	Calculable para los puntos de disparo	Calculable para todos los geófonos	Calculable para todos los geófonos
Velocidades	Se calcula una velocidad para cada capa	Se calcula una velocidad para cada capa	Se calcula una velocidad en cada geófono	Se calcula una velocidad en cada geófono
Limitaciones	Inherentes a las suposiciones	Inherentes a las suposiciones	Los puntos bajo la vertical del geófono se encuentran desplazados en <i>x</i>	Inherentes a las suposiciones

#### Caso de dos estratos.

Este caso corresponde al de un medio con velocidad v1, que suprayace uno con velocidad v2, que corresponde a un espacio semi-infinito, separados por una superficie de contacto plana como se ilustra en la Figura 42. Sea  $i_c$  el ángulo de incidencia crítico de las ondas que se refractan.



Figura 42. Tiempos de intercepto: modelo de dos estratos planos

Las ondas generadas en un punto de disparo al extremo del tendido, punto A (Figura 42) generarán unos tiempo llegada primarios según el frente de ondas directas - del medio con velocidad v1- y del frente de ondas refractadas - del medio de velocidad v2-. La curva tiempo distancia relacionada se muestra en la Figura 43. El primer tramo corresponde a los tiempo de llegada de las ondas P directas y el segundo tramo a los tiempo de llegada de las ondas P refractadas.

En cada tramo, la pendiente corresponde al inverso de la velocidad v1 para la capa superior y v2 para la capa inferior. La proyección del primer tramo en el eje de las distancias se conoce como  $x_c$ , que es la distancia entre el punto de disparo y el sitio en superficie donde emerge la primera onda refractada, y  $t_o$ , es el tiempo transcurrido.



Figura 43. Tiempos de intercepto

En el segundo tramo los tiempos de llegada podrían relacionarse con el ángulo de incidencia crítico,  $i_c$ , y la velocidad de la capa en el espacio semi-infinito, v2.

El tiempo de viaje de la onda refractada desde el punto A hasta el punto D (Figura 44) es el siguiente (Sarria, 1996):

$$(t)_{ABCD} = tAB + tBC + tCD$$

Como la proyección vertical del rayo incidente crítico, AB, es igual al espesor de la primera capa, *h*, y la proyección horizontal es igual a  $h * tan(i_c)$  y como el tiempo de recorrido AB sería igual al CD, entonces:

$$tAB = tCD = \frac{h/\cos(i_c)}{v1}$$



Figura 44. Método del intercepto: geometría capas planas.

y el tiempo de recorrido BC sería:

$$tbC = \frac{x - 2 \cdot z1 \cdot \tan(i_c)}{v2}$$

donde x, es la distancia desde el punto de disparo (desde A).

De tal manera que el recorrido total estaría dado por la siguiente fórmula:

$$(t)_{ABCD} = \frac{\frac{2 h}{\cos(i_c)}}{v_1} + \frac{x - 2 * z_1 * \tan(i_c)}{v_2}$$

Aplicando la ley de Snell, se tiene que:

$$(t)_{ABCD} = \frac{\frac{2h}{\cos(i_c)}}{v1} + \frac{x}{v2}$$

Al hacer x = 0, en la gráfica de tiempo distancia (Figura 44) el tiempo sería el tiempo de intercepto  $t_a$ , de tal manera que:
$$h = \frac{1}{2} * t_0 * v1 * \cos(i_c)$$

Donde h es la profundidad por debajo del punto de disparo.

$$h = \frac{1}{2} * t_0 * v1 * \cos(sen^{-1}(\frac{v1}{v2}))$$

# Caso de varios estratos.

En el caso de varios estratos planos (Figura 45), la geometría de refracción de las ondas en los estratos mas profundos es un poco mas compleja, pero se basa en los principios expuestos para el caso de dos capas y sus resultados se presentan a continuación:

$$h1 = \frac{t_{i2} * v2}{2} * \cos\left[sen^{-1}(\frac{v1}{v2})\right]$$

$$h2 = \frac{v2}{A} * (t_{i3} - t_{i2}) * \cos\left[sen^{-1}(\frac{v1}{v3})\right] * \frac{1}{sen^{-1}(\frac{v1}{v2})}$$

$$h3 = \frac{v3}{B} * (t_{i4} - t_{i3}) * \left[\frac{\cos\left[sen^{-1}(\frac{v1}{v4})\right]}{\cos\left[sen^{-1}(\frac{v1}{v2})\right]} - C\right]$$

Donde A, B, y C están dados por:

$$A = 2 * \cos[sen^{-1}(\frac{v^2}{v^3}]],$$
  

$$B = 2 * \cos[sen^{-1}(\frac{v^3}{v^4}]],$$
  

$$C = \frac{2 * h^2}{v^2} * \cos[sen^{-1}(\frac{v^2}{v^4}]]$$



Figura 45. Modelos para tres refractores.

### 8.8.2 Velocidades aparentes.

Basándose en el principio de las velocidades aparentes, este método permite la identificación de velocidades y profundidades para modelos con capas inclinadas paralelas, utiliza los tiempos de intercepto en el origen de un tendido directo y de su reverso.

# Caso de un estrato inclinado.

Considérese un modelo de dos capas (Figura 46), la primera con velocidad  $v_1$  que suprayace sobre una capa de extensión semi-infinita. Las capas se encuentran separadas por un contacto inclinado plano de ángulo  $\alpha_2$  (Cantos, 1980).



Figura 46. Velocidades aparentes: modelo de un refractor.

Para describir el contacto, o superficie de refracción, basta con determinar las profundidades en dos puntos. Usualmente se calculan las profundidades debajo de los puntos de disparo de una línea sísmica directa y una reversa.

Las suposiciones del método son: que la velocidad de los estratos es constante (medios homogéneos) y que la pendiente del refractor también lo es.

$$tAD = \frac{AB}{v1} + \frac{BC}{v2} + \frac{CD}{v1}$$

Donde AB, BC y CD se definen asi:

$$AB = \frac{Z1}{\cos(i_c)}$$

$$CD = \frac{Z1}{\cos(i_c)} = \frac{Z1 - AD * sens(\alpha_2)}{\cos(i_c)}$$
  

$$BC = A'D' - A'B - CD' = AD * \cos(\alpha_2) - AB * sen(i_1) - CD * sen(i_1),$$
  
como  $i_1 = i_c \Longrightarrow sen(i_1) = \frac{v1}{v2}$  entonces

$$tAD = \frac{AB}{v_1} + \frac{AD * \cos(\alpha_2) - AB * sen(i_1)}{v_1} * sen(i_1) + \frac{CD}{v_1}$$
  

$$TAD = \frac{AB}{v_1} * (1 - sen^2(i_1) + \frac{CD}{v_1} * (1 - sen^2(i_1)) + \frac{AD * \cos(\alpha_2) * sen(i_1)}{v_1}$$
  

$$= \frac{Z1 * \cos^2(i_1)}{v_1 * \cos(i_1)} + \frac{Z1 - AD * sen(\alpha_2)}{v_1 * \cos(i_1)} * \cos^2(i_1) + \frac{AD * \cos(\alpha_2) * sen(i_1)}{v_1}$$
  

$$= 2 * \frac{Z_1 * \cos(i_1)}{v_1} + \frac{AD}{v_1} * sen(i_1 - \alpha_2)$$
  

$$= \frac{AD}{v_1} * sen(i_1 - \alpha_2) + 2 * \frac{Z1 * \cos(i_1)}{v_1}$$

La anterior es la ecuación total del tiempo recorrido entre A y D. Al analizarla para distancias x variables, que aumentan desde A hacia D, se tiene:

$$Tax = \frac{x}{v_1} * sen(i_1 - \alpha_2) + 2 * \frac{Z_1 * \cos(i_1)}{v_1}$$
[1]

En el caso de un disparo en D, el tiempo de D hacia A estaría dado por la siguiente fórmula:

$$Tdx = \frac{x}{v_1} * sen(i_1 + \alpha_2) + 2 * \frac{Z_1 * \cos(i_1)}{v_1}$$
[2]

Según se definió anteriormente, las velocidades aparentes para el sentido directo - de A hacia D -, como para el reverso - de D hacia A - están definidas por W = dx/dt correspondiente con la tangente en el punto de análisis (A ó D).

Las velocidades aparentes entonces, se pueden determinar en función de la  $V_1$ y del ángulo emergente en A =  $i_1 - \alpha_2$ y en D =  $i_1 + \alpha_2$  como se muestra a continuación:

Velocidad Aparente del estrato 1 en el sentido Ascendente =  $V_{1a} = \frac{v_1}{sen(i_1 - \alpha_2)}$ Velocidad Aparente del estrato 1 en el sentido Descendente =  $V_{1d} = \frac{v_1}{sen(i_1 + \alpha_2)}$ 

Ahora bien, sabiendo que los datos conocidos por interpretación de las dromocronas son  $V_1$ ,  $V_{a1}$ y  $V_{a2}$ , hay que definir el ángulo crítico  $i_1$  y la pendiente del refractor  $\alpha_2$  en términos de estas tres variables conocidas. Por lo tanto en las 2 ecuaciones anteriores se tendrían solo 2 incógnitas por resolver,  $i_1$  y  $\alpha_2$ . De tal manera que despejando y resolviendo se tiene que:

$$i_{1} = \frac{1}{2} * sen^{-1} \left[ \left( \frac{v_{1}}{v_{1d}} \right) + sen^{-1} \left( \frac{v_{1}}{v_{1a}} \right) \right]$$
$$\alpha = \frac{1}{2} * \left[ sen^{-1} \left( \frac{V_{1}}{V_{1d}} \right) - sen^{-1} \left( \frac{V_{1}}{V_{1a}} \right) \right]$$

Con base en la Ley de Snell para el ángulo crítico, se puede definir la velocidad del estrato 2, en términos de  $i_1$ o de  $\alpha_2$  así:

$$V_{2} = \frac{V_{1}}{sen(i_{1})}$$
$$V_{2} = 2 * \frac{V_{1a} * V_{1d}}{V_{1a} + V_{1d}} * \cos(\alpha_{1})$$

Dos datos adicionales son determinados por las dromocronas identificadas; estos son el tiempo de intercepto del refractor en los puntos disparo A y D, es decir, el tiempo ascendente  $t_{1a}$  y el tiempo descendente  $t_{1d}$ . Estos tiempos son iguales a los tiempos de las ecuaciones [1] y [2] (página anterior), cuando x = 0. De tal manera que despejando en cada ecuación en términos de *Z*1 y <*z*1 se tiene que :

$$Z1 = \frac{T_{1a} * V_1}{2 * \cos(i_1)}$$
$$z1 = \frac{T_{1d} * V_1}{2 * \cos(i_1)}$$

De tal manera que para obtener las profundidades verticales al refractor desde A y desde D, basta con calcular las proyecciones de Z1 y z1, así:

$$H1 = \frac{T_{1a} * V_1}{2 * \cos(i_1)} * \frac{1}{\cos(\alpha_1)}$$
$$h1 = \frac{T_{1d} * V_1}{2 * \cos(i_1)} * \frac{1}{\cos(\alpha_1)}$$

#### Caso de dos estratos inclinados.

El planteamiento geométrico para este caso, que se ilustra en la Figura 47 es similar al anterior, solo que requiere mayor manejo algebraico, de tal manera que se presentará solamente el plantemiento general de los tiempos de llegada en cada punto de disparo y las soluciones.



Figura 47. Velocidades aparentes: modelo para dos refractores inclinados.

El punto de partida para el cálculo de dos refractores inclinados, supone haber calculado previamente el ángulo de inclinación de la primera capa y las velocidades de la primera y la segunda. Se definen entonces los tiempos de viaje en el sentido ascendente del refractor 2 ( $T_{2a}$ ) y en el sentido descendente del mismo refractor ( $T_{2d}$ ), en función de la distancia *x*:

$$T_{2a} = \frac{x}{V_0} * sen(\beta_{21} - \alpha_2) + \frac{Z_1}{V_0} * \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos(\alpha_{21})} + \frac{Z_{22}}{V_1} * 2 * \cos(i_2)$$
$$T_{2d} = \frac{x}{V_0} * sen(\alpha_{21} - \alpha_2) + \frac{Z_1}{V_0} * \frac{\cos(\alpha_{21} + \beta_{21}) + 1}{\cos(\beta_{21})} + \frac{Z_{22}}{V_1}$$

Derivando las anteriores ecuaciones con respecto a x y aplicando la Ley de Snell se tiene que:

$$i_{2} = \frac{\gamma_{21} + \delta_{21}}{2}$$
$$\alpha_{2} = \frac{\gamma_{21} - \delta_{21}}{2}$$
$$V_{2} = \frac{V_{1}}{sen(i_{2})}$$

Al igual que en el caso de una sola capa al hacer x = 0,  $T_{2d}$  y  $T_{2a}$  serían los tiempos de intercepto en el origen. De tal manera que se puede despejar  $Z_{22}$  y  $z_{22}$  y luego reemplazarlas, igualando a H2 y h2, se obtienen las profundidades al refractor:

$$H_{2} = \frac{1}{\cos(\alpha_{2})} * \left[ Z_{1} * \frac{\cos(\alpha_{21} - \alpha_{3} + \alpha_{2})}{\cos(\alpha_{21})} + Z_{22} \right]$$

$$h_{2} = \frac{1}{\cos(\alpha_{2})} * \left[ z_{1} * \frac{\cos(\beta_{21} + \alpha_{3} - \alpha_{2})}{\cos(\beta_{21})} + z_{22} \right]$$

#### 8.8.3 Profundidad mínima.

En la literatura no existe explícitamente una metodología para calcular la profundidad mínima de exploración, cuando no se ha encontrado un refractor en los ensayos de refracción sísmica, para ésto se deben suponer:

- a) La distancia crítica igual a la distancia entre el punto de disparo y el punto de medición más lejano.
- b) La velocidad de propagación de las ondas P en el refractor supuesto.

El desarrollo y cálculo de la profundidad mínima se puede hacer por el método empleado para calcular las velocidades y profundidades previamente calculadas, bien sea por velocidades aparentes o tiempos de intercepto.

### 8.9 ESTUDIO DE LA VELOCIDAD DE LA ONDA S

De los ensayos de refracción sísmica se pueden obtener las velocidades de propagación no solamente de la onda P, sino de la onda S. Este método es muy útil en áreas donde existen rocas blandas, depósitos aluviales o suelos blandos, en los cuales pueden haber grandes variaciones entre las relaciones de la velocidad de las ondas P y S. Obtener la velocidad de propagación de las ondas S es muy importante para determinar las características elásticas del terreno.

El estudio o método de las ondas S, utiliza los mismos principios y métodos analíticos explicados anteriormente en este capítulo (donde se estudia el tiempo de llegada de las ondas P). La diferencia radica en el uso de sensores de componente horizontal los cuales registran mejor la llegada de las ondas SH, que no se registran bien en los sensores de componente vertical de análoga manera como los sensores de componente vertical registran mejor la llegada de las onda verticales de P.

Este método está sujeto a varias restricciones y limitaciones al aplicarlo, y no siempre proporciona los datos requeridos, de tal forma que otros métodos geofísicos como el PS *logging* se ha difundido mayormente (p. ej. Imai, 1975).

Las limitaciones del método están relacionadas con la energía necesaria en la fuente para que las ondas SH se puedan registrar a grandes distancias (p. ej. Sarria, 1996).

Estas limitaciones podrían ser superadas al realizar tratamiento y procesamiento de las señales para realzar la llegada de las ondas S con filtros de polarización y análisis de contenido frecuencial, rutinas usualmente disponibles en paquetes de *software* sismológico especializado.

# 9. MEDICIONES DE REFRACCIÓN SÍSMICA

# 9.1 EQUIPO DE REFRACCIÓN

En diciembre de 1998 el OSSO recibió en calidad de donación por parte de la Empresa de Energía del Pacífico – EPSA, un equipo de refracción sísmica. El equipo fue completado con los diversos aditamentos necesarios para los ensayos en campo, como porra, plato de golpe, geófonos triaxiales y cables de extensión. A continuación se describen todas las componentes del equipo.

### 9.1.1 Fuente de generación de ondas sísmicas.

Porras. De 10 y 20 lb con mango en madera fina.

**Cable para** *trigger***.** Compuesto por un sensor piezoeléctrico conectado a un cable de 200 metros de largo.

**Plato de golpe redondo.** Plato redondo de acero de 21 cm de diámetro y 3 cm de espesor (Figura 48).

# 9.1.2 Detección de los movimientos del terreno.

### Cables sísmicos.

Dos cables de 180 metros de largo, cada uno con conexiones para 12 canales, espaciadas 15 metros (Figura 49).





Figura 48. (a) Porra y plato de golpe. (b) Cable de extensión del trigger.

### Sensores de velocidad verticales.

Marca: OYO Modelo: GS20Dx Frecuencia natural: 10 Hz. Respuesta plana entre 28 y 500 Hz. Constante de transducción: 0,280 V/cm/s Amortiguamiento: 0,3 crítico Cables de conexión de dos metros de longitud.

### Sensores de velocidad triaxiales.

Marca: Geospace Modelo: GS20DM Frecuencia natural: 28 Hz Respuesta plana entre 28 y 500 Hz Constante de transducción: 0,151 V/cm/s Amortiguamiento: 0,6 crítico Cada componente de movimiento de los sensores triaxiales (Figura 50) tiene sus respectivos cables de conexión. De fábrica vinieron con longitud de 2 m, pero luego fueron adaptadas extensiones de hasta 15 metros en dos de las componentes para alcanzar el máximo del tendido de los cables sísmicos.



Figura 49. Cables sísmicos durante el tendido de la línea de refracción.



Figura 50. Sensor triaxial.

# 9.1.3 Adquisición y almacenamiento.

# Sismógrafo apilador (unidad de adquisición).

Marca: Oyo Corporation.

Modelo: McSeis-170f.

Unidad de adquisición, digitalización y almacenamiento en disco blando. Tiene 24 canales para intervalos de muestreo desde 50  $\mu$ s hasta 5000  $\mu$ s. Amplificadores de punto flotante instantáneo; filtros digitales y control automático de ganancias, entre otros (Figura 51 izq).

Batería 12 v. Para alimentación de la unidad de adquisición.



Figura 51. Unidad de adquisición (izq) y batería de alimentación (der)

# 9.1.4 Lectura tiempos de llegada en campo.

# Computador portable.

Para facilitar la lectura de los tiempos de llegada de la onda P. La resolución ofrecida por la pantalla de la unidad de adquisición no es muy buena, por lo que en campo se utilizó una computadora portable con una rutina escrita en el paquete MatLab y un entorno de cálculo técnico de MathWorks Inc<sup>17</sup>. La rutina se usa para desplegar los sismogramas registrados en cada geófono. La resolución ofrecida por la pantalla de la computadora junto con las opciones de *zoom* y la facilidad de desplegar las señales por separado, permiten un trabajo

<sup>&</sup>lt;sup>17</sup> 1984-1998: vr. 5.2

mas eficiente en campo, ya que se puede saber con mayor certeza cuando hay una señal de llegada de ondas P buena, y cuándo se puede ir deteniendo el apilamiento de las señales en cada canal.

#### 9.2 SELECCIÓN DE SITIOS DE MEDICIÓN

La selección de sitios para la realización de ensayos de refracción sísmica en entornos urbanos está limitada por la cantidad y accesibilidad de zonas descubiertas - o zonas verdes - con suficiente extensión - de 100 a 300 m -. Las relaciones de velocidades entre diferentes capas y las profundidades y espesores de estas determinan la longitud del tendido de refracción que permitirá obtener información completa de cada capa. De tal manera que la extensiones de terrenos disponibles en el área de estudio limitan los alcances de la aplicación del método y por ende la profundidad de exploración. El área de estudio está completamente urbanizada por lo que la disponibilidad de dichas zonas se limita a algunos parques y algunas canchas de fútbol.

En el marco de este proyecto las mediciones de refracción sísmica tienen dos objetivos principales: (1) la búsqueda de refractor que implique un cambio importante de las velocidades, y (2) medición de velocidades de propagación de las ondas S y P.

Para ésto se realizaron mediciones en tres sitios en la zona de estudio y en uno fuera de ésta con fines comparativos de las mediciones con otros depósitos sedimentarios.

Se realizaron mediciones de velocidad de propagación de onda P con tendidos de refracción sísmica con geófonos de componente vertical, y mediciones de propagación de onda S con tendidos de geófonos de tres componentes.

Los sitios de medición y las características generales de los ensayos realizados se incluyen en la Tabla 12 y se encuentran ubicados en el mapa de la Figura 52.

137

	Sitio	Tino concor	Longitud tondido	7000
U	3110	ripo sensor	Longitud tendido	Zolia
Medicio	nes de velocidad de or	nda P		
RS#7	Coliseo El Pueblo	Verticales	192,5	Estudio
RS#8	Iglesia Tequendama	Verticales	140,0	Estudio
RS#14	Colegio Politécnico	Verticales	296,0	Estudio
RS#10	Univalle Biblioteca	Verticales	167,5	Meléndez
Medicio	nes de velocidad de or	nda S		
RS#11	Univalle Sólidos	Triaxiales	135,0	Estudio
RS#15	Coliseo El Pueblo	Triaxiales	135,0	Estudio
RS#17	Colegio Politécnico	Triaxiales	135,0	Meléndez
RS#11	Univalle Sólidos	Triaxiales	135,0	Estudio

Tabla 12. Ensayos de refracción sísmica



Figura 52. Localización ensayos de refracción sísmica.

# 9.3 MEDICIÓN DE VELOCIDAD DE LA ONDA P

A continuación se describen cada uno de los sitios de medición y los ensayos realizados. En este capítulo se entenderá por *ensayo*, el conjunto de golpes

realizados con la porra en cada uno de los puntos de disparo. Cada ensayo corresponde con un tendido directo, reverso o intermedio según sea el caso.

# 9.3.1 Coliseo El Pueblo (RS #7)

### Ubicación.

En inmediaciones del Coliseo El Pueblo, aproximadamente 100 metros al norte del cauce del río Cañaveralejo. El tendido se ubicó perpendicular al río, con orientación hacia el Norte (Figura 53).



Figura 53. Ubicación tendido refracción sísmica Coliseo El Pueblo

# Diagrama del tendido y ensayos.

Se realizaron 3 ensayos con puntos de disparo en los extremos del tendido y en el centro, así:



Espaciamiento entre geófonos 7,5 m.

#### Ensayos, parámetros y lecturas.

Ensayo #156. Punto de golpe: 0 m (centro del tendido = 3.75 Punto de golpe: 10 m del C24. m de c1 y 3.75 m de c13) Porra: 20 lb. Muestreo: 500 µs Señales apiladas: 6 Ensayo # 160. Punto de golpe: 10 m del canal 12. Porra: 20 lb. Muestreo: 1000 µs Señales apiladas: 80

Ensayo # 159.

Porra: 20 lb. Muestreo: 500 µs Señales apilada: 61

### 9.3.2 Iglesia Tequendama (RS#8)

#### Ubicación.

Se realizó en un terreno contiguo a la iglesia del barrio Tequendama, ubicada en el cruce (en L) entre la carrera 55 con la Calle 6A. La línea sísmica se tendió aproximadamente paralela al río a una distancia de 5 m (Figura 54).

### Diagrama del tendido y ensayos.

Se realizaron tres ensayos dos en los extremos del tendido y uno al centro, como se ilustra a continuación:

Namahara				→ E
Nombre	263	252		256
Canales	C12	 C1	C13	 C24

El espaciamiento entre geófonos fue 5 metros.



Figura 54. Ubicación tendido refracción sísmica Iglesia Tequendama

# Parámetros y lecturas.

Ensayo #252.	Ensayo #256.
Punto de golpe: 0 m (centro del tendido= 2.5 m	Punto de golpe: Este, 10 m del c24.
de c1 y 2.5 m de c13)	Porra: 10 lb.
Porra: 20 lb	Muestreo: 500 μs
Muestreo: 500 μs	No. de señales apiladas: 220.
No. de señales apiladas: 116.	
Ensayo #263.	

Punto de golpe: Este, 10 m del C12. Porra: 10 lb. Muestreo: 500 μs No. de señales apiladas: 184.

# 9.3.3 Colegio Politécnico (RS#14).

El tendido se realizó en predios del Colegio Politécnico Municipal, en la porción W del terreno paralelo a la calle 1A, con rumbo N 15° E. Tuvo una longitud de 280 metros (Figura 55).



Figura 55. Ubicación del tendido refracción sísmica, Colegio Politécnico.

### Diagrama del tendido y ensayos.

Se realizaron 2 ensayos ubicados en los extremos del tendido a 8 metros del geófono más cercano en cada extremo.

					$\rightarrow$ N
Ensayos	124				125
Canales	C11	(-C8)	C1	C13	 C23

Espaciamiento entre geófonos de 14 metros. No se incluyeron en el diseño del tendido los canales 8 y 12 ya que se encuentran dañados, dando lugar a un tendido de 22 geófonos.

## Parámetros y lecturas.

Ensayo #124.	Ensayo #125.
Punto de golpe: a 8 metros del geófono 23.	Punto de golpe: a 8 metros del geófono 11.
Porra: 10 lb	Porra: 10 lb
Muestreo: 1000 μs	Muestreo: 1000 μs
Señales apiladas: 150	Señales apiladas: 150

Durante la interpretación y cálculo de los datos de los ensayos #124 y #125 se encontró una incongruencia (§ 9.3.5) en las curvas t-x obtenidas por lo cual se decidió repetir uno de los ensayos. A continuación la descripción.

# Ensayo #133 (repetición Colegio

**Politécnico)** Punto de golpe: a 5 m del canal 23 Porra: 20 lb Muestreo: 2000 μs No. de señales apiladas: 161

# 9.3.4 Univalle Biblioteca (RS#10)

Se realizó un ensayo en los terrenos de la Universidad del Valle, sede Meléndez detrás del edificio de la Biblioteca Mario Carvajal. El tendido tuvo una orientación E-W (Figura 56).

# Diagrama del tendido y ensayos.

Se realizaron dos ensayos en los extremos del tendido como se ilustra a continuación.

					$\rightarrow$ E
Nombre					
Ensayo	652				653
Canales	C11	(-C8)	C1	C13	 C24
El distanciam	niento en	tre geófono	s fue 7	,5 m.	





### Ensayos.

#### Ensayo #652.

Punto de golpe: a 5 m del canal 24 Porra: 20 lb Muestreo: 500 µs No. de señales apiladas: 50

#### Ensayo #653.

Punto de golpe: a 5 m del canal 11 Porra: 20 lb. Muestreo: 500 μs No. de señales apiladas: 50.

# 9.3.5 Procesamiento de señales, interpretación y cálculo.

Con los tiempos de llegada de las ondas P a cada geófono en cada ensayo, se procedió a realizar las curvas tiempo - distancia (t-x) para cada sitio de medición. Estas curvas se realizaron en papel milimetrado que permite mayor detalle en el momento de trazar las dromocronas y hacer las lecturas de los tiempos de intercepto. En este documento se presentan las gráficas t-x con los resultados de interpretación de las dromocronas y las curvas tiempo - distancia originales.

Con base en las dromocronas se procedió a hacer el cálculo de los perfiles por el método de las velocidades aparentes. A continuación se muestran cada una de las curvas tiempo distancia y los cálculos de las velocidades y profundidades.

Coliseo El Pueblo (RS#7).



Figura 57. Curvas t-x para Coliseo con geófonos verticales

Se identificaron dos tipos de dromocronas, una por tiempos de llegada de ondas directas en la capa más superficial (dromocrona 1) y una por ondas refractadas (dromocrona 2). De la curva tiempo distancia se obtienen las velocidades aparentes de la primera dromocrona y de la segunda (v1,  $v_{2a}$  y  $v_{2d}$ ) así:

 $v_1 a = 285$ ,  $v_1 d = 303$ ,  $v_1 = 294$  m/s

longitud tendido = 192.5 m

 $t_a a = 0,029$ ,  $t_a a = 0,0275$ 

 $v_2 a = 1552$ ,  $v_2 d = 1534$ .

Por el método de las velocidades aparentes se obtiene que:

 $i_1 = 0,191945$  y  $\alpha_1 = 0,001168$ , entonces ha = 4,3, hd = 4,1 y v2 = 1543m/s.



Iglesia Tequendama (RS#8).

Figura 58. Curvas t-x para Iglesia con geófonos verticales

Se identificaron dos dromocronas, una por tiempos de llegada de ondas directas y una por ondas refractadas. De la curva tiempo distancia se obtienen las velocidades aparentes de la primera dromocrona y de la segunda (v1,  $v_{2a}$  y  $v_{2d}$ ) así:

 $v_1 a = 327$ ,  $v_1 d = 318$ ,  $v_1 = 323$  m/s

longitud tendido = 67,5 m

Primer refractor.

 $t_a a = 0,024$ ,  $t_a d = 0,022$ 

 $v_2 a = 1500$ ,  $v_2 d = 1467$ .

Por el método de las velocidades aparentes se obtiene que:

 $i_1 = 0,219502 \text{ y} \alpha_1 = 0,002452$ , entonces ha = 4,0,  $hd = 3,6 \text{ y} v_2 = 1484 \text{ m/s}$ 

#### Colegio Politécnico RS#14 y RS#16



Figura 59. Curvas Colegio Politécnico, sensores verticales

En el proceso de interpretación de las lecturas de llegada de la onda P, se identificó una incongruencia en ambos ensayos (124 y 125). Por un lado el salto en el tiempo (circulo) hacia los 144 metros del ensayo #124 (Figura 59) y por otro el cambio en la pendiente de las dromocronas a partir de los puntos señalados con las flechas. Ambos podrían tener una explicación física: el "salto" podría deberse a rugosidad del refractor o a un escalón, pero el conjunto sugiere que hubo un corrimiento de algún sensor.

Por estas razones, para tener más seguridad de las mediciones, se repitió el ensayo con el mismo tendido sísmico procurando ubicar los sensores en los mismo sitios, para lo cual sirvieron de referente los límites de las canchas de fútbol y los árboles. La idea era realizar de nuevo el ensayo para descartar, o no, el corrimiento de algún sensor. Para esto lo mejor era empezar por el ensayo #124, de tal manera que si se identificaba de nuevo el "salto", se procedía no solo a repetir el ensayo #125 sino a hacer un ensayo intermedio.

Tal no fue el caso, ya que al hacer de mediciones nuevamente (RS#16), un ensayo similar al #124 (#132) no mostró ni el salto ni el cambio de pendiente (Figura 60).



Figura 60. Curva t-x ensayo #132 en Politécnico

Finalmente se puede concluir que existen dos dromocronas, la primera conformada por las ondas directas, y la segunda por las ondas refractadas de una segunda capa.

Los cálculos se realizaron por el método del tiempo de intercepto para el ensayo #132 obteniendo los siguientes resultados:

CP1=500 m/s

CP2 = 1440 m/s

Además se realizaron cálculos por el método de las velocidades aparente para los primeros 10 geófonos de los ensayos #124 y #125, encontrando los siguientes resultados:

CP1 = 533 m/s CP2 = 1482 m/s Profundidad refractor 1 = 3,3 m

#### Biblioteca (RS#10).



Figura 61. Curvas t-x para Biblioteca con geófonos verticales

Se identificaron 3 dromocronas (Figura 61), la primera formada por los tiempos de llegada de las ondas directas, y las otras dos conformadas por ondas refractadas.

Primer refractor.

Por el método de una sola capa horizontal se obtiene que

v1 = 385 m/s

v2 = 1509 m/s

*h*1 = 1.8 m

Segundo refractor.

Utilizando los valores hallados para la primera capa y aplicando el método de las velocidades aparentes con los siguientes datos: t2a = 0,06 s, t2d = 0,067, v3d = 3541, v3a = 4545 m/s, se obtiene que:

ha = 43 m, hd = 49 m, v3 = 3959 m/s

#### 9.4 RESULTADOS.

Las velocidades y los espesores de las capas obtenidos se resumen en la Tabla 13.

	Coliseo	)	Iglesia		Polit	técnico	Bibliote	са
	СР	h	СР	h	СР	h	СР	h
	m/s	M/s	m/s	M/s	m/s	M/s	m/s	M/s
Primera	294	4,2	323	3,8	533	3,3	385	1,8
Segunda	1543		1484		1482		1509	46
Tercera							3959	

Tabla 13. Resultados de mediciones de la onda P.

En todos los ensayos aparece un refractor a poca profundidad con velocidad cercana a la velocidad de las ondas P en el agua. El refractor corresponde con el nivel freático y varia entre los 2 y los 4 metros de profundidad. La capa de suelo por encima del nivel freático (o refractor) presenta velocidades de onda P entre 294 y 385 m/s.

En Biblioteca, además del refractor del nivel freático, es posible identificar un segundo refractor con velocidades del orden de 3960 m/s a 46 metros de profundidad. Esta velocidad usualmente está asociada con rocas duras del Terciario, más que con depósitos sedimentarios. La información disponible del pozo CVC *vc191* (h=220 m) indica que aunque efectivamente a los 50 metros de profundidad (aprox.) se encuentra cambio brusco en el material de suelo conformado por arenas y arcillas, este no corresponde a un refractor rocoso sino a depósitos sedimentarios de gravas, arenas y cantos rodados, los cuales suelen tener velocidades máximas de 2000 m/s. De todos modos es posible identificar (Figura 61) en los datos originales una ligera curvatura – cóncava hacia abajo – asociada con incremento lineal de la velocidad lo cual es característico de suelos antiguos y consolidados.

Los ensayos realizados en la zona de estudio (Iglesia, Coliseo y Politécnico) no muestran ningún refractor relacionado con un cambio importante del material. Por esto se vio necesario estimar la profundidad explorada hasta la cual no hay un segundo refractor. Para tales fines se escogió en la zona de estudio el ensayo Coliseo y se supuso un refractor justo donde se termina la dromocrona 2, lo cual implica suponer la pendiente de la dromocrona, es decir, suponer la velocidad de refractor. Con esto se pueden hallar los tiempos de intercepto en las curvas tiempo-distancia respectivas para cada punto de disparo.

En primera instancia se supuso una velocidad igual a la velocidad del segundo refractor en Biblioteca, es decir 3960 m/s. Calculando por velocidades aparentes, esto daría una profundidad promedio de 65 m para Coliseo. Mientras que suponiendo una velocidad de 1800 m/s, solo un poco por encima de la velocidad de la capa 2 que oscila alrededor de 1500 m/s, la profundidad de exploración sería mínimo 28 m. Suponiendo otras velocidades para la tercera capa se obtienen otras profundidades como se ilustra en la Figura 62.



Figura 62. Estimación de la profundidad al refractor en Coliseo

#### 9.5 MEDICIÓN DE VELOCIDAD DE ONDA S

Se realizaron mediciones en dos sitios en la zona del proyecto y en uno fuera de ésta, para efectos de comparación con otros depósitos sedimentarios.

Como las mediciones de onda P, realizadas previamente, no mostraron en el área de estudio un refractor relevante mas allá del correspondiente con el nivel freático (con excepción de Biblioteca, por fuera del área de estudio), para el diseño de las mediciones de onda S se consideró necesario realizar tendidos solamente a la mitad de la máxima longitud del tendido (o del terreno, en el caso que fuera menor), con un solo punto de disparo.

Cada uno de los canales se conectó a cada una de las componentes de los geófonos triaxiales, lo que implicó el uso de 4 geófonos para el total de 12 canales. En los casos de las mediciones en el área de estudio, se contaba con las extensiones de las conexiones de cada componente, por lo que el espaciamiento entre geófonos fue de 45 m (ensayos Coliseo y Politécnico).

En el caso de Sólidos se realizó un tendido limitado por la longitud - de fábrica - de los cables de conexión ya que las extensiones no se habían adaptado entonces; así, la separación entre geófonos fue de 15 m. En este caso si se utilizaron los dos cables sísmicos.

Los cables de cada componente de movimiento de los geófonos, vienen marcados de fábrica como V, para la componente vertical y H1 y H2 para las dos horizontales. En todos los ensayos la componente H1 fue alineada con el rumbo del tendido de refracción, renombrada como componente L; de tal manera que H2 quedó alineada transversal al tendido, renombrada como componente T.

152

#### 9.5.1 Ensayos.

#### Coliseo El Pueblo (RS#15).

Ubicado en los mismos terrenos que el ensayo RS#7. Debido a que las ondas S sufren mayor disminución de la energía durante la propagación y se ven mas afectadas por el nivel de ruido, esta medición se realizó la madrugada entre las 00:00 y las 03:00 horas.

El tendido se localizó intentando coincidir en lo posible con el tendido RS#7.

		$\rightarrow$ N
Nombre		128
Ensayo		 129
Canales	C12	 C1

El punto de disparo correspondiente a los ensayos 128 y 129 se ubicó a 15 metros del geófono 2 (canales 13,14 y 15). El espaciamiento entre geófonos fue de 45 m.

La correspondencia entre las componentes de movimiento y los sensores se aclara a continuación:

ID geófono		2			3			4		7	(-5)	)
Componente	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т
Canal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

El ensayo base fue el 128. Éste fue complementado con el ensayo 129 debido a que las señales del geófono 5 (mas lejano) presentaron interferencias debido a que las conexiones estaban en contacto con grama húmeda. Las conexiones fueron levantadas de la grama, y para descartar que el problema estuviera en el geófono, fue cambiado por el geófono 7. Los golpes fueron repetidos para ese geófono teniendo un total de 75 golpes en cada canal.

Para este ensayo, como para los otros, la lectura de la llegada de la onda S se realizó en las componentes horizontales de los geófonos. La velocidad de la onda P se leyó a partir de la componente vertical.

Los datos fueron analizados por el método de los tiempos de intercepto. En la Figura 63, se incluyen las curvas t-x para las ondas P y las S refractadas, y para la onda P directa.



Figura 63. Curva t-x para Coliseo con geófonos triaxiales

Se realizaron los cálculos por el método de las tiempos de intercepto obteniendo los siguientes resultados:

 $C_s$  refractada = 208 m/s  $C_P$  refractada = 1500 m/s  $C_p$  directa = 330 m/s

#### Colegio Politécnico (RS # 17).

Ubicado en el mismo sitio que el ensayo RS#14.

Nombre	133	
Ensayo	134	
Canales	C13	  C24

El espaciamiento entre geófonos fue de 45 m y el punto de disparo se ubicó a 15 metros del canal 13. La correspondencia entre los canales y las componentes de cada sensor se aclara a continuación:

**N** 

ID geófono		2			3			4		8	(-5)	)
Componente	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т
Canal	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

Al igual que en el ensayo anterior el geófono más lejano del punto de disparo presentó problemas. En este caso, aunque el geófono 5 (que había presentado supuestos problemas en un ensayo anterior) ya había sido probado, se cambió por el geófono 8, y se repitieron los golpes sin tener ningún éxito en el mejoramiento de la señal. Se puede concluir entonces que para este sitio de medición y con la fuente de generación empleada el alcance para medir llegadas de ondas S es 105 m - en longitud -; esto quiere decir que hasta el geófono 4 se obtuvieron buenas y claras llegadas de la onda S.



Figura 64. Curva t-x para Colegio con geófonos triaxiales

Se realizaron los cálculos por el método de las tiempos de intercepto obteniendo los siguientes resultados:

 $C_s$  refractada = 194 m/s  $C_P$  refractada = 1250 m/s

## Sólidos (RS# RS11).

Ubicado a 450 metros aprox. del ensayo RS#10, en terrenos de la Universidad del Valle. El tendido se ubicó entre el edificio de Mecánica de Sólidos y la Microestación.

A diferencia de los dos ensayos anteriores, en este se realizaron puntos de disparo conjugados.

El espaciamientro entre geófonos triaxiales fue de 15 metros. Los puntos de disparo fueron ubicados a 3 metros de los geófonos en los extremos del tendido.

		$\rightarrow$ N
Nombre	750	752
Ensayo	751	753
Canales	C12	 C22

ID Sensor		1			7			6			5			4			3			2	
Componente	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V	L	Т	V
Canal	10	11	12	7	8	9	4	5	6	1	2	3	13	14	15	16	17	18	19	21	22

Este fue el primer ensayo realizado utilizando los geófonos triaxiales de tal manera que, a modo de prueba, se realizaron golpes de dos tipos: (1) los golpes normales con la platina dispuesta horizontalmente sobre el terreno - ensayos 750 y 752 - y (2) golpes sobre la platina dispuesta verticalmente en un hueco de 40 cm de profundidad – ensayos 751 y 753 -; la idea era producir ondas con mayor contenido de SH, pero las lecturas con ambos tipos de golpes no se diferenciaron en las llegadas. Por tal motivo solo se utilizaron las lecturas de los ensayos con platina horizontal.



Figura 65. Curva t-x para Sólidos con geófonos triaxiales

A partir de las dromocronas (Figura 65) se realizaron los cálculos de las velocidades obteniendo los siguientes resultados:

 $C_P$  = 1516 m/s,  $C_S$  = 232 m/s

#### 9.5.2 Resultados.



Los resultados de las mediciones de C<sub>S</sub> se resumen en la Figura 66.

Figura 66. Resultados de medicion de C<sub>S</sub> y clasificación según Dobry et al. 2000

Estas valores corresponden a velocidades como mínimo hasta los primeros 30 metros de exploración del ensayo, y se deben considerar como preliminares para estos puntos. Se esperaban diferencias mayores entre las velocidades medidas en los depósitos del río Meléndez, y los del Cañaveralejo, con base en la granulometría y los valores de los ensayos SPT disponibles. Según la categorización de las velocidades de Dobry *et al* (2000) (**¡Error!No se encuentra el origen de la referencia.**) las tres mediciones estarían dentro de un mismo tipo "Suelo rígido" que corresponde a un rango de velocidades entre 180 y 360 m/s.

# 9.6 PARÁMETROS DINÁMICOS

Con las velocidades de onda S y onda P se puede determinar el módulo elástico de Poisson. Para ellos se utilizaron las velocidades de P medidas a partir de los ensayos con geófonos verticales, y las velocidades de S a partir de los ensayos con geófonos triaxiales (Tabla 14).

Coliseo	Politécnico	Sólidos
0,490	0,491	0,487

Tabla 14. Resultados de la relación de Poisson
# 10. MICROTREPIDACIONES: APROXIMACIÓN AL ESTADO DEL ARTE

# **10.1 INTRODUCCIÓN**

La microtrepidaciones (§10.2) han sido estudiadas desde principio del siglo pasado. Omori (1908) fue el pionero al realizar estudios empleando un péndulo inclinado (en Udías & Mezcua, 1996,13), y concluyendo que existían vibraciones naturales en el suelo, que no correspondían a vibraciones sísmicas o pulsaciones oscilatorias, las cuales podían ser causadas por viento, ondas o perturbaciones artificiales como el tráfico y maquinaria (en Meneses, 1991).

A raíz del sismo del 18 de mayo de 1940 en California, EEUU, se empezaron a desarrollar estudios dinámicos del suelo que incluyeron la observación de las microtrepidaciones (Meneses, 1991).

Es así como a partir de 1950 aparecen investigaciones y metodologías lideradas por los japoneses sobre la utilización de las microtrepidaciones para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo. La primera metodología de análisis fue propuesta en 1954 por Kanai (1954). Posteriormente Aki (1957) y Kagami *et al* (1982) entre otros, han realizado investigaciones alrededor de la naturaleza de las microtrepidaciones y han desarrollado o mejorado metodologías para su uso. Recientemente Nakamura (1989) y Konno (1996) han propuesto metodologías novedosas y realizado diversos ensayos de campo para su evaluación. La

metodología de Nakamura se ha difundido ámpliamente en todo el mundo y ha sido aplicada como parte de muchos estudios de microzonificación sísmica, por dos razones, a saber: no requiere de mayores inversiones ya que sólo utiliza una estación, y no requiere la generación artificial de ondas o la espera de sismos.

Este capítulo, que corresponde a una revisión bibliográfica sobre las microtrepidaciones, busca documentar el estado del arte en términos de la naturaleza, metodologías de análisis y resultados de aplicación. No pretende de ninguna manera entrar en discusiones teóricas sobre la naturaleza de las microtrepidaciones, ni sobre los métodos de análisis, pero si busca hacer una evaluación crítica de los resultados obtenidos por otros, con el fin de identificar la metodología mas apropiada para el proyecto.

# 10.2 DEFINICIÓN

Según Lay & Wallace (1995) las fuentes primarias de ondas sísmicas han sido clasificadas en tres tipos: internas, externas y mixtas. Las fuentes más comunes, que involucran procesos de interés relacionados con las ciencias de la tierra, se listan en la Tabla 15.

Internas	Externas	Mixtas
Fallas sísmicas	Vientos, presión atmosférica	Erupciones volcánicas
Explosiones internas	Oleaje y mareas	Deslizamientos
Flujo hidrológico	Ruido cultural (tráfico, trenes)	Avalanchas
Movimientos del magma	Impacto de meteoritos	
Explotación minera subterránea	Explotación minera superficial	
	Lanzamiento de cohetes	
	Aterrizaje y decolaje de aviones	
	Con modificaciones a partir de Lay & Wallace (1995)	

Tabla 15. Fuentes primarias de ondas sísmicas.

La diversidad de fuentes mostradas en la tabla anterior sugiere que tanto los depósitos de suelo como las rocas están sujetos permanentemente a vibraciones.

Dichas vibraciones pueden clasificarse en: (1) naturales: inducidas por cambios de presión atmosférica, tormentas, oleaje y, (2) artificiales: generadas por plantas de energía, voladuras en canteras, tráfico automotor, trenes, etc. Las primeras de periodos relativamente largos - entre 2 y 3 segundos - son conocidas como microsismos<sup>18</sup>, mientras que las segundas que generan ondas de periodo corto han sido llamadas microtrepidaciones (Nakamura, 1989).

En este sentido las vibraciones aleatorias inducidas a las masas de suelo y roca son conocidas como microtrepidaciones. Éstas fueron definidas por Lermo y Chávez-García (1994) como ambientes sísmicos ruidosos. Kanai y Tanaka (1961) las definieron como vibraciones de suelo con amplitudes entre 0,1 y 1 micrones y con periodos entre 0,05 y 2 segundos, causados por eventos artificiales como el tráfico, maquinaria industrial y otros.

El término microtrepidaciones corresponde a una traducción del inglés de *microtremor* pero también son conocidas como vibraciones ambientales; algunos autores (*p. ej.* Giraldo *et al*, 1999) usan el término microtemblores. En este trabajo se utilizará el término microtrepidaciones.

## **10.3 NATURALEZA DE LAS MICROTREPIDACIONES**

La naturaleza de las microtrepidaciones ha sido objeto de algunas investigaciones teóricas – no tantas como investigaciones aplicadas – que han incluido el desarrollo de diversas mediciones de campo para investigar los tipos

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup> Los microsismos se definen como ondas sísmicas débiles registradas en forma casi constante por los sismógrafos; representan el "ruido" de la Tierra causado por las olas, el viento, las vibraciones mecánicas y en general por la actividad humana (p. ej. Sauter, 1991).

de ondas que las componen y simulaciones numéricas de propagación del ruido en modelos geológicos simplificados. Aún no hay un consenso al respecto, se ha considerado que las microtrepidaciones están compuestas por ondas internas y ondas superficiales; o que están compuestas principalmente por ondas de superficie dispersas; o que están compuestas por ondas Rayleigh.

Aki (1957) analizó las microtrepidaciones estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estocásticas estacionarias y las consideró como ondas de superficie dispersas. Akamatsu (1961) y Nogoshi e Igarashi (1970, 1971) también consideraron que las microtrepidaciones se componen principalmente de ondas superficiales.

Kanai y Tanaka (1961) consideraron que las amplificaciones de las microtrepidaciones en capas del subsuelo se deben a múltiples reflexiones de ondas S incidentes verticalmente, en forma similar a los movimientos fuertes.

Después de detallados estudios de microsismos Allam (1967) concluyó que las microtrepidaciones podrían ser explicadas como ondas Love y Rayleigh en los sitios donde las interfaces entre los estratos de suelo están claramente definidas.

Udwadia y Trifunac (1973) mostraron la existencia de movimiento vertical en las microtrepidaciones que puede ser explicado por la multireflexión de las ondas SH en las capas de subsuelo. Sin embargo Udwadia y Trifunac (1974) mostraron la posible aplicabilidad de las microtrepidaciones en un área donde se encuentra resonancia fuerte durante movimientos sísmicos (según Giraldo *et al*, 1999).

Con base en mediciones de campo y análisis de dispersión de velocidades Horike (1985) postuló que las microtrepidaciones verticales consisten de ondas Rayleigh. Nakamura (1989, 2000), basado en que las fuentes artificiales de vibración tienen principalmente movimiento vertical, consideró que las microtrepidaciones están compuestas por diferentes tipos de ondas que incluye tanto ondas de superficie como ondas internas, y que el efecto de las ondas Rayleigh aparece en las componentes H y V de las microtrepidaciones, pero más acentuado en la componente V. Esto fue confirmado por simulaciones numéricas de Lermo & Chavez-Garcia (1994) y Lachet & Bard (1994) que establecieron que las microtrepidaciones consisten de ondas Rayleigh propagándose en un semiespacio de una sola capa. Por su parte las simulaciones realizadas por Wakamatsu & Yasui (1995) encontraron que en las microtrepidaciones predominaban las ondas Rayleigh y Love.

Toshinawa *et al* (1994) anotaron que los problemas entre la teoría y la práctica en relación con el estudio de las microtrepidaciones se debe a que las ondas inducidas provienen de muchas clases de fuentes desconocidas.

Ohmachi & Umezono (1998) encontraron que la proporción de ondas Rayleigh en las microtrepidaciones varía entre el 10 y el 90% entre diferentes lugares según la hora del día, y que la proporción mas frecuente es 40%. Según esto determinaron que el análisis de microtrepidaciones debe incluir, adicionalmente, un estudio del porcentaje de ondas R al momento de medición.

## 10.4 METODOLOGÍAS PARA LA MEDICIÓN DEL EFECTO DE SITIO

La primera metodología propuesta para el estudio y uso de las microtrepidaciones fue la de Kanai y Tanaka en 1954 y posteriormente la de Aki (1957). Estas metodologías y otras posteriores contemplaban la lectura sobre el papel de los periodos de las ondas registradas y el uso de ábacos. Estas metodologías son descritas en el § 10.4.1.

Recientemente se han desarrollado, aplicado y probado metodologías para el análisis de las microtrepidaciones que buscan la determinación de parámetros

dinámicos de los suelos; entre los mas investigadas están el periodo fundamental del suelo y su factor de amplificación, y otros menos explorados han sido la profundidad a basamento y las velocidades de la onda S.

Estas metodologías se pueden clasificar en tres según el número de estaciones de observación involucradas en los análisis: Método 1. Observación con arreglos de sensores y registro simultáneo. Método 2. Observación con una estación de referencia en roca. Método 3. Observaciones con una sola estación (usando una componente o tres componentes del movimiento). Las diferentes metodologías según estas tres categorías se describen en § 10.4.2, 10.4.3 y 10.4.4 respectivamente.

# 10.4.1 Antecedentes, metodología de Kanai y estudios posteriores.

La metodología propuesta (Kanai & Tanaka, 1954) podía ser aplicada sin la necesidad de computadoras, y consistía de la construcción de curvas de distribución de periodos determinados según el método de *Zero crossing* a partir de registros de vibración ambientales tomados con un sensor horizontal:

<u>Zero crossing.</u> Para determinar periodos directamente de los registros medidos. Se mide la duración entre dos puntos adyacentes que cruzan la línea cero, ya que esa cantidad medida corresponde a la mitad del periodo, luego se multiplica por un factor de 2.

<u>Curva de distribución</u>. Con base en los periodos obtenidos por el método de *Zero crossing*, se elabora un histograma del número de ocurrencias para cada intervalo de valores de periodo.

A partir de la curva de distribución Kanai & Tanaka (1954) propusieron dos métodos para clasificar los suelos con el empleo de dos ábacos: uno donde se relacionan los periodos promedio con los periodos mayores en segundos y el otro, que relaciona periodo predominante, en segundos, con las amplitudes

mayores, en micrones. Ambos permitían clasificar los suelos en 4 categorías según la siguiente tabla:

Tipo de suelo	Descripción	
1	Roca, grava arenosa dura, suelos duros del terciario o más antiguos.	
II	Grava arenosa, arcilla dura arenosa, suelo diluvial o aluvial gravoso con	
	espesor de 5 m o más	
111	Suelo aluvial con espesor de 5 m o mas.	
IV	Suelo aluvial de depósitos blandos, lodo o semejante con profundidad de 30	
	metros o más, terrenos recuperados de pantanos etc.	

 Tabla 16. Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai (1954)

Kanai y Tanaka (1961) compararon los resultados de periodos predominantes a partir del registro de microtrepidaciones y movimiento sísmico fuerte, concluyendo que el periodo predominante de un movimiento sísmico está bastante relacionado con el periodo mas frecuente de las microtrepidaciones, y que también en los lugares en los que la curva de distribución de las microtrepidaciones tiene un solo pico, dicho periodo coincide claramente con el periodo predominante de los movimientos sísmicos. Por otro lado, si se presentan mas de dos picos, éstos son identificados por la curva de distribución de las microtrepidaciones (según Giraldo *et al*, 1999).

Kanai y Tanaka (1961) llevaron a cabo observaciones simultáneas de microtrepidaciones a diferentes profundidades en perforaciones en varios tipos de suelos y concluyeron que:

- la distribución de periodos varia con la profundidad,
- la variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple ni formulable,
- el registro de microtrepidaciones en superficie permite obtener el periodo de resonancia que se obtiene con el sismo.

Las condiciones mínimas para que se presente una vibración predominante del terreno establecidas por Kanai (1957) se enuncian a continuación:

- cuando el suelo está formado por un sólo estrato la respuesta espectral del suelo tiene un solo pico predominante;
- (2) en el caso de capas múltiples estratificadas la respuesta espectral de las amplitudes en superficie es muy irregular y el valor del pico no es tan grande como en el caso de un único estrato;
- (3) en algunas circunstancias particulares, cuando todas las ondas reflejadas en cada interface que arriban a la superficie libre están en la misma fase, la amplitud superficial crece a un valor extremadamente alto;
- (4) es probable que amplitudes de vibración muy grandes aparezcan en superficie, aún si un medio rígido existe en el estrato superficial o en uno intermedio;
- (5) en muchos casos, el periodo predominante de vibración coincide con el periodo natural del estrato mas alto;
- (6) la discriminación de un buen o mal suelo desde el punto de vista vibracional, a veces difiere de aquél considerado estáticamente, es decir, considerando solo la capacidad portante del suelo (en Meneses, 1991).

Estudios posteriores de Kanai y Tanaka (1961) indicaron: (1) que la amplitud de los registros de microtrepidaciones obtenidas durante el día eran entre 2 y 10 veces más grandes que aquéllas obtenidas durante la noche, lo que muestra que las amplitudes de las microtrepidaciones son fuertemente dependientes de las fuentes de vibración artificial alrededor del punto de medición; y (2) que los periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas del suelo (en Meneses, 1991).

Adicionalmente Kanai y Tanaka (1961) efectuaron mediciones de las microtrepidaciones en superficie y a diferentes profundidades, encontrando que la relación de las curvas de distribución de periodos obtenidas en la superficie del terreno y a diversas profundidades mantenía los rangos de periodos

predominantes obtenidos en cada una las respectivas curvas por separado. Asimismo que la curva de relación de amplitudes estaba en buena concordancia con el espectro de amplificación teórico para dicho sitio, obtenido a partir de análisis del perfil del suelo (en Meneses, 1991).

## 10.4.2 Método 1: Observación con arreglos de sensores.

La observación de las microtrepidaciones a través de arreglos - *arrays* - de geófonos ha sido desarrollada para conocer la estructura del subsuelo y la naturaleza de la propagación de las microtrepidaciones. Los trabajos pioneros fueron los de Aki (1957), Toksöz (1964) y Lacoss *et al* (1969).

Esta metodología consiste en la instalación de varios sensores tanto en depósitos como en roca, lo cual supone que en los análisis se pueden eliminar los efectos de fuente y de trayectoria.

Horike (1985) realizó observaciones de microtrepidaciones usando un arreglo de sismómetos verticales y obtuvo la dispersión de la velocidad de fase por análisis frecuencia-número de onda. Con el método de la inversión generalizada determinó la estructura de las ondas S usando las dispersiones de la velocidad de fase **postulando que las microtrepidaciones verticales consisten de ondas Rayleigh**. De esta manera obtuvo modelos de la estructura en dos sitios coincidiendo bien con los obtenidos por otras parámetros geotécnicos medidos *in situ*. En su análisis usó el rango de la frecuencias entre 0,5 y 2,5 Hz y los modelos de estructura fueron determinados desde la superficie a profundidades de varios cientos de metros (en Giraldo *et al*, 1999).

Matsushima y Okada (1990) aplicaron un método similar para determinar la estructura profunda en el Valle de Hokkaido, Japón y obtuvieron una buena correlación con los datos de gravimetría. Esta técnica ha sido aplicada con microtrepidaciones de alta frecuencia en estructuras superficiales (ej. Sato *et al*, 1991; Tokimatsu *et al* 1994).

Horike (1993) resumió las ventajas de este método de la siguiente forma:

- 1. Se determina bien la velocidad de fase de ondas superficiales por el método frecuencia/número de onda, por una clara separación de las ondas internas.
- Se determina bien un modelo de estructura profunda de velocidad de ondas S, mejor que con otros estudios geotécnicos convencionales.
- Este método es aplicable igualmente en áreas urbanas donde otras mediciones geotécnicas son difíciles de llevar a cabo.
- 4. Se deben incluir consideraciones adicionales para aplicar este método a una estructura subterránea irregular.

Sin embargo, en el valle de Ciudad de México Kagawa *et al* (1996) utilizaron arreglos de 7 sensores de velocidad (de 2 y 7 s de periodo) y sistemas de registro simultáneo, en tres sitios diferentes para la estimación de la profundidad y estructura de los sedimentos (velocidad de onda S). Las características de dispersión de las velocidades de fase se derivaron de los arreglos de datos en cada sitio. Diferentes dispersiones fueron obtenidas para los tres sitios y se encontraron claras características de la dispersión de las ondas R, las que fueron usadas para determinar la profundidad de la estructura sedimentaria. Los resultados obtenidos aplicando esta técnica fueron contradictorios con la geología existente: un sitio donde los datos de anomalía gravimétrica y perforaciones lo definen como una estructura sedimentaria profunda fue clasificado como zona montañosa; un sitio considerado como zona lagunar fue clasificado como conformado por capas sedimentarias suaves y delgadas y, por último, un sitio conocido por sus condiciones rocosas, fue clasificado como una zona montañosa.

#### 10.4.3 Método 2: Relación espectral con un sitio de referencia.

De igual forma que se hace con los movimientos fuertes y débiles, esta metodología busca compensar los efectos de fuente y trayectoria. Esta

comparación supone que las ondas sísmicas no sufren los efectos de amplificación en roca o que éstas pueden ser despreciables.

Esta metodología requiere de un sitio de referencia óptimo en cercanías de la ciudad (o en cercanías del sitio de medición).

El procedimiento más común, introducido por Borcherdt (1970), es dividir el espectro observado en el sito en cuestión por el espectro en un sitio de referencia. Si los dos sitios tiene efectos similares de fuente y trayectoria y, en el sitio de referencia hay una respuesta de sitio despreciable, el cociente espectral resultante corresponde a una estimación del efecto de sitio.

Como Aki (1988) indicó, no es fácil compensar el factor de la fuente, porque en un área urbana las fuentes de microtrepidaciones de alta frecuencia (> 1 Hz) generalmente están distribuidas por todas partes. En cambio las fuentes de microtrepidaciones de baja frecuencia (< 1 Hz) de microtrepidaciones - o microsismos - han sido interpretadas como olas oceánicas y tienen menor variabilidad espacial.

Otah *et al* (1978) encontraron que los cambios sistemáticos de frecuencia del pico están asociados con el espesor de la roca firme. En cambio Kagami *et al* (1982) no encontraron frecuencias dominantes claras pero si importantes correlaciones entre las amplitudes espectrales y el espesor de valles sedimentarios.

El método de la relación espectral fue aplicado con éxito en Flushing Meadows, Nueva York, por Field *et al* (1990) y en el área de Bahía de San Francisco por Akamatsu *et al* (1991), Dravinski *et al* (1991) y Seo *et al* (1991).

Seo (1992) y Gutiérrez & Singh (1992) encontraron diferencias entre las amplitudes de las relaciones espectrales calculadas a partir de registros de

movimiento fuerte y de microtrepidaciones.

## 10.4.4 Método 3: Observaciones con un sólo sensor (1 ó 3 componentes).

En términos de costos este es el más barato de los tres métodos, no sólo por que sólo usa un sensor (de tres componentes), sino por que no requiere un sitio de referencia, que a veces puede no existir en cercanías de entornos urbanos sobre llanuras sedimentarias (p. ej. New Madrid, Field & Jacob (1995); y área de Yun-Chia-Nan, Huang & Wu (1998)). Este es el caso de ciudades como Palmira y Candelaria en el Valle del Cauca.

Nakamura (1989) introdujo una metodología novedosa basada en que la relación espectral entre las componentes horizontales y la vertical, registradas en un mismo sitio, podían considerarse como la función de transferencia del suelo. Como se verá mas adelante, esta función de transferencia está relacionada con la función de transferencia de las ondas SH. Konno (1996) y Ohmachi & Umezono (1998) con base en argumentación teórica sobre la naturaleza de las microtrepidaciones han presentado una modificación a la metodología de Nakamura, basados en argumentación teórica sobre la influencia de las ondas R en las microtrepidaciones y, en especial, en el cociente espectral H/V. Por su parte Arai & Tokimatsu (1998) han considerado que las microtrepidaciones se componen tanto de ondas R como L, por lo que propusieron una relación espectral diferente a la de Nakamura.

Tokeshi *et al* (1996) propusieron una metodología que usa las componentes horizontales de las microtrepidaciones. Proponen que en las curvas de espectros de fases (de las dos componentes horizontales de un lado del autocorrelograma), el punto de intersección donde la frecuencia mas baja (de la curva) cruza el eje de las frecuencias (abscisas) puede ser usado para estimar la frecuencia fundamental de resonancia de las ondas SH. Sus resultados ondas SH.

La metodología de Nakamura es descrita en detalle en el siguiente numeral debido a que ha sido la mas aplicada actualmente en el mundo; ha sido objeto de numerosas investigaciones y por ende seleccionada en este proyecto. De igual manera, como ha ocurrido con otros métodos empíricos que encuentran acogida por alguna razón (alguna ventaja), la metodología de Nakamura se ha difundido ampliamente por lo que se ha ido "madurando" con el tiempo a través del uso y examen de muchos otros.

Adicionalmente la metodología de Konno (1996) es descrita más adelante.

# 10.5 METODOLOGÍA DE NAKAMURA

## 10.5.1 Descripción.

La metodología de Nakamura (1989) está basada en la suposición que el cociente espectral entre las componente horizontal y vertical de las microtrepidaciones es un aproximación de la función de transferencia de los suelos. Para llegar a ésto Nakamura se basó a su vez en las siguientes suposiciones:

- 1. Las microtrepidaciones se propagan principalmente como trenes de onda Rayleigh.
- 2. El efecto de las ondas Rayleigh es igual para las componentes horizontales y verticales en superficie.
- 3. El ruido artificial se propaga principalmente como ondas Rayleigh.
- 4. Las componentes vertical y horizontal de las microtrepidaciones (en su origen) se consideran similares.
- 5. Éstas microtrepidaciones son amplificadas por las capas superficiales blandas de suelo acumuladas sobre un subestrato duro.

- Se puede considerar que la componente horizontal de las microtrepidaciones es amplificada por la multireflexión de la onda S y la componente vertical por multireflexión de la onda P.
- La componente vertical de las microtrepidaciones no es amplificada por las capas horizontales.

La metodología propuesta buscó básicamente eliminar el efecto de las ondas Rayleigh para describir la función de transferencia en función de las ondas internas.

Usualmente la función de transferencia  $S_T$ , de la capas superficiales ha sido definida como la relación entre el espectro horizontal de las microtrepidaciones en superficie  $S_{HS}$  y en el subestrato  $S_{HB}$  así:

 $S_T = S_{HS}/S_{HB}$ 

Como S<sub>HS</sub> es afectada por las ondas superficiales, y como las ondas de las microtrepidaciones se propagan principalmente como ondas Rayleigh, S<sub>HS</sub> podría estar afectado por este tipo de ondas. De tal manera que el efecto de las ondas Rayleigh debería ser incluido en la componente vertical de las microtrepidaciones en superficie pero no en la componente vertical en basamento. Asumiendo que la componente vertical de las microtrepidaciones no es amplificada por las capas superficiales, se puede definir el efecto de las ondas Rayleigh ( $E_S$ ) en esta componente así:

$$E_{S} = E_{VS}/E_{VB}$$

De modo que si no hay ondas Rayleigh  $E_s = 1$  y, será mas grande, si el efecto de las ondas R se incrementa.

Asumiendo que el efecto de las ondas R es igual para las tres componentes (horizontales y vertical) en basamento, entonces  $S_{TT} = S_T/E_{S_1}$  obteniendo que:

$$S_{TT} = S_T / E_S = R_S / R_B$$

Donde  $R_S = S_{HS}/S_{VS}$  y  $R_B = S_{HB}/S_{VB}$ 

 $R_S y R_B$  fueron obtenidos al dividir los espectros horizontales entre los verticales en superficie ( $R_S$ ) y basamento ( $R_B$ ). Según mediciones realizadas por Nakamura en basamento, la relación  $R_B$  es aproximadamente 1 para un amplio rango de frecuencias en sitios donde existe un subestrato firme. Es decir, por lo que la propagación es aproximadamente igual en todas las direcciones, se puede concluir que:

$$S_{\text{TT}} \cong \ R_S$$

Esto significa que la función de transferencia de capas superficiales puede ser estimada solamente con las microtrepidaciones en superficie. En otras palabras, la componente vertical del movimiento de microtrepidaciones mantiene las características de la componente horizontal en basamento.

 $R_B$  debe estar libre del efecto de ondas Rayleigh y tener características relativas al sitio, por lo que una estimación mas confiable de la relación  $S_{TT}$  se produciría al multiplicarla por  $1/R_B$  como término de compensación si existe información de las microtrepidaciones en basamento.

La metodología con base en el cociente espectral H/V es llamado por Nakamura (2000) como Técnica QTS, *Quasi Transfer Spectrum.* 

# 10.5.2 Resultados de Nakamura.

Nakamura (1989) realizó mediciones continuas de las microtrepidaciones por mas de 30 horas. Los sitios de registro estaban ubicados en subestaciones del tren en Kanomoniya y Tabata. Para entender las características dinámicas de la estructura de suelo se hicieron mediciones en superficie y en el fondo de la estructura de suelo. Se utilizó un sensor de velocidad de periodo de un (1) s.

Los resultados de comparación en los dos sitios, entre  $S_{TT}$  y  $R_S$  mostraron que:

- En Kamonomiya S<sub>TT</sub> y R<sub>S</sub> coinciden tanto en el pico predominante como en la forma entera de las relaciones espectrales.
- 2. En Tabata  $S_{TT}$  y  $R_S$  mostraron ser casi similares.
- La función de transferencia R<sub>s</sub> no es afectada por las vibraciones inducidas por la operación de los trenes
- La amplificación máxima de la velocidad puede ser estimada de manera aproximada usando la máxima amplitud de R<sub>s</sub>.

Adicionalmente se aplicó la relación  $R_S$  a registros de sismos fuertes en roca y en suelos en la Ciudad de México (Nakamura, 1989), encontrando que  $R_S$  también puede ser aplicada usando señales de sismos.

# 10.5.3 Fundamentos de la técnica del cociente espectral H/V.

Según Nakamura (1989), ratificado en Nakamura (2000), la relación espectral H/V de las microtrepidaciones está controlada por las ondas SH y no incluye los efectos de las ondas R presentes en la microtrepidaciones.

Pero algunas investigaciones teóricas y numéricas han indicado que la relación espectral H/V está controlada por la curva de polarización de las ondas R (Lachet & Bard, 1994; Lermo y Chavez-García, 1994; Konno, 1996). Nakamura

(1989) dice que justamente la relación espectral H/V fue formulada para remover el efecto de las ondas R.

## 10.5.4 Aplicaciones y estudios teóricos y numéricos.

La metodología de Nakamura (1989) ha sido cuestionada por algunos investigadores que no han llegado a resultados exitosos; otros no la encuentran factible porque consideran que tiene vacíos teóricos, mientras que otros – la gran mayoría - han tenido resultados exitosos, según comparación con resultados a partir de análisis teóricos y de registros de movimiento fuerte. Otros autores consideran que la metodología sólo es aplicable para limitados condiciones geológicas, aquellas en las cuales las capas de sedimentos son planas, o cuando se está alejado de posibles efectos topográficos; y mientras que unos han encontrado que es aplicable en los extremos de cuencas sedimentarias, otros consideran que es aplicable en los centros de éstas.

La metodología de Nakamura ha sido objeto de múltiples investigaciones teóricas, aplicadas y de simulaciones numéricas. Sus resultados han sido comparados con los de otras técnicas de estimación de parámetros del efecto de sitio, por ejemplo aquellos basados en el registro de movimiento sísmico fuerte, y ha sido utilizada como parte de múltiples microzonificaciones alrededor del mundo.

Estos estudios y aplicaciones muestran que la metodología permite diferenciar zonas en contextos urbanos según características geotécnicas, dinámicas y geológicas similares. Ha sido usada para la determinación de los periodos fundamentales de vibración, factor de amplificación de este periodo, estimación del espesor de los sedimentos, y perfil de velocidades de la onda S. Adicionalmente ha servido para la realización preliminar de microzonificaciones sísmicas de manera rápida, para la realización de microzonificaciones

cuantitativas<sup>19</sup>. Puede ser usada, además para la selección de sitios para la localización de acelerógrafos.

A continuación se presentan una selección y síntesis de diversas investigaciones con base en el método Nakamura.

Finn (1991) reportó que la técnica de Nakamura (1989) está basada en suposiciones débiles y que requiere comprobación de campo.

Otro estudio (Lermo & Chávez-García, 1994) comparó resultados de tres (3) técnicas, dos con una sola estación y la otra utiliza con una estación adicional de referencia. Las técnicas son: (1) interpretación directa de la amplitud del espectro de Fourier o de la función de densidad espectral<sup>20</sup>; (2) cálculo de relaciones espectrales en suelo respecto a una estación en roca; (3) técnica de Nakamura, concluyendo que **hay una correlación significativa entre los resultados de la técnica de Nakamura y la función de transferencia teórica en una dimensión (1D),** lo cual explica que diferentes investigadores han podido caracterizar exitosamente en 1D los efectos de sitios sin importar que fueran consideradas como ondas superficiales o de cuerpo y que los resultados teóricos soportan la idea que la técnica de Nakamura no es afectada por el tipo de fuente.

Se han realizado simulaciones numéricas para investigar la influencia de diversos parámetros en la relación espectral de Nakamura, y se compararon los resultados calculados a partir de modelos teóricos con aquéllos de mediciones de campo. Lachet & Bard (1994) concluyeron que la relación espectral H/V obtenida a partir de la simulación del ruido muestra un pico cuya posición es independiente de la función de excitación de la fuente; que las relaciones espectrales H/V obtenidas de ondas SV incidiendo oblicuamente muestran

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> Acopio y análisis de información geológica, geotécnica, de parámetros elásticos y geofísicos en conjunto con mapas de isoperiodos a partir del registro y análisis de microtrepidaciones.

<sup>&</sup>lt;sup>20</sup> En inglés *Power Density Function* 

muchos picos cuya posición es independiente del ángulo de incidencia, y cuya frecuencia fundamental corresponde con la posición de la máxima amplitud, o amplitud pico, de H/V obtenida a partir de la simulación de ruido; que la forma de la relación H/V está fuertemente controlada por la curva de polarización de las ondas Rayleigh y que hay una gran correlación entre la posición del pico H/V derivada de la simulación del ruido con los obtenidos de las ondas verticales S. Esto indica que la relación espectral H/V es una estimación confiable de la frecuencia de resonancia de una estructura de capas horizontales. En contraste, la amplitud del pico H/V no solamente mostró una sensibilidad alta a la velocidad, sino también a parámetros como la relación de Poisson de una estructura sedimentaria y la distancia receptor-fuente. Su uso en la determinación de la amplificación del movimiento horizontal para ondas S incidentes, parece aún prematuro desde un punto de vista teórico. Finalmente anotaron que es importante considerar los límites de la aplicación del método de H/V en el caso de frecuencias de resonancias muy bajas que corresponden a estructuras sedimentarias muy gruesas ( $f_0 < 0.5$  Hz), por lo cual plantearon la siguiente pregunta: ¿Son las fuentes superficiales como el ruido, capaces de excitar la estructura a bajas frecuencias?.

Por su parte Wakamatsu y Yasui (1995) usaron modelos de estructura simples, encontrando que en las microtrepidaciones simuladas predominan las ondas R y L, y que la función de transferencia tiene una buena correlación con la función de transferencia unidimensional de las ondas.

Con respecto a los factores de amplificación, Nakamura *et al* (1994) propusieron que si la relación espectral es menor que 1 sobre un área muy grande, podria corresponder a un área con potencial de licuación. A partir de la relación espectral H/V construyeron una ecuación para estimar el riesgo por licuación.

Según Kudo (1995) se puede decir que existen problemas menos significativos para encontrar la frecuencia resonante del modo fundamental en un sitio a partir

de H/V, sin tener en cuenta el tipo de onda que componen las microtrepidaciones. (en Giraldo *et al*, 1999), sin embargo argumenta que las microtepidaciones no puede ser expresadas como una convolución de ondas internas y superficiales sino que son generalmente una suma de ondas internas y superficiales, de ahí que el cociente de Nakamura no genera ninguna compensación de ondas Rayleigh (según suposición de Nakamura, 1989), y que la relación espectral H/V de las microtrepidaciones en basamento, que Nakamura (1989) asume aproximadamente igual a uno, es válida únicamente si en las microtrepidaciones predominaran las ondas Rayleigh y su elipticidad fuera casi unitaria.

Field & Jacob (1995) compararon los resultados de la clásica relación entre respuesta en roca y en sedimentos con tres técnicas de estimación de respuesta de sitio que no requieren estación de referencia. Los métodos de comparación fueron: (1) inversión de efectos por fuente y trayectoria , (2) relación espectral H/V con registros de sismos y (3) relación de Nakamura con registros de microtrepidaciones. Las tres técnicas evaluadas, que no dependen de un sitio de referencia, revelaron información útil para la estimación de la respuesta de sitio en difrentes partes de East Bay (California), concluyendo que Nakamura fue exitosa para identificar la frecuencia fundamental de resonancia del suelo.

Alva *et al* (1996) y Huamán (1991) compararon los periodos predominantes obtenidos de mediciones de microtrepidaciones en superficie y el periodo predominante calculado a partir de análisis de amplificación dinámica a deformaciones pequeñas, encontrando una buena correspondencia entre dichos valores.

Otra investigación (Dravinski & Wen, 1996) comparó dos técnicas de estimación del movimiento del terreno: la relación entre sedimento y basamento de Kagami (1982, 1986) y la de Nakamura (1989). Ambos fueron analizados en cuencas sedimentarias profundas de dos (forma semi-circular) y tres dimensiones (forma

semi-esférica). A su vez, fueron comparados con las frecuencias de resonancia teóricas; los resultados mostraron similitud para los dos tipos de cuencas: los valores teóricos coincidieron con los calculados con la metodología de Kagami para la frecuencia fundamental de resonancia, pero no para el segundo modo, mientras que el tercero no es reportado. Por su parte, las estimaciones con el cociente espectral H/V en superficie (Nakamura, 1989) mostraron que el método tiene capacidad para predecir mejor la frecuencia en los bordes de la cuenca, ya que hacia el centro del valle muestra un error del 7% con respecto a las estimaciones teóricas. Los modos superiores no son estimados bien con este método. Para la estimación de la amplificación el método de Nakamura no llegó a resultados exitosos.

Konno (1996), identificó inconsistencias en las suposiciones de Nakamura, consideró que las microtrepidaciones consisten principalmente de ondas superficiales y que el pico fundamental de las relaciones H/V está correlacionado con el modo fundamental de las ondas Rayleigh. A iguales resultados llegaron Lachet & Bard a partir de simulaciones numéricas. Así, con base en argumentación teórica, Konno (1996) propuso dos modificaciones a la metodología propuesta por Nakamura (1989): (1) realizar un suavizado de los espectros H y V antes de calcular el cociente H/V, para lo cual propuso el uso de la ventana Wb (presentada mas abajo) y (2) no calcular la amplitud directamente del espectro obtenido de H/V, sinó a partir de la fórmula As = 2,5  $\beta$  R<sub>MB</sub>, donde R<sub>MB</sub> es el pico de la relación H/V suavizada con la función W<sub>B</sub> y  $\beta$  es la relación entre la componente horizontal de las ondas R y las componentes horizontales de las microtrepidaciones (ondas R y L).

$$W_B(ff)_c = \left[\frac{\sin(b * \log_{10}(f / fc))}{b * \log_{10}(f / f_c)}\right]^4$$

Wb es la ventana propuesta, b es un coeficiente correspondiente con el ancho de banda, f es la frecuencia, fc es la frecuencia central que da la simetría a la ventana en la escala logarítmica.

Este procedimiento fue aplicado en registros adquiridos en 23 sitios de Tokio, y después de representar el factor de amplificación en un mapa se comparó con el mapa de microzonificación existente, con resultados satisfactorios.

De manera similar Ohmachi y Umezono (1998) propusieron introducir en la relación espectral H/V el uso de un coeficiente que represente la proporción de ondas R presentes en las microtrepidaciones medidas.

Toshinawa *et al* (1997) encontró que los periodos predominantes de Nakamura coincidían con los de movimiento fuerte y por su parte Taber (1996) encontró que coincidían con los de movimiento débil. Ninguno encontró correspondencia entre las amplitudes. Taber (1996), lbs-von Seht & Wohlenberg (1997) y Dravinski *et al* (1997) utilizaron los valores relativos de las amplitudes.

Sarria (1996), basado en que las microtrepidaciones corresponden a ondas de muy pequeña magnitud con bajos valores de energía, y en que los sismos de interés en la ingeniería sísmica corresponden a ondas de gran amplitud con altos valores de dicha energía, considera que (1) los periodos de vibración del método de Nakamura deben resultar inferiores, más cortos, que los que se presentan dentro del mismo depósito de suelo cuando es sacudido por un sismo intenso que introduce grandes deformaciones angulares - entre más intenso el sacudimiento más largos los periodos de vibración, es decir, más baja la frecuencia natural dominante en el depósito - y (2) que los niveles de amplificación calculados a partir del registro de microtrepidaciones deben conducir a valores mayores que aquéllos que ocurren durante un sismo intenso.

Para una microzonificación cualitativa de Basilea Fäh *et al* (1997) utilizaron el registro y estudio las microtrepidaciones entre otras variables de carácter geológico y geotécnico como tipo, consolidación y variaciones laterales del espesor de los depósitos cuaternarios, profundidad del nivel freático, y velocidad de ondas S estimadas a partir de valores de SPT. Adicionalmente realizaron

simulaciones numéricas del ruido para todos los sitios de medición de microtrepidaciones, según los modelos geológicos y geotécnicos previamente realizados, encontrando buena correlación entre los resultados de simulaciones y los de las mediciones de ruido ambiental. Concluyeron además que la amplitud de la relación espectral entre las componentes H y V, en la frecuencia fundamental, es una medida del contraste de velocidades de onda S entre los sedimentos no consolidados y la roca o basamento.

Abeki et al (1998), según mediciones realizadas en Los Palos (Venezuela), encontraron que los periodos predominantes están relacionados con la profundidad de la estructura sedimentaria. Ibs-Von Seht & Wohlenberg (1997) desarrollaron una metodología de análisis de los datos de microtrepidaciones para estimar el espesor de las capas sedimentarias a basamento a partir de la frecuencia estimada de análisis е interpretación de registros de microtrepidaciones. Usaron dos metodologías, el cociente espectral con una estación en sedimentos y una en roca (cociente S/R), y el cociente espectral (H/V). propuesto por Nakamura Concluveron que el registro de microtrepidaciones en conjunto con la metodología de Nakamura se convierte en una herramienta poderosa para estimar el espesor de las capas sedimentarias basados en los siguientes resultados: (1) buena correlación entre las frecuencias calculadas por el cociente H/V para una rango amplio de profundidades entre 10 y 1000 m; (2) poca correlación de las frecuencias calculadas con el método del cociente S/R; (3) se encontró una dependencia entre las profundidades a basamento (conocidas previamente) y los picos predominantes de los cocientes espectrales. Esta dependencia está claramente controlada por la curva de la velocidad-profundidad de la onda S, observación que se relaciona con el modelo de resonancia de dos capas. En los sitios donde se conocía la profundidad a basamento, se estudió la influencia de fuentes locales de ruido, encontrando que mientras la técnica clásica (cociente S/R) es muy sensible, el cociente H/V (de Nakamura) permanece estable.

Aunque Alfaro (1997) considera que se pueden usar tanto sensores de aceleración como de velocidad para realizar las mediciones de microtrepidaciones, experimentos bajo condiciones controladas de Muccarelli (1998) mostraron grandes diferencias en los resultados obtenidos al comparar dos sensores de velocidad y uno de aceleración. Por su parte Lermo & Chávez-Garcia (1994) consideran que el sensor de velocidad empleado debe tener una frecuencia menor que la del sitio a medir.

Diversos experimentos bajo condiciones controladas permitieron a Muccarelli (1998) llegar a las siguientes conclusiones:

- usar sensores de velocidad (con un sistema de adquisición de alta ganancia evitando interferencia por cableado externo para prevenir de ruido mecánico o electrónico) en vez de sensores de aceleración, debido a que no proporcionan suficiente resolución para obtener información de las vibraciones ambientales en las tres componentes;
- en las mediciones sugiere tener especial cuidado con las condiciones climáticas; el viento debe ser evitado con apropiadas protecciones;
- la presencia de tráfico no altera los resultados;
- se deben buscar sitios a campo abierto lo menos intervenidos posible para conseguir el mejor acoplamiento entre el sensor y el suelo (se recomienda en particular evitar hacer mediciones sobre cubiertas asfálticas);
- energías inducidas al suelo (por ejemplo con un martillo de los usados para refracción sísmica) pueden ayudar a resolver mejor el comportamiento a bajas frecuencias;
- las bases de los edificios pueden ser buenos puntos de medición por que protegen de las condiciones climáticas y están acoplados con el terreno, sin embargo debido la interacción suelo-estructura deben tomarse mediciones en los diferentes pisos para identificar las frecuencias inducidas por la vibración del edificio.

Riepl *et al* (1998) compararon 4 métodos para la estimación de respuesta de sitio en la cuenca de Volvi, en Grecia. Sus resultados muestran que las formas similares del espectro de respuesta estimado por el método longitud de coda (Phillips & Aki, 1986) y por el de Nakamura (1989), ofrecen información importante acerca de las frecuencias significativas del sitio examinado, particularmente en el rango de las bajas frecuencias. Consideran probable que la geología subsuperficial influencie de igual manera las componentes vertical y horizontal del movimiento, y por lo tanto enmascare los niveles de amplificación al realizar el cociente espectral entre la componente horizontal (promediada) y la vertical.

Coutel & Mora (1998) también compararon otras técnicas de estimación de respuesta con la técnica Nakamura: (1) la relación espectral sedimento a roca usando sismos; (2) la relación espectral de ruido sedimento a roca; (3) la relación de Nakamura; (4) la relación espectral de las componentes horizontal y vertical usando sismos. Se tomó como "verdadera" la relación basamento a sedimento con datos de sismos, o SBSR. Los resultados muestran que la técnica de Nakamura, puede predecir el primer modo de resonancia con buena precisión en la mitad de la cuenca (el error varia del 100% en los bordes a 10% en la mitad de la cuenca) pero subestima el nivel de amplificación en un factor de 3. Concluyeron que la estimación del espectro de amplificación de sitio usando métodos de observación de campo no son confiables o pueden resultar incorrectos cuando una estructura de cuenca subsuperficial está presente.

Asumiendo que las microtrepidaciones están principalmente compuestas por ondas de superficie, Bard (1999) según Nakamura (2000) indica que varios investigadores están de acuerdo en dos argumentos: (1) la relación espectral H/V está relacionada básicamente con la elipticidad de las ondas R presentes en la componente vertical y (2) esta elipticidad depende de la frecuencia y muestra un pico alrededor de la frecuencia fundamental en sitios con alta impedancia entre los suelos – superficiales – y las rocas que los suprayacen.

Giraldo *et al* (1999), como parte de los estudios de microzonificación de Barcelona, encontraron que las mediciones y resultados son independientes de la hora del día en que se realicen. Destacaron la importancia de la influencia del tratamiento de los registros en los resultados obtenidos: al comparar los mismos datos por el método de Nakamura (1989) y por el de Konno y Ohmachi (1998), se encontró que entre 0 y 0,5 segundos existe correlación mientras que para periodos mayores a 1,0 no la hay.

Finalmente, se puede ver que múltiples investigadores han aplicado la metodología de Nakamura con resultados satisfactorios compartiendo la idea general que es una metodología con grandes capacidades para la estimación de periodos naturales de vibración (e.g. Field y Jacob, 1993; Ohmachi *et al*, 1994; Lermo y Chávez-García, 1994; Konno y Ohmachi, 1995; Field y Jacob, 1990; Hough *et al*, 1991; Lermo *et al*, 1992, 1994; Goula *et al*, 1997; Zaslavsky y Shapira, 1997; Triantafyllidis y Hatzidimitriou, 1997; LeBrun et al, 1997; Giraldo *et al*, 1999;), y otros no han tenido éxito (Pitilakis, 1997; Ingeominas, 1997; Jaramillo, 2000).

Originalmente la metodología de Nakamura introducida para la evaluación del efecto de sitio con base en registros de microtrepidaciones ha sido extendida para registros de movimiento débil (Ohmachi *et al*, 1991; Field & Jacob, 1993; Field *et al*, 1995; Theodolius et al 1996; Riepl *et al*, 1998) y en algunos estudios para registros de movimiento fuerte (Lermo & Chavez-García, 1994; Theodolius & Bard, 1995; Suzuki *et al*, 1995).

## 10.5.5 Otras aplicaciones.

En principio la relación espectral H/V propuesta por Nakamura (1989) ha sido utilizada para la determinación del periodo de vibración natural de los suelos y el factor de amplificación asociado, pero se han desarrollado otras aplicaciones, de dicha relación espectral, las cuales se listan a continuación.

- Determinación de la profundidad a basamento (Nakamura, 2000) (Ibs-von Sat & Wohlenberg, 1996).
- 2. Determinación del potencial de licuación (Nakamura et al, 1994).
- Verificación de comportamiento de sitio por eventos sísmicos destructivos (Toshinawa *et al*, 1997).
- 4. Determinación de los periodos de vibración de edificios (Muccarelli, 2000).

# 10.5.6 Equipos y procedimiento de medición.

La metodología de Nakamura es muy simple y fácil de realizar. Requiere de un sensor que registre las 3 componentes ortogonales del movimiento conectado con un sistema de adquisición simultáneo para 3 canales (1 para cada componente de movimiento). El sensor debe tener un periodo natural de vibración y una sensibilidad que junto con la ganancia (alta) del sistema de adquisición permitan registrar las ondas de interés, de amplitudes del orden de 10<sup>-6</sup> m/s, con periodos de vibraciones entre 0.1 y 10 Hz.

Aunque se han usado tanto sensores de velocidad como de aceleración, aún no hay un consenso sobre cual sería el más adecuado. En principio uno que cumpla con los requisitos arriba expuestos sería suficiente, aunque Muccarelli (1998) adjudica el no éxito en la aplicación de la Metodología de Nakamura al uso de acelerógrafos, éstos diseñados para registro de movimiento fuerte.

En general los sensores de velocidad han sido los más usados para el estudio de la microtrepidaciones (Lermo y Chávez-García, (1994); Fah *et al* (1997); Ibsvon Seht & Wohlenberg, (1997); Kagawa et al (1996); Abeki *et al*, (1997); Nakamura (1998); Kanai, 1961; Abeki *et al* (1997), Stäl & Westberg (1996)). También se han usado sensores de banda ancha cuando los depósitos en estudio son muy profundos (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1997; Abeki *et al* 1997). Los sensores de aceleración han sido utilizados en combinación con sensores de velocidad como es el caso de Giraldo *et al* (1999). Otros han aprovechado las redes acelerográficas existentes para realizar mediciones en puntos fijos complementadas con puntos móviles (Ingeominas & Uniandes, 1997), donde los periodos calculados con relación de Nakamura, a partir de los registros de microtrepidaciones en acelerógrafos, no correlacionaron con áquellos obtenidos del análisis de los registros sísmicos de aceleración (Uniandes, 1997). Para la medición de las microtrepidaciones sólo se requiere instalar el sensor de 3 componentes en un **sitio** de interés a cualquier **hora del día** y adquirir y grabar las microtrepidaciones por un **lapso de tiempo**.

# Sitio.

Las mediciones de microtrepidaciones son muy versátiles en cuanto se pueden realizar en muchos sitios de la ciudad. Los parques, los jardines, los separadores viales en pasto y las canchas de fútbol, que generalmente se encuentran distribuidos a lo largo y ancho de las ciudades, son los sitios ideales para realizar las mediciones. Algunos autores han realizado mediciones en las intersecciones de una cuadrícula de ancho variable entre 100 y 1000 m de ancho (Abeki *et al*, 1997; Toshinawa *et al*, 1997) mientras que otros han realizado las mediciones según una distribución espacial controlada por los sitios aptos para realizar las mediciones (p. ej. Stäl & Westberg, 1996).

Con respecto al ruido cultural presente en cercanías del sitio de registro, Stäl & Westberg (1996) consideran que hay 3 factores a tener en cuenta: (1) no puede existir una frecuencia predominante en los registros asociado con el ruido cultural (ejemplo una planta de energía), (2) es importante medir un espectro de frecuencias completo de tal manera que no haya ventanas en las frecuencias y (3) si hay ventanas en las frecuencias el método no puede ser aplicado. Las implicaciones de estos 3 factores enunciados se listan en la Tabla 17.

## Hora del día.

Nakamura (1989) realizó mediciones continuas durante más de 30 horas ya que se propuso investigar la influencia del ruido cultural en las mediciones y encontró que las horas de la madrugada, entre la una y las cuatro, proporcionan las condiciones ideales para las mediciones. Recientemente diversos investigadores han realizado pruebas a diferentes horas del día encontrando que aunque la amplitud de las señales se incrementa en el día (un orden de magnitud con respecto mediciones nocturnas) no hay variación significativa en la forma de los espectros (Muccarelli, 1998; Giraldo *et al*, 1999). Por su parte Sommerville *et al* (1996), encontraron que la forma del espectro es la misma por debajo de 1 Hz. Algunos autores consideran inclusive que el ruido cultural puede ayudar a definir mejores el periodo fundamental de vibración del suelo, Stäl & Westberg, 1996 indican que mediciones en cercanías de una vía con tráfico constante se traducirían en mejores resultados, y Muccarelli (1998) encontró que energizando el suelo con un martillo de refracción sísmica, se puede modelar mejor los periodos.

#### Lapso de tiempo.

Con respecto al tiempo de registro de las señales aún no hay un consenso; algunos autores han registrado las microtrepidaciones durante 10 minutos cada hora entre la una y las cuatro de la mañana (Fäh *et al*, 1997); otros utilizaron registros de cinco minutos de duración para mediciones cada hora durante 24 horas y tres registros de 40 segundos para mediciones esporádicas (Toshinawa *et al*, 1994); mientras que otros consideran que se deben grabar cinco registros de un minuto (Muccarelli, 1998). Por su parte lbs-von Seht & Wohlenberg (1997) utilizaron las secciones mas "silenciosas" de los registros de 10 minutos, obteniendo señales, para el análisis, con longitud variable entre 1 y 10 minutos.

# Tabla 17. Criterios para selección de sitio de registro de microtrepidacionessegún Stal & Westberg (1996)

- 1. La superficie debe estar libre de asfalto o concreto. El instrumento debe estar en contacto con el terreno y debe ser colocado por debajo de la capa vegetal.
- 2. No se deben realizar mediciones en cercanías de maquinaria que generen ondas en las bajas frecuencias.
- Evitar realizar mediciones cerca de edificios altos, los vientos fuertes podrían hacer vibrar el edificio e inducir vibraciones en las bajas frecuencias en la cimentación del edificio. Estas vibraciones pueden afectar las mediciones.
- 4. Si las mediciones se hacen cerca de vías, estas deben ser planas. Bombas de agua pueden crear ondas transitorias que se pueden mezclar en los registros de las microtrepidaciones.
- 5. El tráfico en las vías debe ser lo mas continuo posible. De tal manera que los registros no tendrán señales transitorias. En la ciudad hay muchas fuentes de vibración, las mediciones cerca de vías son las mejores ya que el tráfico es una fuente de ruido mas poderosa.
- 6. Cuando se mide en cercanías de vías transitadas, es mejor medir en un sitio cercano a una intersección, tal que las ondas provengan de diferentes direcciones.
- Se deben hacer mediciones lejos de tuberías y bombas de agua, las cuales pueden afectar las mediciones. Para evitar estas fuentes, sería bueno contar con mapas de infraestructura.

# 10.5.7 Procesamiento y análisis de las señales.

El procesamiento básico de las señales corresponde al tratamiento que en general se aplica a señales, convertidas de analógicas a digitales - discretizadas - según periodos de tiempo, las cuales serán analizadas en el dominio de las frecuencias. La técnica más común de análisis espectral usada para el estudio de las microtrepidaciones es la transformada rápida de Fourier, conocida por sus siglas en inglés FFT<sup>21</sup>. Algunos autores han usado también la función de la densidad espectral. El hecho de usar la FFT implica que se deben realizar unos procesamientos previos a las señales para poder aplicarla apropiadamente. A

<sup>&</sup>lt;sup>21</sup> Fast Fourier Transform

continuación los procesamientos generales que se realizan a las señales.

# Corrección de la línea de base.

La amplitud de la señal que se toma en campo generalmente viene desplazada en una cantidad determinada debido a varios factores como alteraciones en el equipo, inestabilidad de la señal misma, etc.

La corrección por línea de base consiste en determinar la cantidad que se debe correr cada ordenada para poder encontrar la línea real de cero. Para tales fines se debe calcular un polinomio que mejor se ajuste a los datos originales por el método de los mínimos cuadrados, este polinomio conforma una línea recta, de tal manera que los coeficientes del polinomio luego son restados de la señal original para obtener una función centrada en el origen (Math Works, 1996)

# Filtros.

Se usan para filtrar frecuencias que no son del interés en relación con los modos de vibración dinámica de los suelos. Hay de tres tipos de filtros básicos: pasabajas, pasaltas y pasabanda. Mientras que el primero detiene todas las señales por encima del valor del filtro pasabajas, el segundo, detiene todas las señales por debajo del valor del filtro pasaltas. El filtro pasabanda detiene las frecuencias que están por fuera de un rango dado (MathWorks, 1996).

 En microtrepidaciones estos filtros se han aplicado cuando se han escogido frecuencias de adquisición mucho mayores que la frecuencia de interés. El filtro de pasabanda es uno de los mas aplicados (p. ej. Muccarelli, 1998; Giraldo et al, 1999).

# Efecto aliasing: Teorema de muestreo y Frecuencia de Nyquist.

Este es un efecto asociado en general, al análisis espectral. En primer lugar el sistema de adquisición debe evitar el efecto *aliasing*, problema potencial en señales discretizadas. El teorema de muestreo dice que el muestreo con un

periodo T tiene sentido solamente si la señal a ser discretizada no tiene energía importante en frecuencias, F>=1/(2T). Esto significa que el rango de frecuencias útil es 0 a F/2 Hz, donde F/2 es conocida como la Frecuencua de Nyquist. (e.g. Martinelli, 1992). Se dice entonces, que el efecto de *aliasing* ocurre si la diferencia de las frecuencias cae dentro del rango de interés (f < F/2), lo que significa que cuando se realiza el análisis espectral, las frecuencias de interés - parte real -, se mezclan con las no interés – parte imaginaria -. (e. g. Stäl & Westberg, 1996). Para evitar esto el sistema de adquisición de las microtrepidaciones - y en general de señales - debe tener un filtro "antialias". Generalmente estos filtros vienen incorporados en el sistema de adquisición.

## Efecto leaking o truncado.

Este es otro efecto asociado con el uso de la FFT. La transformada de Fourier supone que la señal analizada se repite de manera infinita en el tiempo, lo que implica que la señal incluirá siempre periodos completos. Ese no es el caso de las señales con duración finita, como las de las microtrepidaciones, de tal manera que cuando algún periodo queda truncado la suposición de FFT no es válida y esto afecta los resultados. Este problema se soluciona al usar una ventana, que minimiza las amplitudes al inicio y al final de la señal. Algunas de las ventas más conocidas son: rectangular, Hamming, Hanning, Kaiser-Bessel, *Truncated gaussian y Flat top* (p. ej. Randall & Tech, 1987).

 La ventana de Hanning ha sido la mas usada en los análisis de microtrepidaciones (p. ej. Giraldo *et al*, 1999; Stäl & Westberg, 1996).
 Muccarelli (1998) usó la función coseno de 5%.

Los coeficientes de una ventana de Hanning están definidos por la siguiente expresión:

$$w(k) = 0.5(1 - \cos(2\pi * \frac{k}{n+1})), \ k = 1, K, n$$
 (Mathworks, 1996)

# Suavizado del espectro.

El suavizado de señales permite obtener curvas más limpias, libres de frecuencias superpuestas a las frecuencias dominantes.

 Entre los mas usados en microtrepidaciones se encuentran el triángulo de Pascal (Stäl & Westberg), la campana de Gauss (Giraldo *et al*, 199), la ventana de Parzen de 0,5 Hz (Toshinawa et al, 1994) y la ventana de tiempo del 10% del coseno escalonada (Riepl *et al* 1998).

Safak (1991) demostró la importancia del tratamiento de las señales anotando que los diversos procesamientos pueden influir en los resultados; a pesar que trabajó con registros de sismos fuertes, esta anotación debe ser tenida en cuenta en el tratamiento de las señales de microtrepidaciones.

# **10.6 DISCUSIÓN Y SÍNTESIS**

# Discusión.

Las múltiples experiencias realizadas alrededor del mundo – algunas documentadas en el § 10.5.4 – que han usado las microtrepidaciones como fuente de ondas sísmicas en conjunto con la metodología de Nakamura (1989), y que han resultado o no exitosas, no son comparables completamente por las siguientes razones:

- han sido realizadas bajo diversas condiciones ambientales (aún no hay un estándar sobre requisitos de los sitios de medición);
- diferentes equipos de medición han sido empleados para el registros de las señales;
- han sido aplicados diferentes métodos de procesamiento (selección de filtros, ventanas, y rutinas de análisis espectral).

Sobre la primera, Stäl & Westberg (1996) y Muccarelli (1998) han indicado que existen una serie de factores a tener en cuenta durante el registro de las

microtrepidaciones, entre ellas (1) la de realizar mediciones durante condiciones climáticas de calma, sin lluvia y sin vientos (el viento no se encuentra acoplado con los depósitos de suelo, de tal manera que puede afectar los mediciones de dos formas: generar movimientos adicionales en el suelo e inducir vibraciones directamente en el sensor); (b) proteger el sensor con un balde o caja metálica durante las mediciones (esto minimiza por un lado el efecto del viento en el caso de que se presente y evita cualquier interferencia de cableado (mecánica o eléctrica); (c) realizarlas sobre terreno abierto lo menos intervenido posible y alejado de estructuras (hidráulicas o edificios).

Sobre la segunda – equipos - se puede decir que aunque Muccarelli (1998) con base en experimentos con dos sensores de velocidad y uno de aceleración descarta el uso de sensores de aceleración, y en su lugar sugiere el uso de sensores de velocidad (encontró que la mayoría de los resultados no exitosos usando Nakamura radicó en el uso de los primeros), Alfaro (1997) considera que las mediciones se pueden realizar indistintamente con sensores de velocidad o de aceleración siempre y cuando los niveles de ruido ambiental tengan una amplitud mayor que el nivel de resolución del equipo, como es el caso de las grandes ciudades, condición soportada por Lermo & Chávez-García (1994). La calidad y resolución de las señales de microtrepidaciones está controlada por los siguientes factores: periodo natural de vibración y sensibilidad del sensor, ganancia y resolución del sistema de adquisición. En principio un sensor y un sistema de adquisición que permitan registrar microtrepidaciones del suelo con frecuencias entre 0,05 y 10 Hz y con amplitudes del orden del 10<sup>-6</sup> m/s seria suficiente.

Sobre la tercera Giraldo *et al* (1999), Safak (1991), Camacho (2000) destacan la importancia del tratamiento, procesamiento y análisis de los registros y su influencia en los resultados. Por ejemplo (Ibs-von Seht & Wohlenberg, 1997) realizaron deconvolución de las señales, adquiridas con sensores de velocidad con periodos diferentes (0,5 y 1 Hz) para normalizarlas en 0,5 Hz. Por su parte

Stäl & Westberg (1996), que utilizaron señales adquiridas con un sensor de velocidad de 1 Hz, en vez de aprovechar las vibraciones detectadas por el sensor por debajo de 1 Hz, aplicaron un filtro pasaltas de 1 Hz, argumentado que la respuesta del sensor no es plana por debajo de 1 Hz y, por lo tanto no es útil.

Aunque aún no hay un consenso sobre los soportes teóricos que controlan y describen la relación espectral H/V, muchos estudios experimentales **muestran que la relación espectral de Nakamura permite diferenciar entre tipos de suelos con características estratigráficas, velocidad de onda S y profundidad a basamento similares**. Esa es la gran fortaleza de la herramienta que junto con los bajos costos (sólo requiere un sensor de tres componentes); la simpleza y facilidad de las mediciones (se pueden realizar a cualquier hora del día y no requieren mas de 10 minutos de registros) y, la resolución espacial que permite alcanzar (se puede alcanzar mayor detalle que con redes acelerográficas de movimiento fuerte), la han convertido en una técnica muy atractiva que se ha difundido rápidamente alrededor del mundo. Las ventajas del método han permitido a diversos investigadores y planificadores urbanos la elaboración de mapas preliminares de zonificación sísmica (o mapas cualitativos), y de zonificación de suelos. Incluso ha servido para modificar planos geotécnicos de ciudades como Lieja, Bélgica (Euroseismod, 1998).

#### Síntesis.

En relación con los parámetros que proporciona la relación espectral H/V, el consenso mínimo entre las diversas experiencias exitosas (ya sea numérica o experimentalmente) muestra los siguientes **alcances**, **limitaciones y, rango de validez:** 

- 1. Específicamente sirve para determinar los periodos fundamentales de vibración de los suelos.
- No sirve para identificar otros periodos de vibración (de segundo, tercero o cuarto orden).

- Funciona muy bien en suelos cuya columna estratigráfica puede estudiarse por el modelo de una sola capa.
- Modelos de mas de una capa, o estructuras geológicas subsuperficiales, afectan los periodos estimados con Nakamura, de tal manera que no se puede predecir el periodo principal de vibración.
- 5. No se conoce muy bien, a que corresponde la amplificación del cociente espectral de Nakamura; Nakamura (1989) indica que la amplitud máxima de dicho cociente corresponde al factor de amplificación de los suelos, pero múltiples resultados exitosos en la estimación del periodo predominante (comparado con los obtenidos a partir de registro de movimiento fuerte) han fallado en la estimación del factor de amplificación.
- Las resultados de las mediciones son independientes de la hora del día y no afectan los periodos de vibración estimados.

Con respecto a la explicación de la Técnica de Nakamura, existen dos tendencias en la actualidad, la primera argumenta que la relación está controlada por las ondas SH, mientras que la segunda muestra que está controlada por las onda R. Pero ambas tendencias han demostrado que los periodos calculados del pico de la relación H/V coinciden con los periodos calculados a partir de las ondas S presentes en los registros de movimiento fuerte.

Por otro lado, la falta de robustez de la Metodología de Nakamura para evaluar el factor de amplificación espectral, podría estar relacionado con que capta indistintamente energías generadas sobre el suelo y energías que inciden desde la base. El factor de amplificación depende del cociente de la impedancia (sueloroca).
## **11. MEDICIONES DE MICROTREPIDACIONES**

Como se discutió en el capítulo anterior las microtrepidaciones han sido usadas para la microzonificación preliminar de muchas ciudades alrededor del mundo. Si bien el factor de amplificación aún no ha sido entendido completamente, la forma general de las relaciones espectrales H/V y en especial el pico fundamental de vibración de dichos espectros permiten aportar a la microzonificación de las ciudades en términos del comportamiento dinámico de los suelos.

El propósito de las mediciones de las microtrepidaciones fue caracterizar, en los términos arriba descritos, una zona de la ciudad, correspondiente al área de estudio. No se busca delimitar la zona con las mediciones, ya que esto implicaría una densidad de puntos mucho mayor, incluyendo mediciones detalladas en las zonas vecinas, sino que busca por un lado el entendimiento y apropiación de la metodología para futuras mediciones en la ciudad, y por otro, la caracterización de los suelos en el área de estudio.

Para efectos de comparación de los resultados con el área de estudio, se seleccionaron puntos en otras zonas donde no hay tanta concentración de reportes macrosísmicos y donde se presentan otras formaciones geológicas superficiales.

Una vez se cuenta con los equipos de medición, adquisición, almacenamiento y análisis adecuados y probados, la aplicación de la metodología de Nakamura resulta ser muy fácil y rápida.

# 11.1 EQUIPO DE MEDICIÓN

En las mediciones se utilizó un sensor de velocidades con periodo natural de 1 segundo y respuesta plana entre 1 y 50 Hz; el sensor se conectó a una unidad convertidora Análoga/Digital, la cual a su vez se conectó con una computadora portable para almacenamiento de los datos. El esquema general se presenta a continuación (Figura 67).



Figura 67. Esquema general para registro de microtrepidaciones.

A continuación se describen las características técnicas de cada uno de los equipos utilizados.

# 11.1.1 Sensor de velocidad.

Marca: Mark Products, Modelo L4C-3D.

Periodo natural: 1 segundo.

Amortiguamiento: 0,707 crítica.

Dimensiones: Peso total: 9.1 kg, Altura: 18.2 cm y Diámetro 20.3

Constante de transducción:

Componentes vertical y longitudinal: 282,3 Volt/(m/s)

Componente transversal: 281,5 Volt/(m/s)

# 11.1.2 Unidad de digitalización.

Marca: Nanometrics. Modelo: RD3, 1989. Dimensiones: diámetro=15 cm, altura = 27 cm Alimentación: batería 12V. Convertidor A/D: 16 bits. Rango de voltaje: +- 10 V. Filtro "anti-alias". Ganancia: se escogió la máxima, 40 db.

# 11.1.3 Unidad de almacenamiento.

Los datos se almacenan en un computador portable; llegan al puerto serie RS232C<sup>22</sup> a través de un cable que viene de la unidad digitalizadora. Dos procesos consecutivos son llevados a cabo en el computador:

1. Adquisición en tiempo real.

Se realizó con el programa *Tera Termpro*, un software que controla las comunicaciones a través del puerto serie del sistema operativo Windows. Los datos que llegan al puerto serie del computador son almacenados en el disco duro, según el formato RD3 (binario) establecido por el fabricante de la unidad digitalizadora (Nanometrics, 1989:38).

2. Conversión de datos (post-adquisición).

Los datos del formato RD3 son convertidos a uno simplificado, formato VibAmb (binario de 32 bits), para facilitar su lectura y análisis posterior. Se realizó en el OSSO<sup>23</sup> una rutina para tales fines. La rutina está escrita en el

<sup>&</sup>lt;sup>22</sup> Protocólo de comunicación del puerto serie.

<sup>&</sup>lt;sup>23</sup> Desarrollada por Fís. Rafael González, Área de Instrumentación y Desarrollo del OSSO

lenguaje de programación C, con librerías estándar ANSI<sup>24</sup>, se ejecuta bajo el ambiente operativo Linux. El nombre de la rutina es "rd3conv".

Los datos son almacenados según el orden de las componentes así: Vertical, Horizontal Norte y Horizontal Este, la correspondencia entre esta nomenclatura con la usada por la Unidad Digitalizadora y la usada en el procesamiento de las señales en el análisis se aclara a continuación:

Componente sensor	Unidad RD3	Procesamiento
Vertical	Canal 1 (ch1)	Z
Horizontal Norte	Canal 2 (ch2)	Х
Horizontal Este	Canal 3 (ch3)	Y



Figura 68. Equipo de mediciones de microtrepidaciones.

<sup>&</sup>lt;sup>24</sup> ANSI: Compilador estándar C (lenguaje de programación) de American National Standar Institute.

En la Figura 68 e aprecia el equipo de mediciones empleado: en (a) se muestra una foto del sensor L4C-3D; en (b) la unidad digitalizadora RD3 y al fondo la batería; en (c) computador portable para adqusición y almacenamiento y (d) el tarro de plástico empleado para aislar el sensor de vibraciones inducidas por el viento.

# 11.2 PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN

## 11.2.1 Tiempo de registro y tasa de muestreo.

Las frecuencias de interés con fines de ingeniería incluyen el rango < 10 Hz, donde se encuentran los modos principales de vibración de los suelos, de tal manera que se escogió una tasa de muestro de 25 Hz, que cumple con el Teorema de Nyquist; 25 Hz es superior al doble. Las microtrepidaciones se registraron por un lapso de tiempo aproximado de 10 minutos. El tiempo es aproximado ya que en la unidad digitalizadora este tiempo no se puede autoprogramar, el grabado se detiene por una orden manual<sup>25</sup>.

## 11.2.2 Nomenclatura de archivos.

Los archivos de medición de cada sitio fueron nombrados según la siguiente estructura:

Estructura	Sitio	mes	Día	hora	min	•	Mat
Ejemplo	alc	04	06	12	00		Mat

 $<sup>^{25}</sup>$  La unidad dispone de un reloj interno con una exactitud entre  $10^{-3}$  y  $10^{-4}$  segundos.

## **11.3 SITIOS DE MEDICIÓN Y REGISTROS**

#### 11.3.1 Selección de sitios.

Se seleccionaron sitios de fácil acceso que cumplieran con los requisitos mencionados en § 10.5.6 Para efectos de comparación de los resultados del método se realizaron mediciones en zonas fuera del área de estudio sobre formaciones geológicas superficiales diferentes.

#### Zona de estudio.

Se seleccionaron 4 puntos de medición que coincidieran con sitios donde se realizaron pruebas de refracción sísmica en los cuales, además, se dispone de reportes macrosísmicos relevantes como es el caso del Edificio Torres de Alcalá (Capítulos 6 y 12). Los sitios de medición se relacionan en la Tabla 18.

Sitio	Ensayo de refracción sísmica	Reportes macrosísmicos
Alcalá	No <sup>*1</sup>	Si <sup>*2, *3</sup>
Colegio	Si	No
Coliseo	Si	Si <sup>*4</sup>
Iglesia	Si	No
Univalle	Si	No

 Tabla 18. Sitios de medición de vibraciones ambientales.

\* 1: El parque es muy pequeño. Se trata de una zona verde de pequeña extensión, no ideal para mediciones de refracción sísmica.

\* 2: Reportes de vibraciones inducidas durante conciertos en el Coliseo El Pueblo y sentidas en el edificio Torres de Alcalá (Capítulo 12).

\* 3: Reportes de daños por sismos (Capítulo 6).

\* 4: Se refiere a reportes de vibraciones inducidas en el Coliseo El Pueblo y sentidas en edificaciones a menos de 200 m y a 800 metros de distancia (Capítulo 12).

#### Fuera de la zona de estudio.

Se seleccionaron dos zonas fuera del área de estudio, sobre formaciones geológicas superficiales diferentes. Estas dos zonas, en comparación con la de estudio tienen pocos o nulos reportes macrosísmicos para los mismos eventos o efectos inducidos de la zona de interés. Una de ellas, el Cono del río Meléndez, también corresponde a depósitos sedimentarios cercanos y topográficamente comparables con el cono de Cañaveralejo. La otra, la colina de San Antonio, a unos 40 metros sobre el nivel de las anteriores formaciones, está conformada por una secuencia de estratos de gravas con intercalaciones de depósitos volcánicos de consistencia dura y edades superiores a 2,9 millones de años (Velásquez & Toro, 2001).

En el cono del río Meléndez se trabajó en los terrenos de la Universidad del Valle por varias razones: (a) terrenos con suficiente extensión para pruebas de refracción sísmica, (b) facilidad de acceso y seguridad para pruebas nocturnas, (c) disponibilidad de registros acelerográficos de sismos en las últimas décadas. Univalle se convirtió en el sitio ideal para la realización de pruebas de los diversos equipos empleados, y para realizar las pruebas de estabilidad de las mediciones nocturnas y diurnas en vibraciones ambientales.

#### 11.3.2 Descripción y registros.

En la Figura 69 se aprecia la localización de los puntos de medición.

#### a) Mediciones en la Zona de estudio.

Se realizaron mediciones en cinco zonas descubiertas (verdes).



Figura 69. Sitios de medición de microtrepidaciones

# Alcalá (alc).

**Sitio:** Parque contiguo al edificio Torres de Alcalá II. Cra. 47 B con Calle 8 B. El parque dista 1770 m del piedomonte y está ubicado sobre el antiguo lecho del río Cañaveralejo.

**Ubicación sensor:** Fue posible ubicar el sensor distanciado 4 metros de los árboles; no se conocen las dimensiones de las raíces de éstos. El punto de medición está aproximadamente a una cuadra de la Carrera 50 y a una de la Calle 9, de alto tráfico, sin presencia de buses.

Se realizaron 4 mediciones de 10 minutos ( Tabla 19).

Tabla 19. Mediciones de microtrepidaciones en Alcalá (alc)

Registro medición	Punto	Тіро
Alc04061200.mat	Parque contiguo a Torres de Alcalá	Diurna
Alc04061115.mat	Parque contiguo a Torres de Alcalá	Diurna
Alc04060150.mat	Parque contiguo a Torres de Alcalá	Nocturna
Alc04170210.mat	Parque contiguo a Torres de Alcalá	Nocturna

## Colegio (clp).

**Sitio:** Cancha de Fútbol (del costado W) del Colegio Politécnico Municipal, barrio Los Chorros. Entre carreras 62 y 63 con Calle 1A. El colegio dista sólo 200 metros del piedemonte y se encuentra 830 metros al sur del río Cañaveralejo.

**Ubicación sensor:** se ubicó en el centro de la cancha de futbol del extremo SW del predio del Colegio.

Se realizaron 2 mediciones de 10 minutos (Tabla 20).

Tabla 20. Mediciones de microtrepidaciones en Colegio Politécnico (ptd)

Registro medición	Punto	Тіро
Ptd05021255.mat	Cancha de fútbol	Diurna
Ptd05021240.mat	Cancha de fútbol	Diurna

## Coliseo El Pueblo (clp)

**Sitio:** En la zona verde en las afueras del Coliseo El Pueblo, 320 metros al norte del río Cañaveralejo y distante 910 del piedemonte.

**Ubicación sensor:** Las mediciones se realizaron coincidiendo con los ensayos de refracción sísmica RS# 7 y RS#15.

Se realizaron dos mediciones de 10 minutos (Tabla 21).

Tabla 21. Sitio medición de	microtrepidaciones Coliseo El Pueblo (o	clp)
-----------------------------	---	------

Registro medición	Punto	Тіро
clp05021415.mat	Costado E Coliseo	Diurna
clp05021405.mat	Costado E Coliseo	Diurna

## Iglesia Santa Isabel.

**Sitio:** Barrio Nueva Tequendama, parque contiguo a la iglesia Santa Isabel. El parque limita por el S con el río y está distanciado del piedemonte 1250 metros.

Ubicación Sensor: Extremo E del parque, coincidiendo con el ensayo RS#8.

Se realizaron dos mediciones de 10 minutos (Tabla 22).

 Tabla 22. Mediciones de microtrepidaciones, iglesia Santa Isabel (isa)

Registro medición	Punto	Тіро
Isa05101335.mat	Centro del parque	Diurna
Isa05101350.mat	Centro del parque	Diurna

# b) Zona de Meléndez.

# Univalle (unv).

**Sitio:** Terrenos no urbanizados, no intervenidos, detrás de la Biblioteca Mario Carvajal. Ubicado al sur del río Meléndez y a 510 del piedemonte.

**Ubicación sensor:** Se hicieron mediciones en cuatro puntos diferentes. Tres de ellos coincidentes con los puntos de disparo del arreglo de refracción sísmica (Capítulo 9), y uno en cercanías de la Avenida Pasoancho, vía con alto tráfico.

Se realizaron siete mediciones de 10 minutos (Tabla 23).

Registro medición	Punto	Тіро
Unv04061340.mat	Univalle 1	Diurna
Unv04061400.mat	Univalle 2	Diurna
Unv04061415.mat	Univalle 3	Diurna
Unv04170310.mat	Univalle 1	Nocturna
Unv04170340.mat	Univalle 1	Nocturna
Unv04191125.mat	Univalle 1	Diurna
Unv04191100.mat	Univalle 4	Diurna

Tabla 23. Mediciones de microtrepidaciones, Univalle (unv)

La ubicación más precisa de los cuatro puntos de medición en Univalle se aclara en la Figura 70.



Figura 70. Ubicación puntos de medición de microtrepidaciones en Univalle.

# c) San Antonio.

# San Antonio (san).

Sitio: Parque San Antonio contiguo a la Iglesia del mismo nombre.

**Ubicación sensor:** Hacia el centro del parque en frente de la iglesia de San Antonio distanciados 20 metros aprox.

Se realizaron cuatro mediciones de 10 minutos (Tabla 24).

Registro medición	Punto	Тіро
San05101130.mat	San Antonio 1	Diurna
San05101145.mat	San Antonio 1	Diurna
San05101210.mat	San Antonio 2	Diurna
San05101225.mat	San Antonio 2	Diurna

Tabla 24. Mediciones en Parque San Antonio (san)

# 11.4 PROCESAMIENTO DE LAS SEÑALES

Las señales en formato VibAmb fueron analizadas con el paquete MatLab, un entorno de cálculo técnico de MathWorks Inc (1984-1998: vr. 5.2). Todo el procesamiento y análisis de las señales fue realizado a través de rutinas escritas en MatLab para este proyecto. El procesamiento y análisis de las señales se realizó en dos fases:

- 1) Tratamiento básico y preparación de las señales.
- 2) Procesamiento y cálculo.

# 11.4.1 Fase 1: Tratamiento básico y preparación de las señales.

Esta etapa corresponde a la preparación de las señales para su posterior análisis; se realizaron los siguientes tres pasos:

# Paso 1: Conversión de unidades de voltaje a unidades de velocidad.

El sensor mide velocidad de desplazamiento de las partículas de suelo y lo transduce en voltaje. Por lo tanto para obtener el valor de velocidad de la partícula hay que multiplicar el valor en voltios, V, a la salida del sensor por una constante que depende de la constante de transducción (T) del sensor en

V/(m/s); del grado de precisión numérico de la unidad digitalizadora, n, en bits y del voltaje de entrada de la unidad digitalizadora o *full scale range*, *FSR*,, en voltios. Dicha constante se calcula de la siguiente forma:

$$1LSB = \frac{FSR}{2^{n-1}}$$
 (Texas Instruments, 1995)

donde *LSB* es el *byte* significativo mas pequeño. Al dividir LSB por la constante de transducción del sensor T, se obtiene la constante de conversión de unidades de voltaje a unidades de velocidad así:

$$C = \frac{LSB}{T},$$

donde *T* es 202,54 V/(m/s) para la componente vertical; 282,3 V/(m/s) para la longitudinal; 281,5 V/(m/s) para la transversal y  $LSB = 20/2^{16-1}$ .

#### Paso 2: Selección de señales útiles.

Durante la adquisición de datos es posible que se registren picos con amplitud del orden de 100 a 10,000 veces la amplitud normal de las microtrepidaciones; éstos picos, generados por excitaciones puntuales y fuerte cercanas al sensor (¿), o por ruido electrónico, no son de interés para los estudios de microtrepidaciones. Incluir este tipo de señales deforma o sesga los análisis posteriores, por ejemplo cuando se calcula la transformada discreta de Fourier. Para obviar esto se hizo una selección de la parte útil de los registros, excluyendo los picos de amplitudes anómalos. De esta manera de un registro (10 minutos de duración en promedio) se seleccionaron varias señales (*señal seleccionada*) de menor duración. Los registros que presentaron muchos de estos picos fueron descartados para el análisis. De tal manera que se utilizaron las señales más largas y se descartaron aquellas de menos de 100 segundos. Las señales seleccionadas, extraídas de cada registro, se identificaron con una letra (p. ej. a, b, c) adicional a la estructura original, de la siguiente manera:

Sitio	Mes	Dia	Hora	Min	Señal seleccionada	•	Mat
Alc	04	06	12	00	а		Mat

La parte a) de la Figura 71 muestra un pico hacia los 319 segundos del registro con las señales de microtrepidaciones hacia el cero en el eje de las velocidades; la parte b) que corresponde a la señal seleccionada (los primeros 318 segundo) muestra ampliado el contenido normal de las microtrepidaciones. El ejemplo de la figura corresponde al registro <u>alc04170210</u>, medido en Alcalá. Del registro se seleccionaron dos señales útiles, <u>alc04170210a y alc04170210b.</u>



Figura 71. Ejemplo de selección de señal de vibraciones ambientales

En la Figura 71 se muestra el caso típico de una registro descartado ya que presenta gran densidad de picos inducidos por tráfico alto y muy cercano, de buses y carros. En la parte a) se muestran aproximadamente los primeros 5 minutos de un registro adquirido en el parque frente al Edificio Marañón, en la parte b) lo que seria la parte útil pero que sólo tiene una duración de 7 segundos.

#### Paso 3: Corrección de línea de base.

Todas las señales registradas presentaron un desplazamiento negativo. Éste es en gran parte causado por los circuitos electrónicos de acondicionamiento de la señal y de amplificación, ya que presentan un ligero desplazamiento en DC inherente a los circuitos, lo que se conoce como *offset*.



Figura 72. Ejemplo de señal muy ruidosa descartada

Esto fue corregido, según se explicó en el § 10.5.7, por el método de los mínimos cuadrados. En la **Figura 73** se puede apreciar una señal antes y después de la corrección de línea de base.

## 11.4.2 Fase 2: Procesamiento y análisis.

Esta fase corresponde al procesamiento de la señal a través de filtros, análisis espectral y cálculo de la relación espectral de Nakamura, H/V. Los pasos realizados fueron:

Paso 1: Suavizado de las señales (filtro Hanning). Para evitar el efecto de truncado<sup>26</sup> las señales fueron tratadas por "ventaneo"<sup>27</sup> con el filtro de Hanning (§ 10.5.7). Se escogió una ventana de 2048 muestras con un traslape del 50%.



Figura 73. Corrección de la línea base (a) antes y (b) después

## Paso 2: Cálculo de la transformada rápida de Fourier (FFT).

Se calculó la transformada rápida de Fourier a ventanas de 2048 muestras de longitud (previamente suavizadas con el filtro de Hanning), y luego se promediaron. El número total de ventanas varía en cada caso dependiendo de la longitud de la señal seleccionada.

<sup>&</sup>lt;sup>26</sup> En inglés *leaking*.

<sup>&</sup>lt;sup>27</sup> Del inglés *windowing*.

#### Paso 3: Promedio de los espectros horizontales.

Se realizó un promedio, coordenada a coordenada, de los 2 espectros horizontales de cada señal seleccionada.

#### Paso 4: Cálculo de la relaciones H/V.

El promedio de los espectros horizontales se dividió entre el espectro vertical para obtener la relación espectral H/V.

#### Paso 5: Suavizado de los espectros H/V.

Para generar espectros H/V, sin frecuencias sobrepuestas, éstos fueron suavizados con el Triángulo de Pascal de orden 10 (§ 11.5.7).

#### Rutinas en MatLab.

Se desarrollaron rutinas (MatLab) para ejectutar (y mecanizar) los diferentes pasos descritos anteriormente. Éstas se listan en la Tabla 25 en la cual se incluye un resumen de los pasos del procesamiento y análisis de las señales. Algunas de las rutinas incluyeron el uso de funciones existentes en MatLab, de tal manera que las rutinas aportadas tienen como propósito agilizar el procesamiento de los datos.

Fase>paso	Descripción	Rutina en Matlab <sup>28</sup>
1>1	Conversión unidades de voltaje a velocidad	volt2vel
1>2	Selección parte útil	Cortica
1>3	Corrección de la línea de base	Baseline
2>1	Suavizado señal	Vibamb
2>2	Transformada rápida de Fourier	££ 33
2>3	Promedio espectros horizontales	"
2>4	Calculo relación espectral HV	"
2>5	Suavizado espectro HV	""

**Tabla 25.** Pasos de procesamiento y análisis de señales: rutinas de MatLab.

<sup>&</sup>lt;sup>28</sup> Escritas por la autora. Incluye funciones pre-existentes en MatLab.

El procedimiento para obtener la relación espectral H/V se ilustra en la Figura 74.



Figura 74. Procedimiento para obtener la relación espectral H/V.

## 11.5 RESULTADOS.

Las señales seleccionadas, las cuales se listan en la primera columna de la Tabla 26, fueron analizadas según los pasos descritos en los anteriores numerales. Una vez obtenidos los espectros de frecuencias H/V para cada señal seleccionada, éstos se analizaron en términos de su contenido espectral, frecuencia y el factor de amplificación de cada una.

#### 11.5.1 Periodos fundamentales.

Las señales de microtrepidaciones no presentan picos fundamentales tan precisamente definidos como es el caso, por ejemplo, de señales armónicas. Producto del tratamiento y suavizado de las señales, el pico puede aparecer achatado o desplazado con respecto al conjunto de la señal de mayores amplitudes. Como no se encontró en la literatura, cómo han resuelto los autores el problema de definir homogéneamente el valor del pico fundamental, se decidió, en todos los casos, leer las frecuencias correspondientes al 70% del rango de las máximas amplitudes. Para ello se utilizó la notación f1 (frecuencia de inicio), f2 (frecuencia final) y f0 (frecuencia de la amplitud máxima) (Figura 75). Con este procedimiento se tiene un control razonable sobre la comparabilidad de señales de microtrepidaciones en un mismo sitio y, en caso de duda o picos muy disímiles, es un indicativo para revisar las señales mismas, su selección o su suavizado.



Figura 75. Ejemplo de lectura del pico fundamental y su rango

En la Tabla 26 se muestran los valores de frecuencias fundamentales para las señales seleccionadas en los diversos sitios de medición. Se incluyen, además, los tiempos originales de inicio (ti) y fin (tf) de las señales en los registros, la duración en segundos de las señales seleccionadas (L) y las tres frecuencias que definen el pico fundamental de vibración, f0, f1 y f2.

El espectro promedio H, el V y la relación espectral H/V de Nakamura de todas las señales seleccionadas, se presentan en el Anexo B.

Sitio	Señal seleccionada	ti	tf	L	f0	f1	f2
Alcalá	Alc04061200 <b>a</b>	0	160	160	0,60	0,65	0,95
	Alc04061200 <b>c</b>	222	573	351	0,60	0,40	0,80
	Alc04061215 <b>a</b>	0	325	325	0,55	0,45	0,95
	Alc04170150 <b>b</b>	70	600	530	0,60	0,40	1,00
	Alc04170210 <b>a</b>	0	318	318	0,59	0,40	1,10
	Alc04170210 <b>b</b>	320	600	280	0,68	0,40	1,10
Coliseo	Clp05021415 <b>a</b>	0	380	380	0,88	0,60	1,30
	Clp05021415 <b>b</b>	382	554	172	0,88	0,80	1,30
	Clp05021405 <b>a</b>	0	266	266	0,88	0,70	1,50
	Clp05021405 <b>b</b>	268	575	307		0,60	1,45
Colegio	Ptd05021255 <b>a</b>	57	495	438	1,85	1,30	2,20
Iglesia	lsa05101350 <b>b</b>	86	580	494	0,55	0,46	0,63
	lsa05101335 <b>a</b>	0	324	324	0,5	0,48	0,70
	lsa05101335 <b>b</b>	325	631	306	0,63	0,47	0,7
Univalle	Unv04191100 <b>a</b>	0	390	390	1,70	1,67	1,90
	Unv04191100 <b>b</b>	392	519	127	1,85	1,80	1,90
	Unv04191125 <b>a</b>	0	600	600	1,50	1,30	1,90
	Unv04170340 <b>aa</b>	0	470	470	1,75	1,60	1,90
	Unv04170340 <b>b</b>	480	621	141		1,60	1,85
	Unv04170310 <b>a</b>	0	600	600	1,76	1,40	2,04
	Unv04061415 <b>c</b>	76	430	354	1,65	1,40	1,85
	Unv04061400 <b>c</b>	184	595	411	1,95	0.40	2,50
	Unv04061340 <b>a</b>	0	523	523	1,75	1,60	1,96

**Tabla 26.** Señales seleccionadas, duración, frecuencia fundamental y frecuencias de corte.

Sitio	Señal seleccionada	ti	tf	L	f0	f1	f2	
San Antonio	San05101225 <b>b</b>	38	599	561	*	*	*	
	San05101210 <b>b</b>	112	587	′ 475 *	*	*		
	San05101145 <b>a</b>	0	584	584	*	*	*	
	San05101130 <b>a</b>	0	415	415	*	*	*	
			*	* La relación espectral es plana.				

#### 11.5.2 Factor de amplificación.

El cálculo de las amplitudes a partir de los espectros H/V obtenido presentó una alta sensibilidad al tratamiento dado a las señales. Mientras que el periodo no mostró variabilidad al tratamiento, las amplitudes se hacían mayores con ventanas de análisis de menos muestras y viceversa. Las variaciones en la amplitud según el tamaño de las ventanas podía ser de 6 a 12. No se encontraron referencias sobre un tratamiento que mostrara estabilidad en las amplitudes, por lo cual se decidió analizar, sólo con fines demostrativos, las amplitudes relativas con un solo tratamiento.

Los valores calculados corresponden a la amplitud máxima del pico fundamental de vibración, con una ventana de 2048 muestras. Los resultados se presentan en la Tabla 27.

Sitio/señal seleccionada	Amplitud de f0	Sitio/señal seleccionada	Amplituo de f0	l Sitio/señal seleccionada	Amplitud de f0	
Alca	lá	San Anto	onio	Politécnico		
Alc04061200a	6,7	San05101225b	2,5	Ptd05021255a	3,0	
Alc04061200c	6,1	San05101210b	2,1	Igles	sia	
Alc04061215a	7,0	San05101145a	3,8	lsa05101350b	5,4	
Alc04170150bb	3,6	San05101130a	6,5	lsa05101335a	6,1	
Alc04170210a	4,1	Unival	le	lsa05101335b	4,3	

Tabla 27. Amplitudes	resultantes de	las mediciones	de Nakamura
----------------------	----------------	----------------	-------------

Sitio/señal	Amplitud	Sitio/señal	Amplitud Sitio/señal		Amplitud
seleccionada	de f0	seleccionada	de f0	seleccionada	de f0
Alc04170210b	4,4	Unv04191100a	6,8	_	
Colise	90	Unv04191100b	13,2	_	
Clp05021415a	5,2	Unv04191125a	4,6	_	
Clp05021415b	7,3	Unv04170340aa	6,0	_	
Clp05021405a	4,6	Unv04170340b	9,8	_	
Clp05021405b	4,2	Unv04170310a	5,4	_	

# 11.6 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

#### 11.6.1 Factor de amplificación.

La revisión del "estado del arte del estudio de las microtrepidaciones" y los resultados obtenidos muestran un claro desacuerdo con respecto a la utilidad de la amplitud y los espectros H/V, en general, y la del pico fundamental en particular (Capítulo 10).

En este trabajo se encontró que el procesamiento de las señales influye drásticamente en los valores de las amplitudes. Éstas son afectadas por (1) el suavizado de la señal – para evitar el efecto de truncado – y (2) por el suavizado de los espectros. En el primero, cuando se utilizan ventanas con menor número de muestras se obtienen amplitudes menores y viceversa. En el segundo, al hacer un promedio de una amplitud con las vecinas, los valores muy altos se disminuyen drásticamente.

Aún cuando el número de mediciones ejecutadas no permite ser concluyente, las amplitudes mostraron una tendencia a valores mayores en mediciones diurnas y menores en nocturnas, excepto por el punto Univalle, que corresponde al más alejado de vías, donde se registraron valores máximos y mínimos sin diferenciar la hora de medición.

Safak (1991), Giraldo (1999) y Camacho (2000) anotan la importancia del tratamiento aplicado a las señales. En este contexto y por la sensibilidad de la amplitud a los diferentes tratamientos utilizados y al nivel de ruido durante las mediciones – mas no del periodo - los resultados obtenidos corroboran lo encontrado por diversos autores: la relación de amplitudes de depósitos inconsolidados con respecto a roca o suelos muy rígidos no se entiende todavía. Mientras que los valores de Alcalá, Iglesia y Coliseo son similares, Coliseo presentó el menor valor y Univalle el máximo, lo que no es comparable con las frecuencias en cada uno de los sitios (Tabla 28).

Sitio	Amplitud de f0	Relativa a San Antonio
Alcalá	5,3	2,3
Iglesia	5,3	2,3
Coliseo	3,0	1,3
Colegio	5,3	2,3
Univalle	7,6	3,3
San Antonio	2,3	1,0

#### **11.6.2** Periodos fundamentales.

Los rangos de frecuencias registrados en las mediciones para un mismo sitio fueron promediados y se presentan en la Tabla 29.

Sitio	p0, s	p1, s	p2, s
Alcalá	1,7	1,1	2,2
Iglesia	1,8	1,4	2,1
Coliseo	1,1	0,9	1,4
Colegio	0,5	0,5	0,7

**Tabla 29.** Periodos resultantes de las mediciones de microtrepidaciones.

Univalle	0,6	0,5	0,8
San Antonio	*	*	*

El punto San Antonio no presenta pico fundamental de vibración. La relación espectral H/V es plana para el rango de observación (1-10 Hz), con amplitud alrededor de dos.

En el área de estudio los periodos picos predominantes oscilan entre 1,0 y 1,7 con un rango entre 0,9 y 2,2.

El periodo promedio en Alcalá de 1,7 segundos dió cercano al inferido por Villafañe (1995) de 1,5 segundos a partir de anális de columnas estratigráficas de suelo y análisis de laboratorio.

Los puntos de medición Iglesia y Alcalá, distanciados 1000 m, presentan rangos y picos fundamentales muy similares, mientras que Coliseo, aunque muy cerca de los anteriores (a 700 m de Iglesia) muestra periodos ligeramente más cortos, entre 0,7 y 1,4 segundos. Las diferencias en el periodo entre estos puntos puede ser debido a una menor profundidad a basamento en Coliseo –mayor cercanía al piedemonte-, o a una influencia geomorfológica, en los puntos Alcalá e Iglesia, por el alineamiento del río Cañaveralejo (§ 5.6).

El punto Colegio presenta periodos de vibración entre 0,5 y 0,7 segundos lo cual podría estar estrechamente ligado a una profundidad a basamento mucho menor que los otros sitios de medición. Este es el sitio más próximo al piedemonte.

Fuera del área de estudio, en el sitio de medición San Antonio, la relación espectral H/V no muestra ninguna frecuencia predominante para el rango de observación entre 0 y 10 Hz. La amplitud de la relación espectral H/V entre 0 y 10 Hz está alrededor de 2 es decir, no hay amplificación. Esto es esperable en terrenos rocosos o suelos duros y consolidados donde no se presenta lo que se conoce como "efecto de sitio".

Por su parte los datos de Univalle fueron comparados con registros acelerográficos disponibles allí. La información proviene de dos acelerógrafos<sup>29</sup> instalados en los bajos de la Torre de Ingeniería de la Universidad. En la Tabla 30 se muestran datos relevantes de los registros, incluido su periodo dominante.

Epicentro	Fecha	Prof. (Km)	Mb.	Epicentro (km)	Periodo dominante (s)	Ref.	Equipo
Cucurrupi	1974:08:24	84	5,7	71,87	0,4	*1	Montana
Tumaco	1979:12:12	24	6,4	400,12	0,5 a 1,0	*1	"
Versalles	1980:06:25	154		82,41	0,5	*1	"
Popayán	1983:03:31	22	5,5	146,50	0,6	*1	"
I. Gorgona	1988:09:03	33	5,7	194,82	0,6	*1	u
Pereira	1995:02:08	70	4,9	72,00	0,45 a 0,67	*2	Guralp
Armenia	1999:01:25	35	5,9	149,30	0,38 a 0.76	*2	"
Calima	1999:01:31	31	4,0	40,30	0.32 a 0.4	*2	u
		Ref: *1 (	Córdoba	& Gómez (198	87) *2 Archivo di	gital OSS	O (1987-2001)

 Tabla 30. Aceleraciones registradas en Univalle por sismos

La Torre de Ingeniería, sobre el cono de Meléndez, dista 5,0 km de la zona de estudio. Los periodos predominantes registrados para los nueve sismos son similares al rango a los periodos de vibración - 0,5 a 0,7 - calculados a partir de la metodología de Nakamura (1989) aun cuando deben estar afectados por los modos de vibración de la estructura.

En general se conoce que los periodos largos o frecuencias bajas indican depósitos profundos mientras que depósitos superficiales blandos y delgados correlacionan con frecuencias altas o periodos cortos (p. ej. Toral *et al*, 1997). La interpretación de los resultados de los periodos de vibración medidos está necesariamente ligada con los factores geotécnicos, la consolidación de los depósitos y su espesor. Según los resultados obtenidos de las mediciones de

<sup>&</sup>lt;sup>29</sup> El primer acelerógrafo, tipo Montana, fue instalado y operado por el Instituto Geofísico de los Andes – IGFA. El segundo instalado y operado por el OSSO es un sensor digital marca Guralp.

refracción sísmica (Capítulo 9) en ninguno de los puntos de exploración se encontró basamento.

En la Figura 76 se aprecia la distribución de los periodos de vibración de los suelos resultantes de la aplicación de la metodología de Nakamura.



Figura 76. Distribución de los periodos resultantes

## **12. VIBRACIONES INDUCIDAS POR CONCIERTOS**

En este capítulo se presenta una breve introducción a las vibraciones inducidas (estado del arte) especialmente por público en escenarios masivos. Se reportan evidencias empíricas en la zona de estudio, asociadas a conciertos musicales que produjeron oscilaciones perceptibles (reportadas) en edificaciones hasta distancias de 1 km. Finalmente, se presentan, analizan y discuten mediciones geofísicas de vibraciones, realizadas durante un concierto de rock en el Coliseo El Pueblo en junio del presente año.

Aún cuando la literatura sobre vibraciones inducidas por maquinaria, tráfico, explosiones, etc. es abundante, lo mismo que en relación con vibraciones en estructuras de uso público como estadios y coliseos, no se encontraron muchas referencias sobre efectos a distancia de las vibraciones inducidas desde sitios de conciertos musicales u otros actos de concurrencia masiva, de hecho, se encontró solo una sobre este tipo de efecto (Walker, 2001), pero donde no existe aún mediciones que permitan cuantificar y analizar las vibraciones inducidas.

## **12.1 CARGA DINÁMICA Y FRECUENCIAS**

Las personas en movimiento durante conciertos pueden saltar (generando fuerzas impulsivas) o bailar (generando fuerzas quasiperiódicas). Estos movimientos son continuos y rítmicos durante las canciones. En ocasiones, dependiendo del tipo de música, parte del público puede saltar coordinadamente.

En la Tabla 31 se presentan las frecuencias típicas de diferentes movimientos durante conciertos o partidos de fútbol.

Tipos representativos de		Frecuencia,
actividades	1. Tasa actividae	de <b>Hz</b>
Saltar	Normal	2,0 - 3,0
	Altos	2,0 - 3,0
Bailar		2,0 a 3,0
Aplaudir de pie con saltos		1,6 ó 2,4
Aplaudir	Normal	1,6 ó 2,4
	Intenso	2,0
Oscilación lateral del cuerpo	Sentado	0,6
	Parado	0,6
	Fu	ente: Barrios et al (2000)

Tabla 31. Frecuencias típicas durante conciertos

Ji & Ellis (1999) evaluaron la definición de la masa de las personas utilizada para el diseño de pisos de baile. Después de una serie de ensayos de laboratorio encontraron que una persona en movimiento sobre una estructura actúa como una fuerza (variable quasiperiódica) cuando salta y como un sistema masaresorte amortiguado cuando esta sentada o parada.

## 12.1.1 Definición.

Las cargas dinámicas generadas por personas en movimiento (saltando, aplaudiendo, bailando) inducen vibraciones a las estructuras y éstas al medio.

Las vibraciones inducidas por la carga dinámica durante conciertos varían con el tiempo y se conocen como vibraciones no estacionarias (según definición de p. ej. Piersol, 1996), pero si las propiedades promedio de las vibraciones no cambian rápidamente durante un lapso de tiempo determinado pueden ser consideradas como estacionarias (ibid).

El caso objeto de estudio en este capítulo son las vibraciones inducidas por el movimiento del terreno en edificios, que a su vez ha sido inducido por las vibraciones generadas durante conciertos.

Las vibraciones inducidas en estructuras por una carga de impacto pueden ser estudiadas a partir del momento en que se termina la excitación, como la respuesta de la estructura a dicha carga (p. ej. Mejia, 1991). Por su parte y por su carácter continuo las vibraciones inducidas durante conciertos por personas en movimiento (saltando, aplaudiendo acompasadamente, bailando, brincando) deben ser estudiadas durante los lapsos de duración de la actividad, coincidente con las canciones, cuando el público salta (a veces coordinadamente al compás de la música rock), cuando el público pide repetición y/o zapatean coordinadamente y cuando el público hace la "la ola".

#### 12.1.2 Casos de vibraciones inducidas.

Como se explica en el Capítulo 10, las masas de suelo y roca están permanente sometidas a fuentes vibratorias naturales (viento, oleaje, ríos, sismos) y artificiales (tráfico, bombas de agua, maquinaria y actividad cultural en general).

Dentro de las fuentes vibratorias artificiales que inducen vibraciones al suelo , y de allí a terrenos cercanos y edificaciones, se encuentran los siguientes:

- explotación de rocas
- hincado de tablestecados
- tráfico vehicular y férreo,

Estas fuentes de vibraciones y sus efectos han sido estudiadas por diversidad de geofísicos e ingenieros para determinar los posibles daños asociados o para el diseño de obras civiles que mitiguen los efectos causados, por ejemplo, por el tráfico pesado (p. ej. Sarria, 1996).

Clough y Chameau (1980) evaluaron las aceleraciones inducidas por martillos en excavaciones para el sistema hidráulico de San Francisco (CA), sobre una secuencia de depósitos de gravas, gravas arenosas, depósitos arenosos de estuario, rellenos arenosos y dunas con espesores entre 12 y 33 metros. Encontraron que las aceleraciones disminuían rápidamente con la distancia al sitio de las excavaciones desde valores entre 0,16 - 0,27 g a pocos metros del sitio hasta 0,015 g a 48 m de distancia.

Drabkin *et al* (1996), reportan nueve sitios en los cuales se midieron vibraciones durante hincado de tablestacas, con fines de predicción de asentamientos en suelos arenosos; encontraron que las máximas amplificaciones de las vibraciones eran de 18 mm/s a 1,5 m del sitio de excavación y menores de 2,5 mm/s a partir de los 15 m; vibraciones del orden de 2,5 mm/s pueden ser percibidas por el cuerpo humano y mayores de 50 mm/s pueden causar daño a la integridad estructural de estructuras sensitivas.

Linehan *et al* (1992) reportan valores máximos cercanos a 12,7 cm/s a 1 metro de sitios de excavación de pilas, que decaen a valores entre 0,04 cm/s y 0,12 cm/s a 33 metros de distancia, en terrenos de gravas y arenas densas a muy densas, con una capa de turba muy blanda entre 1,5 y 3 metros de profundidad y de limos blandos entre los 3 y 6 metros.

En la literatura revisada se encontró solo un caso de vibraciones inducidas por conciertos (Walker, 2001) en edificaciones con ausencia de registros. En el marco de este proyecto se pudieron medir las vibraciones inducidas al subsuelo por un concierto, de las cuales se presentan, más adelante, las mediciones y análisis realizados.

#### 12.2 ANTECEDENTES.

Con motivo de los Juegos Panamericanos de Cali en 1971 se mejoró y amplió la infraestructura deportiva de la ciudad. En la zona de estudio, en donde

225

estuvieron los campos deportivos de la Universidad del Valle (IGAC, 1958), en cercanías de la Plaza de Toros edificada en 1956, se construyeron el Coliseo El Pueblo y el Velódromo. En general toda esta infraestructura se diseñó para cargas estáticas, sin considerar la acción de personas en movimiento. Además, el comportamiento del público cambió en los últimos decenios de espectadores relativamente pasivos a acciones más dinámicas como aplausos rítmicos, oscilaciones laterales rítmicas de audiencia de pie o sentada, saltos, bailes, etc. (Barrios, *et al 2000*). Por otro lado, muchos de estos escenarios empezaron a ser utilizados para conciertos de música rock, pop, salsa, etc., con comportamientos masivos que incluyen lapsos de tiempo con movimientos rítmicos y euforia.

En coincidencia con fechas y horas de conciertos en la Plaza de Toros y el Coliseo El Pueblo, desde 1988 residentes de viviendas y edificios de la zona de estudio empezaron a reportar al OSSO ocurrencia de "movimientos sísmicos" que, en general, ocurrían entre las 21 y las 00 horas. Estos reportes incluían movimientos de objetos colgantes, sensación de mareo y, ocasionalmente, caída de objetos de estanterías. En una ocasión todo un edificio fue desocupado durante la noche por una sensación generalizada de molestia a causa de vibraciones inducidas por un concierto (Archivo macrosísmico, OSSO).

El tema fue motivo de discusión en el Comité Local para la Prevención y Atención de Desastres, que previas reuniones con los arquitectos y diseñadores de la Plaza de Toros, recomendó a la Administración Municipal suspender los conciertos en ella. Por su parte, habitantes de la zona interpusieron una Acción de Tutela (AC-1343) con base en la cual el Juez falló a favor, ordenando al Alcalde suspenderlos, lo que ocurrió en 1993 (oficio Alcaldía No. 2758 de diciembre 3 de 1993).

226

Previamente, entre 1991 y 1992 el Departamento de Mecánica de Sólidos<sup>30</sup>, (Mecánica de Sólidos, 1992) mediante Convenio con la Alcaldía y la Junta Administradora de Deportes del Valle del Cauca, realizó el que quizás fue el primer estudio de dinámica estructural con mediciones acelerométricas *in situ* en Colombia en un escenario deportivo en Colombia (Estadio Pascual Guerrero, Cali). Este Estudio encontró para los pórticos de la tribuna norte dos frecuencias fuertemente marcadas (1,9 y 2,4 Hz), una frecuencia longitudinal entre 2.3 y 2.4 Hz y un valor dominante en 4.2 Hz para un voladizo de la gradería.

## 12.2.1 Fuentes y reportes de vibraciones inducidas.

## Conciertos en La Plaza de Toros.

Durante 1988 y años posteriores se programaron en la Plaza de Toros diversos conciertos de música rock en español (grupos Maná, Hombres G, Los Prisioneros) y de otras tendencias musicales como balada y merengue (Ricardo Arjona, Rocío Durcal, Ricardo Montaner y Jerry Rivera).

La mayoría de estos conciertos indujeron vibraciones en el suelo que fueron sentidas en casas y edificios a 200 y 800 metros de distancia (Tabla 32, **Figura 77**). Los habitantes reportaron cosas como que: "las lámparas oscilan, los cuadros se tuercen, las matas se mueven, los techos se descomponen, caen objetos y se resquebrajan las paredes" (Archivo macrosísmico, OSSO).

Debido a que las vibraciones incomodaban a los habitantes y a que generalmente tenían lugar entre las 21:00 h y 00:00 horas, como se dijo antes, los ciudadanos apelaron a la Alcaldía para solicitar prohibición de conciertos en la Plaza de Toros. El 3 diciembre de 1993, se produjo el oficio del Alcalde, suspendiendo los espectáculos en dicho escenario.

<sup>&</sup>lt;sup>30</sup> Hoy Escuela de Ingeniería Civil y Geomática (Universidad del Valle).

## Conciertos en El Coliseo El Pueblo.

Durante conciertos de rock en el Coliseo El Pueblo se han reportado vibraciones sentidas en Torres de Alcalá II a 1 km de distancia (**Figura 77**).

Tabla 32	. Edificios	con reportes	de vibra	aciones	inducidas	por	conciertos	en la
		F	laza de	Toros.				

Fuente	Edificio	Dist.*	Descripción		
Conciertos	E. El Hostal	250	4 pisos, bloques		
en la Plaza	U. R. Guadaupe	160	6 pisos, bloques		
de Toros	Torres de Doña Lupe	190	7 pisos		
	Unidad Santiago de Cali	780	5 pisos, bloques		
	Torres de Santiago de Cali	800	11 pisos, dos torrres		
	* Distancia en metros de la Plaza de Toros al edificio				

Torres de Alcalá II (Tabla 33) es un conjunto residencial conformado por dos edificios (Torres A y B). Las vibraciones han sido reportadas sentidas en diversos pisos de ambas torres.

A continuación se detalla información de los reportes:

1. Concierto de rock en español: Vilma Palma & Vampiros.

Fecha: 7 de abril de 1995.

De cuatro apartamentos de ambas torres (pisos 2, 3 y 7) reportaron sentir aproximadamente 20 vibraciones con duración variable entre 7 y 15 segundos. Los habitantes de los apartamentos reportaron que oscilaban lámparas, cuadros y ropa en armarios; a nivel de tierra no se sentía nada (Archivo macrosísmico, OSSO) 2. Concierto de Shakira (pop) y Cafetacuba (rock en español).

Fecha: 2 de marzo de 1996. Lleno total del Coliseo El Pueblo. Del séptimo y último piso de la Torre B se reportaron vibraciones. Un equipo del OSSO acudió a verificar reportando que se sintieron varios "sismos" o vibraciones de 10 s y una vibración de 4 minutos; en el último "evento", de las 23:35 horas, se sintió traquear el techo. Durante las vibraciones oscilaban lámparas y vibraron matas, porcelanas y un crucifijo colgado en la pared. Las vibraciones se reportaron sentidas como incómodas por todos (Archivo macrosísmico, OSSO).

El 12 de mayo del 2000 se realizó otro concierto del grupo Vilma Palma & Vampiros en el Coliseo El Pueblo, el cual no generó vibraciones perceptibles en el edificio Alcalá. En esta ocasión el grupo interpretó música más suave (balada pop) y el público no estuvo eufórico.



Figura 77. Distribución de reportes de vibraciones inducidas por conciertos.

**Tabla 33.** Edificio con reportes de vibraciones inducidas durante conciertos en elColiseo El Pueblo.

Fuente	Edificio	Dist.*	Dirección	Descripción	
Conciertos	Torres de Alcalá II	1000	Cra. 47 B # 8 B-65	7 pisos + sótanos, 2	
en Coliseo				torres, 60 apartamentos	
El Pueblo					
		* Distancia en metros de la Plaza de Toros al edificio			

## 12.2.2 Distribución espacial.

Con base en trabajo de campo se realizó un inventario (no exhaustivo) de las edificaciones de más de cinco pisos. La Figura 78 muestra la distribución de los edificios según rangos del número de pisos.

Se han resaltado con símbolos mas grandes los edificios con reportes de vibraciones inducidas. Se desconoce si del conjunto de edificios de la figura, existen mas sitios en donde hayan sentido vibraciones inducidas por los conciertos.

Los reportes de vibraciones incluyen edificios de cinco pisos (p. ej. conjunto de bloques de la Unidad Residencial Santiago de Cali) y de más de 10 pisos (p. ej. Torres de Santiago de Cali con 14 pisos).

#### 12.3 MEDICIONES.

## 12.3.1 Descripción.

Desde el planteamiento de este proyecto se consideró relevante realizar mediciones de vibraciones inducidas por conciertos en el Coliseo El Pueblo (ya que los conciertos en la Plaza de Toros se encuentran prohibidos). En junio del

presente año se aprovechó la presentación en vivo del grupo de rock en español los "Fabulosos Cadillacs".



Figura 78. Edificaciones de mas de cinco pisos en la zona de estudio

Con base en los sitios de interés (fuente y sitios con reportes) y según los sensores disponibles se diseñó el plan de mediciones. Se utilizaron tres equipos de velocidad uno con registro continuo y dos por *trigger*.

Las vibraciones inducidas por el concierto fueron registradas en los tres sensores y percibidas en el piso siete de la Torre B del edificio Torres de Alcalá I.
El Coliseo El Pueblo está conformado por dos niveles de graderías (Figura 79a)). El concierto tuvo gran asistencia de público, 85% del cupo en "platea" y graderías con visibilidad al escenario (85 - 90% de la capacidad total). El escenario tiene una capacidad para 17,000 espectadores (Figura 79b).



**Figura 79.** (a) Graderias (esquema) y (b) distribución del público, Coliseo El Pueblo, (20 de junio del 2001).

### Mediciones y equipos.

Los sitios seleccionados para las mediciones fueron: 1. Afueras del Coliseo 2. Terreno del edificio Torres de Alcalá y 3. Terraza del mismo edificio. En la Tabla 34 se relacionan los sensores y los sitios de registro.

El concierto inició a las 21:15 y los equipos de Alcalá y Terraza fueron instalados a las 21:52 y 21:55 respectivamente. El equipo en Coliseo fue instalado a las 22:10.

El sensor L4C fue usado en conjunto con la unidad digitalizadora RD3, el mismo empleado en las mediciones de microtrepidaciones cuya descripción se encuentra en el § 11.1.

Sensor GSV-320. Sensor de velocidad de tres componentes, ancho de banda entre 4,5 y 315 Hz.

	Sitio	Sensor	SAD		Tipo registro	Registros
1	Coliseo	GSV-320	GCR-16	16 bits	Trigger por umbral	51
2	Alcalá	L4C	RD3	16 bits	Continuo	60 min
3	Terraza	GSV-320	GSR-18	18 bits	STA/LTA <sup>31</sup>	21

Tabla 34. Sitios de registro y equipos.

**Señales.** Se registraron un total de 72 archivos en los equipos por trigger y, tres de duración variable en el equipo de registro continuo. En este último se detuvo la grabación dos veces para no tener archivos tan largos. El primer registro se paró una vez terminaron las Canciones *Matador* y *Mal Bicho*.

- Coliseo 51 archivos
- Alcalá 21 archivos
- Terraza 3 archivos de duración variables entre 15 y 30 minutos

#### 12.3.2 Análisis.

Del conjunto de señales se seleccionaron para el análisis aquellas que correspondían a canciones. Aún cuando no se pudo tener tiempo coordinado en los tres equipos, por motivos circunstanciales se pudo identificar en todos ellos los archivos correspondientes a la canción *Matador*, que junto con *Mal Bicho*, generó mayor euforia en el público.

<sup>&</sup>lt;sup>31</sup> *Trigger* por comparación de las amplitudes en un periodo de tiempo corto (Short Time Average) y uno largo (Long Time Average)

### Velocidades registradas.

De todos los registros las mayores velocidades (Tabla 35) se presentaron durante la canción *Matador*, con registros máximos de 1,60 mm/s en Coliseo, seguido de Alcalá con 0,47 mm/s y por último Terraza con 0,001 mm/s.

Componente	➡ N	E	V
Sitio 👢	mm/s	mm/s	mm/s
Coliseo	1.23	0.43	-1.60
Alcalá	0.47	0.17	0.4
Terraza	0.001	0.0009	0.0005

**Tabla 35.** Velocidades máximas medidas en tres puntos durante el concierto delos Fabulosos Cadillacs del 20 de junio del 2001.

### Contenido frecuencial.

Las señales seleccionadas (canciones) fueron tratadas en el dominio de las frecuencias a través de la Transformada Rápida de Fourier (FFT).

Para cada señal identificada como "canción" en Coliseo y Alcalá, se leyeron las máximas amplitudes con sus correspondientes frecuencias. Los espectros mostraron un pico predominante en Coliseo y de tres a cuatro armónicos asociados. La dispersión de las parejas de datos para Coliseo (frecuencia-amplitud) se presenta en la Figura 80. En la figura el pico predominante está afectado por la respuesta del sensor no plana en el rango < 4.5 Hz. Por su parte en Alcalá se presentó un pico predominante (alrededor de 2 Hz) y los armónicos se presentaron muy atenuados, o no se alcanzaron a distinguir (Figura 81).

El Canal "E" (componente Este) de la Figura 80 no fue tenido en cuenta para el análisis. Al parecer la señal se afectó por el equipo de medición. Las señales originales presentaban un ruido constante y amplitudes muy bajas en comparación con la componente N.



Figura 80. Frecuencias vs amplitudes, Coliseo El Pueblo.



Figura 81. Dispersión de frecuencia vs ampliud en Alcalá y atenuación.

La distribución de los puntos (frecuencia vs amplitud) sugiere que las máximas amplitudes no son múltiplos creados por interferencia constructiva de múltiples reflexiones de la onda SH como en el "efecto de sitio", con máximos en múltiplos impares de f<sub>0</sub>, sino que corresponden con armónicos (f<sub>0</sub>, 2f<sub>0</sub>, 3f<sub>0</sub>) de un oscilador confinado, de tipo "cuerda vibrante" (§ 3.3.6), como puede ocurrir también con una viga suspendida entre dos columnas o una gradería suspendida en sus dos extremos.

Las mediciones en Alcalá podrían corresponder a la fuente - oscilaciones de la estructura de Coliseo -, o al medio cercano - tipo "ondas de canal"-. Por su parte las magnitudes de las frecuencias pueden corresponder a las magnitudes de los modos de vibración de la estructura del substrato de suelo, o a las magnitudes máximas de frecuencias de la canción.

Así, mientras una canción presentó armónicos en 1,66, 3,32, 4,98 y 8,3, otra presentó sus armónicos en 2,1, 4,2, 6.3 y 8,4.

**Atenuación espectral.** Los gráficos de dispersión también fueron analizados en términos de la atenuación espectral de las amplitudes (Figura 81). Como era de esperarse se encontró que la atenuación de las amplitudes entre Coliseo y Alcalá<sup>32</sup>, presentan una atenuación inelástica normal, inversamente proporcional a la frecuencia, que podría incluir efectos de interferencia y resonancia.

**Atenuación en función de la distancia.** Para la canción *Matador* se calculó la relación de amplitudes entre Coliseo y Alcalá en el rango de frecuencias donde la respuesta de ambos sensores es plana (> 4,9 Hz), encontrando que la señal se atenúa del orden de 20 veces en 1000 metros.

<sup>&</sup>lt;sup>32</sup> Rigurosamente se debe calcular la atenuación (exponencial) con mas de dos puntos.

Este valor fue comparado con aquellos obtenidos de atenuación por vibrohincado en arenas (Figura 82). Aunque las fuentes de energía en cada caso no son comparables (muchedumbre generando esfuerzos en estructura *versus* martillo con impactos puntuales), se ve claramente que las atenuaciones en comparación son muy altas: la curva de Drabkin (1996) se atenuó 7,2 veces en 13 metros y la de Linehan (1992) 11 veces en 46 metros.

El resultado de la atenuación en Coliseo debe ser visto en contexto. Se compararon los valores para el tercer armónico (en el rango de respuesta plana del sensor), que tiene menos energía que los superiores, y seguramente está mas sometido a la atenuación inelástica.

A pesar de la anterior anotación, se puede ver que la atenuación es comparativamente baja en dos órdenes de magnitud menos que las otras dos en la Figura 82.



Figura 82. Casos de atenuación con la distancia.

# **13. UN MODELO PRELIMINAR**

## 13.1 INTRODUCCIÓN

Este proyecto partió de la percepción de dos fenómenos que indicaban una anomalía singular en el comportamiento dinámico de los suelos en el área de estudio: la excitación de respuestas estructurales sensibles a distancias aparentemente muy grandes, por espectáculos musicales en escenarios masivos, y la concentración de daños por terremoto en edificaciones del área. Mientras que las manifestaciones macrosísmicas cabían, en principio, en una interpretación de tipo "efecto local" estándar, las vibraciones inducidas – al ser generadas por una fuente puntual a distancia – parecían evadir una explicación en términos de simple modificación espectral por interferencia constructiva de ondas.

Resultaba, pues, de interés básico y práctico entender las causas de estos fenómenos, en términos de una estructura geológica y de unos procesos de propagación de ondas. El enfoque habitual para problemas de modificación espectral por efecto de suelos, el modelamiento unidimensional mediante procedimientos como el SHAKE<sup>33</sup> (que incorpora el efecto de cambios de impedancia, reflexión interna y atenuación inelástica) no parecía apropiado en

<sup>&</sup>lt;sup>33</sup> Idriss & Sun (1992)

este caso, porque está concebido para ondas tipo S de polarización horizontal incidentes desde la base del sustrato modificador, lo cual evidentemente no aplica para el caso de las vibraciones inducidas. Por otro lado, desde principios del proyecto se sabía que no se iba a disponer de suficiente información geotécnica para la parametrización de un modelo de este tipo.

Como preguntas que el modelo para la dinámica sísmica de los depósitos del área de Cañaveralejo tenía que responder, al menos preliminarmente, se consideraron las siguientes:

- ¿Qué tipo de proceso hidrogeológico podía haber creado depósitos en el área de estudio significativamente diferentes a los otros conos aluviales del área urbana de Cali?
- ¿Cuáles son las condiciones estructurales y geomecánicas relevantes de los depósitos?
- ¿Cuáles son las componentes espectrales frecuencias o períodos transmitidos o amplificados por los depósitos del Cono de Cañaveralejo?
- ¿Qué condiciones estructurales o materiales pueden explicar la magnitud del fenómeno de las vibraciones inducidas en los depósitos?

Idealmente, un problema como el que enfoca este proyecto, en el cual la tridimensionalidad es evidente desde el principio al menos para algunos aspectos, se modela mediante la solución de la ecuación de ondas específica en un medio 3D. Sin embargo, la información para parametrizar un modelo de este tipo – desde la geometría en profundidad – no estaba disponible.

Con base en las anteriores limitaciones, se diseñó un enfoque centrado en el acopio y análisis de la mayor cantidad posible de información geológica y geotécnica (incluyendo información histórica, para conocer la condición natural, pre-urbanización, de los terrenos), la realización de algunas mediciones geofísicas puntuales para determinar parámetros geométricos y elásticos de los

suelos, así como la medición en superficie de ondas transmitidas por el material que compone el Cono. En este contexto, y bajo la limitación de recursos mencionada, era casi ineludible que el proyecto llevaría, además de algunas explicaciones satisfactorias de los fenómenos observados también a la identificación de aquellos aspectos estructurales y materiales de los depósitos que – más adelante – orientarán el diseño de mediciones y análisis para complementar eficazmente la información disponible.

Por otro lado, tanto las mediciones como la elaboración de un modelo explicativo se orientaron con base en aquello que está establecido en la Física de las ondas elásticas en medios continuos inhomogéneos como fenómenos que caracterizan su generación y transmisión:

- la reflexión y refracción, en discontinuidades de la velocidad y/o densidad;
- la atenuación de amplitudes y energías, por efecto de crecimiento del frente de ondas con la distancia (divergencia geométrica), y de la atenuación intrínseca (inelástica);
- la interferencia constructiva y destructiva de ondas reflejadas por discontinuidades de la impedancia;
- la conducción de ondas por reflexión múltiple en medios confinados.

# **13.2 SÍNTESIS DE RESULTADOS**

La síntesis de **reportes de macrosísmica** se puede describir así:

 Los daños por sismos en los últimos 30 años están concentrados en el área de estudio está concentrada, en su porción NW: al norte del río Cañaveralejo y al W de la calle 9, coincidiendo con la zona donde hay mayor concentración de edificios.  Los sismos que han ocasionado efectos en la zona de estudio incluyen las diversas fuentes sismogénicas de amenaza para Cali y están distribuidas al N, S, E y W, y en un rango grande de profundidades focales.

Los resultados de las **condiciones geoambientales** y geotécnicas muestran que:

- Geomorfológicamente los depósitos de la zona de estudio están limitados al N por el Cono de Cali, al E por la llanura aluvial del Cauca, al W por las rocas del Terciario y por el S, de manera menos definida, por los depósitos del Meléndez y de la Quebrada Puente Palma.
- La forma general de los depósitos es alargada en sentido E-W.
- Los Depósitos están conformados estratigráficamente por arcillas con intercalaciones de arenas y gravas. Las capas superficiales de arcilla aumentan de espesor hacia el E, desde pocos metros hasta 28 m. Los espesores aledaños son nulos sobre el cono de Cali y menores de 10 m en el de Meléndez. (Hacia el río Cauca la estratigrafía es diferente, conformada desde los primeros metros por intercalaciones de arenas, gravas y arcillas).
- En el área principal del cono se distingue, a partir de los perfiles geotécnicos, una división en dos sub-conos, con un área de menor espesor de arcillas alargada a partir de la terminación de la cuenca hacia ENE, siguiendo el antiguo cauce del río.

Los resultados de las mediciones geofísicas mostraron lo siguiente:

- El método de refracción sísmica indica un primer refractor somero, similar (C<sub>P</sub> alrededor 1500 m/s) en los depósitos del Cañaveralejo y del cono de Meléndez, probablemente asociado con el nivel freático.
- La longitud de los perfiles de refracción, hasta 290 m, con profundidad de exploración estimada en unos 50 m, no fue suficiente para encontrar un segundo refractor en Cañaveralejo.

- Las velocidades medidas C<sub>S</sub> fueron 194 y 208 m/s en la zona de estudio y 232 m/s en Biblioteca (Cono Meléndez), lo que coloca los depósitos de la zona de estudio y del cono de Meléndez en la porción inferior de los suelos rígidos (180 a 360 m/s) según la clasificación de Dobry *et al* (2000).
- Las velocidades de P y de S similares entre los puntos de medición, permitieron calcular la relación de Poisson encontrando valores similares para la zona del Cañaveralejo y la de Meléndez, alrededor de 0,49. Lo que usualmente se asocia con arcillas saturadas.
- Los periodos naturales de vibración obtenidos en la zona de estudio con el método del cociente espectral H/V de Nakamura, aumentan desde el piedemonte hacia el Este, y son muy similares en el sitio Colegio (cercano al piedemonte de rocas del Terciario) y Univalle sobre el cono de Meléndez. En San Antonio sobre suelos muy rígidos, como era esperable, no se encontró una frecuencia dominante. A continuación se relacionan los periodos naturales fundamentales determinados en cada sitio evaluado en el área de estudio:

Sitio	Colegio	Coliseo	Iglesia	Alcalá
T fundamental (s)	0,5	1,1	1,8	1,7

En Univalle (Biblioteca) el periodo fundamental fue de 0,6 s.

### Los reportes y mediciones de vibraciones inducidas mostraron:

- Las distancias más largas (fuente "receptor") de los reportes de vibraciones inducidas ocurren al norte del río Cañaveralejo, en sentido S-N para los reportes de Plaza de Toros y en sentido E para los reportes del Coliseo El Pueblo.
- Del conjunto de seis edificaciones con reportes de vibraciones inducidas, cuatro han reportado daños por sismos.

- Las mediciones de vibraciones inducidas (por concierto) realizadas en el Coliseo El Pueblo y a 1000 metros de distancia indican que en ambos sitios se obtuvo registro de la fuente de excitación asociada a cada canción, con las frecuencias fundamentales y armónicas similares.
- La diversidad de frecuencias fundamentales de vibración resultantes del conjunto de mediciones en Coliseo (a 30 m de la fuente), sugieren que guardan relación con la diversidad de formas (y, por ende, modos fundamentales) de los segmentos de gradería, adicionales a las diferencias en los ritmos de excitación.
- La atenuación de las ondas, fue anómalamente baja, unas 20 veces sobre 1000 metros.

Entre los métodos geofísicos aplicados a los objetivos de este trabajo, las microtrepidaciones (método de Nakamura, 1989) mostraron su capacidad para la caracterización directa de suelos en términos de su periodo de vibración dominante. Pero, en coherencia con la literatura revisada, el método no permitió obtener información robusta (porque dependía del procesamiento) sobre los factores de amplificación espectral en los diversos sitios de medición.

### 13.3 MODELO

En los últimos años algunos autores han propuesto que la velocidad  $C_S$  promedia hasta 30 metros de profundidad es suficiente para definir zonas con igual respuesta sísmica. Sin embargo, otros consideran que no lo es y sugieren, en vez, tener en cuenta otros factores, como la profundidad a basamento y la rígidez de los suelos, o la profundidad a un cambio significativo de la impedancia. La similitud de valores de  $C_S$  en la zona de estudio y en Univalle, por un lado, y por el otro, la concentración de daños por sismos en la zona de estudio en las tres últimas décadas, sugieren en primera instancia que  $C_S$  no juega el papel determinante en el comportamiento sísmico de los depósitos.

Adicionalmente, en la zona de estudio ni las mediciones de refracción sísmica (hasta 50 metros), ni los perfiles estratigráficos de pozos (hasta 90 m) indican que se haya tocado basamento. En conjunto con lo que se presentará mas adelante, esto sugiere que debe haber otras condiciones estructurales o del material, responsables del comportamiento sísmico de los depósitos del área de estudio.

El aumento de los periodos fundamentales de vibración hacia el E es coherente con el aumento del espesor de suelos no consolidados, y lo sería también con una mayor profundidad del basamento en esta dirección. Los periodos de vibración natural del suelo pueden jugar también un rol importante en la caracterización del comportamiento sísmico de los depósitos.

Los periodos determinados en conjunto con la velocidad medida permiten estimar el espesor resonante (H) de los depósitos sedimentarios, el cual relaciona  $C_S$  con el periodo natural de vibración (T) mediante la relación (p. ej. Field *et al, 2001*):

$$H = C_{S} * T / 4$$

Para ello se asumió que la  $C_S$  en los sitios Alcalá e Iglesia es igual a la  $C_S$  medida en Coliseo (208 m/s).

Sitio	Colegio	Coliseo	Iglesia	Alcalá
C <sub>S</sub> [m/s]	208	194	208	208
T [s]	0,5	1,1	1,8	1,7
H [m]	24	57	93	88

En Univalle (Biblioteca) con  $C_S$  = 232 m/s y T=0,6, el espesor resonante H es de 34 metros.

En todos los casos el espesor calculado es una expresión directa del período dominante, ya que la otra variable, C<sub>S</sub>, es muy similar en todos los puntos de medición.

El "efecto local" es, principalmente y en cuanto al período dominante, un fenómeno de interferencia constructiva de las ondas y de resonancia de los estratos de suelo; el periodo fundamental jugaría un papel tanto más importante cuando coincide con el periodo dominante de las ondas.

Comparando los espesores de resonancia resultantes con la profundidad estimada de exploración en Coliseo, y con la profundidad del refractor hallado en Biblioteca, se tiene que hay una concordancia (en los depósitos no se encontró refractor hasta los 50 metros, menor que el espesor de la capa resonante). No ocurre lo mismo al comparar la información de los pozos (primera capa de arcillas de 28 m) con el espesor resonante estimado (93 m). Una de las explicaciones de esta discordancia podría radicar en que el estado del arte en la metodología de Nakamura (aún pendiente de una explicación teórica robusta), y en particular su capacidad de resolución, funciona para casos de estratigrafía simple, asimilables a una sola capa homogénea.

Calculando el periodo a partir del espesor de 28 metros de arcillas y la  $C_S$  medida (208 m/s), se obtiene que el periodo sería 0,6 segundos.

En cuanto al fenómeno de las vibraciones inducidas y su particular manifestación en los Depósitos se infiere, por ahora y con la información disponible, que no tiene una relación directa con las condiciones que, por otro lado, determinan el comportamiento de los depósitos durante movimientos sísmicos. Se reconoce una diferencia fundamental entre los dos fenómenos: el "efecto de sitio" es producto – en su componente aquí analizada – de la incidencia de ondas sísmicas desde la base de un depósito. Aquí son las propiedades estructurales y mecánicas de una "columa" vertical las que determinan el resultado. En cambio,

en el fenómeno de las vibraciones inducidas la fuente de ondas es puntual y está dentro (sobre, más exactamente) del depósito, de tal manera que el ó los modos de propagación y vibración pueden ser de "columna vertical" (es decir, un cuerpo oscilante con un extremo libre), pero también de propagación horizontal, en cual caso los límites que confinan el depósito actúan como guía de ondas, disminuyendo la divergencia geométrica y, posiblemente, causando fenómenos de interferencia (constructiva y destructiva) por reflexión múltiple a lo largo de su propagación. Se infiere que el factor determinante en el alcance anómalamente grande de las vibraciones está en el confinamiento y la reducida divergencia geométrica que conlleva; las mediciones de vibraciones inducidas durante el concierto del grupo de rock en español "Los Fabulosos Cadillacs" mostraron una atenuación anómalamente baja (20 veces en 1000 metros) para depósitos geológicamente jóvenes. Esto también podría explicar la ausencia de reportes "lejanos" al sur y sur oriente de las fuentes, o sea, fuera de los ejes (antiguo cauce) del Cono.

La selectividad en las vibraciones inducidas (conciertos en la Plaza de Toros excitan edificios en ciertas áreas y aquellos en el Coliseo en otras) podría encontrar su explicación en diferencias de los modos que una y otra estructura excita, pero esto solamente se podrá verificar con mediciones futuras. Por otro lado, las vibraciones excitadas por el concierto en el Coliseo no fueron suficientemente bajas ( $f_0 => 1.75$  Hz) para verificar su posible coincidencia con la respuesta del suelo encontrada con el método de Nakamura.

En suma, el modelo preliminar que resulta de este proyecto muestra que el comportamiento dinámico singular de los terrenos en el área de los depósitos de Cañaveralejo no resulta sólo de la velocidad  $C_S$  en los primeros 30 m del suelo, sino de una conjugación de factores que también incluyen la forma tridimensional de los depósitos.

El conjunto de factores contemplados y analizados en éste modelo preliminar permiten concluir que los depósitos de Cañaveralejo sí tienen un efecto sísmico local. Cuyo rasgo determinante es una espesa capa de arcillas - marginalmente blandas-, saturadas de agua, que amplifican ondas sísmicas en el rango 0,6 - 1,7 segundos.

En relación con la metodología empleada se puede concluir finalmente que:

- Es acertado integrar diversas técnicas de evaluación, complementarias.
- Evaluaciones puntuales (perforaciones, ensayos en muestras) son insuficientes; pueden llevar a imágenes incompletas y erróneas de la realidad.
- Es necesario evaluar también dimensiones espaciales y temporales (génesis y evolución).

## 14. RECOMENDACIONES.

Con base en los resultados de este proyecto - datos e interpretaciones - se proponen las siguientes mediciones y análisis complementarios, que pueden llevar a la formulación de un modelo mas preciso y detallado para la dinámica de los depósitos en el área de estudio, se proponen las siguientes mediciones y análisis complementarios, que pueden llevar a la formulación de un modelo mas preciso y detallado para la dinámica del no modelo mas preciso y detallado para la dinámica del cono.

- Ampliación de las mediciones sísmicas, con perfiles de refracción mas largos y/o perfiles de reflexión (mayor alcance en profundidad), para tratar de determinar el estrato "duro".
- Para aplicar en el futuro la sísmica en Cali para fines de estudio de geotecnia
   / dinámica de suelos, y debido a la escasez de áreas verdes con suficiente longitud, pero también porque hay evidencias de sucesiones tipo "arcillagrava-arcilla" (es decir, probabilidad de inversiones de velocidad), es conveniente o necesario desarrollar la aplicación de la sísmica de reflexión.
- Realizar al menos una perforación profunda (> 30 m), para evaluar parámetros actualmente desconocidos (la densidad, principalmente). A partir de estos se podrá calcular la impedancia y se podrán verificar los factores de amplificación espectral determinados por el método de microtrepidaciones.

- Ampliar y densificar la red de mediciones de microtrepidaciones y, aprovechando su capacidad para determinar la profundidad de la discontinuidad reflectora a partir de la frecuencia dominante y la velocidad C<sub>s</sub>, determinar las variaciones laterales de la velocidad de la discontinuidad, es decir, la forma de los depósito del área de Cañaveralejo.
- Cálculo de modelos numéricos de propagación de ondas en medios 3D, para simular tanto el "efecto local" (incidencia de ondas sísmicas) como el efecto de vibraciones inducidas.
- Para estudios futuros, el área de estudio amerita la instalación de una estación acelerométrica permanente.

### **BIBLIOGRAFÍA**

ABEKI, N. K. SEO, M. IWARE, T. ENOMOTO, D. WATANABE, M. SCHIMITZ, R. HERBERT, A. SÁNCHEZ. Microtremor observation in Caracas City, Venezuela. <u>En</u> : The effects of surface geology in seismic motion. <u>En</u> :  $2^{ND}$ INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ESG. Vol. 2. Rotterdam. (1998); p. 619 – 632.

AKAMATSU, J., M. FUJITA & H. KAMEDA. Long-period (1-10s) microtremor measurement in the areas affected by the 1989 Loma Prieta earthquake. <u>En</u> : PROC. 4TH INT. CONF. ON SEISMIC ZONATION. Stanford, California, aug.25-29. Vol. 1. (1991); p. 393-400.

AKAMATSU, K. On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s. <u>En</u> : Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 39. (1961); p. 23-75.

AKI, K. Local effects on ground motion. <u>En</u> : EARTHQUAKE ENGINEERING AND SOIL DYNAMICS II – RECENT ADVANCES IN GROUND MOTION EVALUATION (jun. 27 – 30). Geotechnical Special Publication. Utah, EEUU. (1988); p. 103 – 155.

AKI, K. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. <u>En</u> : Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 25. (1957); p. 415 – 457.

ALFARO, A. Estimación de Períodos Predominantes de los Suelos de Barcelona a partir de Microtremors. Barcelona, 1997, 97 p. M. Sc. Thesis (Ing. Civil), Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona, España. Informe ICC No. GS091-97.

ALLAM A. & E. SHIMA. An investigation into the nature of microtremor ground motion in El Centro, California. <u>En</u> : Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 63. (1967); p. 1227 – 1253.

ALVA, J., O. CHAVEZ, W. TANIWANGSA. Estudio de microtrepidaciones en Chimbote y Huaráz. <u>En</u> : Revista TECNIA. Vol. 3. No. 1. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. (1986); p. 61-74

ÁLVAREZ, A. y S. TENJO. Hidrogeología del Valle del Río Cauca entre Santander de Quilichao y el Río Sonso. Informe CVC No. 71-4. C.V.C: Cali, 1971. 229 p. Anexos, cartografía a escala 1:50.000 y perfiles estratigráficos en fuelle independiente.

ARAI, H & K, TOKIMATSU. Microtremor observation in Caracas City, Venezuela. <u>En</u> : *The effects of surface geology in seismic motion*. <u>En</u> :  $2^{ND}$  INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ESG. Vol. 2. Rotterdam. (1998); p 673 – 680.

ARIZABALETA, M. T. & M. SANTACRUZ. La Sociedad Caleña en la Primera Mitad del Siglo XIX (p. 101-125). <u>En</u> : Santiago de Cali, 450 años de historia Alcaldía de Santiago de Cali – Dirección de Comunicaciones – Editor. Talleres Editorial XYZ: Cali. 1981. 320 p.

ASOCIACIÓN COLOMBIANA DE INGENIÉRIA SÍSMICA / AIS. Normas colombianas de diseño y construcción sismorresistente, NSR-98. Ley 400 de

1997. Decreto Ley 33 de 1998. AIS: Bogotá, 1998. CD-ROM, 11 Secciones.

AUTECO. Cauca valley coal survey. s.l., s.f., s.p.i. Vers 1963-1964. 693 p.

BANDERAS. P. A. Diccionario geográfico, industrial y agrícola del Valle del Cauca. Instituto del Libro: Cali. 1944. 421 p., mapas, 26cm.

BARD P. Y. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? State of the art paper, <u>En</u> : Proc. of 2<sup>ND</sup> INTERNATIONAL SYSMPOSIUM OF THE EFFECT OF SURFACE GEOLOGY ON SEISMIC MOTION. Yokohamas diciembre 1 al 3, 1998. Vol. 3 (1999) Balkema, 1251-1279.

BARRIOS, R, I. ITURRIOZ y G. DOZ Arandú, Revista Virtual. Año 3. Vol. 4, junio 2001. Fac. Ing. U. Nal. del Nordeste. Obtenido de la red mundial el 24 de junio del 2001. <u>http://www.arandu.org.ar</u> 2000.

BORCHERDT, R. D. & G. GLASSMOYER. Influences of local geology on strong and weak motions in the San Francisco Bay region, California, and their implications for site response code provisions, en The Loma Prieta Earthquake of October 17, 1989 – Strong Ground Motion. R. D. Borcherdt, Edit. U. S. Geological Survey Professional Paper No. 1551-A. (1994); p. A77-A108.

BORCHERDT, R. D. Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am*. Vol. 60. (1970); p. 29 – 61.

BORCHERDT, R. D. Simplified site classes and empirical amplification factors site-dependant code provisions. En Proc. for • of the 1992 NCEER/SEAOC/BSSC WORKSHOP ON SITE RESPONSE DURING EARTHQUAKES AND SEISMIC CODE PROVISIONS. G. R. Martin, Edit. University of Southern California. Los Angeles. Nov. 18-20. 1992. NCEER 94-SP01. Buffalo, NY. 1994.

BOYD, T. Introduction to geophysical exploration. Obtenido de la red mundial en junio de 1999: <u>http://www.mines.edu./fs\_home/tboyd/GP311</u>. 1999.

BRICEÑO & CUELLAR. Ensayos de reflexión y refracción sísmica. Curso. Interconexión Eléctrica S. A. / ISA e Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras / INGEOMINAS. Febrero 8 al 18 de 1990. Ingeominas: Bogotá, 1991. 107 p.

CAMACHO, E. Comunicación personal. Profesor Universidad Nacional de Panamá, Investigador Instituto de Geociencias. Entrevista en noviembre del 2000. Ciudad de Panamá. 2000.

CAMPOS, A. Mitigación del riesgo sísmico en Cali, Fase I. Vulnerabilidad de viviendas en mamposteria de uno y dos pisos. OSSO para el Programa UNDRO/ACDI/ONAD para la Mitigación de desastres en Colombia. Universidad del Valle. Oficina de Publicaciones: Cali, 1992. p. 134. Anexos. 10 Mapas.

CAMPOS, A. Mitigación del riesgo sísmico en Cali. Fase II, vulnerabilidad de líneas vitales. OSSO para el Programa UNDRO/ACDI/ONAD para la mitigación de desastres en Colombia. OSSO – Universidad del Valle: Cali, 1993. p 76. 15 mapas.

CANTOS, J. Tratado de geofísica aplicada. Madrid. s.p.i. 1973. 520 p.

CASTRO, M. Desarrollo urbano de Cali 1940-1960. Cali, 1992, 125 p. il. Tesis de grado (Historia). Universidad del Valle, Facultad de Humanidades.

CLOUGH, G. W., J-L. CHAMEAU "Measured Effects of Vibratory Sheet pile Driving". Pp. 1081-1099. Jour. Geot. Eng. Div. Vol. 106. No. GT10, octubre de 1980.

COLMENARES, G. Sociedad y economía en el Valle del Cauca: Cali, terratenientes, mineros y comerciantes, siglo XVIII. Vol.1. Biblioteca Banco Popular, Textos Universitarios: Cali, 1983. 212 p.

CÓRDOBA, S. L. & H. D. GÓMEZ. Acelerogramas, espectros de respuesta y variaciones temporales de las frecuencias de vibraciones de sismos colombianos. Medellín, 1987, 741 p. Tesis de grado (Ingeniería Civil). Univ. Nacional de Col. Facultad Nacional de Minas.

CORPORACIÓN AUNTÓNOMA REGIONAL DE RISARALDA / CARDER. Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dos Quebradas y Santa Rosa de Cabal. Informe Final. Pereira. (1999). CD-ROM, il. mapas.

CORREA, J. J. Evaluación de la red hidroclimatológica de las subcuencas del municipio de Santiago de Cali. Cali, 1994, 111 p., anexos. Tesis de grado (Ingeniería Agrícola). Universidad del Valle – Universidad Nacional de Col. Sede Palmira.

COTTON, F., P.-Y. BARD, C. BERGE & D. HATZFELD. ¿Que es lo que hace vibrar a Grenoble?. <u>En</u> : Revista Mundo Científico, Paris. Vol. 203. (1999); p. 21-23.

COUTEL, F. & P. MORA. Simulation-based comparison of four site-response estimation techniques. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 88 No. 1. (feb. 1998); p. 30-42.

CUBILLOS, J. C. Arqueología del Valle del Río Cauca: Asentamientos prehispánicos en la Suela Plana del Río Cauca. Publicaciones de la Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales No. 25: Bogotá, 1984. 204 p.

DAVIS, A. M. & P. J. SCHULTEISS. Seismic signal processing to engineeringsite investigation – a case history. <u>En</u> : Ground Engineering Vol. 13. (1980); p. 44-48.

DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO DE PLANEACIÓN MUNICIPAL / DAPM. Mapa digital de Cali: Sistema de Información Geográfica de Cali – SIGCALI. Curvas de nivel cada 5 metros y drenajes urbanos y suburbanos, escala 1:1,000. DAPM: Cali, 1993. Información preliminar en medio magnético.

DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO NACIONAL DE ESTADÍSTICA / DANE. Sistema de Consulta del XVI Censo Nacional de Población y V de Vivienda: Censo 1993. DANE: Bogotá, 1996. CD-ROM.

DEPARTAMENTO DE MECÁNICA DE SÓLIDOS. Evaluación de la seguridad estructural del estadio Pascual Guerrero, Cali. Informe final. Inédito. Cali: 1992. p 162.

DOBRY, R., R. D. BORCHERDT, C. B. CROUSE, I. M. IDRISS, W. B JOYNER, G. R. MARTIN, M. S. POWER, E. E. RINE & R. B. SEED. New site coefficients and site classification system used in recent buildings seismic code provisions. <u>En</u> : *Earthquake Spectra* Vol. 16. (2000); p. 41 – 68.

DRABKIN, S., H. LACY, D. S. KIM. "Estimating Settlement of Sand Caused by Construction Vibration". Pp. 920 – 928. Jour. Geot. Eng. Vol. 122, No. 11, noviembre. 1996.

DRAKE, D. Natural and statistical view, or picture of Cincinnati and the Miami Country, Ilustrated by Maps. Looker & Wallace: Cincinatti. (1815) Citado en: FIELD, H. & GRUPO DE TRABAJO DE LA FASE III del SCEC. Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of southern california: overview of the SCED Phase III report. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 90, No.

6B. (2001); S1-31

DRAVINSKI, M., G. DING & K.-L. WEN. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am*. Vol. 86. (1996); p. 646 – 654.

DRAVINSKI, M., T. K. MOSSESIAN, H. KAGAMI, & H. ESHARAGI. Predominant motion of the Los Angeles sedimentary basin. <u>En</u> : *Eng. Anal. Boundary Elements*. Vol. 8. No. 4. (1991); p. 206 – 214.

ESCORCIA, J. La Sociedad Caleña en la Primera Mitad del Siglo XIX (p. 101-125). En: Santiago de Cali, 450 años de historia. Alcaldía de Santiago de Cali – Dirección de Comunicaciones – Editor. Talleres Editorial XYZ: Cali, 1981. 320 p.

ESCUDERO, H. M. & J. M. VIVAS. Influencia de variables macroclimáticas asociadas al ENOS (El Niño Oscilación del Sur) en la hidroclimatología del municipio de Santiago de Cali. Cali, 1999, 286 p., anexos. Tesis de grado (Ingeniería Agrícola). Universidad del Valle – Universidad Nacional de Col. Sede Palmira.

ESPINAL, L.S., *et al.* Mapa ecológico de Colombia: Memoria Explicativa. IGAC: Bogotá, 1977. 238 p. 21 mapas a escala 1:500,000.

EUROSEISMOD. Development and Experimental Validation of Advanced Modelling Techniques in Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Final Report, Project ENV4-CT96-0255, 1998.

FÄH, D., E. RÜTTENER, T. NOACK & P. KRUSPAN. Microzonation of the city of Bassel. <u>En</u> : Journal of seismology. Kluwer Academy Publishers. Belgium. Vol. 1. (1997); p. 87-102.

FIELD, E. H & K. H. JACOB. A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependant. <u>En</u> *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 85. (1995); p. 1127-1143.

FIELD, E. H & K. H. JACOB. Using microtremors to assess potential site response: a case study in Glushing Meadows, New York City. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 89 No. 6. (1990); p.1456-1480.

FIELD, E. H. & K. H. JACOB. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. <u>En</u> : *Geoph. Res. Lett.* Vol. 20. (1993); p. 2925 – 2928.

FIELD, E. H., P. A. JOHNSON, I. A. BERESNEV & Y. ZENG. Nonlinear ground motion amplification by sediment during 1994 Northdridge earthquake. <u>En</u> : Nature, Vol. 390. (1997); p. 599 – 602.

FIELD, H. & GRUPO DE TRABAJO DE LA FASE III del SCEC. Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of southern california: overview of the SCED Phase III report. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 90, No. 6B. (2001); S1-31.

FINN, W. D. L. Geotechnical engineering aspects of microzonation. En : PROC. 4<sup>TH</sup> INT. CONF. ON SEISMIC ZONATION. Stanford, California, Vol. 1. (1991); p. 199-259.

FREYMULLER, J. R., KELLOG, J. N. & V. VEGA. Plate motions in the North Andean Region. <u>En</u> : *Journal of Geophysical Research.* Vol. 98, No. 21. (1993); p. 853 –863.

GARCÍA V., D. Los hacendados de la otra banda y el cabildo de Cali. Cali: Imp. Gutiérrez P, 1928. 320 p.

GARCÍA V., D. Revaluaciones históricas para la ciudad de Santiago de Cali. Vol. 2. Cali. s.p.i 1951. 406 p.

GETTYS, W, F. KELLER, M. SKOVE. Física: Clásica y moderna. Editorial McGrawhill: New York, 1991. 1240 p.

GIRALDO, V., A. ALFARO, L.G. PUJADES, J.A. Canas. Estimación de efectos locales con movimientos sísmicos y microtemblores. Monografías de Ingeniería Sísmica. A.H. Barbat, Editor. Monografia CIMNE IS-36, Barcelona. 1999. 77p.

GOBERNACIÓN DEL VALLE DEL CAUCA. Archivo del patrimonio fotográfico y fílmico del Valle del Cauca. Vol 1. Gobernación del Valle: Cali, 2000. CD-ROM.

GONZÁLEZ, D. Descripción climática del sector de montaña del municipio de Santiago de Cali. CVC, Sección de Hidroclimatología. Inédito. C.V.C.: Cali, 1994. 11 p.

GOULA, X., T. SUSAGNA, S. FIGUERAS, P. FARRES, X. Cid, A. ALFARO & A. BARCHIESI. Analysis of site effects of city of barcelona (Spain). Resumen en el Libro Resumen <u>En</u> : XIX GENERAL *ASSEMBLY OF THE IASPEI. Thessaloliniki. IASPEI*, 1997. p. 324.

GUTIÉRREZ, C. & S. K. SINGH. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 82. (1992); p. 642-659.

HORIKE, M. Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S wave velocity strucutre shown to the base ment in urbanized areas. <u>En</u> : *Jour. Phys. Earth, Vol.* 33. (1985); p. 59-96.

HORIKE, M. Studies on microtremors. Resumen en inglés En : Jour. Seism.

Soc. Japan, Vol. 64. (1993); p. 343-350.

HOUGH, S. E., E. H. FIELD, K. H. JACOB. Using microtremors to assess sitespecific earthquake hazard. <u>En</u> : *PROC. OF THE FOURTH INT. CONF. ON SEIS. ZONATION. Stanford Univ.* California. Aug.25-29, Vol. III. (1991); p. 585-592.

HUANG, H. C. & S. T. WU. Site effect evaluation in the Yun-Chia-Nan area, Taiwan using H/V ratio. <u>En</u> : *The effects of surface geology in seismic motion*. <u>En</u> : 2<sup>ND</sup> INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ESG. Vol 2. Rotterdam. 1998. p 681 – 688.

HUMBOLDT, MOLLIEN, HAMILTON *et al.* Viajeros extranjeros en Colombia, Siglo XIX. Carvajal y Compañia: Cali, 1970. 281 p.

IBS VON-SEHT, M. & J. WOHLENBERG. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. <u>En</u> : Bull. Soc. Seism. Am. Vol. 89. (1999); p. 250 – 259.

IDRISS, I. M & SUN J. I. Shake 91: a computer program for conduct equivalent linear seismic seismic response analysis of horizontally layered deposits. User's guide. University of California. (1992). p 13.

IGAC – INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Cali, Plano aerofotogramétrico. Primera edición. Escala 1:10.000. 1958.

IMAI, T. An introduction to the geophysical prospectings for civil enginering purposes. Urawa Research Institute. TN 11. 1975. 33 p.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI / IGAC. Cali, Plano aerofotogramétrico. IGAC: Bogotá, 1958. Escala 1:10.000. Primera Edición.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICO MINERAS / INGEOMINAS Y UNIVERSIDAD DEL LOS ANDES. Microzonificación sísmica de Santa Fé de Bogotá. Convenio interadministrativo 01- 92. Reporte final. Ingeominas: Bogotá. 1997. 130 p. il. mapas.

JAKOSKY, J. J. Exploration geophysics. Trija publishing company: Los Angeles, 1950. 1195 p.

JARAMILLO, J. D. Comunicación personal. Profesor Universidad EAFIT, Investigador Microzonificación sísmica de Medellín. Noviembre del 2000. 2000. Medellín.

JI, T. & ELLIS, B. R Human whole-body models in structural vibration, The 13th ASCE Engineering Mechanics Conference, Baltimore, USA, 13 al 16 de Junio. 1999.

JOYNER, W. & D. BOORE. Ground motion prediction. Earthquake engineering and soil dynamics II – Recent advances in ground motion evaluation. Junio 27 – 30. Geotechnical Special Publication. Utah, EEUU. (1988); p. 43 – 101.

KAGAMI, H., C, MARTIN, G. LIANG, Y. Otah. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effects upon seismic Wave amplification due to the extremely Deep Soil Deposits. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 72. (1982); p. 987-998.

KAGAMI, H., S. OKADA, K. SHIONO, M. ONER, M. DRAVINSKI & A. K. MAL. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III A two dimensional study of site effects in the San Fernando Valley. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 76, No 6. (1986); p. 1801-1812.

KAGAWA, T. Estimation of velocity structures beneath Mexico city using microtremor array data. Paper 1179. <u>En</u> : *ELEVENTH WORLD CONFERENCE OF EARTHQUAKE ENGINEERING*. Acapulco. (1996).

KANAI, K & TANAKA T. Measurement of microtremor. <u>En</u> : Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 32. (1954); p. 199 –209.

KANAI, K. & T. TANAKA. On Microtremors VIII. <u>En</u> : Bulletin of the Earthquakes Research Institute, Vol. 39, University of Tokyo. (1961); p. 97-114.

KANAI, K. The requisite conditions for the predominant vibration of ground. <u>En</u> : Bulletin of the earthquake research institute, Vol 35. Universidad de Tokyo. (1957); p. 457-470.

KIM, D-S, S. DRABKIN, A. ROKHVARGER, D. LAEFER. "Prediction of Low Level Vibration Induced Settlement" pp. 806-817. In: Vertical and Horizontal Deformations of Foundations and Embankments. Yeung, T and G. Y. Félio, editores. Geotechnical Special Publication No. 40, Vol. 1. ASCE, New York. 1994.

KONNO, K. & T. OHMACHI. A smothing function suitable for estimation of amplification factor of the surface ground from microtremor and its application. *J. JSCE*. 525m I – 33, (1995); p. 247 – 259. (en japonés). Citado en: KONNO, K. Amplification factor estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Paper 1247 <u>En</u> : *ELEVENTH WORLD CONFERENCE OF EARTHQUAKE ENGINEERING*. Acapulco. (1996).

KONNO, K. & T. OHMACHI. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 88. (1998); p. 228-241. KONNO, K. Amplification factor estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Paper 1247 <u>En</u> : *ELEVENTH WORLD CONFERENCE OF EARTHQUAKE ENGINEERING*. Acapulco. (1996).

KUDO, K. Practical Estimates of Site Response. State-of-art Report. <u>En</u> : *PROC. 5TH INT. CONF. ON SEISMIC ZONATION*. Nice, France. (1995); p. 1878-1907.

LACHET C. & P-Y BARD. Numerical and theoritical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. <u>En</u> : *J. Phys. Earth*, Vol. 42. (1994); p. 377-397.

LACOSS, R. T, E. J. KELLY & N. M. TOKSOZ. Estimation of seismic noise structure using arrays. <u>En</u> : *Geophysics*, Vol. 34. (1969); p. 21 – 38.

LADOUCETTE, J. C. Note sur le tremblement de terre piémountais du avril 1808 (historia, topographie, antiquités, usages, dialectes des Hautes-Alpes). Paris, 1848. Citado en: COTTON, F., P.-Y. BARD, C. BERGE & D. Hatzfeld. ¿Que es lo que hace vibrar a Grenoble?. <u>En</u> : Revista Mundo Científico, Paris. Vol. 203. (1999); p. 21-23.

LAY, T. & T. WALLACE. Modern global seismology. *Int. Geoph. Series*. Academic Press: 1995. 521 p.

Le BRUN. B., P-Y. BARD, & D. HATZFELD. Evidence for large, low frequency site effects in large alpine Valley: the example of Grenoble, France. <u>En</u> : Libro resumen de la *XIX GENERAL ASSEMBLY OF THE IASPEI, Thessaloliniki*. (1997); p. 382.

LENIS, A. Crónicas del Cali Viejo, Tomo I. Coltextos Ltda. Cali, Lito Lenis S. A.: Cali, 1979. 368 p.

LERMO, J. & F. CHÁVEZ-GARCÍA. Are microtremors useful in site response evaluation. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 84, No. 5. (oct. 1994); p. 1350-1364.

LERMO, J., M. RODRIGUEZ, & S. K. SINGH. The Mexico earthquake of september 19, 1985 – natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and from microtremor data. <u>En</u> : *Earthquake spectra* Vol. 4. (1988); p. 805-814.

LERMO, J., S, Francisco, & J. Chavez-Garcia. Site effect evaluation using microtremors: a review. Resumen en: EOS Vol. 73. (1992); p. 352.

LINEHAN, P. W., A. LONGINOW, C. H. DOWDING. "Pipe Response to Pile and Adjacent Excavation". Pp. 301-316. Jour. Geot. Eng. Vol. 118, No.2, feb. 1992.

LÓPEZ, M. C. & H. VŐKLER. Evaluación de los niveles pontenciométricos en el acuifero de Cali. OSSO – Universidad Técnica de Berlin. En prensa. *Publicaciones ocasionales del OSSO No. 4*: Cali. 2000. 19 p. mapas.

LÓPEZ, M. Revisión de geoformas para Cali. 2001.

MASUDA, H. Seismic refraction analysis for engineering study: Revised edition. Oyo tecnical note. TN-10. Tokyo. 1981. 40p.

MATERÓN H. & Y. CARVAJAL. Curvas de intensidad, frecuencia y duración de Iluvias para Cali: Actualización y consideraciones. <u>En</u> : *Ingeniería y competitividad*. Universidad del Valle, Facultad de ingenierías. Vol 1. No.1 Artes Gráficas Univalle: Cali. (1997); p. 29-37.

MATHWORKS. Manual de Matlab, edición de estudiante. *Prentice Hall*: España. 1996. 820 p.

MATSHUSHIMA, T. & OKADA. Determination of deep geological structure under urban areas using long period microtremors. <u>En</u> : *Butsuri Tansa*. Vol. 43. (1990); p. 21 – 33.

MAYORQUÍN R., J. A. Evaluación de diferentes métodos para determinar máximos en las cuencas de los ríos Cali, Pichindé, Cañaveralejo, Meléndez y Lili. Cali, 1997, 120 p. mapas a escala 1:250.000. Tesis de grado (Ingeniería Agrícola). Universidad del Valle – Universidad Nacional de Col. Sede Palmira.

McCOURT, W. J. & G. VERDUGO. "Mapa geológico preliminar, plancha 300, Jamundí". Ingeominas – BGS: Bogotá. 1985. Escala 1:100.000.

MEISSNER. R., H. STUEMPEL & F. THEILEN. Shear wave studies in shallow sediments. <u>En</u>: Seismic shear waves: Handbook of geophysical exploration.
Applications. K. Helbig & S. Treiter, Editores. Geophysical Press: Londres. 1995.
p. 225-253.

MEJÍA, J. Mediciones dinámicas en la tribuna norte. p 77 – 123. DEPARTAMENTO DE MECÁNICA DE SÓLIDOS. Evaluación de la seguridad estructural del estadio Pascual Guerrero, Cali. Informe final. Inédito. Cali: 1992. p 162.

MENESES, J. Microtrepidaciones: fundamentos y análisis. <u>En</u> : *MEM. SEM. INT. DE MICROZONIFICACIÓN Y SU APLICACIÓN AL PLANEAMIENTO URBANO PARA MITIGACIÓN DE DESASTRES. JICA – CISMID 19 al 21 de julio. CISMID: Lima, Perú*, (1991); p. 80 – 104.

MEYER, Hj. Un sistema regional de observación e investigación sismológica para el suroccidente colombiano. Propuesta presentada a Colciencias. Universidad del Valle: Cali (inédito). 1983. 79 p.

MEYER, Hj. Estudio del riesgo sísmico de Cali, primera etapa: Propuesta técnica. Presentada al Municipio de Cali. Universidad del Valle: Cali (inédito). 1986. 10 p. il.

MEYER, Hj. Hacia un modelo de la sismicidad en el suroccidente colombiano: aproximación a un modelo detallado de la sismicidad actual en el Valle del Cauca. Proyecto a Colciencias. (En curso). 2000. Cali, 42 p.

MEYER, Hj, J. DUARTE, A. PERAFFÁN. Características físicas del sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983. <u>En</u> : El sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983. Ingeominas: Bogotá, 1986. p. 119-147.

MUCCIARELLI, M. Reliability and applicability of Nakamuras technique using microtremrs: an experimetnal approach. <u>En</u> : *J. of Earth. Eng.* Vol 2, No. 4, Imperial College Press. (1998); p. 525-638.

NAKAMURA, Y, K. TOMITA & J. SAITA. Characteristics of ground motion and structures around the damaged area of the Northridge earthquake by microtremor measurement (preliminary report ver.2). Rail Technical Research Institute, Tokyio. 1994.

NAKAMURA, Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *RTRI*, Vol. 30. No. 1. 1989. pp 25-33.

NAKAMURA, Y. Clear identification of fundamental idea on Nakamura's tecnique and its applications. Paper No. 2656 <u>En</u> : *Proc. of 12<sup>TH</sup> WORLD CONFERENCE IN EARTHQUAKE ENGINEERING*. Nueva Zelanda. (2000). 8p.

NOGOSHI, M. & T. IGARASHI. On the amplitud characteristics of microtremor (Part 2). Resumen en inglés En : Jour. Seism. Soc. Japan, Vol. 24. (1971); p. 26

OBSERVATORIO SISMOLÓGICO DEL SUROCCIDENTE / OSSO. Archivo macrosísmico.

\_\_\_\_\_. El riesgo sísmico en la planeación urbana. Informe final para el Departamento Administrativo de Planeación Municipal. Inédito. Universidad del Valle. Cali: 1995. 42 p. Anexos.

\_\_\_\_\_. Evaluación de amenazas naturales para la red urbana de Gas Natural de Cali. Informe Final a Gases de Occidente. Inédito. Universidad del Valle, Cali, 1996. CD-ROM, base de datos geotécnica, il., mapas.

\_\_\_\_\_. Plan para a mitigación de riesgos en Cali. OSSO para el Comité Local de Emergencias. Feriva: Cali, 1996. 204 p.

\_\_\_\_\_. Archivo digital sismológico. 1995 – 2001. Universidad del Valle: Cali, 2001. CD-ROM.

\_\_\_\_\_. Revisión de unidades geológicas en la cuenca del Cañaveralejo. 2001a.

\_\_\_\_\_. Complementación base de datos de geotecnia a partir de para Gases de Occidente (1996). Formato magnético. 2001b.

OHMACHI, T & T. UMEZONO. Rate of Rayleigh waves in microtremors. <u>En</u> : The effects of surface geology in seismic motion. <u>En</u> :  $2^{ND}$  INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ESG. Vol. 2. Rotterdam. (1998); p. 587 – 592.

OHMACHI, T., K. KONNO, T. ENDOH & T. TOSHINAWA. Refinement and application of an estimation procedure for site natural periods using microtremor. Resumén en Japonés. *JSCE*, 489, I-27. (1994); p. 251-260. Citado por:
TOSHINAWA, T., J. B. BERRIL & R. O. DAVIS. Ground motion characteristics of Christchurch, New Zealand, obtained by microtremor measurements. <u>En</u> : *Proc.* 9<sup>TH</sup>. *INT. CONF. JAPAN. EARTHQUAKE ENG. SYMP.* Vol. 2. (1994); p. 79 – 84

OHMACHI, T., Y. NAKAMURA, and T. TOSHINAWA. Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements. <u>En</u> : *Proc. 2<sup>ND</sup> INT. CONG. ON RECENT ADV IN GEOT. EARTH ENG. AND SOIL DYN.* 11-15 march, St Louis, Missouri. (1991); p. 1643-1658.

OHTA, Y. H., KAGAMI, N. GOTO & K. KUDO. Observation of 1 to 5 secod microtremors and their application to earthquake engineering, Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 68. (1978); p. 767-779.

OMORI, F. On microtremors. *Boletín del Eartquake Investigation Committee*, Vol 2. 1908. p.1-6. Citado en: UDÍAS, A & J. MEZCUA. Fundamentos de sismología. Instituto Geográfico Nacional de Madrid. UCA editores: El Salvador, San Salvador, 1996. 200 p.

PATIÑO, V. M. Recursos naturales y plantas útiles de Colombia. Aspectos históricos. Biblioteca básica colombiana. Instituto Colombiano de Cultura. Vol. 27. Editorial Andes: Bogotá. 1977.

PERFETTI, V. Tres proyectos para un deseo. <u>En</u> : Historia de Medellín. Vol. 1. J. O. Melo (Editor). Compañía Suramericana de Seguros: Bogotá. 1996. 372p.

PHILLIPS, W. S & K. AKI. Site amplification of coda wave from local earthquakes in central California. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am*. 76. 1986. 627-648.

PICKERING, D. J. Anisotropic elastic parameters for soil. <u>En</u> : Geotechnique. Vol. 20. (1970); p. 271-276.

PIERSOL, A. G. Test criteria and specifications. Shock and vibration handbook. 4<sup>th</sup> edition. C. M. Harris. Editor. McGraw-Hill: Nueva York. 1996. Capítulo 20.

PITILAKIS, K. Evaluation of site response estimation method based on Euroseitest data. Resumen <u>En</u> : Libro resumen de la *XIX GENERAL ASSEMBLY OF THE IASPEI, Thessaloliniki.* (1997); p. 318.

RAMOS, N. Cali: ciudad conquistadora. Biblioteca de la Universidad del Valle: Cali, 1946. 199 p.

RAMOS, O. G. Santiago de Cali. Documentos de su fundación. Cuadernos del Valle No. 4. Facultad de Filosofía, Letras e Historia. Universidad del Valle: 1950, 69 p.

RANDALL, R. B. & B. A. Tech. Frequency analysis. K. Larsen & Sons: Dinamarca, 1987. 344 p.

RIEPL, J., P.-Y BARD, D. HATZFELD, C. PAPAIOANNOE & S. NECHTSCHEIN. Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the Sedimentary Valley of Volvi (EURO-SEIStest). <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 88. No 2. (apr. 1998); p. 488-502.

RODRIGUEZ – MAREK, A., J. BRAY & N, ABRAHAMSON. A geotechnical seismic site response evaluation procedure. Paper 1590 <u>En</u> : *Proc. of*  $12^{TH}$  *WORLD CONFERENCE IN EARTQUAKE ENGINEERING*. Nueva Zelanda. (2000); 8 p.

SAFAK, E. Problems with using spectral ratios to estimate site amplificaciont.

269

*Proc.* Of the fourth international conference on seismic zonation, EERI (Edit.), Oakland. Vol. 2. (1991); p. 277-284.

SALEM, H. S. Poisson's ratio and the porosity of surface soils and shallow sediments, determined from seismic compressional and shear wave velocities. <u>En</u> : Geotechnique, Vol. 50, No. 4. (2000); p. 461-463.

SARRIA, A. Métodos geofísicos con aplicaciones a la Ingeniería Civil. Ediciones Uniandes: Bogotá, 1996. 371 p.

SAUTER, F. Fundamentos de ingeniería sísmica. Editorial Tecnológica de Costa Rica: San José, Costa Rica, 1989. 271 p.

SEED, H. B., R. MURAJA, J. LYSMER, I. M. IDRISS. Relationships between maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 66. (1976); 1323 – 1342.

SEEKINS, L. C., L. WENNERBERG, L. MARGUERITI & H. P. Liu. Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and micrortemors. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 86. (1996); p. 627-635.

SEO, K. A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley.
<u>En</u>: *INT. SYMP. EFFECTS OF SURF. GEOL. ON SEISMIC MOTION, ESG.* Odawara, Japan, Vol. 2. (1992); p. 43-52.

SEO, K., T. SAMAN, H. YAMANKA, X. HAO, S. KOYAMA, M. TAKEUCHI, K-FUJIOKA, Y. KISHINO, K. KAWANO, K. ASANO, N. NAKAJIMA, M. MURAI, L. MUALCHIN, & Y. HISADA. Microtremor measurements in the San Francisco Bay Area: Part 1 Fundamental Characteristics of microtremors. <u>En</u> : *PROC.*  $4^{TH}$  INT. CONG. ON SEISMIC ZONATION. Vol. 2. (1991); p. 417-432.

SHERIFF, R.E., L. P. Geldart. Exploración sismológica: Historia, teoría y obtención de los datos, Vol.1. Editorial Limusa: México D.F., 1991. 520 p.

SILVA, R. Valle del Cauca – Tierra de promisión, Vol 1. Segunda edición. Imprenta Departamental: Cali, 1964. 293 p.

SOMERVILLE, M.R., H. KAGAMI & K. F. MCCUE. Seismic amplification determined from microtremor monitoring at alluvial and rock sites in Newcastle. <u>En</u> : *Bulletin of the New Zeland National Society for Earthuake Engineering*. Vol. 26, No. 2. (june, 1993). p. 175-184.

STÄL, F. & G. WESTBERG. Microzonation study in Managua. Manuscript of master of science thesis, septiembre de 1996. Royal Institute of Technology. Stockholm 1996. 107p.

STOKOE, K. H. & R. D. WOODS. In situ shear wave velocity by cross hold method. <u>En</u> : J. Soil Mech. Found Div. ASCE SM5. (1972); p. 443-460.

STUEMPT, H., S. KAEHLER, R. MEISSNER & B. MILKEIRET. The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. <u>En</u> : Geophys. Prosp. Vol. 32. (1994); p. 662-675.

SUZUKI, T., T. ADACHI & M. TANAKA. Application of microtremor measurements to the estimation of earthqueke ground motions in Kushiro city during the Kushiro-Oki earthquake of 15 january 1993. <u>En</u> : *Earthquake Eng. Struct, Dyn, Vol.* 24. (1995); p. 595-613.

TABER, J. J. & C. M. Clithoreo. Comparison of site response determined from strong motion, weak motion and microtremors in the Wellington region, New

Zealand. <u>En</u> : *FALL MEETING 1996 San Francisco California.* Diciembre 15 al 19 de 1996.

TEXAS INSTRUMENTS. Understanding data converters. Manual de Texas instruments, SLAA013. July 1995. 1995. 17 p.

THEODOLIUS, N. & P.-Y. Bard. Horizontal to vertical sprectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data frome Greece and Taiwan (SMART – 1). <u>En</u> : *Soil Dyn. and earthquake engineering,* Vol. 14. (1995); p. 177-197.

TIAB, D & E. C. DONALDSON. Petrophysics: Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. Houston, TX: Gulf publishing Company, 1996.

TIEDEMANN, H. Earthquake and volcanic eruptions: A handbook on risk asessment. Swiss Reinsurance Company: Zurich, 1992. 951 p.

TIPLER, P. Física. Vol 1. Editorial Reverté: 1990. 724 p.

TOKEHSHI, J. C., Y. SUGIMARA; & T. SASAKI. Assessment of natural frequency from microtremor measurement using phase spectrum. Paper No. 309 <u>En</u> : *11 World Conference on Earthquake Engineering*. 1996.

TOKSOZ N. M. Microseisms and attempted applications. <u>En</u> : *Geophysics*. Vol. 39. (1964); p. 154 – 177.

TOSHINAWA, T., J. B. BERRIL & R. O. DAVIS. Ground motion characteristics of Christchurch, New Zealand, obtained by microtremor measurements. <u>En</u> : *Proc.* 9<sup>TH</sup>. *INT. CONF. JAPAN. EARTHQUAKE ENG. SYMP.* Vol. 2. (1994); p. 79 – 84.

TOSHINAWA, T., J. J. TABER & J. BERRILL. Distribution of ground motion intensity inferred from questionnaire survey, earthquake recording, and microtremor measurements – a case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass Earthquake. <u>En</u> : *Bull. Seism Soc. Am.* Vol. 87. (1997); p. 356 – 369.

TRIANTAFYLLIDIS, P. & P. M. HATZIDIMITRIOU. Site effects in the city of Thessaloliniki (Greece) using acceleration data. Resumen en Libro Resumen de la *XIX GENERAL ASSEMBLY OF THE IASPE., Thessaloliniki*. (1997); p. 319.

UDÍAS, A & J. MEZCUA. Fundamentos de sismología. Instituto Geográfico Nacional de Madrid. UCA editores: El Salvador, San Salvador, 1996. 200 p.

UDWADIA. F. E & M. D. TRIFUNAC. Reply. <u>En</u> : *Bull. Seism. Soc. Am*. Vol. 64. (1974); p. 496.

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES / UNIANDES. Proyecto microzonificación sísmica preliminar de la ciudad de Armenia, Quindío. Informe definitivo. Julio de 1997. UNIANDES: Bogotá, 1997. 50 p. il., mapas, anexos.

VÁSQUEZ, E. Historia del desarrollo urbano de Cali. Publicaciones Universidad del Valle: Cali. 1982. 217 p., anexos.

VÁSQUEZ, E., A. CORCHUELO, A. BAYONA, J. ESCOBAR y colaboradores. Informe Alcantarillado de la serie "Retrospectiva Urbana y Servicios Públicos en Cali 1900 – 1993". Inédito. CIDSE - Universidad del Valle y Departamento. de Planeación y Desarrollo – EMCALI: Cali, 1995. 52 p.

VELÁSQUEZ, A. & G. Toro. Hacia un modelo de la sismicidad en el suroccidente colombiano: investigaciones paleosísmicas en la región del Valle

del Cauca. Proyecto a Colciencias. (En curso). Cali. 2000. 40 p.

\_\_\_\_\_\_ Hacia un modelo de la sismicidad en el suroccidente colombiano: investigaciones paleosísmicas en la región del Valle del Cauca. Proyecto a Colciencias. (Resultados del proyecto en curso). Cali, 2001. 40 p.

VELÁSQUEZ, A. & Hj. MEYER. Un estimativo de pérdidas por desastres en el Valle del Cauca durante el decenio 1980. <u>En</u> : Capítulo 40 (50 p.) En : Agid Report No. 13. M. Hermelín, Editor. U. EAFIT: Medellín, 1992.

VERDUGO G. & J. ASPDEN. "Mapa geológico preliminar, plancha 299 Jamundí". Ingeominas – BGS: Bogotá, 1984. Escala 1:100.000.

VILLAFAÑE, G. Comportamiento sísmico de los suelos. <u>En</u> : Seminario Construcciones sismorresistentes, Buenaventura 25 de octubre de 1995. 1995. 13 p., il.

WAKAMATSU, K. & Y. YASUI. Possibility Of Estimation For Amplification Characteristics Of Soil Deposits Based On Ratio Of Horizontal To Vertical Spectra Of Microtremors. <u>En</u> : *Jour. Struc. Constr. AIJ.* Vol. 471. (1995); p. 61-70.

WALKER, A. (2001) Comunicación personal.

ZASLAVSKY, Y & A. SHAPIRA. Earthquake zonation map for Eilat (Israel) – Predictions and observations. Resumen en el Libro Resumen <u>En</u> : XIX *GENERAL ASSEMBLY OF THE IASPEI. Thessaloliniki.* (1997); p. 322. ANEXOS

## A. CATÁLOGO MACROSÍSMICO

## B. ESPECTROS (H y V) Y COCIENTE ESPECTRAL H/V DE LAS SEÑALES SELECCIONADAS

C. LECCIONES APRENDIDAS