

TABLA DE CONTENIDO

10. AMENAZAS NATURALES EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	12
10.1 AMENAZA SÍSMICA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	13
10.1.1 Introducción	13
10.1.2 TECTÓNICA DE LA REGION	13
10.1.2.1 Fallas Regionales	14
10.1.2.2 La Cordillera Occidental	15
10.1.3 SISMICIDAD DEL TERRITORIO COLOMBIANO	17
10.1.3.1 Emplazamiento tectónico regional de la cuenca hidrográfica del río Sinú	26
10.1.4 AMENAZA SÍSMICA	36
10.1.4.1 Atenuación de las ondas sísmicas	46
10.1.5 RESULTADOS	89
10.1.6 AMPLIACIÓN A ORDENADAS ESPECTRALES	103
10.2 AMENAZA POR INUNDACIÓN DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RÍO SINÚ	106
10.2.1 ANTECEDENTES	106
10.2.2 METODOLOGÍA	107
10.2.3 ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA	108
10.2.3.1 Climatología	108
10.2.3.2 Cartografía	108
10.2.3.3 Geomorfología	109
10.2.3.4 Hidrología	110
10.2.4 Modelo Hidráulico del Río Sinú	125
10.2.4.1 Introducción	125
10.2.4.2 Descripción del Software HEC-RAS	126
10.2.4.3 Configuración del modelo hidráulico del río Sinú	129
10.2.4.4 Curvas de capacidad de las ciénagas de Betancí y Grande del Bajo Sinú	130
10.2.4.5 Hidrogramas de entrada	131
10.2.4.6 Condiciones de frontera	131
10.2.4.7 Calibración del modelo	132
10.2.4.8 Verificación del modelo	135
10.2.4.9 Simulaciones Realizadas con el Modelo	136
10.2.5 Zonificación de la amenaza por inundación a escala 1: 100000	152
10.2.5.1 Consideraciones Generales	152
10.2.5.2 Amenaza por inundación alta	153
10.2.5.3 Amenaza por inundación media	155

10.2.5.4	Amenaza por inundación baja:	156
10.3	AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	157
10.3.1	ANTECEDENTES	160
10.3.2	PARAMETROS PARA LA EVALUACION DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RIO SINU	163
10.3.2.1	Clima	163
10.3.2.2	Litología	166
10.3.2.3	Geomorfología	170
10.3.2.4	Uso y cobertura del suelo	174
10.3.2.5	Unidades de Suelos	177
10.3.2.6	Pendientes	181
10.3.2.7	Densidad de drenaje	184
10.3.3	FACTORES Y CAUSAS DE LA INESTABILIDAD DEL TERRENO EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	190
10.3.3.1	Factores internos y externos	190
10.3.3.2	Condiciones climáticas	193
10.3.3.3	Condiciones litológicas	194
10.3.3.4	Perfil de meteorización	195
10.3.3.5	Vegetación como protección a la erosión	196
10.3.4	ZONIFICACION DE AMENAZAS POR MOVIMIEN- TOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RIO SINU	197
10.3.4.1	Amenaza muy alta	198
10.3.4.2	Amenaza alta	199
10.3.4.3	Amenaza media	199
10.3.4.4	Amenaza baja	201
10.3.4.5	Amenaza muy baja	203
10.4	CONCLUSIONES	205
10.4.1	Amenaza Sísmica	205
10.4.2	Amenaza por inundación	206
10.4.3	Amenaza por Remoción en Masa	208
10.5	RECOMENDACIONES	208
10.5.1	Amenaza Sísmica	208
10.5.2	Amenaza por inundación	209
10.5.3	Amenaza por remoción en masa	210
10.5.4	Otras amenazas naturales	211
10.6	BIBLIOGRAFIA	212

INDICE DE TABLAS

TABLA 10.1: SISMOS CON MAGNITUD MAYOR O IGUAL QUE 7.0 EN EL CATÁLOGO COLOMBIANO	26
TABLA 10.2. PARÁMETROS DE SISMICIDAD DE LAS FUENTES ACTIVAS DE COLOMBIA (ADAPTADA DE AIS, 1996)	40
TABLA 10.3. EVENTOS SÍSMICOS REGISTRADOS EN LA REGIÓN DE LA CUENCA DEL SINÚ	41
TABLA 10.4. RESULTADO DE LA CALIBRACIÓN DE PARÁMETROS PARA CADA CASO ANALIZADO.....	83
TABLA 10.5. COMPARACIÓN ESTADÍSTICA DE LAS DIFERENTES LEYES USADAS. SE ANALIZA EL DESEMPEÑO DE DIVERSAS LEYES DE ATENUACIÓN (FILAS DE LA TABLA) CUANDO SE UTILIZAN DIVERSAS BASES DE DATOS (COLUMNAS DE LA TABLA).....	84
TABLA 10.6. RESULTADO DE LA CALIBRACIÓN DE PARÁMETROS PARA CADA CASO ANALIZADO	87
TABLA 10.7. LOCALIZACIÓN DE LAS SECCIONES TRANSVERSALES UTILIZADAS EN EL MODELO HIDRÁULICO DEL RÍO SINÚ EN HEC-RAS	111
TABLA 10.8. ESTACIONES HIDROMÉTRICAS UTILIZADAS PARA LA AMENAZA POR INUNDACIÓN.	112
TABLA 10.9. MATRIZ DE CORRELACIÓN DE LAS ESTACIONES HIDROMÉTRICAS UTILIZADAS PARA LA DETERMINACIÓN DE LA OFERTA HÍDRICA.....	113
TABLA 10.10 ESTACIONES HIDROMÉTRICAS UTILIZADAS PARA EL ANÁLISIS DE FRECUENCIA.	120
TABLA 10.11. RESULTADO DE LA PRUEBA EFECTUADA SOBRE LA SERIE DE CAUDAL MÁXIMO ANUAL DE LA ESTACIÓN MONTERÍA.....	122
TABLA 10.12. LOCALIZACIÓN DE LAS SECCIONES TRANSVERSALES UTILIZADAS EN EL MODELO HIDRÁULICO DEL RÍO SINÚ EN HEC-RAS	130
TABLA 10.13. CURVA DE COTA – ÁREA – VOLUMEN PARA LA CIENAGA DE BETANCÍ.	131
TABLA 10.14. CURVA DE COTA – ÁREA – VOLUMEN PARA LA CIENAGA DE GRANDE DEL BAJO SINÚ.....	131
TABLA 10.15. CONDICIONES PARA LA CALIBRACIÓN DEL MODELO HIDRÁULICO DEL RÍO SINÚ.	133
TABLA 10.16 ALTURA DE LA LÁMINA DE AGUA PARA EL EVENTO EXTREMO OCURRIDO EL 27 DE JULIO DE 2003 CUYO CAUDAL PICO REGISTRADO FUE DE 3262 M ³ /S.	141
TABLA 10.17. DIFERENCIA ENTRE EL CAUDAL DE BANCA LLENA Y EL CAUDAL MÁXIMO EN LAS ESTACIONES DONDE SE PRESENTA DESBORDE DE LA PRIMERA BARRERA.....	142
TABLA 10.18 ALTURA DE LA LÁMINA DE AGUA PARA LA SEGUNDA BARRERA.....	142
TABLA 10.19 CAUDALES DE DESBORDE PARA CADA UNA DE LAS ESTACIONES EMPLEADAS EN LA AMENAZA POR INUNDACIÓN.....	145
TABLA 10.20 CAUDALES DE DESBORDE ASOCIADOS A UN PERIODO DE RETORNO PARA CADA UNA DE LAS ESTACIONES EMPLEADAS EN LA AMENAZA POR INUNDACIÓN.	146

TABLA 10.21 ALTURAS DE LAS LAMINAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES DONDE SE PRESENTAN DESBORDES PARA EL EVENTO OCURRIDO EN NOV DE 2001	149
TABLA 10.22 ALTURAS DE LAS LÁMINAS DE AGUA EN LAS ESTACIONES DONDE SE PRESENTAN DESBORDES PARA EL EVENTO DE JUL DE 2002	152
TABLA 10.23. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON UNIDADES CLIMÁTICAS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	164
TABLA 10.24. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES DE CLIMA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	165
TABLA 10.25. VALORES DE PESO PARA LAS UNIDADES DE CLIMAS SEGÚN DENSIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA.....	165
TABLA 10.26. CRUCE UNIDADES LITOLÓGICAS Vs. INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON DENSIDADES PROMEDIO.....	167
TABLA 10.27. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	168
TABLA 10.28. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON UNIDADES LITOLÓGICAS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	169
TABLA 10.29. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	172
TABLA 10.30. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	173
TABLA 10.31. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON UNIDADES DE COBERTURA Y USO ACTUAL DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	176
TABLA 10.32. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES DE COBERTURA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	177
TABLA 10.33. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES DE SUELO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	179
TABLA 10.34. DENSIDADES DE MOVIMIENTOS EN MASA Y VALORES DE PESO PARA LAS UNIDADES DE SUELO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	180
TABLA 10.35. CLASIFICACIÓN UTILIZADA PARA ELABORAR EL MAPA DE PENDIENTES (CIAF, 1991)	181
TABLA 10.36. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPAS DE DESLIZAMIENTOS Y PENDIENTES DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	182
TABLA 10.37. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LAS UNIDADES DE PENDIENTES EN PORCENTAJE DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	183
TABLA 10.38. CÁLCULO DE LA LONGITUD DE DRENAJES EN CADA SUBCUENCA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ ELABORADA BAJO AMBIENTE ARCVIEW 3.3.....	185

TABLA 10.39. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL CRUCE DEL MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON LA DENSIDAD DE DRENAJES DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	186
TABLA 10.40. RESULTADO DEL CRUCE DE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA CON MICROCUENCAS Y DENSIDAD DE DRENAJES DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	187
TABLA 10.41. PROCESOS DE EROSIÓN HÍDRICA Y SU CONTRIBUCIÓN A LA INESTABILIDAD DEL TERRENO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.	202

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 10.1: PRINCIPALES FALLAS GEOLÓGICAS Y SISTEMAS DE FALLAS DE COLOMBIA Y EL OCCIDENTE DE VENEZUELA; TABOADA, FUENZALINDA, ET AL (1996)	15
FIGURA 10.2: IZQUIERDA: DISTRIBUCIÓN DE LAS FUENTES CONTINENTALES QUE GENERAN AMENAZA EN EL TERRITORIO COLOMBIANO; DERECHA : DISTRIBUCIÓN DE ZONAS DE SUBDUCCIÓN Y DE BENNIOFF EN EL TERRITORIO QUE GENERAN AMENAZA SIGNIFICATIVA	16
FIGURA 10.3. SISMICIDAD DEL SUBCONTINENTE SURAMERICANO; FUENTE USGS	18
FIGURA 10.4. DISTRIBUCIÓN DE HIPOCENTROS SÍSMICOS A NIVEL NACIONAL EN LOS ÚLTIMOS SIGLOS	20
FIGURA 10.5. DISTRIBUCIÓN DEL NÚMERO DE EPICENTROS SÍSMICOS A NIVEL NACIONAL EN LOS ÚLTIMOS SIGLOS.....	21
FIGURA 10.6. DISTRIBUCIÓN DE LAS MAGNITUDES MÁXIMAS DE LOS EPICENTROS SÍSMICOS A NIVEL NACIONAL EN LOS ÚLTIMOS SIGLOS.....	22
FIGURA 10.7. SISMICIDAD EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN COLOMBIANA	23
FIGURA 10.8. PLANTA Y ALZADO DE LA SISMICIDAD DE LA ZONA DE BENNIOFF Y ZONA DE SUBDUCCIÓN EN LA COSTA DEL PACÍFICO DE COLOMBIA.....	24
FIGURA 10.9. ZONA DE CONVERGENCIA DEL NOROCCIDENTE DE SUR AMÉRICA Y PLACAS TECTÓNICAS.....	28
FIGURA 10.10. CONCENTRACIÓN DE EPICENTROS Y DESARROLLO DE LÍMITE DIFUSO DE LA PLACA CARIBE	31
FIGURA 10.11. MAPA DE AMENAZA SÍSMICA DE COLOMBIA	35
FIGURA 10.12: DISTRIBUCIÓN DE LAS FUENTES QUE PUEDEN GENERAR SISMOS EN LA ZONA NORORIENTAL COLOMBIANA.....	37
FIGURA 10.13. DISTRIBUCIÓN DE LOS TRAZOS DE LAS FUENTES QUE PUEDEN GENERAR SISMOS EN LA ZONA DE LA CVS CUENCA DEL RÍO SINÚ.	38
FIGURA 10.14. TASAS DE EXCEDENCIA DE FUENTES PARA EL MODELO DE SISMICIDAD DE POISSON.....	39
FIGURA 10.15. DISTRIBUCIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS EN EL DEPARTAMENTO DE CÓRDOBA..	44
FIGURA 10.16. DISTRIBUCIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS EN PROFUNDIDAD EN EL DEPARTAMENTO DE CÓRDOBA.	44
FIGURA 10.17. HISTOGRAMA DE MAGNITUDES DE EVENTOS INSTRUMENTALES EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	45
FIGURA 10.18. SISMICIDAD DE EVENTOS INSTRUMENTALES EN LA REGIÓN DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	45
FIGURA 10.19. VARIACIÓN DE UNO DE LOS PARES EN EL ORIGEN	49
FIGURA 10.20. IZQUIERDA : COMBINACIONES DE CARGAS PUNTUALES PARA UN CENTRO DE DILATACIÓN; CENTRO: MISMAS CONSIDERACIONES PARA UN PAR SIMPLE; DERECHA : MISMAS CONSIDERACIONES PARA UN PAR DOBLE “MECANISMO SÍSMICO”	50

FIGURA 10.21. SISMOGRAMAS TÍPICOS EN EL CAMPO LEJANO DEBIDO AL MODELO DE PAR DOBLE.	51
FIGURA 10.22. IZQUIERDA : PATRÓN RADIACIÓN DE ONDAS P PARA MODELO DE DOBLE PAR MODULADO POR LAS ECUACIONES 11-13; DERECHA: PATRÓN DE RADIACIÓN DE ONDAS S PARA MODELO DE DOBLE PAR.	51
FIGURA 10.23 IZQUIERDA : SEMIESPACIO CON $s_{12} = S$; DERECHA : CORTE PROFUNDIDAD D ...	52
FIGURA 10.24. IZQUIERDA : DIAGRAMA DE FALLA RECTANGULAR DE HASKELL; DERECHA : SISTEMAS DE REFERENCIA LOCALES PARA UNA FALLA RECTANGULAR.	58
FIGURA. 10.25. ESPECTRO DE AMPLITUDES DE FOURIER DE DESPLAZAMIENTO TÍPICO EN UN LUGAR CERCANO LA FALLA.	61
FIGURA 10.26. ESPECTRO DE AMPLITUDES DE FOURIER DE ACELERACIONES TÍPICO EN UN LUGAR CERCANO A LA FALLA.	62
FIGURA 8.27. ESPECTRO DE AMPLITUDES DE ACELERACIÓN EN CAMPO LEJANO	65
FIGURA 10.28. CRUCES DE UN NIVEL DE INTENSIDAD UMBRAL PARA UN PROCESO ESTOCÁSTICO.	68
FIGURA 10.29. CRUCES DE UN NIVEL DE INTENSIDAD UMBRAL PARA UN PROCESO ESTOCÁSTICO. DERECHA : REGIÓN FAVORABLE PARA LOS CRUCES DE $X=A$	69
FIGURA 10.30. VALORES MÁXIMOS Y MÍNIMOS PARA UN PROCESO ESTACIONARIO.	72
FIGURA 10.31 VOLUMEN FAVORABLE PARA UN MÁXIMO POSITIVO EN EL INTERVALO DE TIEMPO $t+Dt$	73
FIGURA 10.32. IZQUIERDA : MODELOS DE FUENTE PUNTUAL Y FUENTE FINITA PARA UNA COMBINACIÓN DE MAGNITUD Y DISTANCIA; DERECHA : LEYES DE ATENUACIÓN PARA DIFERENTES DISTANCIAS EN UNA MISMA MAGNITUD.	82
FIGURA 10.33. IZQUIERDA : MODELOS DE FUENTE PUNTUAL Y FUENTE FINITA PARA UNA COMBINACIÓN DE MAGNITUD Y DISTANCIA; DERECHA : LEYES DE ATENUACIÓN PARA DIFERENTES DISTANCIAS EN UNA MISMA MAGNITUD.	84
FIGURA 10.34. IZQUIERDA : MODELOS DE FUENTE PUNTUAL Y FUENTE FINITA PARA UNA COMBINACIÓN DE MAGNITUD Y DISTANCIA; DERECHA : LEYES DE ATENUACIÓN PARA DIFERENTES DISTANCIAS EN UNA MISMA MAGNITUD.	85
FIGURA 10.35. LEYES DE ATENUACIÓN DE A_{MAX} PARA LAS ZONAS TECTÓNICAS DEL TERRITORIO COLOMBIANO	86
FIGURA 10.36: DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE BOLIVAR CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	90
FIGURA 10.37: DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE BOLIVAR CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	90
FIGURA 10.38. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE BOLIVAR CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	91
FIGURA 10.39. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE DE ARCO DE DABEIBA CON PERIODO DE RETORNO DE 100 AÑOS	91
FIGURA 10.40. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE DE ARCO DE DABEIBA CON PERIODO DE RETORNO DE 250 AÑOS	92
FIGURA 10.41. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S^2) PARA LA FUENTE DE ARCO DE DABEIBA CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	93

FIGURA 10.42. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE ARCO DE DABEIBA CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	93
FIGURA 10.43. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE ARCO DE DABEIBA CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	94
FIGURA 10.44.: DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE MURINDÓ CON PERIODO DE RETORNO DE 100 AÑOS	94
FIGURA 10.45. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE MURINDÓ CON PERIODO DE RETORNO DE 250 AÑOS	95
FIGURA 10.46. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE MURINDÓ CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	95
FIGURA 10.47. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE MURINDÓ CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	96
FIGURA 10.48.: DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE MURINDÓ CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	96
FIGURA 10.49. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE ROMERAL CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	97
FIGURA 10.50. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE ROMERAL CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	97
FIGURA 10.51 DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE ROMERAL CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	98
FIGURA 10.52. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE SINÚ CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	98
FIGURA 10.53. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE SINÚ CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	99
FIGURA 10.54. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA LA FUENTE DE SINÚ CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	99
FIGURA 10.55. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 100 AÑOS	100
FIGURA 10.56. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 250 AÑOS	100
FIGURA 10.57. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	101
FIGURA 10.58. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 1000 AÑOS	101
FIGURA 10.59. DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM/S ²) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 1500 AÑOS	102
FIGURA 10.60. DISTRIBUCIÓN DE LA VELOCIDAD MÁXIMA DEL SUELO (CM/S) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	102
FIGURA 10.61 DISTRIBUCIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA DEL SUELO (CM) PARA TODAS LAS FUENTES CON PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS	103
FIGURA 10.62. LEYES DE ATENUACIÓN DE ORDENADAS ESPECTRALES PARA DIFERENTES MECANISMOS FOCALES.	105

FIGURA 10.63: ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME PARA DIFERENTES TIPOS DE FUENTE, PERIODOS DE RETORNO Y DIFERENTES INTENSIDADES DE INTERÉS EN EL DISEÑO DE EDIFICACIONES, SITIO MONTERÍA.	105
FIGURA 10.64. ESQUEMA DEL CAUCE Y BASINES PROPIOS DEL CAUCE DEL RÍO SINÚ	110
FIGURA 10.65 CAUDALES Y PERIODOS DE RETORNO ASOCIADOS PARA LAS ESTACIONES SOBRE EL RÍO SINÚ.....	123
FIGURA 10.66 ANÁLISIS DE FRECUENCIA DE CAUDAL MÁXIMO MENSUAL PARA LA ESTACIÓN ANGOSTURA DE URRÁ.	124
FIGURA 10.67 ANÁLISIS DE FRECUENCIA DE CAUDAL MÍNIMO MENSUAL PARA LA ESTACIÓN ANGOSTURA DE URRÁ.	125
FIGURA 10.68 REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN DE ENERGÍA	128
FIGURA 10.69 RESULTADO DE LA CALIBRACIÓN DEL N DE MANNING (N = 0.028 EN EL FONDO DEL LECHO Y N = 0.050 EN LAS BANCAS) PARA CAUDAL BAJO.	133
FIGURA 10.70 RESULTADO DE LA CALIBRACIÓN DEL N DE MANNING (N = 0.028 EN EL FONDO DEL LECHO Y N = 0.050 EN LAS BANCAS) PARA CAUDAL MEDIO.....	134
FIGURA 10.71 RESULTADO DE LA CALIBRACIÓN DEL N DE MANNING (N = 0.028 EN EL FONDO DEL LECHO Y N = 0.050 EN LAS BANCAS) PARA CAUDAL ALTO.....	134
FIGURA 10.72 RESULTADO DE LA VERIFICACIÓN DEL MODELO.	135
FIGURA 10.73. ESQUEMA DEL MODELO HIDRÁULICO CONFIGURADO EN HEC-RAS PARA EL RÍO SINÚ.	138
FIGURA 10.74 HIDROGRAMA DE ENTRADA EN ANGOSTURA DE URRÁ DEL EVENTO EXTREMO OCURRIDO EL 27 DE JULIO DE 2003 CUYO CAUDAL PICO REGISTRADO FUE DE 3262 M ³ /s.	139
FIGURA 10.75 HIDROGRAMAS RESULTADO DE LA SIMULACIÓN DE LA CRECIENTE OCURRIDA EL 27 DE JULIO DE 2003 SI NO EXISTIERA EL EMBALSE DE URRÁ.....	140
FIGURA 10.76 HIDROGRAMA DE ENTRADA EN ANGOSTURA DE URRÁ DEL EVENTO EXTREMO OCURRIDO EL 8 DE OCTUBRE DE 1988 CUYO CAUDAL PICO REGISTRADO FUE DE 1815 M ³ /s.....	143
FIGURA 10.77. HIDROGRAMAS RESULTADO DE LA SIMULACIÓN DE LA CRECIENTE OCURRIDA EL 8 DE OCTUBRE DE 1988.....	144
FIGURA 10.78. HIDROGRAMAS RESULTADO DE LA SIMULACIÓN DE LA CRECIENTE OCURRIDA EL MES DE NOVIEMBRE DE 2001.	148
FIGURA 10.79. HIDROGRAMAS RESULTADO DE LA SIMULACIÓN DE LA CRECIENTE OCURRIDA EL MES DE JULIO DE 2002.	150
FIGURA 10.80. METODOLOGÍA EMPLEADA PARA EL CÁLCULO DE LA AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA.....	158
FIGURA 10.81. MAPA CLIMÁTICO E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	163
FIGURA 10.82. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES DE CLIMA EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	164
FIGURA 10.83. MAPA CLIMÁTICO CLASIFICADO CON LOS VALORES DE PESO DE ACUERDO AL CRUCE CON LE MAPA DE INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA	166

FIGURA 10.84. VISTA DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ. SECTOR DEL EMBALSE DE URRÁ, MUNICIPIO DE TIERRALTA	167
FIGURA 10.85. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	168
FIGURA 10.86. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	170
FIGURA 10.87. VISTA DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	171
FIGURA 10.88. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	171
FIGURA 10.89. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	172
FIGURA 10.90. VISTA DE LAS UNIDADES DE COBERTURA ACTUALE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	175
FIGURA 10.91. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS UNIDADES DE COBERTURA ACTUAL CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	175
FIGURA 10.92. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES DE COBERTURA VEGETAL EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	176
FIGURA 10.93. VISTA DE LAS UNIDADES DE SUELO E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	178
FIGURA 10.94. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS UNIDADES DE SUELO CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	178
FIGURA 10.95. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES DE SUELO EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	179
FIGURA 10.96. VISTA DE LAS UNIDADES DE PENDIENTES E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	182
FIGURA 10.97. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES DE PENDIENTE EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	183
FIGURA 10.98. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS UNIDADES DE PENDIENTES CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	183
FIGURA 10.99. HISTOGRAMA RESULTADO PARA LA VALORACIÓN DE LAS UNIDADES DE DENSIDAD DE DRENAJES EN LA AMENAZA DE MOVIMIENTOS EN MASA A ESCALA 1:100000	185
FIGURA 10.100. VISTA DE LAS SUBCUENCAS E INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ	189

FIGURA 10.101. MAPA RESULTADO DEL CRUCE DE LAS SUBCUENCAS CON EL MAPA DE INVENTARIO DE PROCESOS EROSIVOS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SINÚ, CLASIFICADO SEGÚN VALORES DE PESO	189
FIGURA 10.102. HISTOGRAMA RESULTADO DE LA SUMA ALGEBRAICA ENTRE LOS MAPAS TEMÁTICOS RENOMBRADOS, NÓTESE LA DISTRIBUCIÓN DE VALORES DE PESO PARA LA ZONIFICACIÓN DE LA AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ.....	198

10. AMENAZAS NATURALES EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ

Como propósito del ordenamiento ambiental del territorio, la identificación de las amenazas naturales permite definir zonas con restricciones de uso y de manejo de acuerdo con el tipo de amenaza natural, la duración, la frecuencia y la persistencia de la misma.

La cuenca hidrográfica del río Sinú en distintas oportunidades ha sido objeto de fenómenos naturales que han ocasionado pérdidas humanas y económicas, principalmente por inundaciones producidas por desbordamientos de las corrientes y por encharcamientos en épocas de altas precipitaciones.

Dentro del presente capítulo se evaluó la información existente referente a estudios y eventos de amenazas naturales ocurridos en la cuenca del río Sinú. Los estudios realizados hacen énfasis principalmente al tema de amenaza por inundación, salvo las establecidas en el mapa escala 1:250000 del Departamento de Córdoba donde se aprecia de manera general la amenaza sísmica y eólica en Córdoba, temas que incorporó el proyecto piloto de ordenamiento territorial departamental elaborado por el IGAC en el año de 1997.

Los análisis elaborados para el tema de inundaciones corresponden a estudios elaborados antes de la entrada en operación de la Hidroeléctrica Urra I, por lo cual fue necesario realizar la modelación hidráulica del río bajo esta nueva condición, con el objeto de establecer la amenaza por inundación actual. De igual forma fue necesario actualizar la red de drenaje de la cuenca y la red vial, debido a la inexistencia de cartografía actualizada en el área geográfica de la cuenca del río Sinú.

Dado el alcance de la información recopilada fue necesario realizar en este estudio un análisis de distintos tipos de amenaza bajo las condiciones actuales de la cuenca, en tal sentido se evaluó la amenaza sísmica, por fenómenos de remoción en masa y por inundación, tales análisis fueron cartografiados bajo la escala del proyecto y representaron insumos para la determinación de unidades de manejo en la zonificación ambiental de la cuenca hidrográfica del río Sinú.

10.1 AMENAZA SÍSMICA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ

10.1.1 Introducción

Aunque gran parte de la cuenca del río Sinú se localiza en nivel intermedio a la luz del mapa de amenaza sísmica elaborado para Colombia, existen zonas localizadas en la cuenca alta que se clasifican dentro de amenaza alta. Tal estudio se considera como la primera aproximación para establecer la amenaza sísmica, sin embargo, y con la intención de obtener un mejor detalle para la escala de trabajo, en el presente documento se identifican y analizan con detalle las fuentes sismogénicas que pueden tener influencia en el territorio en términos de la aceleración máxima del suelo.

El análisis es presentado mediante la derivación de espectros de amplitudes de Fourier (EAF); y el enfoque se basa en la teoría sismológica clásica y el uso de leyes de atenuación de EAF generadas para Colombia y los registros de sismicidad de las fuentes del territorio.

El resultado de este tipo de análisis son tasas de excedencia que permiten evaluar las intensidades para un periodo de retorno en términos de aceleración máxima del suelo.

El proceso es extendido geográficamente a la región de la cuenca del río Sinú para visualizar la distribución de las intensidades según la posición de las fuentes y su sismicidad con respecto a la zona de interés. Con dichas intensidades y las leyes de atenuación de aceleración de cada tipo de mecanismo focal es posible identificar para las distancias más representativas valores de magnitud y energía liberada. Variables como distancia y magnitud son usadas en la teoría sismológica para evaluar EAF de cada tipo de mecanismo focal.

10.1.2 TECTÓNICA DE LA REGION

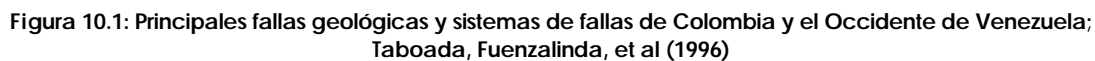
El territorio colombiano comprende un dominio continental deformado situado en el límite de tres placas tectónicas mayores Suramericana, Nazca y Caribe. Los movimientos relativos de estas placas durante el período Cenozoico dieron origen al sistema orogénico de los Andes del Norte, compuesto por distintas cadenas de montañas separadas por valles y depresiones intramontañosas. En la actualidad las tres placas mencionadas se están acercando entre sí a velocidades variables como se ilustra en DeMets, C. Gordon, R., Argus, D. & Stein, S. 1990. "Current plate

motions". Geoph. Journ. Int., 101, pp. 425-478. 1990. Freymueller, J., Kellogg, J. & Vega, V. "Plate motions in the North Andean Region". Journ. Geoph. Res., Vol. 98, No. B12, pp. 21853-21863. 1993, lo cual constituye la causa de la actividad sísmica y tectónica registrada en nuestro territorio.

10.1.2.1 Fallas Regionales

Las principales fallas geológicas de la esquina noroccidental de Suramérica se aprecian en la figura 10.1, la tendencia general es a trazas con dirección N-S, sin embargo hay algunas fallas con alineamientos más o menos transversales a las fallas N-S. Las fallas principales y más significativas desde el punto de vista de sus posibles efectos sobre las construcciones están concentradas en un territorio limitado por la costa del Pacífico al occidente y al oriente por el piedemonte de la cordillera Oriental. De las fallas geológicas que se aprecian en la figura 10.1, las dos de mayor importancia regional son las correspondientes a los sistemas Romeral y Frontal de la Cordillera Oriental. La importancia de estos dos sistemas, además de conformar dos componentes básicos de riesgo sísmico local en una buena parte del territorio colombiano, corresponde a algunos de los aspectos anteriormente mencionados.

El cratón Suramericano comprende la plataforma continental estable situada al este de la Cordillera Oriental (i.e. Llanos Orientales de Colombia y Venezuela), de la cual hace parte el escudo Guayanés. Desde el punto de vista litológico está compuesto de rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico, suprayacidas por rocas sedimentarias del Paleozoico, ocasionalmente con un metamorfismo de bajo grado. Este basamento presenta al nivel de las cuencas hidrográficas del Amazonas y del Orinoco, una secuencia de pliegues suaves y muy amplios de dirección vecina de N-NW, y cuyo origen podría atribuirse a un bandeo de la cobertura continental asociado con los esfuerzos compresivos que afectaron la esquina noroccidental de la placa Suramericana durante el Neógeno. Las zonas correspondientes a los sinclinales están recubiertas por una capa relativamente delgada de rocas sedimentarias del Cenozoico.



Constituida esencialmente de rocas ofiolíticas del cretáceo superior deformadas en épocas recientes por la convergencia de Nazca en dirección del continente. Presenta un relieve relativamente estrecho cuya altitud promedio es de 2,700 m y está limitada al oriente por el Valle del Patía y del Cauca y al occidente por la faja costera del Pacífico.

Está limitado por diversos segmentos de falla inversa con buzamiento al este en dirección del relieve cordillerano. Al suroccidente de Colombia se observan los sistemas de El Tambor y Junín - Sambiambi, los cuales cabalgan con vergencia al occidente. Al norte de la cordillera aparece el segmento de falla del Atrato, el cual corresponde a un cabalgamiento con vergencia al oeste y buzamiento intermedio hacia el este. La falla del Atrato presenta una componente sinistral en el extremo norte de la Cordillera, donde se observan otros accidentes activos tales como la falla de Murindó. Este último accidente de dirección N-S corresponde a una falla de

alto ángulo al oriente y de movimiento dominante sinetrolateral (con una ligera componente inversa), que fue activada durante el sismo de Murindó en 1992.

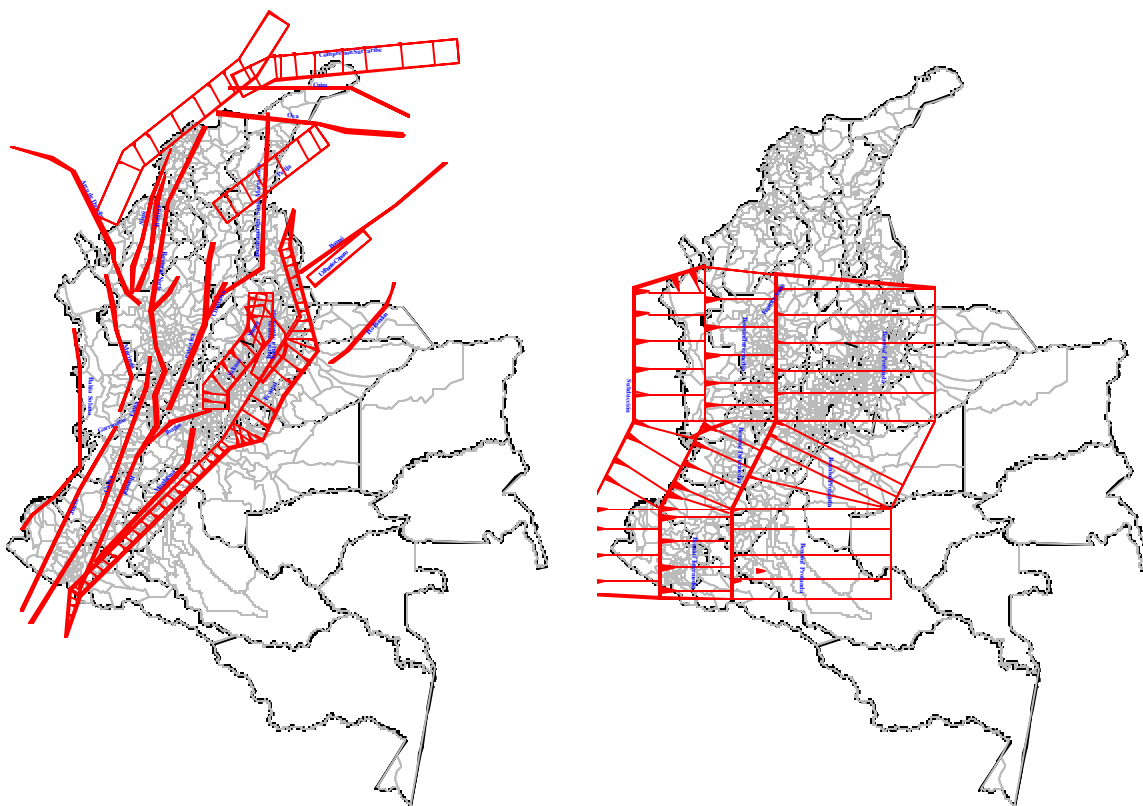


Figura 10.2: Izquierda: Distribución de las fuentes continentales que generan amenaza en el territorio colombiano; derecha: Distribución de zonas de subducción y de Benioff en el territorio que generan amenaza significativa

- **El Cinturón Plegado Del Sinú - San Jacinto**

El Caribe Colombiano presenta, al igual que el Occidente, terrenos de afinidad oceánica que fueron acrecionados a las rocas que conformaban la antigua margen continental. Los cinturones plegados del Sinú y San Jacinto corresponden a relieves cordilleranos someros situados paralelamente a la costa Caribe de Colombia. El límite entre rocas continentales y oceánicas en este sector, corresponde a la prolongación hacia el norte del sistema de Romeral descrito anteriormente. En este sector estas fallas tienen tasas de actividad probablemente bajas en razón de la escasez de rasgos de actividad tectónica en superficie.

- **El Prisma de Acrecimiento del Caribe**

El acercamiento de la placa Caribe en dirección SE-E ha generado la formación de un prisma de acreción oceánico que presenta rasgos de actividad tectónica inversa con vergencia hacia el Caribe, la subducción de la placa Caribe bajo los cinturones plegados del Sinú y de San Jacinto es lenta y de bajo ángulo. Sin embargo, no se tiene registro de actividad sísmica que indique la geometría del plano de subducción en vecindad de la costa Caribe.

10.1.3 SISMICIDAD DEL TERRITORIO COLOMBIANO

El número de sismos con características particulares que ocurren en un sitio en determinado periodo se conoce como sismicidad. La concentración de focos de sismos en zonas determinadas y el conocimiento de la tectónica regional permiten delimitar fuentes sísmicas. Cada fuente queda definida en función de dos características: geometría y actividad. Por ello, después de que se ha definido la geometría de una fuente, los análisis probabilísticos de evaluación de amenaza sísmica requieren los datos que describan su sismicidad, es decir, parámetros que describan aproximadamente el número y tamaño de sismos con características particulares que se originan durante cierto tiempo en una región.

La estimación de sismicidad se lleva a cabo con técnicas estadísticas a partir de catálogos de sismos e información geológica. Estimar la sismicidad equivale a determinar la distribución de probabilidad del tiempo entre sismos y la distribución de sus magnitudes de manera determinística con una ventana de información instrumental reducida (Ward, 1994).

Los análisis más comunes están divididos en dos modelos de ocurrencia, cuya diferencia principal estriba en que la ocurrencia de sismos es independiente del tiempo en el primero (modelo de Poisson), mientras que en el segundo la concentración de los sismos sí depende del tiempo (proceso de deslizamiento predecible).

Se han estudiado los datos disponibles en catálogos de sismos. Al hacerlo se ha llegado a diversas conclusiones, una de ellas es que en muchos casos el proceso estocástico de Poisson permite modelar adecuadamente la ocurrencia de sismos. En el modelo de Poisson los tiempos entre eventos se encuentran exponencialmente distribuidos. Su distribución no se altera al aumentar el tiempo sin sismos. Por ello, frecuentemente se dice que el modelo de Poisson se caracteriza por no tener memoria. De manera que la ocurrencia de un sismo el

primer día de septiembre no tiene ningún efecto en el número de sismos que pueden ocurrir en el resto del mes. Aun cuando el número total de sismos que ocurren en un mes es aleatorio, durante el transcurso del año el número total de temblores, dividido por el tiempo, será aproximadamente constante. Es decir, los sismos arriban aleatoriamente, pero a una tasa uniforme.

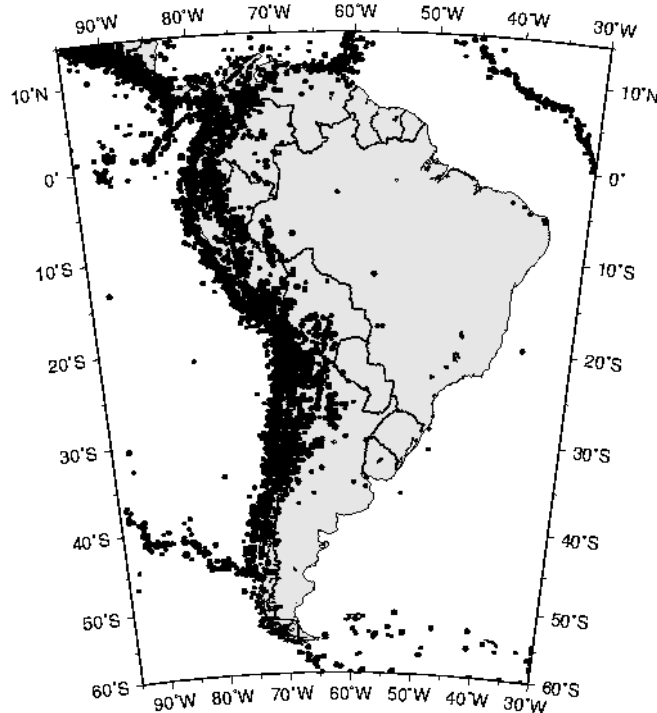


Figura 10.3. Sismicidad del subcontinente suramericano; fuente USGS

Los distintos parámetros que definen la sismicidad local se estiman principalmente a partir de los datos contenidos en catálogos, donde se indica la fecha, el sitio, la profundidad y el tamaño de los sismos que se han registrado o que se han estimado. Sin embargo, la estimación de la sismicidad está aún limitada por insuficiencia y en ciertos casos ausencia de datos. Los registros de sismos con mayor confiabilidad en Bogotá datan de cerca de 80 años para sismos grandes. En el caso de Estados Unidos el periodo es similar. Periodos que en la escala del tiempo geológico (5 mil millones de años del origen de la tierra), son muy pequeños. Por lo tanto, son insuficientes para hacer estimaciones netamente estadísticas.

Para resolver la ausencia de datos se ha recurrido principalmente a dos procedimientos complementarios, por un lado se emplean técnicas novedosas para obtener más datos de sismicidad, esto se realiza con la ayuda de la geología,

paleosismología, geodesia espacial, sismología y estadística bayesiana, es decir, la basada en el teorema hecho por el matemático llamado Bayes (Ward, 1994).

Por todo lo mencionado anteriormente, resulta fácil aceptar que el uso de los catálogos para la determinación de los parámetros de sismicidad requiere de especial cuidado, pero es necesario cuando no existen datos confiables. Por tal motivo, existen métodos para identificar los cambios producidos por el hombre en los catálogos (Habermann, 1987), que pueden provocar estimaciones erróneas de sismicidad.

Por ejemplo: Si en una región ocurrieron 50 sismos de magnitud mayor a 4, en 100 años, entonces la tasa de excedencia de la magnitud 4 es aproximadamente $\lambda(4) = 50/100 = 0.5$. El periodo de recurrencia para este mismo ejemplo, es igual a $1/\lambda(4) = 1/0.5 = 2$. Es decir, aproximadamente cada dos años ocurrirá un sismo de magnitud mayor a 4.

Las magnitudes de los sismos de subducción son considerables, habiéndose registrado cuatro sismos de magnitudes superiores o vecinas de 8.0 en el último siglo. Estos sismos, cuyos epicentros están situados al Suroccidente de Colombia (zona de Tumaco), se sitúan a lo largo de la falla que separa la placa oceánica que subduce de la placa continental suprayacente. La profundidad de estos sismos considerados "interplaca" está en el rango comprendido entre 10 y 60 Km. Nótese la presencia de sismos de profundidad mayor de 60 Km en la Zona de Subducción de Nazca y en particular bajo las cordilleras Occidental y Central de Colombia y pueden tener magnitudes superiores a 7 Ms.

Igualmente se observa una sismicidad de profundidad intermedia bajo la zona norte de la Cordillera Oriental. Esta última sismicidad se interpreta como el resultado de un proceso de subducción continental activo, bajo la cordillera.

Hipocentros de los eventos sísmicos en el lapso 1700-1999

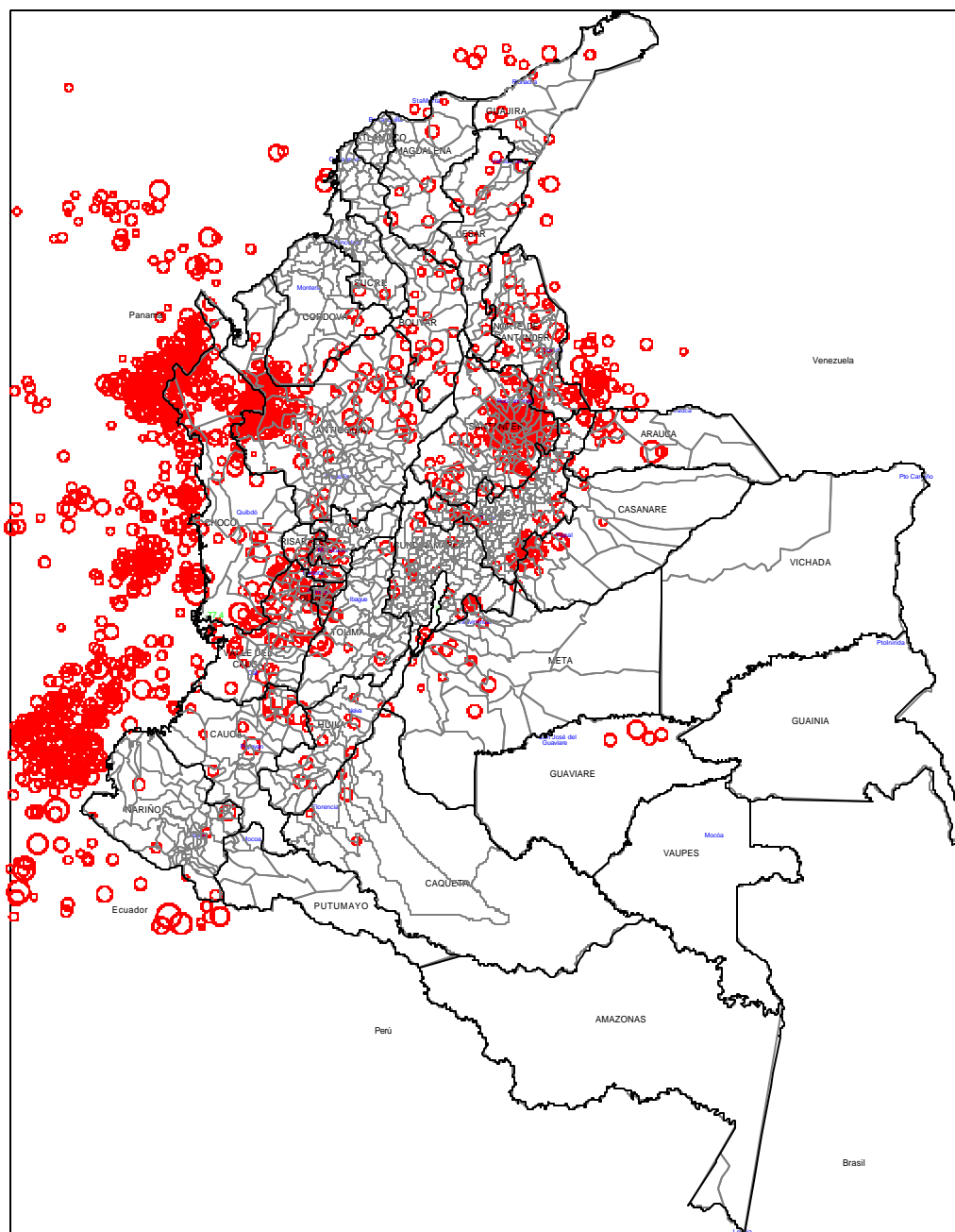


Figura 10.4. Distribución de hipocentros sísmicos a nivel nacional en los últimos siglos

The map illustrates the geographical distribution of Euphonia species across Colombia. Contour lines indicate the number of species, with higher concentrations (up to 250) in the northern and central mountainous regions, and lower concentrations (down to 10) in the southern and eastern lowland areas. Key cities and regions labeled include Bogotá, Medellín, Cali, and various departments such as Cundinamarca, Boyacá, and Cauca. Neighboring countries and regions are also shown for context.

Capítulo 10

Magnitud máximas Mb en el territorio

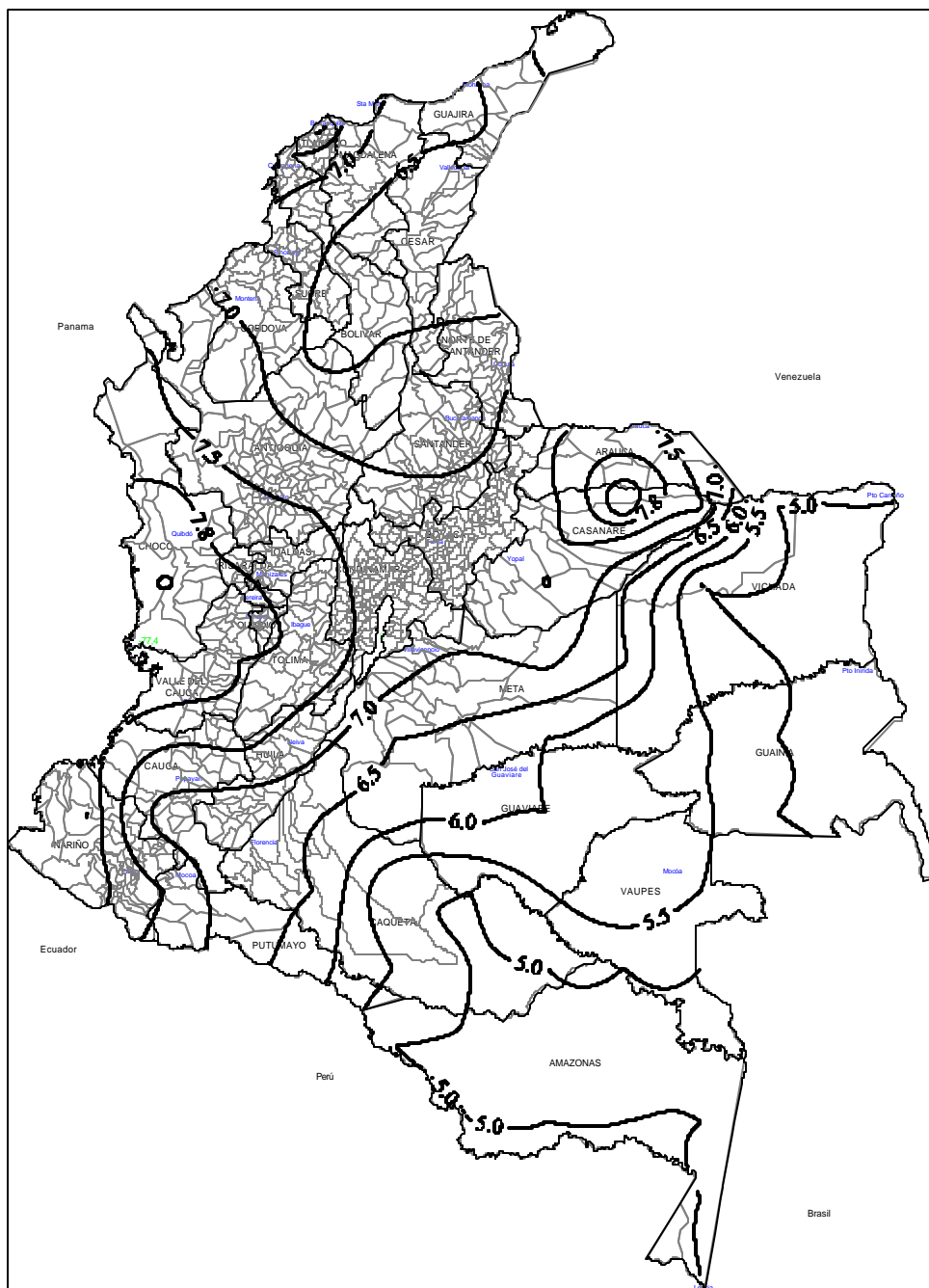


Figura 10.6. Distribución de las magnitudes máximas de los epicentros sísmicos a nivel nacional en los últimos siglos

Los sismos de corteza en el territorio Colombiano han devastado distintas regiones del País a lo largo de la historia. Se destacan entre éstos los de Honda, el Bordo Llanero, Cúcuta, Popayán y Armenia ocurridos en 1805, 1827, 1875, 1983, 1999 respectivamente. Estos sismos están relacionados con sistemas activos que afectan a la corteza superior y generan daños sustanciales en la zona epicentral, debido a la poca profundidad del hipocentro (menor de 20 Km). Los sismos históricos mencionados están asociados respectivamente a los sistemas de falla del Magdalena, del Piedemonte Llanero, probablemente de Boconó y los últimos dos probablemente al sistema Romeral.

En el siglo XX se registraron 16 sismos de magnitud mayor a 7.0, muchos de los cuales corresponden a fallas continentales de corteza. Se destacan, además de los sismos de subducción, el sismo del Bordo Llanero de 1967 y el de Murindó (Chocó) de 1992.

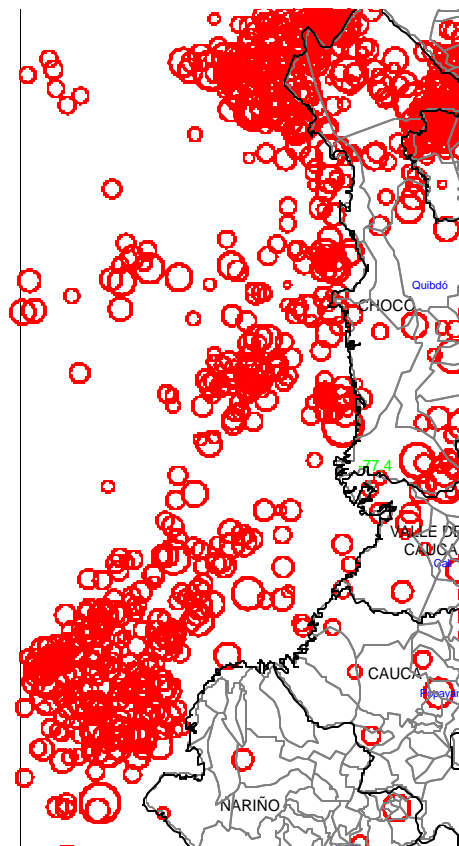


Figura 10.7. Sismicidad en la zona de subducción colombiana

La Figura 10.8. sintetiza una visión general de la actividad sísmica de la zona de Benuioff. La Figura está conformada por tres partes. A la izquierda se muestra la sismicidad en planta y a la derecha tres secciones transversales. En la izquierda la

sismicidad al norte de AA' se proyecta sobre esta sección. En el centro la sismicidad entre AA' y BB' se proyecta sobre BB'. A la derecha, la sismicidad entre BB' y CC' se proyecta sobre CC'. Las líneas punteadas muestran una posibilidad de ubicación de la placa subducida. Obsérvese el cambio en el ángulo de buzamiento.

En el supuesto de que la calidad de la información empleada en las tres secciones analizadas fuera similar y efectivamente parece que lo es, se podría pensar que a pesar de los errores de ubicación de los focos existiría una tendencia consistente en que los eventos tienen dispersión más o menos sistemática. La posición de la placa puede variar pero su ángulo puede resultar aceptablemente bien representado por los focos de los sismos.

De la observación de las Figuras indicadas se deduce que la zona de Benioff tiene una sismicidad importante. Conviene resaltar que de una latitud entre 7.5°N y 8°N la zona de Benioff no es identificable, hacia esta latitud tienden a desaparecer las cordilleras Central y Occidental. Es evidente entonces, la relación regional entre la sismicidad y la presencia de las cordilleras.

De acuerdo con los estudios de García et al, la zona de Benioff podría dar origen a sismos de importancia con altos valores de la magnitud. No obstante, consideran que entre más hacia el oriente ocurra el epicentro la magnitud máxima posible disminuye debido a la profundidad elevada.

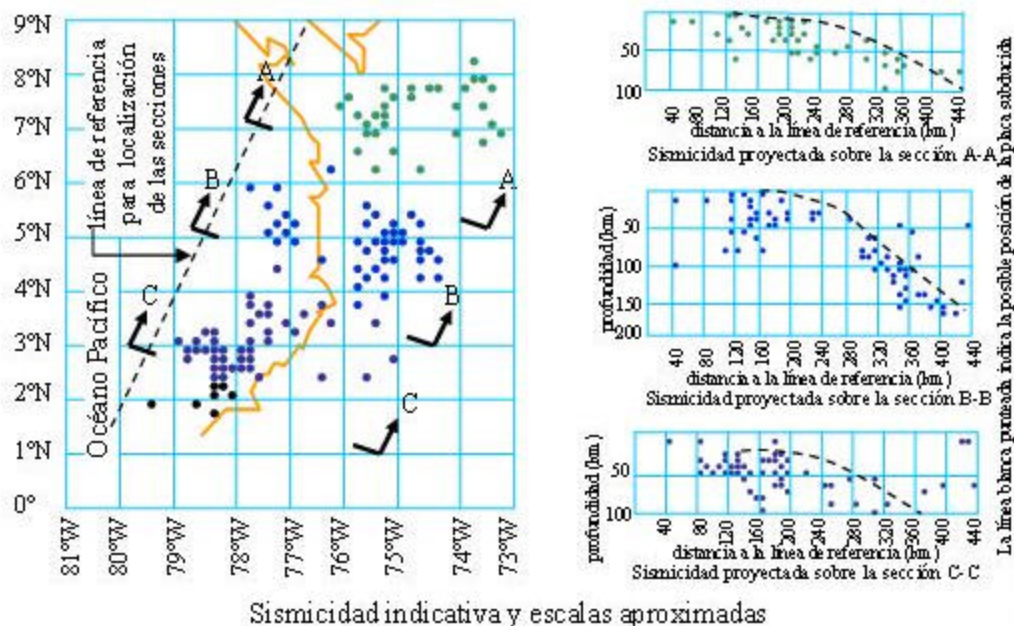


Figura 10.8. Planta y alzado de la sismicidad de la zona de Benioff y Zona de Subducción en la Costa del Pacífico de Colombia

De acuerdo con la información disponible en los catálogos de sismicidad colombiana, numerosos sismos de magnitud superior a 7.0 han sido atribuidos a los sistemas de fallas del territorio Colombiano. La *Tabla 10.1* ilustra los mayores eventos sísmicos compilados a partir de sismicidad histórica e instrumental.

El análisis de esta información muestra que existen fundamentalmente dos tipos de eventos sísmicos dentro del contexto tectónico de nuestro País, primero, los sismos relacionados con la zona de subducción de Nazca cuyas profundidades aumentan progresivamente desde la Costa Pacífica hacia la Cordillera de Los Andes y segundo los sismos relacionados con los sistemas de fallas que afectan la corteza continental plegada y deformada a lo largo y ancho de las cordilleras colombianas.

FECHA			EPICENTRO	LATN	LONG W	PROF	Immi	M _i
AÑO	MES	DÍA						
1644	Enero	16	Herrán (Norte de Santander)	7.4	72.7	0	IX	7.0
1644	Marzo	16	Chipaque (Cundinamarca)	4.5	74.0	0	IX	7.0
1724	Noviembre	0	Chita (Boyacá)	6.2	72.5	0	X	7.7
1785	Julio	12	Páramo de Chingaza (Cund)	4.7	73.8	0	IX	7.0
1805	Junio	16	Honda (Tolima)	5.3	74.5	0	IX	7.0
1827	Noviembre	16	Queb. Santa Ana (Caquetá)	1.9	75.6	0	X	7.7
1834	Enero	20	Sibundoy (Putumayo)	1.3	76.9	0	X	7.7
1868	Agosto	15	Tulcán (Ecuador)	0.8	77.7	0	IX	7.0
1875	Mayo	19	Cúcuta (Norte de Santander)	7.9	72.5	0	X	7.7
1904	Enero	20	O. Pacífico (lim Col-Ecua)	7.0	79.0	0	---	7.8
1906	Enero	31	O. Pacífico (lim Col-Ecua)	1.0	81.5	25	IX	8.6
1911	Abril	10	Limite Colombia - Venezuela	9.0	74.0	100	IX	7.2
1911	Abril	28	Amazonia Colombiana	0.0	71.0	600	VIII	7.1
1917	Agosto	31	Páramo de Sumapaz (Cund.)	4.3	74.2	0	IX	7.3
1924	Enero	13	Cumbal (Nariño)	0.9	77.8	0	IX	7.0
1938	Febrero	5	Támesis (Antioquia)	4.5	76.3	160	VIII	7.0
1942	Mayo	14	O. Pacífico (lim Col-Ecua)	0.8	81.5	25	IX	7.9
1943	Mayo	2	O. Pacífico (Sur Panamá)	6.5	80.0	0	---	7.1
1947	Julio	14	Rio Pasto (Nariño)	1.4	77.3	0	IX	7.0
1950	Julio	9	Cerro El Viejo (Norte Sant)	7.9	72.6	41	IX	7.0
1958	Enero	19	O. Pacífico (Sur Panamá)	1.4	79.3	60	IX	7.8
1967	Febrero	9	Vegalarga (Huila)	2.9	74.8	36	X	7.1
1970	Septiem	26	Bahía Solano (Chocó)	6.4	77.5	8	VIII	7.0
1970	Septiem	27	Bahía Solano (Chocó)	6.4	77.4	8	VIII	7.0
1974	Julio	13	Juradó (Chocó)	7.8	77.6	12	VIII	7.3
1976	Julio	11	Limite Colombia - Panamá	7.4	78.0	3	---	7.0
1979	Diciembre	12	O. Pacífico (lim Col-Ecua)	1.6	79.4	24	IX	7.7

1991	Noviembre	19	Orupá (Chocó)	4.6	77.4	15	---	7.1
1992	Octubre	18	Murindó (Chocó)	7.1	76.8	10	X	7.3
1994	Junio	06	Paez (Cauca)	2.85	76.07	1	---	7.0

Tabla. 10.1: Sismos con magnitud mayor o igual que 7.0 en el Catálogo Colombiano

10.1.3.1 Emplazamiento tectónico regional de la cuenca hidrográfica del río Sinú

En este informe se presentan los rasgos relevantes de la sismotectónica del territorio que corresponde a la cuenca hidrográfica del río Sinú y zonas aledañas, sin analizar la sismicidad regional o local. El emplazamiento tectónico está gobernado por la convergencia de las placas, Nazca al occidente, Caribe al norte y Suramericana al oriente. La región analizada puede considerarse como de riesgo sísmico intermedio y varias fallas conforman los mayores elementos a los cuales correspondería sistemas contribuyentes de amenaza sísmica local futura.

- **Aspectos generales**

La esquina noroccidental de América del Sur se ha conformado a lo largo de centenares de millones de años desde cuando América del Norte y Suramérica se separaron y la parte sur comenzó a desplazarse hacia el occidente empujada por la zona de expansión de un océano Atlántico. Este desplazamiento se llevó a cabo con la presencia de una zona de subducción que se ha desplazado desde entonces hacia el occidente.

Como consecuencia de las fuerzas tectónicas y los procesos orogénicos que intervinieron hasta llegar a la actual situación territorial, se generaron fallas geológicas. Algunas de estas fallas son activas en la actualidad y su posible ruptura representa una fuente de amenaza sísmica regional con posibles efectos sobre diferentes poblaciones y obras civiles construidas en el Departamento.

- **Zona de subducción frente al emplazamiento tectónico regional**

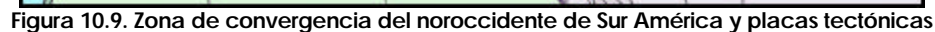
En la zona de convergencia interactúan las placas: Nazca con dirección predominante de oeste al este y una velocidad regional media en el orden de 65 mm/año. La placa Caribe que se desplaza hacia el oriente con una velocidad regional media en el orden de 15 mm/año y la placa Suramericana que se desplaza en dirección oriente occidente y velocidad regional media en el orden de 20 mm/año. Este emplazamiento tectónico se aprecia en la figura 8.1 en la cual se destaca una hipótesis de límite difuso de la placa Caribe al cual se hace referencia

más adelante. La placa Caribe genera una componente de movimiento hacia el sur en la zona de convergencia del noroccidente de Sur América.

Desde el punto de vista de la litosfera terrestre en la esquina noroccidental de América del Sur, debe deducirse que la interacción de las tres grandes fuerzas tectónicas involucradas produce regiones de compresión y de extensión en la cuenca hidrográfica del río Sinú.

En un medio elástico, los esfuerzos representan acumulación de energía potencial a lo largo del tiempo. Por otra parte, la presencia de fuerzas internas con manifestaciones superficiales no son uniformes en el territorio bajo consideración. Hay concentraciones preferenciales en zonas montañosas, aunque no necesariamente debe haber montañas para estas concentraciones. Debe tenerse en cuenta que lo ocurrido en el territorio donde se encuentra la cuenca del río Sinú cubre los últimos ciento treinta millones de años aproximadamente, lapso que se extiende desde la era Paleozoica hasta la actualidad.

En las condiciones que actualmente se conocen, se estima que la subducción de la placa oceánica bajo la continental ha venido ocurriendo desde el Cretácico temprano hasta la época actual. Hace aproximadamente veintiún millones de años la placa Caribe se desplazaba hacia el oriente entre el espacio que se había abierto al separarse las placas Suramericana y Norteamericana. Parte de la actual América Central no existía. En la zona continental del actual territorio colombiano varios arcos generaron proceso extrusivos que alimentaron los terrenos que poco a poco fueron conformando y estabilizando lo que en la actualidad es Panamá.



- **Límites de placa Caribe y su incidencia en la amenaza sísmica local**

La sismología considera que los sismos de mayor magnitud conocida tienden a ocurrir principalmente a lo largo de los límites de placa. Esta conclusión bastante robusta es muy importante en la aproximación preliminar general necesaria para establecer la amenaza sísmica local en partes de una región, para el caso de la cuenca hidrográfica del río Sinú, localizada al noroccidente de Colombia.

Como se muestra en la *figura 10.9*, la interacción entre las placas Nazca, Caribe y Suramericana conforma unos límites que en la actualidad se consideran bien definidos en algunos tramos pero pobremente conocidos en otros. Por el norte los límites de placa conforman una zona donde dominan los movimientos de transcurrancia de componente sinestrolateral.

El límite norte entre la placa Caribe y la Norteamericana se inicia en Guatemala y se prolonga pasando por el costado sur de Cuba formando un arco poco pronunciado que llega hasta la cadena de islas Barbuda, Saint Kitts, Guadalupe, María Galante, Dominica, Martinica, Santa Lucía, Trinidad y Tobago. El análisis de la sismicidad histórica indica que en el tramo que separa la placa Caribe de la Norteamericana han ocurrido sismos de los cuales uno notable, por ser el primero del cual se tiene noticia en el nuevo continente, ocurrió en la isla la Hispaniola,

actual territorio de la República Dominicana y Haití. Un gran sismo reciente en este alineamiento limítrofe fue el de Guatemala en 1976, con magnitud 7.4 el cual causó la muerte a más de veinte mil personas.

En el costado oriental que separa la placa Caribe de la Norte América, el desplazamiento adquiere una característica de subducción en el cual ya no hay dominancia y prácticamente tampoco presencia de movimientos transcurrentes en los cuales las deformaciones son horizontales con una dirección en un lado del límite y dirección contraria en el otro lado. En este costado de la placa la subducción genera una notable actividad sísmica y la presencia de un número elevado de volcanes. Algunos de los volcanes activos ha generado grandes catástrofes recientes, tal es el caso de Monte Pele a comienzos del siglo XX.

- Límite sur

En el territorio venezolano el límite está bien definido mediante una larga cadena de fallas geológicas entre las cuales se menciona las siguientes: El Soldado, Los Bajos, El Pilar, La Victoria y San Sebastián. Este sistema de fallas se extiende hacia el occidente hasta llegar aproximadamente a la longitud de 68 °W en la costa venezolana. Todo el sistema se desarrolla con una dirección general este-oeste. Hacia el occidente de la longitud anotada algunos proponen que el límite corresponda al arco de compresión que por trabajos de batimetría se puede observar por el mar Caribe, más o menos bordeando los territorios continentales de Venezuela y Colombia. Otros sostienen que desde la longitud de 68 °W el límite se desvía en dirección S-E mediante el sistema de fallas geológicas con traza sensiblemente paralela a los Andes Venezolanos hasta llegar prácticamente a la ciudad de Cúcuta. La falla dominante en este sistema es la Boconó. En la actualidad la hipótesis preferida corresponde a la última anotada.

- Límite oriental en el territorio nacional de Colombia

En el territorio oriental de la República de Colombia, el límite oriental de la placa Caribe puede desarrollarse mediante uno de dos mecanismos. El primero corresponde un límite difuso señalado en la *figura 10.10*. El límite difuso se iniciaría con una serie de fracturas no detectables en superficie que se abren en una especie de abanico y llegan hasta la zona del Darién colombiano. La sismicidad no asociable a sistemas de falla conocida con dirección dominante E-W en la zona

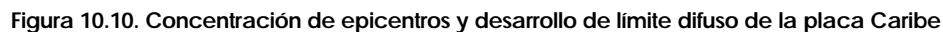
central de Colombia es un indicio de actividad tectónica relativamente superficial que permitió al geólogo William Page, en la época de la empresa consultora Woodward and Clyde de Estados Unidos, proponer un límite difuso de la placa.

En la figura 10.10 se aprecia una parte de la sismicidad de la zona norte de Colombia, dando énfasis a las agrupaciones de epicentros. Como se aprecia al analizar la figura, la hipótesis de límite difuso resulta más significativa desde el punto de vista de la amenaza sísmica para el territorio que cubre la cuenca hidrográfica del Río que la hipótesis que sigue la gran falla Frontal de la Cordillera Oriental a la cual se hace referencia enseguida.

Otra hipótesis a la cual se acogen muchos de los geofísicos y geólogos que han estudiado los límites de la placa Caribe en el oriente de Colombia es que este se desarrolla a lo largo del sistema de fallas cuyas trazas resultan sensiblemente paralelas a la Cordillera Oriental de Colombia. Colectivamente, este sistema que tiene muchas fallas con diferentes nombres se denomina Sistema Frontal de la Cordillera Oriental. Este se prolonga hasta el Golfo de Guayaquil y allí empata con el límite occidental de la placa Caribe.

El límite occidental de la placa Caribe se desarrolla desde el Golfo de Guayaquil y llega hasta el territorio guatemalteco para cerrar allí el contorno de la placa.

Falla Espíritu Santo: Es una de las principales fallas de la Cordillera Central de Colombia. Se extiende en una longitud total aproximada de 300 Km a partir de la falla Sabanalarga cerca de Santa Fe de Antioquia. Algunos geólogos consideran que la falla Espíritu Santo es la prolongación septentrional de la falla Romeral que recorre el territorio nacional de sur a norte. Evidencias de desplazamientos geológicamente recientes indican que la falla tiene actividad. Además, cambios de la pendiente del río Cauca son indicios poderosos para apoyar la actividad de la falla. Por otra parte, campañas sismológicas han detectado actividad microsísmica en parte de esta falla con movimiento horizontal izquierdo como componente dominante.



Zona de falla de Romeral: Conformar uno de los sistemas de falla más importantes del país. Los sismos de Popayán en 1983 y del Eje Cafetero en 1999 ocurrieron como consecuencia de la ruptura de ramales del sistema Romeral. El sistema se extiende desde los límites con Ecuador al sur y su extremo septentrional llega hasta las inmediaciones de la ciudad de Barranquilla. Entre Cali e Itango se desarrolla por el flanco occidental de la Cordillera Central. Más al norte atraviesa la cuchilla del Mocho y pasa a lo largo del río San Jorge continuando aproximadamente por el costado oriental de la serranía de San Jerónimo. La traza de la falla coincide con la zona de sutura de Dolores, correspondiente a una subducción Cretácica hoy extinta dadas las migraciones de la zona de subducción hacia el occidente a las cuales se ha hecho referencia. Aunque en el pasado algunos geólogos consideraron que a pesar de su gran longitud y rasgos muy definidos, la zona de falla era inactiva, en la actualidad estudios de microsismicidad, el registro de numerosos sismos menores y mayores como el de Páez en 1994, indican que la falla es activa y conforma uno de los

elementos más significativos de amenaza sísmica en la república de Colombia. Esta consideración se extiende a la cuenca hidrográfica del río Sinú, aunque conviene anotar que la capacidad de liberación de magnitudes elevadas debido a las rupturas de la falla, va disminuyendo con su latitud lo cual indica que en la jurisdicción la máxima magnitud resultaría menor que en el tramo sur de la falla.

Falla Sardinas: Se desprende de la falla Espíritu Santo prolongándose hacia el norte por una longitud superior a 60 Km hasta cruzar el río San Jorge zona en la cual está cubierta por sedimentos cuaternarios. En su desarrollo la falla muestra varias trazas. Principalmente basados en observaciones morfológicas de campo y estudios fotogeológicos restringidos indican que la falla tiene un bajo grado de actividad.

Falla Cauca: Se desarrolla en una longitud aproximada de 800 Km iniciándose en los límites Ecuador-Colombia y prolongándose hasta cerca de Montería. En su parte sur, se ha detectado su actividad no solo a partir de registros sísmicos sino también por la expresión morfológica la cual ha sido muy estudiada especialmente en el Valle del Cauca y el Cauca. Su actividad en la cuenca es de bajo grado.

Falla Peque: Con una longitud aproximada de 140 Km, se extiende entre la población de Buriticá y la cabecera del río San Jorge cruzando por la parte más baja de la cuchilla del Mocho. Las expresiones morfológicas y algunos registros de sismos menores indican que su grado de actividad es bajo.

Falla San Jorge: Con rumbo noreste se extiende en una longitud aproximada de 60 Km con traza al oriente de la falla Alto Sinú, manteniendo dirección más o menos paralela. La falla se desarrolla al oriente del cauce del río San Jorge y los rasgos morfológicos tiende a indicar que en la parte baja del río la falla muestra un grado de actividad bajo.

Falla Alto Sinú: Con rumbo nordeste, se desarrolla en una longitud aproximada de 60 Km extendiéndose desde el Alto de Paramillo hasta el frente norte de la Cordillera Occidental en una traza muy marcada a lo largo de la parte superior del valle del río Sinú y posiblemente se une a la falla Bolívar. Page anota que su grado de actividad es desconocido.

Falla Tukurá: Se desarrolla desde la parte más septentrional de la Cordillera Occidental y se interna en el valle del río Sinú con una longitud total de unos 240 Km Cerca de la población de Tukurá forma dos ramales más o menos paralelos en

donde se han medido desplazamientos medios en el orden de 0.2 mm./año lo cual conduce a estimar un grado de actividad bajo.

Zona de falla Murrí-Mutatá: Se extiende en dirección norte-sur en una longitud aproximada de 300 Km desde el río Penderisco en el sur hasta la costa Caribe en el norte. En varios tramos de su traza hay expresiones morfológicas de clara actividad sísmica lo cual coincide con registros de sismos menores con foco de poca profundidad.

Falla Murindó: Localiza en la parte occidental de la Cordillera Occidental, tiene una traza con dirección más o menos norte sur que se extiende por aproximadamente 100 Km No obstante que Page anota que el grado de actividad se desconoce, es presumible que los sismos de octubre 17 y 18 de 1992 con magnitudes 6.6 y 7.2 deban asociarse a una ruptura de esta falla. En las cercanías del epicentro de estos sismos hubo licuación de suelos, desplazamientos apreciables que causaron daños a las pocas construcciones, especialmente en la población de Murindó.

Falla Bolívar: Se la considera como parte del sistema de fallas del Cauca extendiéndose entre el norte de la Cordillera Central y la costa del Caribe con traza que recorre parte del valle del río Sinú en una longitud total aproximada de 450 Km El extremo sur de la falla posiblemente se une con la Alto Sinú. Page estima que el grado de actividad de la falla es desconocido y posiblemente resulta muy bajo.

Falla Sincelejo: Hace parte del sistema Romeral y se extiende desde Chinú hasta la margen oriental del río Magdalena con una longitud total aproximada de 160 Km Page considera que el sismo del 26 de diciembre de 1942, que tuvo un foco superficial y produjo intensidades locales MM en el orden de VIII, podría asociarse a una ruptura de ese ramal de la Falla Romeral. A pesar de lo anotado, Page estima que el grado de actividad parece bajo.

Falla Montería: Su traza se desarrolla parcialmente por el valle del río Sinú en una longitud aproximada de 200 Km que se inicia en el río Manso y sigue por el valle del río Sinú pasando al este de Montería y Lórica. Con características de fallamiento inverso, buza hacia el este. Según Page, el grado de actividad de la falla Montería es bajo. Otras fallas menores: En la zona costera aparecen las trazas de fallas menores cuya actividad es desconocida o posiblemente con bajo grado de actividad. Entre estas fallas se mencionan la Sanjuán de Urabá, la Puerto Escondido, la Punta de la Cruz y la falla Punta Mangle. Como posible elemento

contribuyente a la amenaza sísmica regional se menciona la zona de compresión de la costa atlántica que forma un amplio arco, el cual es considerado por algunos investigadores como una posibilidad para fijar el límite de la placa Caribe.

- **Elementos cualitativos de la amenaza sísmica local**

La cuenca hidrográfica del río Sinú no puede considerarse particularmente activa desde el punto de vista sísmico en el contexto general del territorio colombiano y sus vecindades inmediatas. Sin embargo, hay elementos que indican que en la zona pueden ocurrir sismos en el futuro con magnitudes y profundidad focal que pueden causar daños a edificaciones. La actividad de las fallas a la cual se ha hecho referencia, la ocurrencia de sismos pasados y la posibilidad de que el límite de la placa Caribe se desarrolle en una forma difusa son aspectos que se combinan con la zona de convergencia en la cual se encuentra Colombia. Esto combinado indica que no se pueden descartar los sismos en la cuenca hidrográfica del Río Sinú.

En el contexto regional que considera la norma sismo resistente NSR-98, la cuenca hidrográfica del Río se desarrolla parcialmente en zona de riesgo sísmico alto al sur occidente, riesgo sísmico intermedio en su zona central y algo de territorio en zona de riesgo sísmico bajo en la parte norte de su jurisdicción.

Como la mayoría de las fallas no cuentan con sismos asociables a posibles rupturas, la amenaza sísmica local debe considerarse condicionada en buena parte por las fallas mayores del territorio, mostradas en la *figura 10.11*. Tal es el caso del sistema Romeral, la falla Murindó, y las fallas que se desarrollan o pasan por los valles de los ríos Sinú y San Jorge.

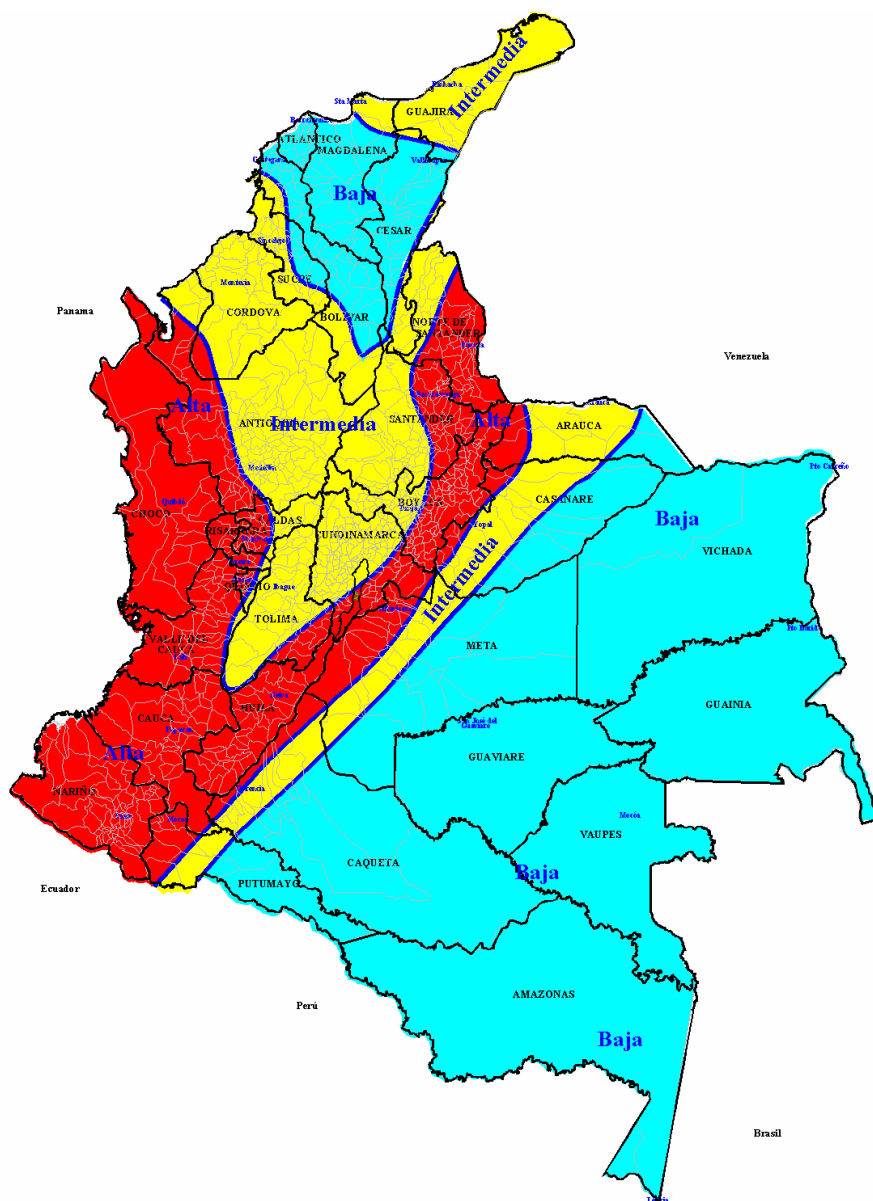


Figura 10.11. Mapa de amenaza sísmica de Colombia

10.1.4 AMENAZA SÍSMICA

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

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores dados de intensidad en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos de las aceleraciones que han producido en un sitio los sismos pasados. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores, y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes. A continuación se describe, la manera de hacer la evaluación de amenaza sísmica. La primera parte a investigar es la tectónica del territorio y la sismicidad que las fuentes generan en una región determinada.

Zona de Subducción: presenta muchos hipocentros de sismos con $M > 5$, esta Subducción se ha dividido en dos zonas principales.

Segmento Sur: corresponde a la zona en las inmediaciones de la frontera de Colombia y Ecuador, aproximadamente desde la latitud 1N hasta la latitud 5.5N.

Segmento Norte: desde la latitud 6.5N hasta 7.4N, en su extremo norte encuentra la prolongación de la Fosa centroamericana;. A esta actividad se le debe la fuerte actividad en la zona limítrofe de Colombia y Panamá. Son notables las concentraciones de epicentros en las zonas como el límite Colombia-Panamá, región del antiguo Caldas y el Nido de Bucaramanga; estas son las zonas del país donde existe el mayor peligro sísmico actualmente. Han sido localizadas zonas de Bennis en el ambiente de subducción (figura 10.1), las cuales han sido identificadas mediante la ubicación de los hipocentros, esto ha llevado a establecer que dichas zonas son más superficiales mientras más al norte se encuentren, y más profundas mientras más al sur, lo cual involucra necesariamente un cambio en buzamiento de las zonas subducidas.

Sobre los mecanismos focales no existe aun un estudio detallado de las fallas en el territorio y esto constituye motivo de investigación actual. De todas formas a pesar

de la escasa información recogida, varios investigadores han planteado la posibilidad de un límite sur oriental de la placa Caribe a lo largo del flanco oriental de la cordillera oriental de Colombia, justamente en la falla Frontal. En el país desde hace más de tres décadas se han realizado trabajos de investigación de las diferentes fallas para la evaluación de la amenaza y peligro sísmico; para el primer código sismorresistente de Colombia (CCCSR-84) se realizó un primer estudio de estas, que permitió definir 32 sistemas de fallas.

Para el caso de la región de la cuenca del río Sinú, las fuentes que generan mayor amenaza se encuentran en 2 tipos. El primero se debe a fuentes cercanas que establecen una amenaza significativa como el caso de la falla de Bolívar, Sinú y Romeral cuyo trazo pasa apenas a Kilómetros de la ciudad de Montería y que ha sido causante en muchos de sus ramales generadora de eventos como el de Popayán en 1983 y más recientemente el de Armenia (1999); esta fuente aunque no es generadora de grandes sismos se encuentra a una distancia lo suficientemente pequeña como para generar medianas intensidades, además existen otras fuentes como la falla Palestina, Bolívar o Murindó que contribuyen a la amenaza de la región de estudio.

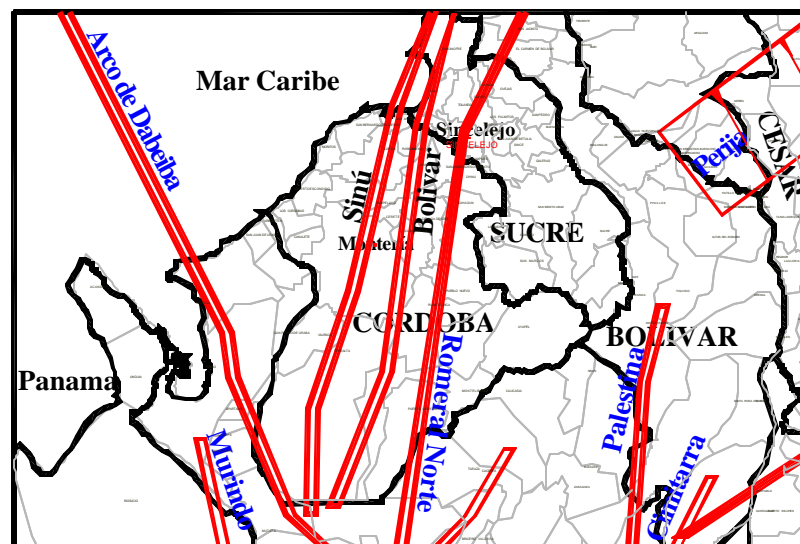


Figura 10.12: Distribución de las fuentes que pueden generar sismos en la zona nororiental colombiana.

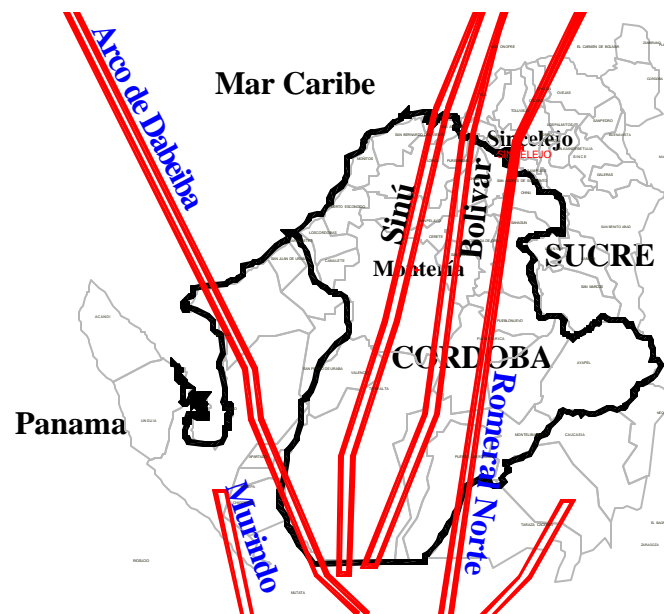


Figura 10.13. Distribución de los trazos de las fuentes que pueden generar sismos en la zona de la CVS cuenca del río Sinú.

El segundo tipo de Amenaza se debe a fuentes con distancias intermedias pero con gran capacidad de liberación de energía como son el caso de la zona de subducción y la poderosa región de Murindó, estas se encuentran al suroccidente pero además se encuentran subducidas bajo la cuenca alta del Sinú; estas fuentes han causado muchos movimientos en la región y se hallan documentados, de hecho, en 1995 una de estas fuentes generó un sismo de magnitud considerable que causó pérdidas apreciables en la ciudad de Medellín durante 1992; este fue sentido en todo el valle del Sinú hasta Montería.

Además las zonas de Subducción en la costa Pacífica son potencialmente generadoras de sismos de gran magnitud que pueden llegar a afectar la región de estudio. En la *figura 10.12* es posible visualizar las fuentes potencialmente generadoras de sismos en la región de la cuenca hidrográfica del río Sinú. La *figura 10.13* muestra un acercamiento a la zona de la cuenca del río Sinú y con un mayor nivel de detalle el trazo de los corredores de las fuentes que se encuentran cerca de la cuenca para la comprensión de la amenaza generada posteriormente.

Las fallas más cercanas generadoras de sismicidad son la falla Sinú, la falla Bolívar, fallas del sistema Romeral norte, las fallas del Murindó y las fallas correspondientes al Arco de Dabeiba.

- **Modelo de sismicidad local de Poisson**

En un modelo de sismicidad de Poisson, la actividad de la i -ésima fuente sísmica se especifica como función de la tasa de excedencia de las magnitudes, $\lambda(M)$, que ahí se generan. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan en una fuente de temblores con magnitud superior a una dada. En el presente estudio, para todas las fuentes sísmicas la función $\lambda(M)$ es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter (1944). En estos casos, la sismicidad queda descrita de la siguiente manera (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$I(M) = I_0 \frac{e^{-bM} - e^{-bM_u}}{e^{-bM_0} - e^{-bM_u}} \quad (10.1)$$

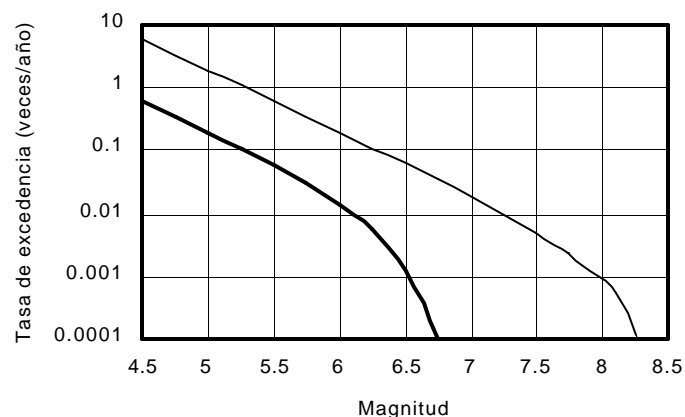


Figura 10.14. Tasas de excedencia de fuentes para el modelo de sismicidad de Poisson.

Donde M_0 es la mínima magnitud relevante, tomada igual a 4.0 en este estudio. λ_0 , b , y M_u son parámetros que definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas. Estos parámetros, tomados del estudio AIS (1996) se presentan en la tabla 10.2. En la figura 10.14 se muestran dos tasas de excedencia para zonas sísmicas distintas, una para una zona de alta sismicidad capaz de generar sismos con $M > 8$ y otra de baja sismicidad.

Con base en información tectónica y sismológica, el estudio de amenaza sísmica de Colombia AIS (1996) realizó un análisis para determinar los parámetros de sismicidad más relevantes tales como, frecuencia de sismos (I), pendiente de la curva de recurrencia beta (b), magnitudes máximas (M_u) y mínimas (M_0) de cada fuente; en todos los casos se usó una base de datos correspondiente al lapso de 1957 a 1995. En la derivación de estas variables se introduce una primera

incertidumbre correspondiente a la asignación de eventos a las fuentes; sobre todo en la zona andina donde muchas fuentes se encuentran superpuestas (*figura 10.2*).

FUENTE	M_0	M_u	λ eventos / año	β	Prof. Prom.(Km)
Arco de Dabeiba	4.0	6.5	0.21	1.043	30
Bahía Solano	4.0	7.5	0.606	0.988	28
Benniof intermedia 1*	4.0	8.0	0.228	0.945	72
Benniof intermedia 2*	4.0	8.0	0.152	0.945	72
Benniof intermedia 3*	4.0	8.0	0.380	0.945	72
Benniof profunda	4.0	7.5	6.45	1.643	165
Boconó	4.0	8.0	0.052	0.770	38
Bolívar	4.0	6.0	0.051	0.464	16
Bucga-Sta Marta Norte	4.0	6.5	0.105	1.732	29
Bucga-Sta Marta sur	4.0	6.5	0.264	1.474	39
Cauca	4.0	7.0	0.132	1.709	26
Cimitarra	4.0	6.5	0.078	1.637	16
Compresión Sur Caribe-E	4.0	6.0	0.105	2.188	27
Compresión S. Caribe-O	4.0	6.0	0.131	1.209	27
Cuiza	4.0	7.0	0.105	1.274	24
Espiritu Santo	4.0	6.5	0.105	1.339	32
Fallas del Magdalena	4.0	7.0	0.078	1.852	19
Frontal Cordillera Oriental	4.0	8.0	1.16	0.988	22
Garrapatas	4.0	6.5	0.105	2.123	30
Junin-Sambiambi	4.0	7.0	0.052	1.384	33
Murindó-Atrato	4.0	7.5	0.843	1.057	18
Normal Panamá Pacífico	4.0	7.0	0.184	1.583	24
Oca	4.0	7.4	0.053	1.113	23
Palestina	4.0	6.5	0.132	1.344	21
Perijá	4.0	6.5	0.157	1.415	24
Puerto Rondón	4.0	6.5	0.078	0.616	19
Romeral	4.0	7.6	0.215	1.037	28
Romeral-Norte	4.0	6.5	0.052	0.849	40
Salinas	4.0	6.5	0.158	1.997	30
Sinú	4.0	6.0	0.105	0.531	23
Subducción	4.0	8.6	7.89	1.393	26

Tabla 10.2. Parámetros de sismicidad de las fuentes activas de Colombia (adaptada de AIS, 1996)

* Fuentes modificadas en este estudio.

El Estudio AIS (1996) realizó los análisis de regresión para los parámetros siguiendo un modelo de regresión simple, sin considerar el tratamiento bayesiano que es usado en muchos países. Esto no es un inconveniente mayor en las fuentes con mucha información; sin embargo, en las fuentes de pocos registros la variación puede ser grande. El estudio propuso los valores para 34 fuentes reconocidas como activas en el territorio colombiano. Estas fuentes se pueden observar en la *figura 10.1*. Donde se aprecia una gran afluencia de fallas en el territorio andino de la nación, las cuales efectivamente son las que generan una

gran concentración de epicentros. En la *tabla 10.3.* se muestran los valores de los parámetros de sismicidad de las fuentes activas usadas en la presente investigación; estos parámetros son los mismos que los determinados en el estudio AIS (1996) con la excepción de la zona de Bennioff intermedia, que fue subdividida por razones que van más allá del alcance de este estudio.

- **Sismicidad local en la cuenca hidrográfica del río Sinú**

Los eventos sísmicos significativos para magnitud mayor de 4 registrados por redes en la región de la cuenca del río Sinú se enumeran en la siguiente tabla desde 1834 cuando aparece primera referencia de un movimiento en la zona.

Latitud	Longitud	Magnit	Tipo	Prof. (Km)	Año	mes	día	hora	minuto	Fuente
-74.90346	7.396544	4.5	Ms		1834	6	8	9	30	Sisra
-74.00004	8.999964	5.5	Ms		1869	2	14	0	30	Sisra
-73.99926	9.000744	6	Ms		1869	3	6	10	30	Sisra
-76.99883	9.001168	6.5	Ms		1882	9	7	7	50	Sisra
-76.89664	7.403367	6	Ms		1883	3	8	0	0	Sisra
-76.89683	7.403169	5.5	Ms		1883	3	23	0	0	Sisra
-76.89668	7.403323	5	Ms		1883	3	23	11	0	Sisra
-73.99807	9.001932	7.2	Ms	100	1911	4	10	18	42	Sisra
-74.49636	7.003643	6	Ms	220	1930	5	29	8	30	Sisra
-77.50183	6.998165	5.6	Ms		1932	6	29	22	20	Sisra
-76.0014	8.998604	5.5	Ms	100	1937	9	24	2	40	Sisra
-74.99675	7.503251	5.8	Ms	100	1938	5	2	23	40	Sisra
-75.49979	8.500209	6.5	Ms		1942	12	26	12	31	Sisra
-75.30228	9.497724	5	Ms		1945	6	30	18	18	Sisra
-77.39886	7.501141	5	Ms		1948	7	26	3	33	Sisra
-75.00206	7.197941	5	Ms	96	1951	10	7	6	0	Sisra
-76.38699	7.433005	6.7	Ms	18	1952	2	14	21	2	Sisra
-77.00324	8.496758	4.4	Ms	96	1952	6	3	12	24	Sisra
-76.29743	8.702571	5.7	Ms		1952	10	30	13	13	Sisra
-73.49832	7.501677	4.5	Ms	183	1954	3	9	19	38	Sisra
-73.50405	8.195946	4.5	Ms		1954	9	16	5	55	Sisra
-76.99793	8.002069	5	Ms		1955	9	8	3	31	Sisra
-77.00197	7.498034	4.5	Ms		1956	9	6	1	30	Sisra
-74.4845	7.875504	5	Ms	52	1957	11	10	10	21	Sisra
-77.5038	6.996203	4.5	Ms		1958	2	3	14	2	Sisra
-73.49859	7.201413	4.5	Ms	218	1958	11	26	14	11	Sisra

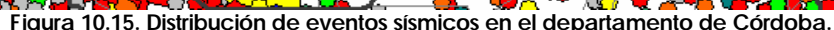
Tabla 10.3. Eventos sísmicos registrados en la región de la cuenca del Sinú

Latitud	Longitud	Magnit	Tipo	Prof. (Km)	Año	mes	día	hora	minuto	Fuente
-77.00207	6.997931	4.5	Ms		1958	12	5	14	19	Sisra
-74.00168	6.99832	4.5	Ms	209	1958	12	9	15	13	Sisra
-73.59939	7.10061	5	Ms	168	1959	5	28	4	6	Sisra
-76.99788	9.002117	5	Ms	100	1960	1	18	19	30	Sisra
-77.00459	7.495416	6.1	Ms	60	1960	3	13	23	53	Sisra
-76.99867	7.501326	4.5	Ms	60	1960	3	14	0	40	Sisra
-77.19807	7.201936	4.5	Ms	56	1960	9	22	15	11	Sisra
-74.87487	8.075127	5.6	Ms	24	1962	2	18	17	25	Sisra
-74.49786	7.502137	4.4	Ms	33	1963	1	16	3	52	Sisra
-74.80458	8.395419	4.2	Ms	34	1963	6	2	22	26	Sisra
-77.30352	7.396477	4.1	Ms	33	1963	12	5	11	29	Sisra
-75.39089	7.619107	4.4	Ms	47	1964	3	25	10	8	Sisra
-77.1431	8.676898	4.2	Ms	33	1966	4	14	2	48	Sisra
-77.04357	7.556432	4.6	Ms	30	1966	5	30	3	9	Sisra
-73.96779	9.31221	4.3	Ms	132	1970	9	12	18	7	Sisra
-76.08235	7.397646	6	Ms	5	1970	12	3	4	59	Sisra
-77.62862	7.121377	4.3	Ms	22	1970	12	7	12	14	Sisra
-76.94047	7.049535	4.1	Ms	5	1972	4	15	17	37	Sisra
-77.17447	7.495532	4.4	Ms	28	1973	10	17	20	24	Sisra
-74.43475	7.205249	4.3	Ms	16	1973	11	3	1	46	Sisra
-77.65837	7.091627	4.4	Ms	19	1974	7	13	1	40	Sisra
-77.49513	7.514871	5.2	Ms	54	1974	7	13	2	20	Sisra
-77.67062	7.639382	4.5	Ms	35	1974	7	13	3	51	Sisra
-77.63947	7.470523	4.6	Ms	33	1974	7	13	13	0	Sisra
-77.54649	7.253514	4.3	Ms	23	1974	7	13	23	8	Sisra
-77.55995	7.520045	4.4	Ms	23	1974	7	15	23	11	Sisra
-77.18996	8.490033	4.2	Ms	49	1974	12	7	1	21	Sisra
-74.95119	7.428802	4.5	Ms	61	1976	5	12	16	42	Sisra
-76.20932	7.380677	6.4	Ms	30	1977	8	31	0	42	Sisra
-76.3074	7.4326	4.2	Ms	94	1977	8	31	1	18	Sisra
-76.142	7.388001	4.2	Ms	56	1977	8	31	1	34	Sisra
-76.04383	7.346171	4.6	Ms	72	1977	8	31	3	56	Sisra
-76.22555	7.384453	4.9	Ms	59	1977	9	1	17	37	Sisra
-77.08844	7.421562	5	Ms	25	1978	8	2	23	59	Sisra
-76.93741	7.352589	4.1	Ms	35	1978	10	5	23	22	Sisra
-77.56788	8.32212	4.6	Ms	36	1979	3	20	19	3	Sisra
-74.15282	8.037186	4.3	Ms	123	1979	10	31	0	6	Sisra
-74.0947	7.935308	4.4	Ms	33	1980	1	18	23	37	Sisra
-73.93587	7.484124	4.3	Ms	101	1980	3	9	3	34	Sisra
-77.29549	8.264507	4.2	Ms	47	1980	5	2	23	8	Sisra
-77.64771	8.052285	4.2	Ms	33	1980	9	3	5	34	Sisra
-74.76321	7.256795	4.4	Ms	69	1980	10	28	23	19	Sisra
-76.06162	7.508374	4.1	Ms	48	1980	12	19	10	39	Sisra
-76.61807	7.011928	4.3	Ms	33	1981	4	27	18	50	Sisra
-76.43144	7.018555	4.8	Ms	5	1981	4	27	22	53	Sisra
-76.9276	7.712392	4.1	Ms	33	1981	5	15	21	15	Sisra
-77.21849	7.40151	4.6	Ms	17	1981	5	16	9	4	Sisra
-76.53955	7.050452	5	Ms	4	1981	8	25	17	29	Sisra
-76.54672	6.99328	4.2	Ms	22	1981	8	25	17	40	Sisra
-76.56377	6.986237	4.2	Ms	14	1981	8	27	17	45	Sisra
-73.98959	9.000407	4.4	Ms	100	1983	8	14	5	5	Sisra
-77.13941	7.210591	4.2	Ms	40	1983	12	16	5	55	Sisra
-76.44285	7.037153	4.1	Ms	42	1985	1	11	18	24	Sisra

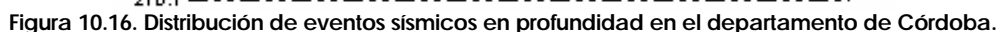
Latitud	Longitud	Magnit	Tipo	Prof. (Km)	Año	mes	día	hora	minuto	Fuente
-73.68034	9.379661	4.1	Ms	33	1985	4	16	7	59	Sisra
-76.33436	7.15564	4.1	Ms	18	1986	1	29	13	49	Sisra
-76.64355	7.016449	4.9	Ms	26	1986	1	29	14	47	Sisra
-74.96687	7.463132	4.2	Ms	68	1986	9	15	20	5	Sisra
-75.11259	8.607409	4.1	Ms	59	1989	3	8	3	51	Sisra
-77.6457	7.034302	4.2	Ms	10	1989	11	7	3	24	Sisra
-74.98078	8.129221	4.1	Ms	80	1990	11	25	1	52	Sisra
-77.30435	9.395648	5.3	Ms		1991	5	2	7	1	Sisra
-76.83976	7.150239	7.3	Ms	10	1992	10	18	15	11	Sisra
-76.43985	7.680151	4.4	Ms	51	1992	10	18	15	25	Sisra
-76.74892	7.081083	4.2	Ms	10	1992	10	18	15	44	Sisra
-76.46383	7.496168	4.2	Ms	10	1992	10	18	16	2	Sisra
-76.70925	7.120746	5.2	Ms	12	1992	10	18	16	5	Sisra
-76.20703	7.65297	4.1	Ms	10	1992	10	18	17	50	Sisra
-76.75405	7.055952	5.2	Ms	13	1992	10	18	18	27	Sisra
-76.51819	7.481812	4.6	Ms	3	1992	10	18	20	10	Sisra
-76.51373	7.19627	4.3	Ms	15	1992	10	18	20	43	Sisra
-76.26949	7.650509	4.6	Ms	10	1992	10	18	22	19	Sisra
-76.54754	7.352458	4.1	Ms	30	1992	10	19	2	47	Sisra
-76.468	7.461997	4.4	Ms	12	1992	10	19	5	4	Sisra
-76.62259	7.027412	4.1	Ms	15	1992	10	19	6	35	Sisra
-76.49591	7.47409	4.3	Ms	30	1992	10	19	15	23	Sisra
-76.58507	7.194935	4.1	Ms	10	1992	10	20	13	6	Sisra
-76.54522	7.474779	4.4	Ms	2	1992	10	26	4	29	Sisra
-76.62789	7.07211	4.2	Ms	10	1992	10	28	14	10	Sisra
-76.50633	7.313665	4.5	Ms	34	1992	10	29	21	56	Sisra
-76.73254	7.117464	4.3	Ms	6	1992	10	29	22	44	Sisra
-76.20712	7.432879	4.1	Ms	49	1992	11	16	16	32	Sisra
-76.46557	7.524434	4.1	Ms	33	1992	12	6	13	51	Sisra
-75.49	9.180005	4.2	Ms	33	1993	2	8	5	46	Ingeo
-76.86964	7.339356	4.1	Ms	18	1994	9	13	10	12	Ingeo
-76.71466	7.245339	6.1	Ms	28	1994	9	13	10	1	Ingeo
-76.97867	8.19733	4.8	Ms	32.1	1995	3	23	2	8	Ingeo
-77.01678	7.383218	4.1	Ms	0	1996	5	13	4	53	Ingeo
-74.49367	7.445336	4.2	Ms	107.1	1996	6	11	16	57	Ingeo
-77.44049	7.249506	5.7	Ms	0	1996	11	4	17	24	Ingeo
-76.76987	7.837133	4.2	Ms	40.3	2000	7	14	12	59	Ingeo
-74.6816	8.427396	4.2	Ms	0.1	2001	9	8	22	45	Ingeo
-77.5356	9.006399	5.4	Ms	99.3	2002	6	7	0	5	Ingeo
-76.026	7.251	4.8	Mb	33	2003	12	10	19	40	Ingeo

Tabla 10.3. Eventos sísmicos registrados en la región de la cuenca del Sinú

La distribución de dichos eventos a nivel regional se muestra en la *figura 10.15* donde se aprecian los eventos de diferente tamaño teniendo en cuenta la magnitud y el color tiene en cuenta la profundidad.



Se observa una distribución de eventos desde los muy superficiales hasta eventos profundos de más de 200 Km que muestran influencia con la zona de subducción, presente hasta la zona de triple convergencia de placas cerca de la frontera con



panama. La distribución histográfica de los eventos, es decir, el número de eventos por cada magnitud desde que existe registro histórico se muestra en la *figura 8.17.*, donde se observa preferencia por eventos de magnitud intermedia entre 3 y 4, las magnitudes máximas registradas en la zona corresponden a valores de 6.5 de un evento sentido en 1942 cerca del Municipio de Pueblo Nuevo.

Otro evento con magnitud 5.7 se registró en 1952 cerca de Arboletes y un sismo de tamaño similar afectó el alto Sinú cerca de Tierralta en 1970. Sin embargo, de manera general la sismicidad fuerte se suspende en la región del Paramillo, donde la actividad tectónica se ve fuertemente reducida.

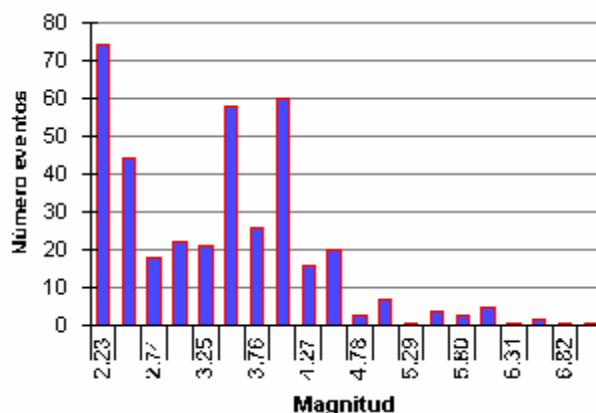


Figura 10.17. Histograma de Magnitudes de eventos instrumentales en la cuenca hidrográfica del río Sinú.

Al ir desagregando la sismicidad de cada una de las magnitudes del gráfico anterior se puede observar el gráfico de sismicidad instrumental que muestra para cada magnitud el número de eventos de igual o mayor tamaño tal como se observa en la *figura 10.18.*

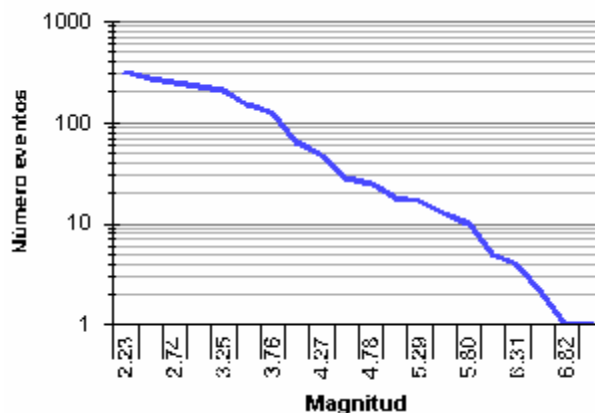


Figura 10.18. Sismicidad de eventos instrumentales en la región de la cuenca hidrográfica del río Sinú.

10.1.4.1 Atenuación de las ondas sísmicas.

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, hasta ahora supuesto en terreno firme, si en la *i*-ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad se les conoce como leyes de atenuación, a las cuales se pretende evaluar a continuación.

Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco sísmico y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas. En este estudio se utilizan diferentes leyes de atenuación dependiendo del tipo de sismo o mecanismo focal, esto es, sismos de subducción o sismos continentales. Como se verá más adelante, se considera que las intensidades sísmicas relevantes no son sólo las ordenadas del espectro de respuesta de pseudo aceleraciones, sino que además intervienen otras medidas complementarias de intensidad. A continuación se describe el procedimiento de construcción de leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), las cuales mediante procesos teóricos permiten el cálculo de leyes de atenuación de intensidades sísmicas comúnmente usadas en el diseño de estructuras.

- **Caracterización de los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF).**

Ya que los sismos pueden ser analizados por completo en el dominio de la frecuencia y que los sismólogos han desarrollado teoría suficiente como para crear relaciones predictoras de Espectros de Amplitudes, se hace necesario explicar los detalles de la teoría que permite representar las leyes de atenuación de EAF. Para ello será necesario definir la forma matemática como se definen los desplazamientos de las fuentes cuando ocurre un sismo y el contenido de frecuencia que genera dicho movimiento a partir de mecanismos de dislocación sismológicamente aceptados.

La sacudida de un sismo en un lugar cualquiera puede ocurrir debido a temblores próximos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo caso la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en las zonas de periodos largos. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por tanto, muy diferente según sea su distancia al foco sísmico. Por lo cual se impone la necesidad de definir claramente cuándo un sismo

puede considerarse próximo y cuándo no. Con esta finalidad, en sismología se han acuñado los conceptos de campo cercano y campo lejano.

Para grandes longitudes de onda y distancias, similares a las dimensiones de la fuente, los temblores pueden modelarse como fuentes puntuales; el uso de fuentes puntuales ha permitido un considerable avance en la descripción de fuentes más complejas, en particular las de origen tectónico. Desde el punto de vista sismológico un emplazamiento puede considerarse situado en campo lejano cuando su distancia al origen es suficiente como para atenuar las ondas de cuerpo. Desde este punto de vista las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, pueden ser aproximadas con un frente plano y analizadas usando la teoría de rayos. Algunos fenómenos físicos que afectan la propagación de ondas, como la dispersión, la atenuación, y la difracción, cobran gran importancia en este caso y son motivo de investigación por parte de la sismología moderna.

Dado que el tamaño del terremoto es clave para acotar el campo lejano, a veces la otra zona, - el campo cercano -, ha sido definido en ingeniería como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura, parámetro que como se explicará más adelante se relaciona directamente con la magnitud del sismo. Para este caso el foco dejará de ser puntual y comenzará a tener dimensiones finitas. En cualquier caso, en el campo cercano las ondas sísmicas poseen siempre alta frecuencia y por tanto pequeña longitud de onda.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano, principalmente debido a que los equipos de registro desarrollados fueron sismógrafos, fácilmente saturables a distancias cercanas del foco. Posteriormente se desarrollaron equipos capaces de registrar altas frecuencias, lo cual permitió obtener registros sísmicos que han favorecido el estudio del proceso de fractura en el foco. Se han propuesto muchas teorías y modelos que se han comparado con las observaciones, la mayoría de ellos basados en la teoría de dislocaciones o en teorías generalizadas de fuentes puntuales, en las cuales la propagación de la fuente simula el fenómeno de ruptura.

La comprensión del problema sísmico dio un paso fundamental cuando en 1910 Shida observó que la polaridad del primer impulso de la onda P registrada en una estación sísmica dependía del azimut de la estación respecto al epicentro. En otras palabras, la primera llegada era hacia arriba, indicando compresión del suelo sobre el sismómetro, o hacia abajo indicando dilatación, los detalles se pueden consultar en Sarria (1995).

Esto hizo ver que el mecanismo que origina un terremoto no puede ser de tipo explosivo ya que a este siempre lo corresponderían polaridades compresivas. Observaciones más completas permitieron comprobar que la distribución de polaridades dividía el área alrededor del epicentro en cuatro regiones de similar extensión, de manera que los cuadrantes con predominio de compresiones estaban limitados por los de dilataciones. La distribución de ondas que modela una fuente es comúnmente llamada patrón de radiación y es motivo permanente de investigación por parte de sismólogos.

- **Patrón de Radiación**

La solución para el campo de desplazamientos en un medio elástico, infinito, homogéneo e isotrópico debido a una carga puntual, fue planteada hace mas de un siglo y medio por Stokes (1849); sin embargo, sólo hasta principios del siglo XX Nakano la aplicó para representar eventos sísmicos; fue él, quien considerando una carga puntual con una variación $f(t)$, dedujo el campo de desplazamiento en coordenadas cartesianas de la siguiente forma:

$$u = \frac{1}{4\pi r} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} (f - y) + \nabla^2 y \right\} \quad (10.2)$$

$$v = \frac{1}{4\pi r} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial y^2} (f - y) \right\} \quad (10.3)$$

$$w = \frac{1}{4\pi r} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} (f - y) \right\} \quad (10.4)$$

Donde u , v y w son los desplazamientos en las direcciones x , y y z respectivamente; las funciones potenciales ϕ y ψ están definidas como:

$$f = \frac{1}{r} F \left(t - \frac{r}{a} \right) \quad (10.5)$$

$$y = \frac{1}{r} F \left(t - \frac{r}{b} \right) \quad (10.6)$$

Siendo a y b , las velocidades de onda dilatacional (onda P) y cortante (onda S) respectivamente, r la distancia al epicentro y $F(t)$ esta relacionada con $f(t)$ mediante:

$$f(t) = \frac{\partial^2 F(t)}{\partial t^2} \quad (10.7)$$

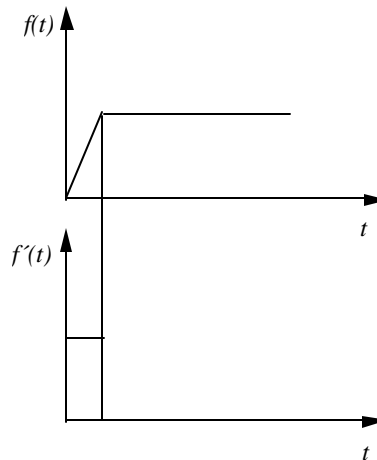


Figura 10.19. Variación de uno de los pares en el origen

El movimiento puede descomponerse en desplazamientos radiales y transversales, y haciendo los respectivos cambios de coordenadas; a partir de la solución de las ecuaciones 10.2-10.4 pueden obtenerse las correspondientes a combinaciones de fuerzas puntuales que dan origen a diferentes mecanismos focales.

Una explosión, por ejemplo, puede ser representada por seis fuerzas que se generan de un punto hacia fuera en cada uno de los ejes coordenados; un sólo par de fuerzas sobre un plano genera equilibrio en desplazamientos pero tiene un momento resultante; asimismo la aplicación de cuatro fuerzas, es decir un doble par sobre cuadrantes (*figura 10.21*) opuestos, genera en un sistema con fuerzas y momentos nulos; este es conocido como fuente puntual de doble par.

Debido a esta característica de resultante nula, la fuente de doble par es empleada con frecuencia para representar temblores, pues en ellos las fuerzas están en equilibrio antes y después del sismo. De las ecuaciones 10.2-10.4 puede obtenerse que la solución para el doble par esta dada por:

$$u = -\frac{1}{4\pi r} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial x^2 \partial y} (f - y) + \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 y \right\} \quad (10.8)$$

$$v = -\frac{1}{4\pi r} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial y^2 \partial x} (f - y) + \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 y \right\} \quad (10.9)$$

$$w = -\frac{1}{4\pi r} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial y \partial x \partial z} (f - y) \right\} \quad (10.10)$$

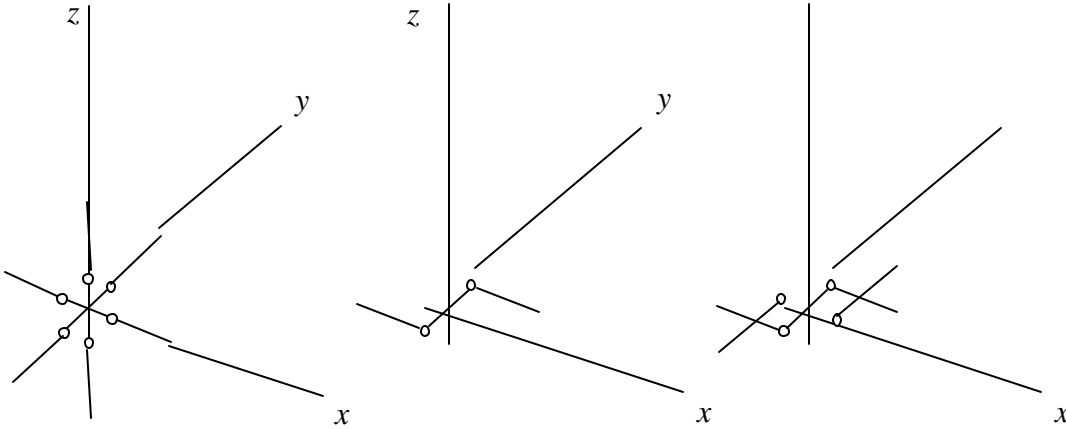


Figura 10.20. Izquierda: Combinaciones de cargas puntuales para un centro de dilatación; centro: mismas consideraciones para un par simple; derecha: mismas consideraciones para un par doble "mecanismo sísmico"

En donde las relaciones 10.8 - 10.10 siguen siendo válidas, pero $f(t)$ representa los pares. Para el campo lejano los campos de desplazamientos en coordenadas esféricas pueden escribirse como:

$$u_r = \frac{1}{4\pi r} \frac{1}{b^3 r} H_1(t, r, \mathbf{a}, \mathbf{b}) \text{Sen}^2 \mathbf{q} \text{Sen}(2\mathbf{f}) \quad (10.11)$$

$$u_q = \frac{1}{4\pi r} \frac{1}{b^3 r} H_2(t, r, \mathbf{a}, \mathbf{b}) \text{Sen} \mathbf{q} \text{Cos} \mathbf{q} \text{Sen}(2\mathbf{f}) \quad (10.12)$$

$$u_f = \frac{1}{4\pi r} \frac{1}{b^3 r} H_3(t, r, \mathbf{a}, \mathbf{b}) \text{Sen} \mathbf{q} \text{Cos}(2\mathbf{f}) \quad (10.13)$$

Donde u_r , u_q y u_f son los desplazamientos en coordenadas esféricas y H_1 , H_2 y H_3 , son funciones que se pueden obtener de forma similar a ϕ y ψ . Los desplazamientos de esta forma generan las amplitudes que terminan denominándose sismogramas en diferentes direcciones, tal y como se muestran en la figura 10.21 para el caso de $f(t)$ mostrado en la figura 10.19.

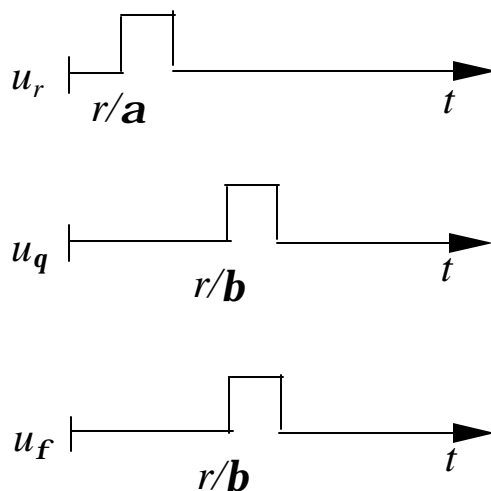


Figura 10.21. Sismogramas típicos en el campo lejano debido al modelo de par doble.

Los patrones de radiación definen la forma en que se distribuyen angularmente las ondas generadas de la fuente. Por ejemplo, considerando el campo lejano y las ecuaciones de desplazamiento 10.11-10.13, si $\theta=90^\circ$ los desplazamientos radiales u_r , provocados en este caso por las ondas P, estarían modulados por la función $\sin 2\phi$ y los desplazamientos u_ϕ , generados por las ondas S, lo serían por la función $\cos 2\phi$. De esta forma los patrones de radiación de ondas S y P se encuentran desfasados como se pueden ver en la figura 10.22.

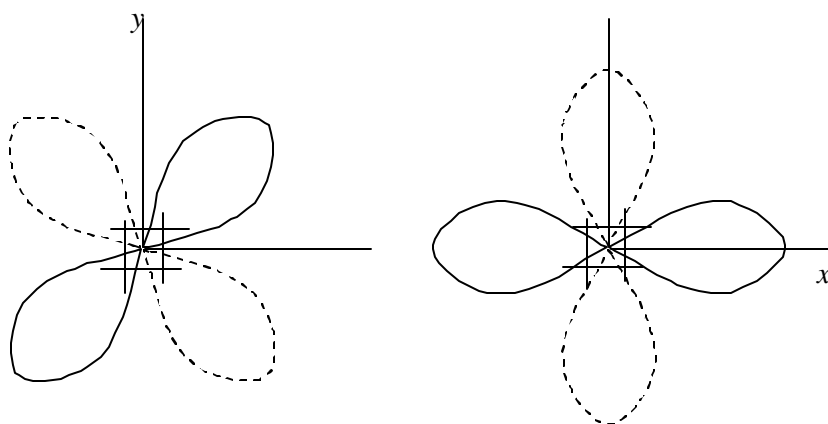


Figura 10.22. Izquierda: Patrón radiación de ondas P para modelo de doble par modulado por las ecuaciones 11-13; Derecha: Patrón de radiación de ondas S para modelo de doble par.

- **Caída de esfuerzos y Momento Sísmico**

Knopoff (1958) mostró la relación entre los desplazamientos permanentes del terreno y algunos parámetros característicos de una fuente en un semiespacio infinito en el cual estableció un campo de desplazamiento $u_2=u_3=0$ y $u_1 \neq 0$ de manera que en coordenadas cartesianas el único esfuerzo presente es $\sigma_{21}=S$. y que el ancho de la falla se denomina D en el plano x_1 - x_3 , como se indica en la *figura 8.23*. De esta manera para que el corte este libre de esfuerzos se deberá encontrar un campo de desplazamiento con $\sigma_{21}=-S$ y la ecuación de equilibrio quedará descrita en términos de:

$$\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2} = 0 \quad (10.14)$$

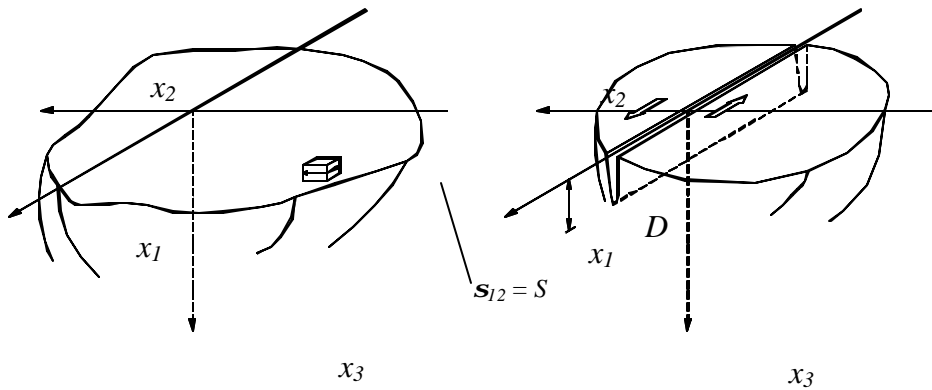


Figura 10.23 Izquierda: Semiespacio con $S_{12} = S$; Derecha: Corte profundidad D

La solución del desplazamiento según Knopoff será:

$$u_1 = \frac{SD}{m} \left(1 - \left(\frac{x_3}{D} \right) \right) \rightarrow x_3 \leq D$$

$$s_{21} = \begin{cases} -S \rightarrow \rightarrow \rightarrow \rightarrow \rightarrow x_3 \leq D \\ S \left[\frac{x_3}{\sqrt{x_3^2 - D^2}} - 1 \right] \rightarrow x_3 \geq D \end{cases} \quad (10.15)$$

Introduciendo el concepto del desplazamiento relativo máximo de la superficie igual a:

$$U_m = 2 \frac{SD}{m} \quad (10.16)$$

Es posible estimar el esfuerzo asociado a ese desplazamiento, es decir si $Ds = S$; entonces la ecuación anterior se transforma en:

$$\Delta S = \frac{1}{2} \frac{U_m m}{D} \quad (10.17)$$

Donde Ds es un esfuerzo cortante al que se le suele llamar caída de esfuerzos y es la diferencia en los esfuerzos antes y después del movimiento. Para el caso de una falla con ancho D con desplazamiento relativo máximo U_m en la dirección en que se mide D se han encontrado soluciones del tipo:

$$\Delta S = \frac{2(1+m)}{1+2m} \frac{U_m m}{D} \quad (10.18)$$

Ahora, si $1=m$ el factor de esta ecuación es $4/3$; además si la falla es circular con radio r_0 equivalente se tiene que:

$$\Delta S = \frac{7p}{24} \frac{U_m m}{r_0} \quad (10.19)$$

La teoría de elasticidad estática permite la obtención de soluciones para el campo de desplazamientos dado lo que sucede en una región donde ocurre una dislocación. La teoría de dislocaciones nació con los trabajos de Volterra, pero Steketee (1958) la aplicó a la sismología con buenos resultados que permitieron estimar de manera confiable el valor del momento estadístico del doble par asociado a una dislocación en superficie plana. Usando la equivalencia con las fuerzas de cuerpo que ocasionan un movimiento relativo medio, U se obtiene que el momento mencionado se obtiene tal y como se mencionó en el primer capítulo

como: $M_0 = mUDL$

Donde L es la longitud de dislocación. Este resultado estático ha probado ser de gran utilidad al introducirse como variable en los problemas sismológicos y tiene relación con magnitudes asociadas con la energía liberada; dicha definición se debe a Aki (1966). Teniendo en cuenta que una aproximación válida resulta que:

$U_m = 3/2 U$, entonces la caída de esfuerzos se puede determinarse a partir del Momento sísmico y para una falla circular idealizada como:

$$\Delta s = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3} \quad (10.20)$$

Siguiendo lo anterior la energía total involucrada en la ruptura esta dada mediante:

$$E = \frac{1}{2} (s_1 + s_2) UDL \quad (10.21)$$

Donde s_1 y s_2 son los esfuerzos antes y después de la ruptura, de tal suerte que $\Delta s = s_1 - s_2$. Ahora bien, parte de la energía, E_s , es radiada como ondas sísmicas y el resto, E_f , se pierde en forma de calor; por lo que la energía total es: $E = E_f + E_s$. Si E_f se define en términos del esfuerzo de fricción promedio de la falla, s_f , mediante $E_f = s_f UA$ entonces se obtendrá que la energía radiada estaría dada por:

$$E_s = \frac{1}{2} (s_1 + s_2 - 2s_f) UDL \quad (10.22)$$

Esta expresión se puede describir introduciendo el concepto de eficiencia sísmica (Ψ) de tal manera que:

$$E_s = \Psi E \quad (10.23)$$

Entonces usando ecuaciones que relacionan momento sísmico y energía se puede deducir que:

$$E_s = \frac{\Psi(s) M_0}{m} \quad (10.24)$$

Donde $\Psi(s) = \Psi/2(s_1 + s_2)$ es igual al esfuerzo promedio aparente. Normalmente la energía sísmica se puede obtener del análisis espectral de sismogramas o de las relaciones energía-magnitud, de esta forma se puede calcular el esfuerzo promedio aparente; la determinación de la eficiencia es un poco más complicada ya que puede requerir determinar los esfuerzos instrumentalmente.

Savage y Wood, (1971) definieron la energía radiada como:

$$E_s = \left[\frac{s_1 - s_2}{2} + (s_2 - s_f) \right] M_0 / m \quad \text{donde} \quad s_a = \left[\frac{s_1 - s_2}{2} + (s_2 - s_f) \right] \quad (10.25)$$

Por lo que $E_s = s_a M_0 / m$ y s_a es el denominado esfuerzo aparente; después de los avances en la definición del mecanismo generador de sismos, varios investigadores propusieron hipótesis sobre la magnitud de esfuerzos iniciales y finales con respecto a la caída de esfuerzos.

Orowan (1960) propuso que $s_2 = s_f$ y a partir de esta premisa obtuvo que $Y_f(s) = 1/2 Ds$, donde Ψ_f es la eficiencia sísmica. por lo que la ecuación 10.25 que relaciona energía y momento se transforma en:

$$E_s = \frac{1}{2} \frac{\Delta s M_0}{m} \quad (10.26)$$

$$s_a = \frac{\Delta s}{2} = \frac{m E_s}{M_0} \quad (10.27)$$

El esfuerzo aparente en el modelo de Orowan es:

Kanamori (1977) acogiendo el modelo de Orowan con relaciones de $Ds/m \approx 10^{-4}$ encontró relaciones de la energía con el momento sísmico de la forma:

$$E_s = \frac{\Delta s}{2m} M_0 \approx 5 \cdot 10^{-5} \quad (10.28)$$

Posteriormente Savage y Wood, (1971) propusieron que $s_2 < s_{f_i}$, modelo que se denominó "overshoot" y en este caso se obtuvo que:

$$\frac{m E_s}{M_0} < \frac{\Delta s}{2} \quad \text{por lo que} \quad s_a < \frac{\Delta s}{2} \quad (10.29)$$

Y Brune (1970) propuso que el esfuerzo final s_2 fuera mayor el esfuerzo de fricción, s_f ($s_2 > s_f$), en lo que se constituyó el modelo de caída de esfuerzo parcial, para lo que se obtiene una relación entre momento y energía de la forma:

$$\frac{mE_s}{M_0} > \frac{\Delta s}{2} \quad (10.30)$$

De esta forma el momento sísmico es, entonces, una medida de la energía sísmica liberada y un parámetro útil para la estimación de la magnitud del temblor. Así lo entendió Kanamori (1977) quien desarrolló la escala de Magnitud de momento basada en el momento sísmico. La escala extendió la aplicación de la escala de Richter de manera que se podían medir sismos de grandes magnitudes con mayor precisión. Ya que Richter determinó una expresión que relacionaba magnitud de ondas de superficie y energía radiada como: $\log E_s = 1.5M_s + 11.8$; Kanamori hizo

$M_s = M_w$ y supuso de forma aproximada usando el modelo de Orowan que $\frac{\Delta s}{m} \approx 10^{-4}$ para llegar a que: $M_w = 2/3 \log M_0 - 10.73$

La ruptura se inicia en una zona relativamente pequeña que se considera puntual, una vez se sobrepasa la resistencia de los materiales de la corteza empieza un proceso dinámico de relajaciones y concentraciones súbitas de esfuerzos en diferentes regiones que hace que la ruptura se propague. A pesar de que se tenía la idea que ya que eran los esfuerzos cortantes los que generaban la ruptura y que la velocidad de propagación de la ruptura era similar a la velocidad de onda cortante, se ha descubierto por evidencia instrumental que esta parece ser el valor máximo para este fenómeno.

- **Espectro de amplitudes de desplazamiento y aceleración en campo cercano**

Los espectros de amplitudes de Fourier de desplazamiento de sismos reales cerca al origen muestran una tendencia de decrecimiento con la frecuencia, por lo que algunos autores sugirieron la idea de que el decrecimiento fuera proporcional a ω^{-1} ; de esta manera con dicho modelo y teniendo la historia de los desplazamientos en el borde de la falla de la forma:

$$U(\omega) = \frac{S_a}{m} b t (1 - e^{-i\omega t}) \quad (10.31)$$

Donde t es el tiempo de la ruptura $t=L/v$ L es la longitud de ruptura. La transformada de Fourier de la ecuación anterior permitirá observar que:

$$U(w) = \frac{s_b}{m} \frac{1}{w \sqrt{w^2 + \frac{1}{t^2}}} \quad (10.32)$$

Lo cual muestra la forma de decrecimiento espectral propuesta por las tendencias de los sismos reales. Al usar la definición estática de M_0 se tiene en cuenta que este puede determinarse con buena aproximación de espectros de amplitudes de Fourier de campo lejano en bajas frecuencias; esta condición se cumple si las longitudes de onda y la distancia a la fuente es grande. De esta forma los espectros de amplitudes de Fourier de las ondas P cuando a cada uno de los pares se les asigna una variación en el tiempo dada por una función de Heaviside multiplicada por M_0 están dados en el campo lejano por:

$$U_p(w) = \frac{1}{4pR} \frac{M_0}{ra^3} R_{qfP} \quad (10.33)$$

Y el espectro de ondas S por:

$$U_s(w) = \frac{1}{4pR} \frac{M_0}{rb^3} R_{qfS} \quad (10.34)$$

Donde R_{qfP} es el valor cuadrático medio del patrón de radiación de ondas P y R_{qfS} el de las ondas S. En 1923, Nakano mediante la teoría de elasticidad, suponiendo una tierra elástica, infinita e isotrópica dedujo los patrones de radiación para los modelos de par sencillo y par doble, esto llevo a la derivación de las primeras ecuaciones de desplazamiento para el modelo de par doble, que finalmente fue aceptado como correcto modelador del fenómeno. Se ha discutido mucho de la bondad de doble par para modelar temblores, debido a que el patrón de radiación en el campo lejano para las ondas P es el mismo que el del par simple; en el caso de ondas S no sucede así, sin embargo, el modelo de doble par fue ganando adeptos y en la década de los 60 era ya el modelo aceptado. De esta forma mediante el estudio de la polaridad de los primeros movimientos, se han podido establecer las características del patrón de radiación para el doble par que aproxima el inicio de un temblor y contar con información del mecanismo en la fuente. Lo anterior fue corroborado mediante estudios de mecanismos basados en las componentes de las ondas S, el ángulo de polarización o en ondas superficiales, que permitieron establecer que el modelo de doble par de fuerzas es el que mejor describe el mecanismo focal de un terremoto.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, Haskell (1966) definió una función de dislocación de la forma $D(z,t)$, la cual es el desplazamiento de la discontinuidad a lo largo del plano de falla en el punto z y en el tiempo t . El plano de falla se extiende a lo largo del eje z (figura 10 izquierda) y la función de dislocación es considerada como la dislocación promedio sobre el ancho w de la falla; se supone que la falla se acaba cuando $z = L$, donde L es la longitud de la falla tal y como se muestra en la figura 10 derecha. De manera general la dislocación que sufre una falla se genera en un segmento de la misma y no en toda su extensión; mecánicamente es imposible que se genere un sismo de gran magnitud en un punto o segmento de falla corto, entonces, cuanto mayor sea la distancia de fallamiento, mayor será la magnitud y existen correlaciones con datos mundiales que han permitido relacionar la magnitud y la longitud de la falla de la forma: Bolt (1978):

$$M_s = 6.03 + 0.76 \log L \quad (10.35)$$

Sin embargo, la ruptura que se observa en la superficie no necesariamente representa la extensión del plano fallado, debido a que muchas rupturas solo se extienden parcialmente hasta la superficie y la mayoría no se pueden observar del todo, pues ocurren a grandes profundidades o bajo el fondo oceánico, entonces, es necesario tener en cuenta este tipo de consideraciones; además, los tipos de fallas establecen diferentes formas de comportamiento en la longitudes de la ruptura por lo que son necesarias relaciones para cada tipo de fuente.

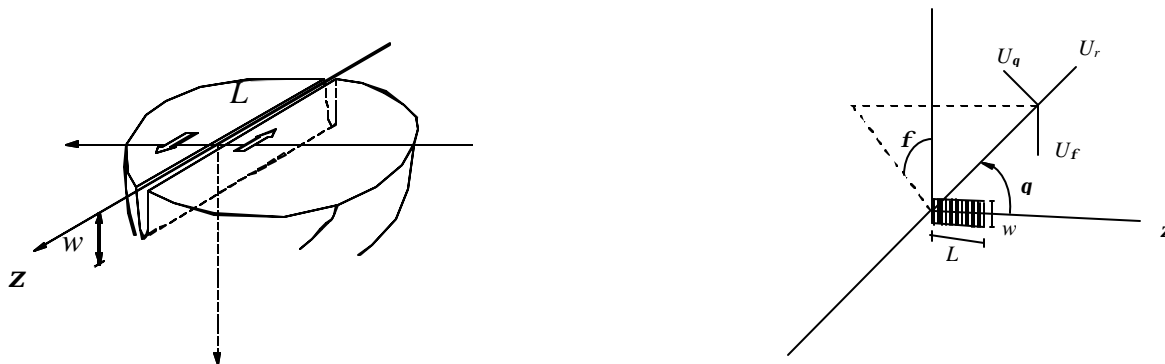


Figura 10.24. Izquierda: Diagrama de falla rectangular de Haskell; Derecha: Sistemas de referencia locales para una falla rectangular.

Para describir la fenomenología de la radiación de alta frecuencia provocada por temblores, a partir de estudios sismológicos, Aki (1967) estudio el modelo de dislocación de Haskell (1964), en el que una ruptura bajo esfuerzo cortante se propaga a través de una falla rectangular, la cual está dentro de un espacio

elástico, isótropo e infinito. Aki dedujo que los desplazamientos en campo lejano debido a las ondas P y S, son, en sistema de coordenadas polares tal como el mostrado en la *figura 10* derecha.

$$U_R = \frac{1}{4pb^3R} \left(\frac{b}{a} \right)^3 \text{Sen}(2q) \text{Sen}(f) w \int_0^L \dot{D} \left(z, t - \frac{R-z \cos(q)}{a} \right) dz \quad (10.36)$$

$$U_q = \frac{1}{4pb^3R} \text{Cos}(2q) \text{Cos}(f) w \int_0^L \dot{D} \left(z, t - \frac{R-z \cos(q)}{b} \right) dz \quad (10.37)$$

$$U_f = \frac{1}{4pb^3R} \text{Cos}(2q) \text{Sen}(f) w \int_0^L \dot{D} \left(z, t - \frac{R-z \cos(q)}{b} \right) dz \quad (10.38)$$

Donde U_R , U_q y U_f son los desplazamientos en dirección radial, angular y longitudinal respectivamente, w es el ancho de la falla, L la longitud. $\dot{D}(x, t)$ es la función de velocidad de dislocación. Tomando el punto inicial de la falla como el origen de las coordenadas cartesianas el sistema de coordenadas es tal que $x = R \cos(q)$, $y = R \sin(q)$ y $z = R \sin(q) \cos(q)$. Las anteriores expresiones tienen la forma común:

$$U = P(r, q, f, a, b) w \int_0^L \dot{D} \left(z, t - \frac{r - \cos q}{(a, b)} \right) dz \quad (10.39)$$

Aplicando la transformada de Fourier para llevar la anterior expresión al dominio de la frecuencia obtenemos que:

$$U(w) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) e^{-iwt} dt$$

$$U(w) = w \int_{-\infty}^{\infty} e^{-iwt} dt * \int_0^L \dot{D} \left(z, t - \frac{r - z \cos q}{(a, b)} \right) dz \quad (10.40)$$

Siguiendo el planteamiento inicial de Haskell (1966) fue necesario estimar la función de dislocación en cualquier momento $t + t_i$ y en cualquier punto $z + x_i$; para ello se necesito introducir una función de autocorrelación $\rho(x_i, t_i)$ de $D(z, t)$ de la forma:

$$r(x_i, t_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(z, t) \dot{D}(z + x_i, t + t_i) dz dt \quad (10.41)$$

De esta forma es posible según Haskell (1966) establecer que la función temporal (es decir la función de autocorrelación del tiempo) decrece exponencialmente con el log (t_i) y tiene la forma:

$$r(t_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} D(\mathbf{z}, t) D(\mathbf{z} + \mathbf{x}_i, t + t_i) dt = r_0 e^{-k_T |t_i|} \quad (10.42)$$

Y la función espacial (es decir la función de auto correlación del espacio) de auto correlación de velocidad de dislocación se describe a partir de

$$r(x_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} D(\mathbf{z}, t) D(\mathbf{z} + \mathbf{x}_i, t + t_i) dx = r_0 e^{-k_L |x_i| - k_T |t_i - x_i/v|} \quad (10.43)$$

Donde v es la velocidad de dislocación y $v = k_T/k_L$. Usando las funciones espaciales y temporales de auto correlación descritas, Aki (1967) dedujo que el espectro de amplitudes de Fourier del desplazamiento provocado por las ondas S puede expresarse de la siguiente forma:

$$U(\mathbf{w}) = \frac{1}{4\pi R^3} \frac{w D_0 L}{\sqrt{1 + \left(\frac{\cos(\mathbf{q})}{b} \frac{1}{v} \right)^2} \sqrt{\left(\frac{w}{k_L} \right)^2} \sqrt{1 + \left(\frac{w}{k_T} \right)^2}} \quad (10.44)$$

Donde D_0 es el desplazamiento promedio de la falla; Aki estudió el caso particular cuando $\mathbf{q} = \mathbf{0}$ y además considerando la definición de momento sísmico como: $M_0 = \mathbf{m} \mathbf{w} L D_0$ pudo definir el espectro de amplitudes de desplazamiento como sigue a continuación:

$$U(f) = \frac{R q f}{4\pi R^3} \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c} \right)^2} \frac{1}{R} \quad (10.45)$$

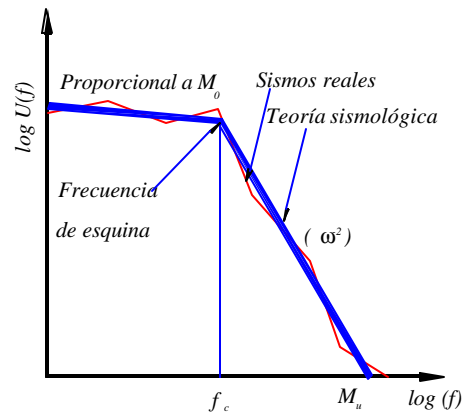


Figura. 10.25. Espectro de amplitudes de Fourier de desplazamiento típico en un lugar cercano la falla.

Donde R_{qf} es el patrón de radiación, ρ es la densidad de masa del material, y f_c es la llamada frecuencia de esquina. El término $1/R$ modela la atenuación geométrica de las ondas de cuerpo en el campo lejano; después se verá cómo este varía a medida que se aleja de la fuente para reflejar mejor la atenuación de las ondas a grandes distancias. Este espectro contiene una parte plana en la zona de bajas frecuencias, cuya amplitud es proporcional a M_0 .

Para altas frecuencias, el espectro decae como función de f^{-2} , por lo que es llamado modelo "omega cuadrada" (ω^2) y las dos zonas del espectro se cortan aproximadamente en la frecuencia de esquina, como se puede ver en la figura 10.24. Esta frecuencia se relaciona con la dimensión del radio de la fuente de la siguiente forma (Brune, 1970):

$$r_0 = 2.34 \frac{b}{w_c} \quad (10.46)$$

Donde r_0 es el radio equivalente de una falla circular en Km, para la caída de esfuerzos y el momento sísmico que se tiene en consideración y $w_c = 2\pi f_c$. El espectro de la ecuación 10.45, al ser multiplicado por w_c^2 dará como resultado el espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones:

$$A(f) = C R_{\Theta f} S(f) \frac{1}{R} \quad (10.47)$$

Donde C es un término constante que depende de las propiedades del material, dado por:

$$C = \frac{1}{4\pi r b^3} \quad (10.48)$$

El término $S(f)$ es llamado espectro de fuente de Brune (1970), quien suponiendo que la dislocación en el borde de la falla es de la forma $1 - e^{-t/\tau}$ llega a un resultado similar; actualmente esta relación es llamada modelo de Brune, el parámetro τ (o $k_T^{-1} = 2\pi f_c$ en el modelo de Aki) debe ser de orden r_0/b donde r_0 es una dimensión característica definida anteriormente de la zona de ruptura; Una forma típica del espectro de amplitudes de aceleraciones se muestra en la *figura 11* y el término $S(f)$ puede ser evaluado por la siguiente relación:

$$S(f) = \frac{M_0 f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (10.49)$$

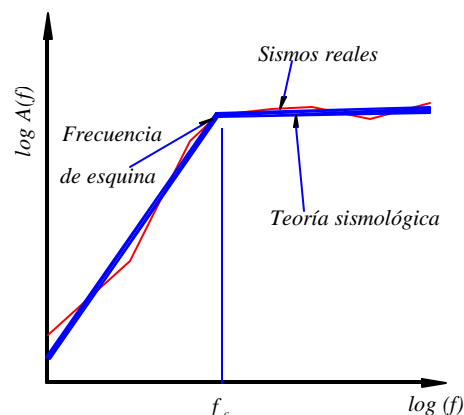


Figura 10.26. Espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones típico en un lugar cercano a la falla.

Brune (1970), con base en un modelo de falla circular encontró relaciones entre la frecuencia de esquina, el momento sísmico y la dimensión de la falla, de tal forma que la frecuencia de esquina para el modelo es:

$$f_c = 4.9 \cdot 10^6 b^{*3} \sqrt{\frac{\Delta s}{M_0}} \quad (10.50)$$

En la expresión 50 Δs es la caída de esfuerzos medida en bares, b está dada en km/seg y M_0 en dinas-cm.

Este modelo permitió derivar nuevamente la energía en función del momento sísmico como: (Singh y Ordaz ,1994)

$$E_s \approx 0.46 \frac{\Delta s}{2m} M_0 \quad (10.51)$$

y al esfuerzo aparente así:

$$s_a = \frac{mE_s}{M_0} \approx 0.23 \Delta s \quad (10.52)$$

- **Espectro de amplitudes en campo lejano**

El término $A(f)$ de la ecuación 47 representa el espectro de aceleraciones en un medio ideal; las condiciones bajo las cuales se va modificando este espectro a medida que el movimiento avanza se describen a continuación:

Atenuación Regional. Es llamada también absorción anelástica y puede ser utilizada como un indicador de las posiciones de la litósfera (zona de relativa baja absorción y por tanto elevado valor de Q) y de la astenósfera (alta absorción y Q pequeña) en una determinada región. Para una zona de subducción el valor de Q para las ondas P , Q_p toma valores próximos a 1000 para la litósfera, entre 200 y 500 para la astenósfera y de 1000 a 3000 para la corteza oceánica que se introduce bajo la placa continental. Este parámetro toma en cuenta la energía disipada por procesos viscosos, comportamiento no lineal de la roca o disipación por calor. Esta atenuación depende de las propiedades de la roca, la frecuencia y de la distancia recorrida; está muy ligada a las características tectónicas locales.

Será necesario calibrar este parámetro para nuestro modelo de atenuación en el ambiente colombiano; bajos valores de Q están asociados a regiones sísmicamente activas, mientras que altos valores representan zonas estables. Se ha visto que una forma apropiada de representar este tipo de atenuación es mediante la multiplicación de $A(f)$ por un filtro con término exponencial decreciente con la forma $e^{p*f^R/bQ}$ donde $Q=Q_0*f^e$ aquí Q_0 y e son constantes para una zona de la corteza en análisis; estos últimos parámetros son los que será necesario tabular en función del mejor nivel de correlación que se obtenga de una base de datos de sismos de la región.

Decaimiento de la alta frecuencia. Como se aprecia en la ecuación 47, el espectro de Brune predice amplitud constante para $f \gg f_c$. Esto no puede ser así, en primer lugar por consideraciones energéticas, y además porque, como se observa en los espectros reales, a medida que se avanza en distancia, las altas frecuencias se van

filtrando y las amplitudes de aceleración van decayendo de una forma más rápida que lo predicho por la atenuación regional. Dicho decaimiento se ha atribuido tanto a efectos de fuente como a efectos de las capas superficiales.

Boore(1983) utiliza la frecuencia de corte introducida por Hanks (1982), f_{max} , para modelar el abrupto decaimiento de la energía de alta frecuencia mediante un filtro Butterworth pasabajas. Singh et al. (1982) encontraron que este decaimiento podía ser representado mediante una expresión exponencial de la forma $e^{\pi f k}$, donde k es un factor que depende del sitio y que será motivo de calibración en nuestro estudio. Además, se ha visto que el parámetro k tiene variación con la distancia de la forma $k=k_1+R/Q_1$.

Partición de la energía en dos componentes. Como la energía del espectro fuente es total, se supone una partición en dos componentes ortogonales horizontales, por lo que se involucra el factor $\sqrt{1/2}$, suponiendo que las componentes son iguales en ambas direcciones.

Corrección por superficie libre. Se aplica un factor de 2 para predecir las amplificaciones de onda al llegar a la superficie debido al brusco cambio de impedancias.

Patrón de radiación. Se usarán los recomendados en la literatura internacional (Boore 1983; Boatwright, 1984) que oscilan entre 0.55 y 0.63.

Atenuación geométrica. El término $1/R$ implica la predominancia de ondas de cuerpo para distancias cercanas al epicentro; sin embargo a mayores distancias, la predominancia es de ondas superficiales. Este efecto debe tomarse en cuenta transformando el término $1/R$ en $(R \cdot R_x)^{-1/2}$, donde R_x es la distancia epicentral a partir de la cual predominarán las ondas superficiales.

Introduciendo estos efectos se puede describir el viaje de las ondas S a través del medio y así establecer el espectro de amplitudes de aceleración en cualquier sitio particular. En estas condiciones, la ecuación original 10.47 se transforma en la siguiente:

$$A(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\Theta f} C M o \frac{\overbrace{f^2}^{Brune}}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} e^{\left(\frac{-p f R}{b Q o f e}\right)} e^{\left(-p \left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right) f\right)} \frac{1}{R} \quad (10.53)$$

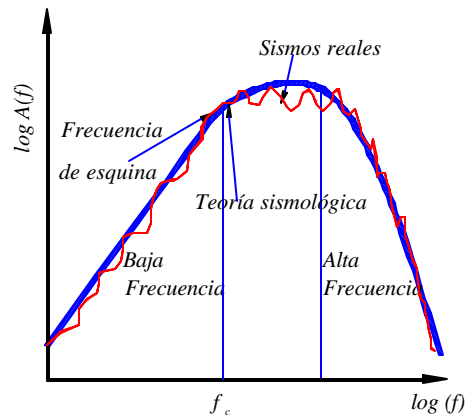


Figura 8.27. Espectro de amplitudes de aceleración en campo lejano

Este modelo es llamado de "fuente puntual" y representa el EAF en un sitio deseado después del viaje de las ondas afectado por las variables mencionadas, dichas variables son las que reflejan el proceso de atenuación de amplitudes para altas frecuencias. Forma típica de estos espectros puede observarse en la *figura 10.27*.

Dicho modelo ha sido aplicado en muchas zonas del mundo, para distancias de hasta 100 Km Después de esa distancia el movimiento deja de estar controlado por las ondas S.

- **Espectro de amplitudes de fuente finita**

Se ha observado que a distancias focales muy pequeñas, comparables con el tamaño de la ruptura, el modelo de fuente puntual falla. Por lo cual para contar con un modelo útil en las cercanías de la fuente, Singh et al. (1989) desarrollaron un modelo sismológico que tiene en cuenta el tamaño finito de la zona de ruptura. El modelo contempla una falla circular de radio r_0 que rompe con intensidad uniforme a lo largo del área. El punto de observación P está situado justo arriba del foco que se localiza a una distancia R_0 sobre el hipocentro. El área de ruptura se divide en elementos de tamaño diferencial ds_i ; además se supone que la ruptura de cada elemento ocurre aleatoriamente distribuida sobre el área de ruptura S. Así el EAF puede ser descrito en cercanías del punto P como (Papageorgiu y Aki, 1985, Joyner y Boore, 1986):

$$A(f) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i(f))^2} \quad (10.54)$$

Donde n es el número de elementos en que se divide S . y $A_i(f)$ es el espectro radiado por el elemento i , dado por:

$$A_i(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_i f C M_0 f_c^2 \frac{e\left(\frac{-p R_i}{b Q_0}\right)}{R_i} e(-p k f) \frac{\partial S_i}{\partial S} \quad (10.55)$$

Si n se hace suficientemente grande, la sumatoria se puede reemplazar por una integral de modo que la expresión queda:

$$A(f)^2 = 4 R_i^2 f^2 C^2 M_0^2 f_c^2 \frac{e\left(\frac{2 p k f}{p r_0^2}\right)}{p r_0^2} \int_0^{r_0} \frac{2 p}{r^2 + R_0^2} e^{\left[\frac{-2 p \sqrt{r_0^2 + R_0^2}}{b Q_0}\right]} r dr \partial q \quad (10.56)$$

Al resolver esta expresión se llega al modelo de fuente finita:

$$A(f)^2 = 4 R_0^2 f^2 C^2 (M_0 f_c^2)^2 \frac{e\left(-2 p \left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right) f\right)}{(r_0)^2} \left[E_1(a R_0) - E_1\left[h \sqrt{r_0^2 + R_0^2}\right] \right] \quad (10.57)$$

Donde $E_1(\)$ es la integral exponencial (Gautschi y Cahill, 1965) y $h = 2p/bQ_0$, esta integral sólo tiene solución numérica.

El modelo de fuente finita parte de la suposición de que el observador se encuentra a una distancia cercana. Como ya se vio anteriormente, el radio de la falla equivalente crecerá a medida que aumente la magnitud; si esto sucede, y teniendo en cuenta que las ondas sufren todos los fenómenos de atenuación descritos anteriormente, la contribución de ondas que vienen del cada vez más lejano perímetro sufrirá los procesos exponenciales de atenuación, haciendo que la aceleración no crezca de forma indefinida. Este comportamiento es el que provoca la saturación de la aceleración para magnitudes muy grandes y distancias cercanas al epicentro.

En efecto, se ha observado de registros de movimientos fuertes en sitios localizados sobre la zona de ruptura de grandes temblores costeros de México, que para magnitudes grandes ($M > 7$) las aceleraciones máximas del terreno, A_{\max} , no crecen como lo predicen los modelos usuales de atenuación (ver, por ejemplo Idriss, 1985). Esto sugiere que existe un fenómeno de saturación de A_{\max} al

augmentar la magnitud, algo que muchas de las leyes usuales de atenuación no predicen de forma adecuada. En resumen, la definición del EAF es la siguiente:

Si $R < R_x$,

$$(A(f))^2 = 4R_{\Theta} f C^2 (Mof_c^2)^2 \frac{e^{\left(-2p\left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right)f\right)}}{(r_0)^2} \left[E1(aR_0) - E1\left[h\sqrt{r_0^2 + R_0^2}\right] \right] \quad (10.58)$$

Si $R > R_x$,

$$A(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\Theta} f C M_o \frac{f^2 e^{\left(\frac{-p f R}{b Q_o f e}\right)} e^{\left(-p\left(k_1 + \frac{R}{Q_1}\right)f\right)}}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2 R} \quad (10.59)$$

Se encontró que una distancia R_x para la cual existe un buen acoplamiento entre las 2 ecuaciones del EAF en la República de Colombia es de aproximadamente 100 Km

• Leyes de atenuación a partir del EAF

El EAF de aceleración en el sitio refleja el contenido de frecuencia del movimiento sísmico en cuestión. Sin embargo, hace falta la información de las fases del acelerograma y no hay forma de conocerla. Así las cosas, existiría una gran cantidad de señales que cumplirían con tener el mismo EAF y la misma duración de fase intensa, cada una de ellas con diferentes fases y, por tanto, con un diferente valor de intensidad máxima. Por esta razón, esta variable se vuelve aleatoria. Es necesario recurrir a la teoría de vibraciones aleatorias para determinar esos valores extremos asociados a cada EAF.

- Procesos Estocásticos y Teoría de vibraciones aleatorias

Los sismos y sus registros, los sismogramas, acelerogramas, velocigramas, etc. son tratados como procesos estocásticos que tienen contribuciones en un amplio rango de frecuencia contenido; sin embargo interesa conocer variables internas de estos registros tales como, por ejemplo, el número de veces que es sobrepasado un cierto valor o el número de cruces por cero o, más importante aún los valores máximos que se pueden presentar. Esto es útil para análisis de fatiga de

elementos o para el diseño de las estructuras civiles que le competen a la ingeniería sísmica moderna.

El desarrollo de la teoría para manejar los problemas expuestos anteriormente inicia con los trabajos de S.O. Rice (1954), Cartwright y Longuet-Higgins (1956), A.Powell (1958), S.H Crandall (1963), A.G. Davenport (1964) y muchos otros autores, que para el momento han desarrollado una ciencia al respecto consolidada. El siguiente tratamiento de variables sigue el planteamiento original de los autores mencionados.

- Tasas de ocurrencia de un valor umbral

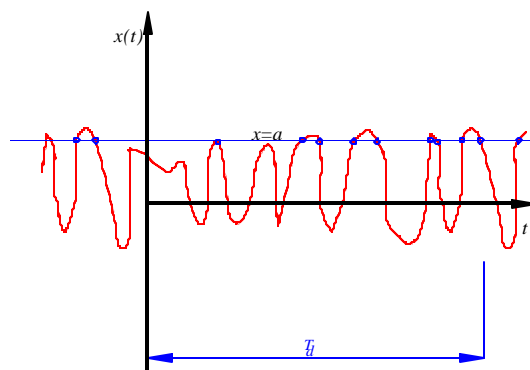


Figura 10.28. cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico.

Considérese una función $x(t)$ con espectro de amplitudes $x(\omega)$ y densidad espectral $G(\omega)$ que sigue un proceso estacionario tal y como se muestra en la *figura 10.27*. El comportamiento de la función cerca de sus valores extremos puede ser descrito de forma simple como medida útil para estimar el número de cruces que existe de una cantidad umbral denotada por a en una duración de evento descrita por T_d . Ahora si nombramos $N_a^+(T)$ como la variable aleatoria que denota el numero de veces que se supera el valor positivo umbral de a en la duración T_d del proceso estocástico; entonces el valor medio de dicha variable puede ser denotado por $n_a^+(T)$; de esta forma siguiendo teoría de procesos aleatorios llegamos a que:

$$n_a^+(T_d) = E\left(N_a^+(T_d)\right) \quad (10.58)$$

Denotando una tasa de ocurrencia por unidad de tiempo de los cruces por el umbral positivo a como v_a^+ entonces la ecuación 58 se rescribe como:

$$n_a^+(T_d) = n_a^+ T_d \quad (10.59)$$

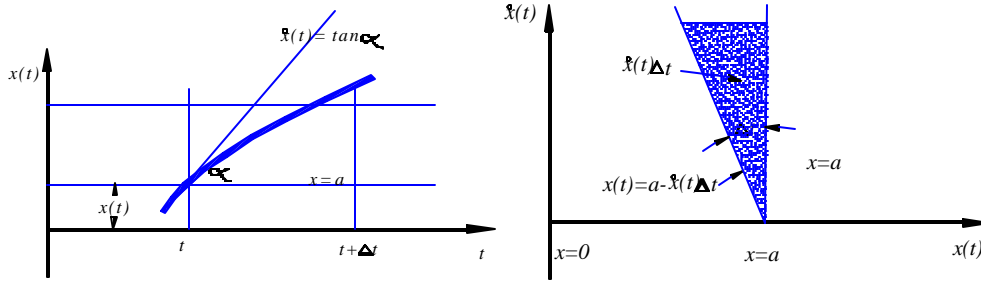


Figura 10.29. Cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico. Derecha: región favorable para los cruces de $x=a$.

Proponiendo la derivada de $x(t)$ con respecto al tiempo como:

$$\frac{\partial x(t)}{\partial t} = \dot{x}(t) \quad (10.60)$$

Entonces es posible proponer la densidad de probabilidades entre la amplitud $x(t)$ y el cambio de la amplitud con respecto al tiempo $\dot{x}(t)$ como $p_{x\dot{x}} = (x, \dot{x})$ en el intervalo $t+\Delta t$, tal y como se muestra en la figura 15 izquierda. Esta condición hace que usando la región favorable para los cruces de $x=a$ mostrada en la figura 15 derecha sobre la cual la densidad conjunta de probabilidades pueda ser integrada es posible encontrar la probabilidad de cruce de un valor determinado en el intervalo del tiempo. Todos los puntos que se encuentran dentro de la cuña del espacio $x(t) - \dot{x}(t)$ de la figura 15 derecha cumplen con la condición que $x(t) < a$; por consiguiente la probabilidad de que se alcance el valor prescrito umbral en el tiempo t esta dada mediante:

$$P_{n_a^+ \Delta t} = n_a^+ \Delta t = \int_0^\infty \int_{a-\dot{x}\Delta t}^a p_{x\dot{x}}(x, \dot{x}) dx d\dot{x} \quad (10.62)$$

Si Δt se vuelve infinitesimal y además teniendo en cuenta de que la probabilidad toma el valor medio esperado de la tasa de cruces, la anterior ecuación puede ser simplificada con las siguientes consideraciones:

$$\int_{a-\dot{x}\Delta t}^a p_{x\dot{x}}(x, \dot{x}) dx d\dot{x} = p_{x\dot{x}}(x = a, \dot{x}) \Delta t \quad (10.63)$$

Y la doble integral se evalúa mediante:

$$\Delta t = \int_0^{\infty} p_{\dot{x}\dot{x}}(a, \dot{x}) \dot{x} d\dot{x} \quad (10.64)$$

La tasa de ocurrencias por unidad de tiempo de valores que sobrepasan el valor umbral positivo prescrito esta dada por:

$$n_a^+ = \int_0^{\infty} p_{\dot{x}\dot{x}}(a, \dot{x}) \dot{x} d\dot{x} \quad (10.65)$$

Si la ley de probabilidad usada se aplica a un proceso estacionario estocástico Gaussiano o Normal y, las desviaciones estándar de la amplitud y la velocidad de cambio de amplitud son descritas mediante los valores esperados de los momentos estadísticos a una potencia cuadrática de la densidad espectral del proceso, la ecuación anterior toma la forma:

$$p(x, \dot{x}) = \frac{1}{2\pi m_0 m_2} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x^2}{m_0^2} + \frac{\dot{x}^2}{m_2^2} \right)} \quad (10.66)$$

Donde m_0 y m_2 son los momentos estadísticos de la densidad espectral $G(w)$; de esta forma reemplazando la ecuación 10.66 en la 10.65 obtenemos que:

$$n_a^+ = \frac{e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}}}{\sqrt{2\pi} m_0 \sqrt{2\pi} m_2} m_2^2 \quad (10.67)$$

La cual después de varias simplificaciones llega a una más sencilla expresión como:

$$n_a^+ = \frac{1}{2\pi} \frac{m_2}{m_0} e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \quad (10.68)$$

De esta forma teniendo la densidad espectral de un acelerograma es posible, reemplazando en la ecuación 10.68 encontrar el número de veces por unidad de tiempo que se sobrepasa un cierto valor de intensidad a ; mediante la ecuación

10.59 y con la duración es posible estimar el número esperado de ocasiones que se sobrepasa el mismo parámetro. Por ejemplo si se deseara conocer el número de cruces por cero de un proceso estocástico con densidad espectral conocida, el valor umbral en la ecuación 10.68 sería cero y el resultado sería simplemente:

$$n_o = \frac{1}{2p} \frac{m_2}{m_0} T_d \quad (10.69)$$

En Ingeniería sísmica T_d es la duración de la fase intensa del evento, que de acuerdo con Herrman y para el modelo omega cuadrada estudiado (1985) para terrenos firmes estaría dada por:

$$T_d = \frac{1}{f_c} + 0.05R \quad (r_0 \text{ en el caso de fuente finita, km}) \quad (10.70)$$

Aproximaciones de Herrman y de Atkinson y Boore, (1995) permitieron estimar la duración de la fase intensa correspondiente al 90% del contenido de energía como:

$$\log T_d = 0.207 M_s + 0.264 \log R - 0.65 \pm 0.19 \quad (10.71)$$

Nótese que en la literatura internacional existe una forma bastante amplia de estimar este parámetro de vital importancia. La duración de la fase intensa de los movimientos tiene fuerte influencia en los daños, debido a que muchos procesos físicos como la degradación de rigidez y resistencia necesitan varios ciclos para poder generar mecanismos de daño en las estructuras o incrementar la presión de poros hasta un punto tal que genere licuación, en ocasiones sismos cortos con altas aceleraciones no han generado daños considerables, mientras que sismos largos con aceleraciones moderadas si lo han hecho.

La duración esta asociada al tiempo necesario para liberar la energía en una fuente, por lo que su relación con la magnitud es directa; más exactamente con la raíz cúbica del momento sísmico; si la longitud, el área o el volumen de ruptura crece, la duración también lo hará; en cambio, si la velocidad de propagación de la ruptura aumenta, la duración disminuirá y cuando la ruptura es bilateral, es decir que la falla rompe en 2 sitios diferentes y viaja en direcciones opuestas como fue el caso del sismo de Loma Prieta en 1989 la duración también se reduce.

Para propósitos de ingeniería solo la porción de la fase intensa es útil y esta ha sido motivo de debate desde Bolt, (1969) que propuso la duración de la fase intensa como el tiempo transcurrido entre la primera y última excedencia de un valor mínimo umbral, normalmente de 0.05g; otra definición de duración esta basada (Trifunac y Brady, 1975) es basada en el intervalo de tiempo necesario para llevar la energía del sismo de 5 al 95%; otra medida común es mediante la suma de los tiempos t_b en que cierta aceleración umbral es superada; sin embargo, en los últimos años se ha venido aceptando de forma generalizada la estimación de duración de la fase intensa mediante el intervalo de tiempo necesario para llevar la intensidad de Arias del 5 al 95%. Una recopilación de las diferentes formas de estimar esta variable esta detallada en Bommer y Martinez-Pereira (1999)

En este trabajo se usa la duración de fase intensa basada en el criterio de la frecuencia de esquina ya que este parámetro tiene en cuenta la fractura y las variables que hacen parte del proceso de ruptura como longitud, área y velocidad de dislocación.

- Distribución de probabilidad de los máximos

Una vez más considerando una muestra de la función $x(t)$ que puede tener muchos picos tanto positivo como negativos como si muestra en la *figura 10.29* para un proceso estacionario y estocástico. Para fines de ingeniería dichos picos pueden ser de interés en el diseño de las estructuras

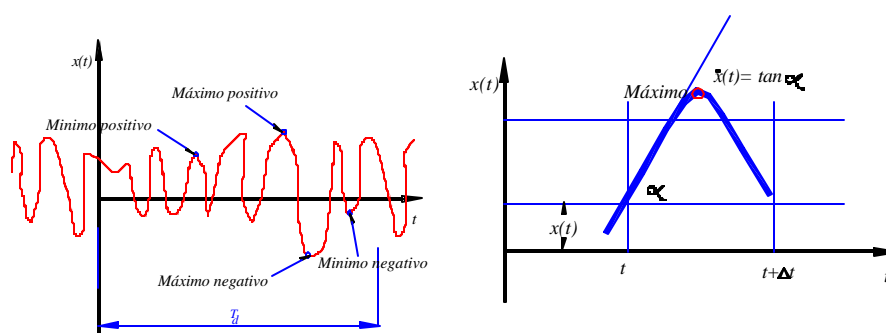


Figura 10.30. Valores máximos y mínimos para un proceso estacionario.

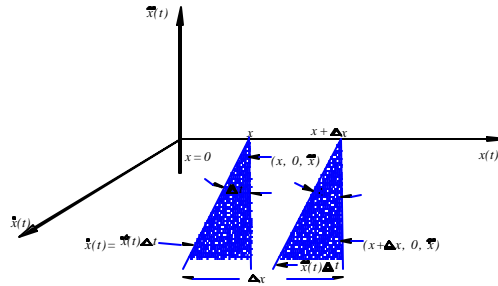


Figura 10.31 Volumen favorable para un máximo positivo en el intervalo de tiempo $t+Dt$

Para la estimación de un máximo o un mínimo como vemos en la *figura 10.30* derecha la velocidad de cambio de la amplitud se vuelve cero y existe un cambio de pendiente; por ello conviene, además, buscar la aceleración de cambio de amplitud y siguiendo la metodología del numeral anterior la densidad de probabilidades conjunta de la amplitud $x(t)$, la velocidad de cambio, $\dot{x}(t)$ de la amplitud y la aceleración de cambio de la amplitud, $\ddot{x}(t)$ esta dada mediante $p_{x\dot{x}\ddot{x}}(x, \dot{x}, \ddot{x})$.

La probabilidad acumulada conjunta se obtiene de la integral triple de la densidad de probabilidad conjunta con los límites de integración que se observan en la *figura 10.31* que muestra el espacio de las variables de interés, de esta forma:

$$P_m = \int_x^{x+\Delta x} \int_{\dot{x}=-\infty}^0 \int_{\ddot{x}=0}^{\ddot{x}\Delta t} p(x, \dot{x}, \ddot{x}) d\dot{x} d\ddot{x} dx \quad (10.72)$$

para intervalos de tiempo infinitesimales Dt tiende a ser cero por lo que la primera integral se puede simplificar; además para que exista un máximo de la amplitud es necesario un cambio de pendiente por lo que debe existir un punto de velocidad de cambio de la amplitud cero; de esta manera la expresión anterior se transforma en:

$$P_m = \left[\int_{\ddot{x}=-\infty}^0 p(x, \dot{x}=0, \ddot{x}) |\ddot{x}| \Delta t d\ddot{x} \right] (x + \Delta x - x)$$

$$P_m = \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] \Delta x \Delta t \quad (10.73)$$

Donde P_m/Dt puede ser interpretado como la frecuencia de los valores máximos en el intervalo $(x, x+Dx)$. La frecuencia de los valores extremos en todo el dominio puede ser evaluada a partir de:

$$n_{\max} = \int_{-\infty}^{\infty} \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx \quad (10.74)$$

Finalmente la densidad de probabilidades de valores extremos se obtiene a partir de la relación entre los máximos en el segmento $x+Dx$ y la frecuencia de máximos en todo el dominio de la forma:

$$P_m(x) = \frac{\left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right]}{\int_{-\infty}^{\infty} \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx} \quad (10.75)$$

Los procesos estacionarios estocásticos son Gaussianos, esto es, que el proceso es gobernado por distribuciones normales. Por ello para la ecuación anterior es necesario encontrar función de densidad de probabilidad conjunta que relacione la amplitud, el cambio de la amplitud con el tiempo y su aceleración de cambio, esta además también seguirá un proceso Gaussiano, por lo que la función conjunta normal propuesta toma la forma:

$$p(x, \dot{x}, \ddot{x}) = \frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} (x - \mathbf{n})^T D^{-1} (x - \mathbf{n}) \right] \quad (10.76)$$

Donde $(x - \mathbf{n})^T = (x, \dot{x}, \ddot{x})$ con media cero y

$$D = \begin{bmatrix} m_0 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \quad (10.77)$$

Para este caso la matriz invertida esta dada mediante:

$$D^{-1} = \frac{1}{m_2(m_0m_4 - m_2^2)} \begin{bmatrix} m_2m_4 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \quad (10.78)$$

Donde m_n son los momentos estadísticos de orden n de la densidad espectral $G(\omega)$ definidos anteriormente. De esta manera la densidad conjunta de probabilidades queda descrita

mediante:

$$p(x, \dot{x}, \ddot{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{m_2 m_4 x^2 + m_0 m_4 \dot{x}^2 + m_2 m_0 \ddot{x}^2 + 2m_2^2}{m_2 (m_0 m_4 - m_2^2)} \right] \quad (10.79)$$

Y para el caso de velocidad de cambio de amplitud la expresión anterior se vuelve tan solo:

$$p(x, 0, \ddot{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{\frac{x^2}{m_0} + \frac{2m_2 x \ddot{x}}{m_0 m_4} + \frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{m_2 (m_0 m_4 - m_2^2)} \right] \quad (10.80)$$

Proponiéndose hipótesis simplificatorias en términos del denominador $m_0 m_4 - m_2^2$ como un valor siempre positivo e insertando en la ecuación 2.100 de la tasa por unidad de tiempo de valores máximos esperados:

$$n_{\max} = \frac{-1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \sqrt{m_2 (m_0 m_4 - m_2^2)}} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^0 \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{\frac{x^2}{m_0} + \frac{2m_2 x \ddot{x}}{m_0 m_4} + \frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{m_2 (m_0 m_4 - m_2^2)} \right] \ddot{x} d\ddot{x} dx \quad (10.81)$$

Realizando las integrales llegamos a que la tasa queda descrita en términos de:

$$n_{\max} = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \sqrt{m_2 (m_0 m_4 - m_2^2)}} \sqrt{2\pi} \sqrt{\frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_4}} m_4 \quad (10.82)$$

Y finalmente simplificando obtenemos que:

$$n_{\max} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{m_4}{m_2}} \quad (10.83)$$

De esta manera para obtener el numero de valores extremos en un lapso de tiempo es necesario multiplicar la tasa de extremos por unidad de tiempo por la duración del evento de la forma:

$$n_{\max} = n_{\max} T_d \quad (10.84)$$

La densidad de probabilidad de los máximos se obtiene reemplazando las expresiones 2.104 y 2.105 en la expresión original 2.101 y toma la forma (siguiendo la notación de Cartwright y Longuett-Higgins-1956):

$$P_m(h_x) = \frac{1}{\sqrt{2p}} \left[e^{-\frac{h_x^2}{2e^2}} + \sqrt{1-e^2} h_x \exp\left[-\frac{h_x^2}{2e^2}\right] \int_{-\infty}^{\frac{h_x \sqrt{1-e^2}}{e}} e^{-\frac{x^2}{2}} dx \right] \quad (10.85)$$

en la cual

$$h_x = \frac{x}{m_0} \quad (10.86)$$

y

$$e^2 = \frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4} \quad (10.87)$$

Que es el parámetro introducido por Cartwright y Longuett-Higgins llamado parámetro de ancho de banda y que toma valores entre cero y uno. El parámetro de ancho de banda esta directamente relacionado con el ancho de banda de frecuencias y para valores de cero entonces define que el numero medio máximos es igual al numero de cruces por cero; es decir existe un máximo por cada cruce por cero. Esto corresponde a un proceso de banda estrecha que puede ser simplificado a una densidad de probabilidades de Rayleigh de la forma:

$$P_m(h_x) = h_x \exp\left[-\frac{h_x^2}{2}\right] \quad (10.88)$$

Por el contrario si el parámetro de ancho de banda es uno, entonces el sistema toma densidad de probabilidad normal o Gaussiana de la forma:

$$P_m(h_x) = \frac{1}{\sqrt{2p}} \exp\left[-\frac{h_x^2}{2}\right] \quad (10.89)$$

- Distribución de probabilidad de los valores picos

En muchas aplicaciones de la ingeniería sísmica es necesario encontrar los valores pico dependientes de los máximos que se pueden esperar de un proceso y como se podría esperar estos valores picos están relacionados a la cantidad de máximos anteriormente evaluados. Siguiendo a Powell es fácil hacer uso de la teoría para encontrar el numero de máximos proponiendo una vez más una función $x(t)$ observada en un tiempo T_d . La distribución de probabilidad de los picos escogida como aleatoria para un valor $x=a$ que es excedido tiene la forma:

$$P[pico > a] = \int_a^{\infty} P_p(x) dx \quad (10.90)$$

donde $P_p(x)$ es la densidad de probabilidad; teniendo en cuenta que en la duración del evento el proceso puede tener $n_0 T_d$ numero de cruces por cero y $n_a T_d$ cruces sobre una intensidad $x=a$ en promedio. La fracción favorable de volumen en el espacio para picos mayores de los valores extremos de $x=a$ es propuesta simplemente por:

$$\frac{n_a^+ T_d}{n_0^+ T_d} = \frac{n_a^+}{n_0^+} = \int_a^{\infty} P_p(x) dx \quad (10.91)$$

Derivando la ecuación anterior con respecto al valor umbral a para buscar los máximos obtenemos que:

$$-P_p(x) = \frac{1}{n_0^+} \frac{dn_a^+}{da} \quad (10.92)$$

La cual es la expresión general para la densidad de probabilidades de picos de un proceso de banda estrecha. Para procesos Gaussianos las frecuencias de cruces por un valor umbral a esta descrita como definimos según la ecuación 83, por lo que al reemplazar en la ecuación 92 es posible obtener que:

$$-P_p(a) = -\frac{a}{m_0^2} e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \quad (10.93)$$

Siguiendo los planteamientos de Davenport la anterior expresión de la distribución de los valores picos con respecto a los valores cuadráticos medios queda como una función de los valores extremos n_{\max} como:

$$P_E \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) = \left[P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \right]^{n_{\max}} = \exp \left[-n T_d \exp \left(-\frac{1}{2} \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right)^2 \right) \right] \quad (10.94)$$

Donde
$$n = \frac{n_{\max}}{\sqrt{1 - e^2}}$$

Para obtener los máximos de la distribución anterior es necesario derivarla con respecto a la relación entre valores medios y picos como:

$$P_m \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right) = \frac{\frac{d}{d \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right)} \left[P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right) \right]^{n_{\max}}}{\frac{d}{d \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right)} \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right)} \quad (10.95)$$

que toma la forma aproximada

$$\frac{dP_M}{d \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right)} = n_{\max} P_M^{n_{\max} - 1} P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \quad (10.96)$$

El desarrollo de esta expresión llega a que:

$$P_m \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) = n_{\max} \left(f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) - \sqrt{2p} k f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k \right)^{n_{\max} - 1} \right) * \left[\frac{1}{e} f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) + \sqrt{2p} k f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k \right) - \frac{k}{e} f \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k \right) \right) \right] \quad (10.97)$$

Donde

$$f(y) = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{-\frac{y^2}{2}} \quad (10.98)$$

Y

$$k^2 = 1 - e^{-2} \quad (10.99)$$

A partir de esta ecuación es posible calcular los momentos estadísticos de la relación entre picos y medios de forma simple mediante:

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right)^k = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{a_{pico}}{a_{cm}} P_m\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) d\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \quad (10.100)$$

De esta última expresión puede demostrarse (Cartwright y Longuett-Higgins, 1956; Davenport, 1964) que si el logaritmo natural de n_{max} no es demasiado pequeño, son válidas las siguientes aproximaciones asintóticas:

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \sqrt{2 \ln(n_{max} T_d)} + \frac{g}{\sqrt{2 \ln(n_{max} T_d)}} \quad (10.101)$$

Donde g es la constante de Euler (= 0.577...) y por consiguiente el valor al cuadrado del valor esperado de la relación entre picos y cuadráticos medios es

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right)^2 = \sqrt{2 \ln(n_{max} T_d)} + 2g \frac{1}{\sqrt{2 \ln(n_{max} T_d)}} + \frac{g^2}{2 \ln(n_{max} T_d)} \quad (10.102)$$

Por lo que su varianza es:

$$\text{var}\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \frac{1}{6} \frac{1}{2 \ln(n_{max} T_d)} \quad (10.103)$$

- Aplicaciones en Ingeniería Sísmica

Ya que los procesos sísmicos están descritos mediante su espectro de amplitudes de Fourier como se describieron en las secciones anteriores y además son considerados procesos estocásticos y estacionarios, entonces toda la teoría de valores extremos anteriormente expuesta puede ser usada con las adaptaciones respectivas. A la relación entre el valor pico y el valor cuadrático medio se le suele denominar "factor pico":

$$FP = \frac{a_{\max}}{a_{cm}} \quad (10.104)$$

De esta forma una vez se cuenta con el factor pico es posible encontrar la intensidad pico correspondiente que interese en términos de su valor cuadrático medio como:

$$a_{\max} = FP * a_{cm} \quad (10.105)$$

Reemplazando en las expresiones derivadas y usando el espectro de amplitudes de la intensidad que interese ser evaluada. En este capítulo fueron derivados con anterioridad las expresiones para espectros de amplitudes de Fourier de aceleraciones, $A(f)$ (ecuaciones 10.53 y 10.57) por lo que si aplicamos la teoría de vibraciones aleatorias para este caso y reemplazamos en las ecuaciones 10.101 y 10.105 llegamos a obtener que la aceleración esperada máxima de los espectros derivados de teoría sismológica es:

$$E[A_{\max}] = \sqrt{2 \ln \left(\frac{1}{2p} \sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}} \right) T_d} \sqrt{m_0(A(f))} + \frac{g}{\sqrt{2 \ln \left(\frac{1}{2p} \sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}} \right) T_d}} \sqrt{m_0(A(f))} \quad (10.106)$$

Donde siguiendo la definición de momento estadístico para los EAF de aceleración

$$m_4(A(f)) = \frac{32p^4}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} (f)^4 A(f) df \quad (10.107)$$

$$m_2(A(f)) = \frac{8p^2}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} (f)^2 A(f) df \quad (10.108)$$

y

$$m_0(A(f)) = \frac{2}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} A(f) df = A_{cm}^2 \quad (10.109)$$

En vista de las ecuaciones 10.53, 10.57, 10.70, 106, 10.107, 10.108 y 10.109, es posible estimar A_{\max} si se conocen el EAF y la duración de fase intensa de un sismo. A_{\max} resulta ser entonces una función del momento sísmico, de la distancia focal, y de los parámetros libres D_s , Q_0 , e , k_1 , Q_1 , r , b y R_{qf} . Por otra parte, entre el momento sísmico y la magnitud existe la siguiente relación propuesta por Hanks y Kanamori (1979):

$$\text{Log}_{10}(M_0) = 1.5M_w + 16.1 \quad (10.110)$$

- Valores extremos para Colombia

El procedimiento de análisis propuesto consiste en generar leyes de atenuación mediante el ajuste de los parámetros libres, de suerte que se minimice la dispersión con respecto a aceleraciones observadas en territorio colombiano. Obsérvese que el efecto de los parámetros libres r , b y R_{qf} es el mismo (los tres son constantes de proporcionalidad). Por esta razón, se fijan los dos primeros y se deja libre el tercero.

Nótese que, en este problema, la solución óptima en el sentido de mínimos cuadrados no puede ser obtenida directamente o con soluciones cerradas, por tratarse de un problema fuertemente no lineal. Por otra parte, mientras que en las soluciones lineales de mínimos cuadrados se obtienen simultáneamente error cuadrático mínimo y error medio nulo, en los problemas no lineales no necesariamente ocurre así. En el presente trabajo se procedió iterativamente hasta encontrar soluciones con error medio tendiente a cero (para no subestimar o sobrestimar sistemáticamente) y error cuadrático medio mínimo.

Para realizar el análisis se separaron los sismos de Colombia en dos tipos representativos de la tectónica del territorio: 1) las aceleraciones registradas durante la ocurrencia de sismos en la zonas de subducción y de Benioff bajo la placa continental ("*Subducción*"); y 2) las registradas durante sismos de fallas

activas en el territorio nacional ("Activa"). Se tienen en total más de 200 eventos registrados en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), de los cuales fueron descontados algunos que presentaban efectos de sitio visibles, patrones anómalos de radiación o posibles errores en las mediciones de los aparatos.

Se generó una ley de atenuación para cada uno de estos dos casos y una ley general ("Nacional"), que incluye todos los registros. Para nuestro análisis R se tomó como la distancia hipocentral, y la variable que se intenta predecir es la aceleración neta registrada, definida como la raíz de la suma de las componentes horizontales al cuadrado dividida entre dos:

$$A_n = \sqrt{\frac{A_{ns}^2 + A_{eo}^2}{2}} \quad (10.111)$$

Los datos de aceleraciones registradas en Colombia se muestran en catálogos separados por tipos de fuentes en las siguientes tablas 10.5 y 10.6.

- Datos y procedimiento de análisis.

Al realizar el análisis de minimización se procedió a construir los espectros de fuente finita y fuente puntual para cada combinación de magnitud y distancia. La figura 10.33 izquierda las formas típicas de este tipo de espectros. Ya que el espectro de fuente finita genera amplitud constante para las bajas frecuencias, en ese rango se usa el valor mínimo correspondiente al espectro de fuente puntual.

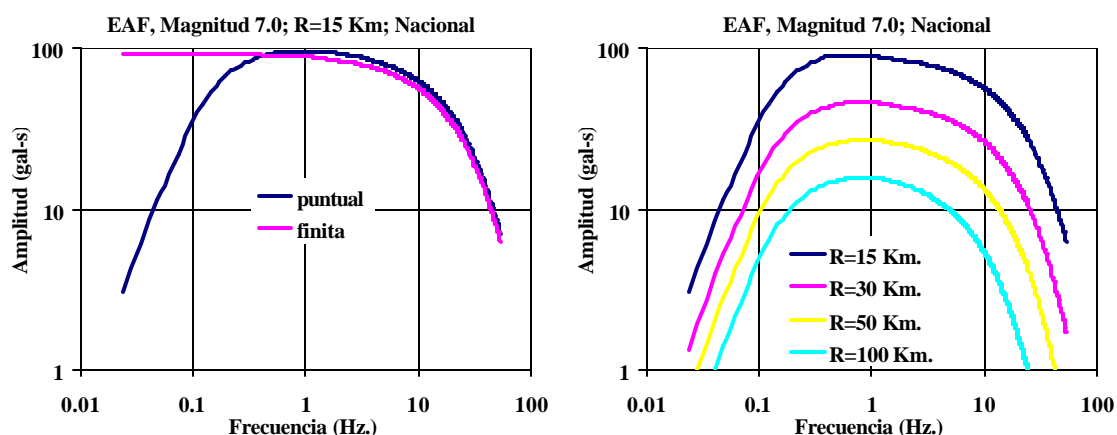


Figura 10.32. Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Al realizar el mismo análisis para diferentes distancias es posible construir leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier para diferentes magnitudes como se observa en la *figura 10.32* derecha. Cada uno de estos espectros tiene un valor pico esperado que se puede evaluar con la teoría anteriormente expuesta.

Al comparar los registros calculados y registrados y minimizar la desviación fue posible identificar los parámetros del modelo sismológico adoptado para describir el EAF; estos se muestran en la *tabla 10.4*.

ZONA	Q1	e	Qo	R _{qf}	K ₁	s	Ds	e _m
Activa	3600	1.0	750	0.6	0.008	0.56	125	0.007
Subducción	3800	1.5	750	0.6	0.010	0.65	250	-0.002
Promedio nacional	3800	1.5	750	0.6	0.012	0.65	185	-0.007

Tabla 10.4. Resultado de la calibración de parámetros para cada caso analizado.

e_m es el error medio, que se define como el promedio de los logaritmos de los cocientes entre aceleraciones observadas y calculadas; **e_m** es una medida del sesgo de la estimación. **s** es la desviación estándar de los logaritmos naturales

Para los sismos de fallas activas la desviación estándar es de 0.56, mientras que para subducción es de 0.65. Si se incluyen todos los sismos ("nacional") se obtiene un valor de $s=0.65$. En términos generales, los errores medios son aceptablemente bajos. Resulta bastante relevante mencionar que el realizar los análisis con bases de datos propias es bastante importante y útil; sin embargo, el análisis de los datos disponibles ha permitido evaluar los parámetros relevantes de un modelo sismológico y no han generado por si mismos mediante regresiones clásicas aproximaciones estadísticas que para el caso de bases de datos pobres como es nuestro caso no funcionan bien.

El desempeño de estas nuevas leyes de atenuación fue comparado para fines académicos y desde el punto de vista estadístico, con el de las usadas en estudios anteriores realizados en el país, utilizando la misma base de datos de aceleraciones que se ha utilizado en el presente trabajo. Los resultados de dicha comparación y sus conclusiones estadísticas más importantes por tipo de zona se presentan en la *tabla 10.5*.

	ACTIVA		SUBDUCCION		NACIONAL	
Ley	S	e_m	S	e_m	S	e_m
Donovan I ⁺	1.14	0.91	0.78	-0.42	0.97	-0.66
Donovan II ⁺	1.47	-1.28	1.06	-0.83	1.26	-1.05
McGuire ⁺	1.47	-1.31	1.18	-0.97	1.35	-1.14
Promedio ⁺	1.44	-1.25	1.06	-0.83	1.24	-1.04
Activa*	0.56	0.00	-	-	-	-
		7				
Subducción*	-	-	0.65	-0.002	-	-
Nacional*	-	-	-	-	0.65	0.007

Tabla 10.5. Comparación estadística de las diferentes leyes usadas. Se analiza el desempeño de diversas leyes de atenuación (filas de la tabla) cuando se utilizan diversas bases de datos (columnas de la tabla)

⁺Leyes consideradas en el Estudio de Amenaza Sísmica de Colombia

*Leyes obtenidas en este estudio

Las conclusiones de dicha tabla son bastante relevantes porque muestran que la desviación de relaciones antiguas es bastante mayor cuando se usan con sismos colombianos, el uso del método semiempírico mostrado en el capítulo genera leyes de atenuación con desviaciones y sesgos bastante aceptables, teniendo en cuenta la amplia dispersión con que trabaja este tipo de problemas. e_m fue además graficado para cada tipo de fuente con respecto a la distancia, para poder visualizar su comportamiento a medida que se alejan del epicentro los diferentes eventos; el resultado en las leyes "activa" y "subducción", presenta un grado aceptable de simetría para todas las distancias comprobando así el bajo error medio o sesgo, como se puede observar en la *figura 10.6*:

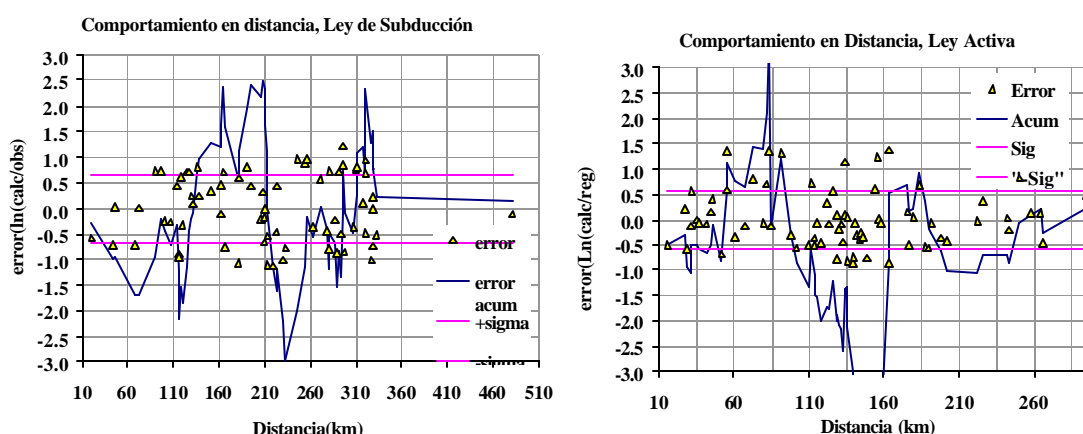


Figura 10.33. Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Se observa que, en general, las leyes usadas en los estudios anteriores para el país tienen desviaciones estándar mayores que las determinadas en este estudio y, además, sobrestiman sistemáticamente las aceleraciones observadas. También se nota que, para igual magnitud y distancia, la ley para sismos de subducción predice aceleraciones más altas que para los temblores continentales; esto se refleja, principalmente, en un mayor valor de la caída de esfuerzos. En todas las leyes se observa la saturación de A_{max} en altas magnitudes y cortas distancias. Al comprobar con sismos pasados de los cuales se conoce su magnitud y distancia epicentral, es posible corroborar el favorable comportamiento de las leyes de EAF encontradas a partir del análisis con sismos colombianos. El contar con buenas aproximaciones para los espectros de EAF garantiza que los valores pico generados a partir de teoría de vibraciones aleatorias de los mismos sean correctos.

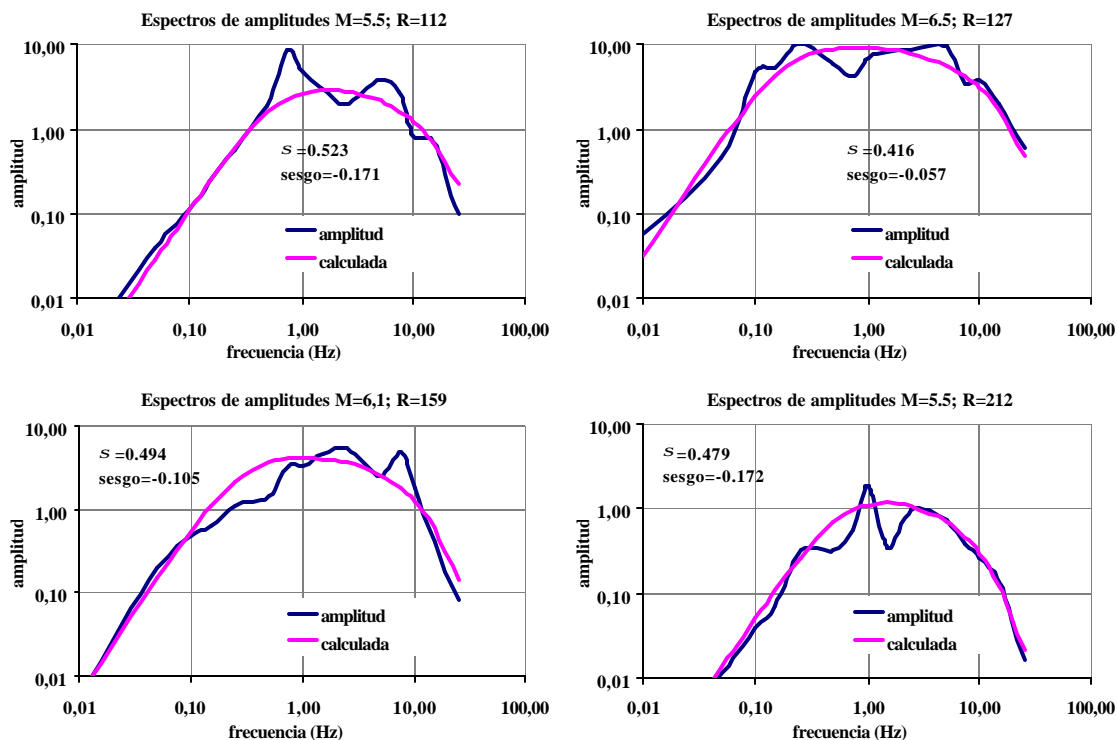


Figura 10.34. Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

En la figura 10.34 es posible ver la buena aproximación de los EAF calculados contra los registrados en algunos sismos intermedios en Colombia. Al repetir el proceso para todas las distancias y magnitudes es posible generar leyes de atenuación de la intensidad asociada; en este primer caso los EAF reflejan la variable de aceleración máxima del suelo por lo que pueden obtenerse los valores

picos de cada combinación de magnitud y distancia para cada tipo de mecanismo focal como es posible observar en la *figura 10.30*.

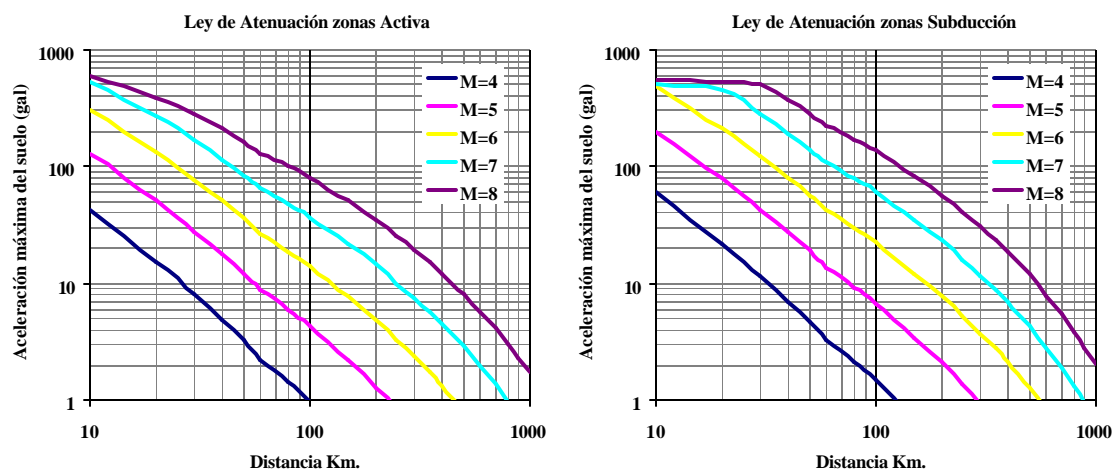


Figura 10.35. Leyes de atenuación de A_{max} para las zonas tectónicas del territorio Colombiano

Y ya que cada estimación de intensidad requiere el análisis de teoría de vibraciones aleatorias, entonces no es necesario parametrizar este tipo de relaciones. Sin embargo, para consulta de datos es presentada la *tabla 10.8* donde se observan para los diferentes mecanismos focales la estimación de la aceleración máxima del suelo en diferentes magnitudes y distancias de interés. En la *tabla 10.9*, e_m es el error medio, que se define como el promedio de los logaritmos de los cocientes entre aceleraciones observadas y calculadas; e_m es una medida del sesgo de la estimación. s es la desviación estándar de los logaritmos naturales. Para los sismos de fallas activas la desviación estándar es de 0.56, mientras que para subducción es de 0.65. Si se incluyen todos los sismos ("nacional") se obtiene un valor de $s = 0.65$.

Zonas de Subducción					
R(Km)	M=4	M=5	M=6	M=7	M=8
10	45.8	149.7	365.4	499.0	550.0
20	17.0	60.1	159.6	340.7	533.0
30	9.0	33.3	93.1	211.1	368.9
40	5.5	21.3	61.7	145.3	274.3
50	3.7	14.7	43.9	106.7	211.5
60	2.6	10.7	32.8	81.7	167.8
80	1.7	7.3	23.3	60.4	130.1
100	1.2	5.3	17.5	46.7	104.0
150	0.6	2.8	9.8	27.7	65.2
200	0.3	1.7	6.2	18.3	44.7
250	0.2	1.1	4.2	12.8	32.3
300	0.1	0.8	3.0	9.4	24.2
350	0.1	0.6	2.2	7.1	18.6
400	0.1	0.4	1.7	5.5	14.6
500	0.0	0.2	1.0	3.4	9.4
600	0.0	0.2	0.7	2.3	6.3
700	0.0	0.1	0.5	1.5	4.4
800	0.0	0.1	0.3	1.1	3.1
900	0.0	0.0	0.2	0.8	2.2
1000	0.0	0.0	0.2	0.6	1.6

Zonas Activas					
R(Km)	M=4	M=5	M=6	M=7	M=8
10	41.8	128.4	302.3	529.2	589.6
20	15.3	51.2	131.9	272.8	394.4
30	8.0	28.1	76.5	169.1	282.1
40	4.8	17.8	50.3	116.0	210.6
50	3.2	12.2	35.6	84.8	162.6
60	2.3	8.8	26.5	64.7	129.0
80	1.4	5.9	18.6	47.5	99.9
100	1.0	4.2	13.9	36.6	79.8
150	0.5	2.2	7.7	21.6	50.1
200	0.2	1.3	4.8	14.2	34.5
250	0.1	0.8	3.3	10.0	25.2
300	0.1	0.6	2.3	7.4	19.2
350	0.1	0.4	1.7	5.6	15.0
400	0.0	0.3	1.3	4.4	12.0
500	0.0	0.2	0.8	2.8	8.0
600	0.0	0.1	0.5	1.9	5.6
700	0.0	0.1	0.4	1.4	4.1
800	0.0	0.0	0.3	1.0	3.0
900	0.0	0.0	0.2	0.7	2.3
1000	0.0	0.0	0.1	0.5	1.7

Tabla 10.6. Resultado de la calibración de parámetros para cada caso analizado

- **Cálculo de amenaza sísmica en suelo firme.**

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el peligro sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se encuentra la estructura. El peligro, expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades **a**, se calcula mediante la siguiente expresión (Esteve, 1970):

$$n(a | Ro, p) = \sum_{n=1}^N \int_{M_0}^{M_u} -\frac{dI}{dM} \Pr(A > a | M, Ro) dM \quad (10.112)$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas, N , y $\Pr(A > a | M, R)$ es la probabilidad de que la intensidad exceda un cierto valor, dadas la magnitud del sismo, M , y la distancia entre la i -ésima fuente y el sitio, R . Las funciones $I(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, mismas que se describieron anteriormente en la ecuación 1. La integral se realiza desde M_0 hasta M_u , lo que indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Conviene hacer notar que la ecuación anterior sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes sino, con igual probabilidad, en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente. En vista de que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene distribución lognormal, la probabilidad $Pr(A > a | M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$Pr(A > a | M, R_i) = F\left(\frac{1}{s_{lna}} \ln \frac{med(A | M, R_i)}{a}\right) \quad (10.113)$$

Siendo $F(x)$ la distribución normal estándar, $Med(A | M, R_i)$ la mediana de la intensidad (dado por la ley de atenuación correspondiente) y s_{lna} la desviación estándar del logaritmo natural de a .

En la ecuación 10.17 se incluyen tanto la ley de atenuación, como la incertidumbre en ella. Sin embargo, para la zona sismogénica, los parámetros p que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $n(a)$ procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas, por lo que la expresión de cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$n(a) = \int_{R(p)} n(a | p) P_p(p) dp \quad (10.114)$$

Donde $P_p(p)$ es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $I(M)$. La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total. El peligro sísmico se expresa, entonces, en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. Como se ha indicado, en este estudio la intensidad sísmica, a , se puede medir con las ordenadas del espectro de respuesta de diversas intensidades. El cálculo de peligro sísmico implica la solución de integrales múltiples. Para ello se usó el programa CRISIS2001 desarrollado por Ordaz *et al.* (1999) que emplea métodos numéricos conocidos. Para la evaluación del peligro en Colombia se construyó un modelo con las 34 fuentes descritas anteriormente, con su geometría

y buzamiento según estudio AIS (1996). A cada una de las fuentes se le asignó su correspondiente ley de atenuación. Así, las zonas de subducción y Bennioff quedaron con la ley de subducción y las restantes llevaron la ley activa, todas deducidas en este estudio anteriormente.

10.1.5 RESULTADOS.

Las fuentes que presentan mayor participación en la amenaza sobre la región de la cuenca hidrográfica del río Sinú son Romeral, Bennioff, Subducción, Murindó, Sinú, Arco de Dabeiba y Bolívar. Sin embargo estas contribuciones dependen fuertemente del contenido de frecuencias y de la distancia media de las fuentes, por lo que dicha participación puede verse afectada para tasas de excedencia de periodos estructurales medios y altos. Los datos aquí mostrados deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

El Calculo anterior se realizó para toda la región comprendida dentro del perímetro de la cuenca del Sinú; sin embargo es de mucha importancia conocer la distribución de la amenaza en la región donde se encuentra circunscrita esta, por ello el cálculo de las tasas de excedencia se hizo para la región andina y, a partir de estas es posible generar mapas de igual tasa de excedencia de la intensidad de interés; esto es, mapas de aceleración máxima del suelo para diferentes periodos de retorno.

De la *figura 10.36* en adelante muestra los mapas para $T_r = 100, 250, 500, 1000$ y 1500 años de una zona donde se encuentran los contornos de la cuenca del río Sinú; El análisis se realizó por separado para cada fuente que aporta peligro y posteriormente mediante la integración se muestra el resultado de la amenaza incluyendo todas las fuentes. Además se muestran mapas para la velocidad máxima del suelo y el desplazamiento máximo del suelo. Los valores de cada sitio teniendo en cuenta cada fuente son consignados en las bases de datos digitales que se anexan en el presente informe. Los datos aquí mostrados deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

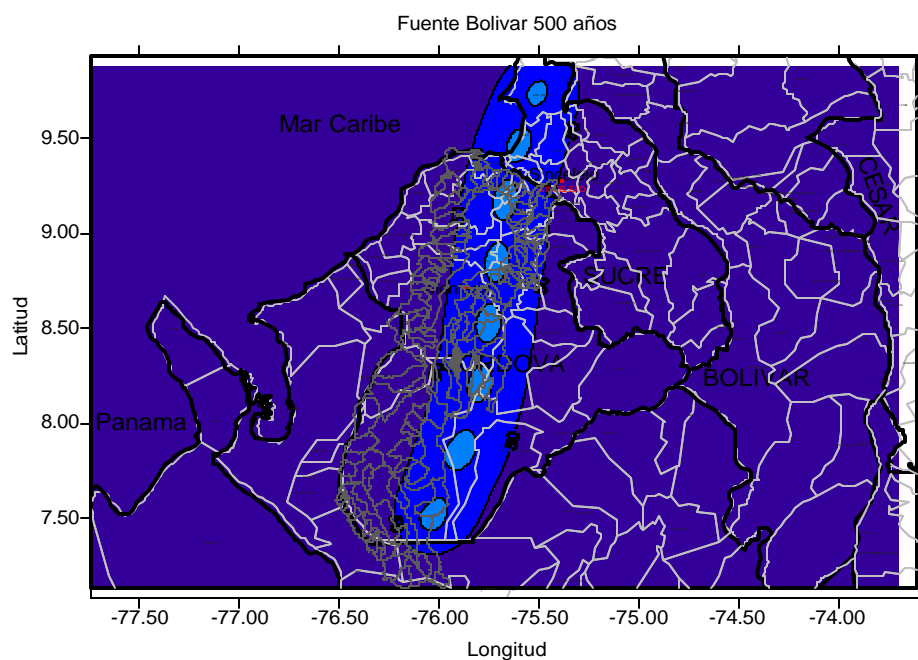


Figura 10.36: Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente Bolívar con periodo de Retorno de 500 años

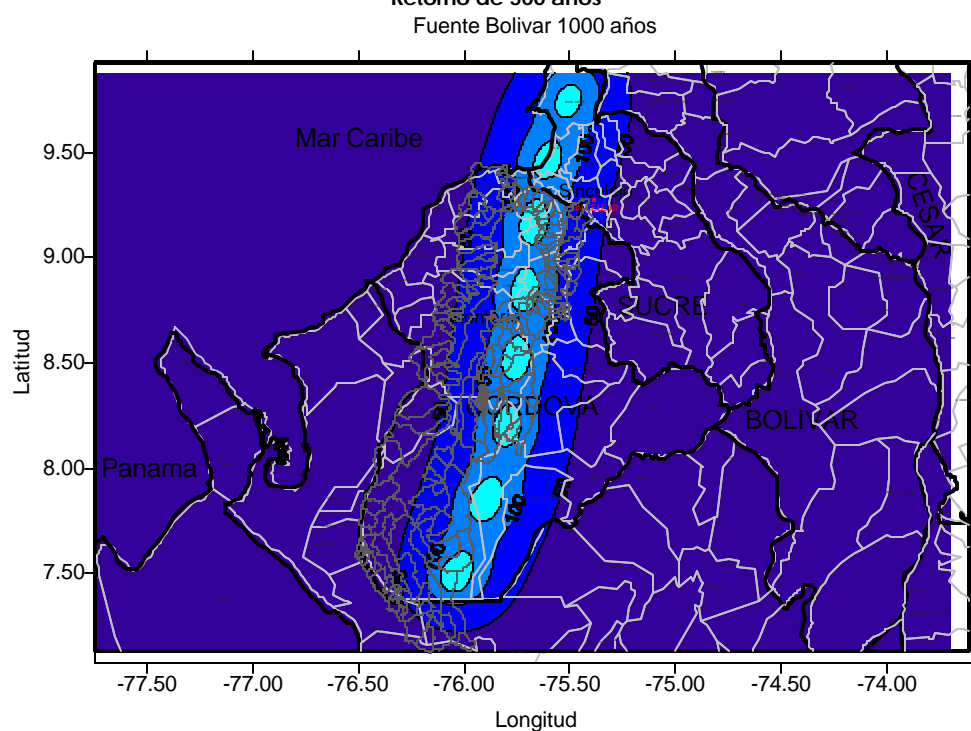


Figura 10.37: Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente Bolívar con periodo de Retorno de 1000 años

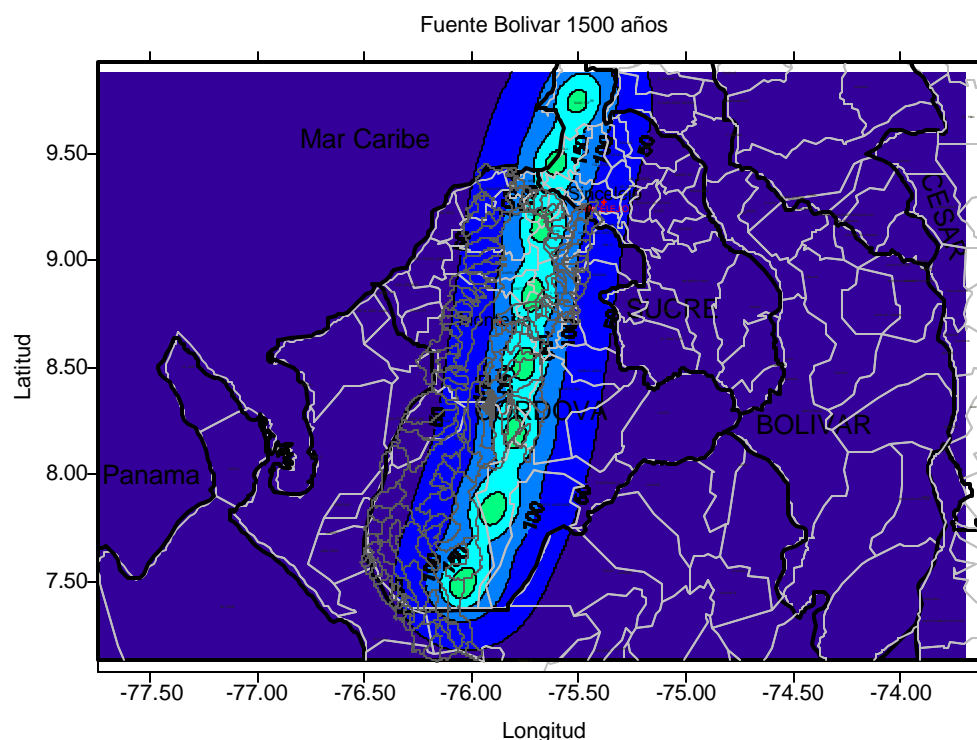


Figura 10.38. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente Bolívar con periodo de Retorno de 1500 años

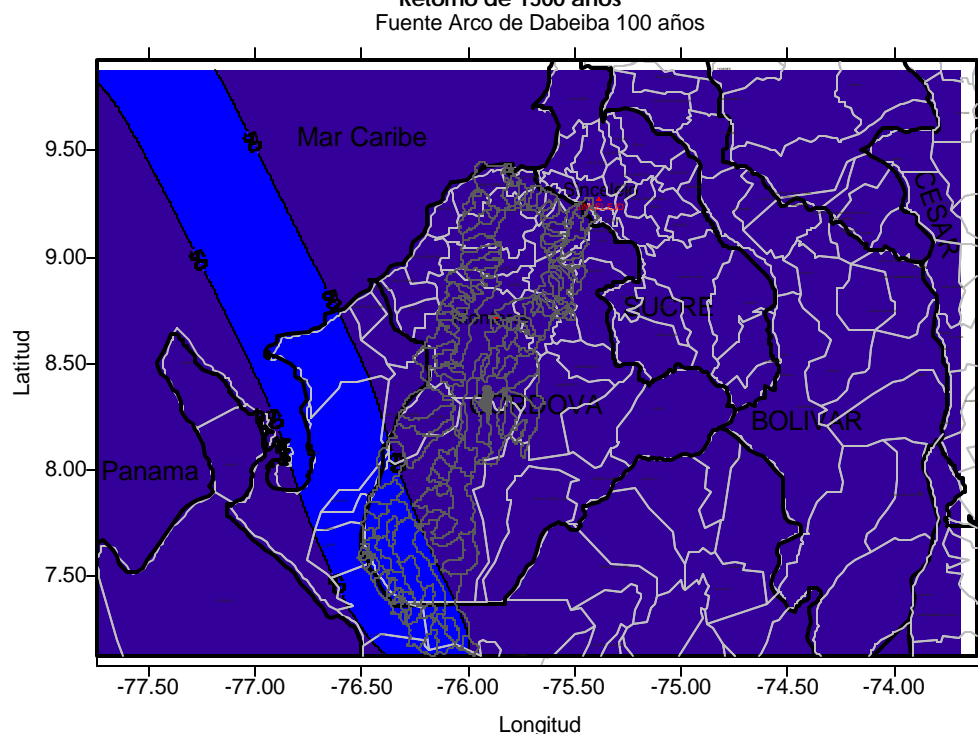
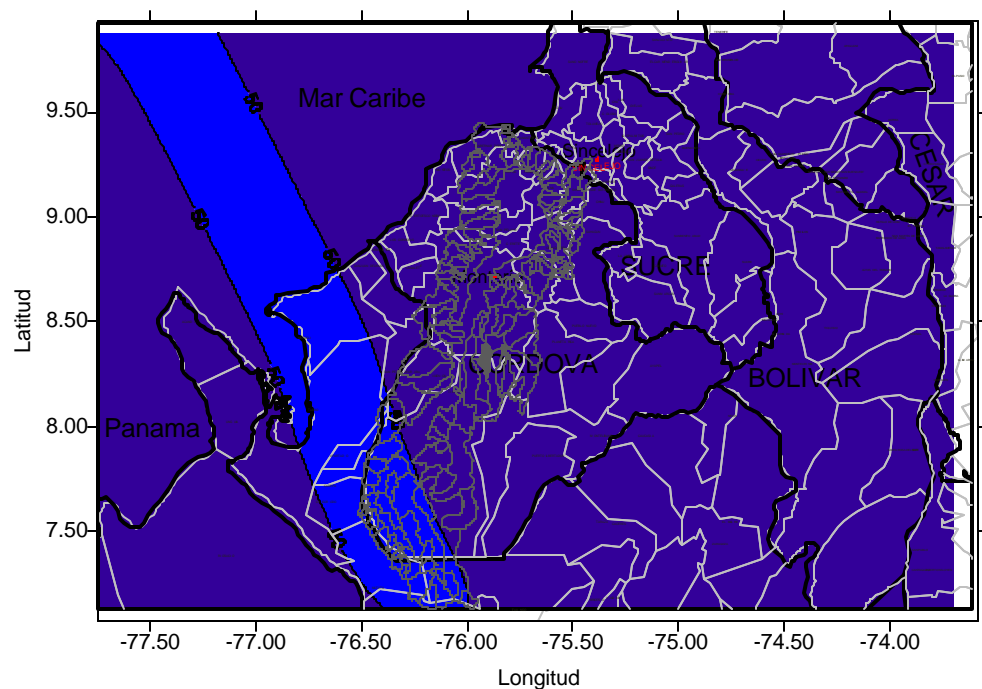


Figura 10.39. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Arco de Dabeiba con periodo de Retorno de 100 años



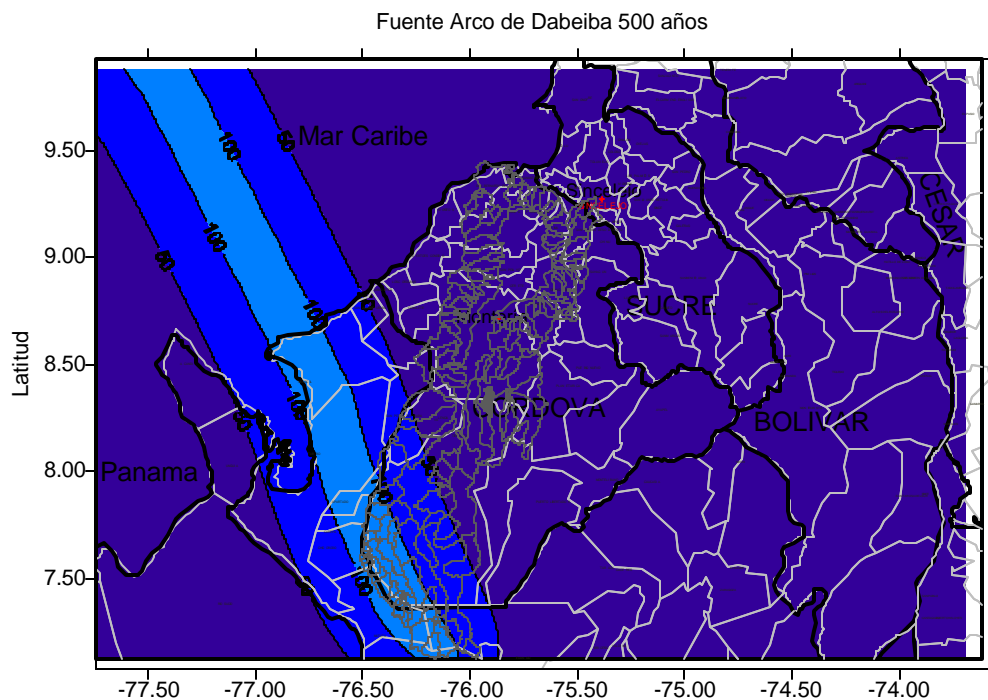


Figura 10.41. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Arco de Dabeiba con periodo de Retorno de 500 años

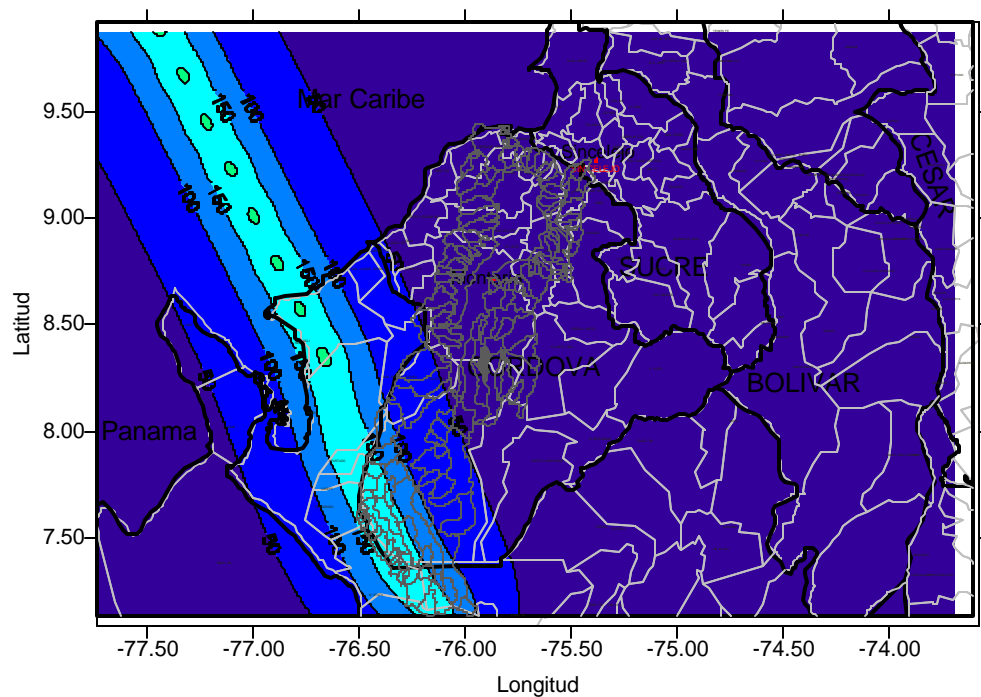


Figura 10.42. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Arco de Dabeiba con periodo de Retorno de 1000 años

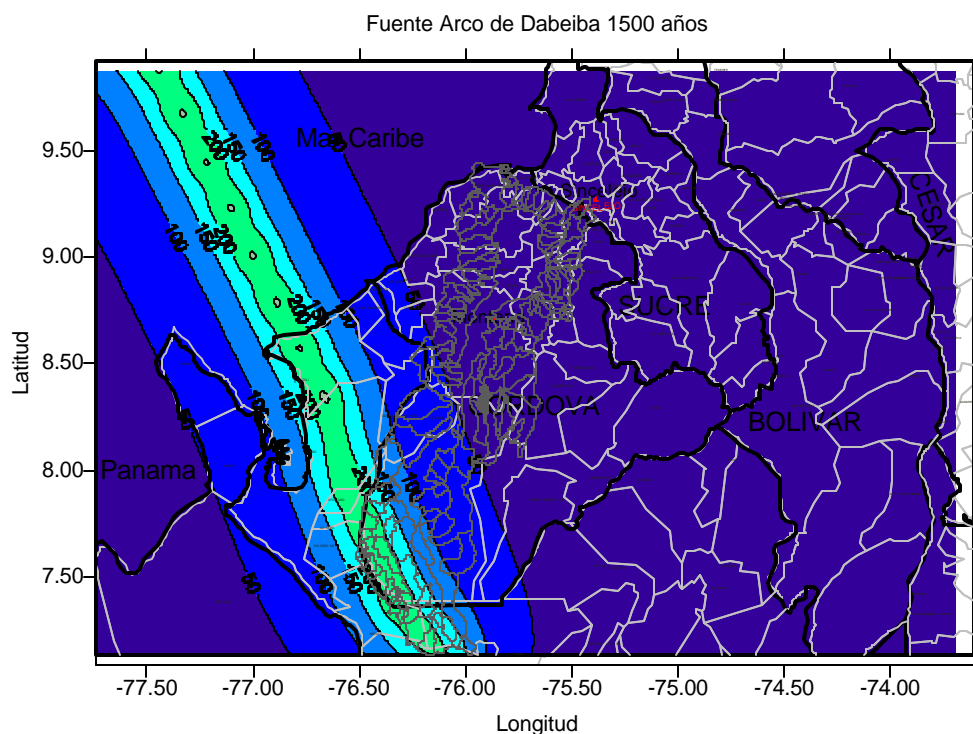


Figura 10.43. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Arco de Dabeiba con periodo de Retorno de 1500 años

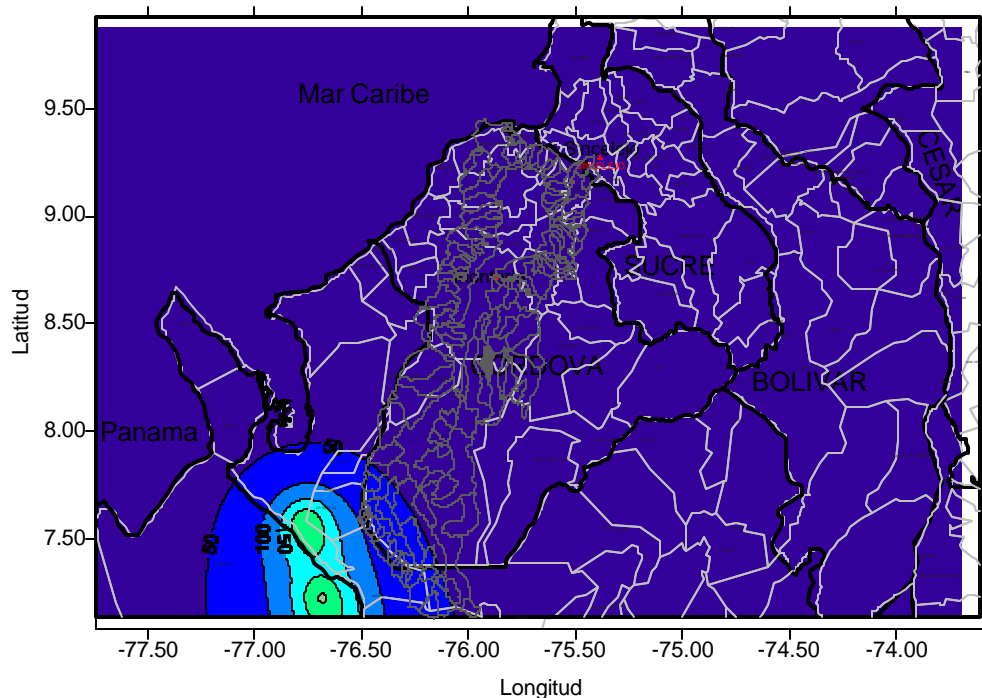


Figura 10.44.: Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Murindó con periodo de Retorno de 100 años

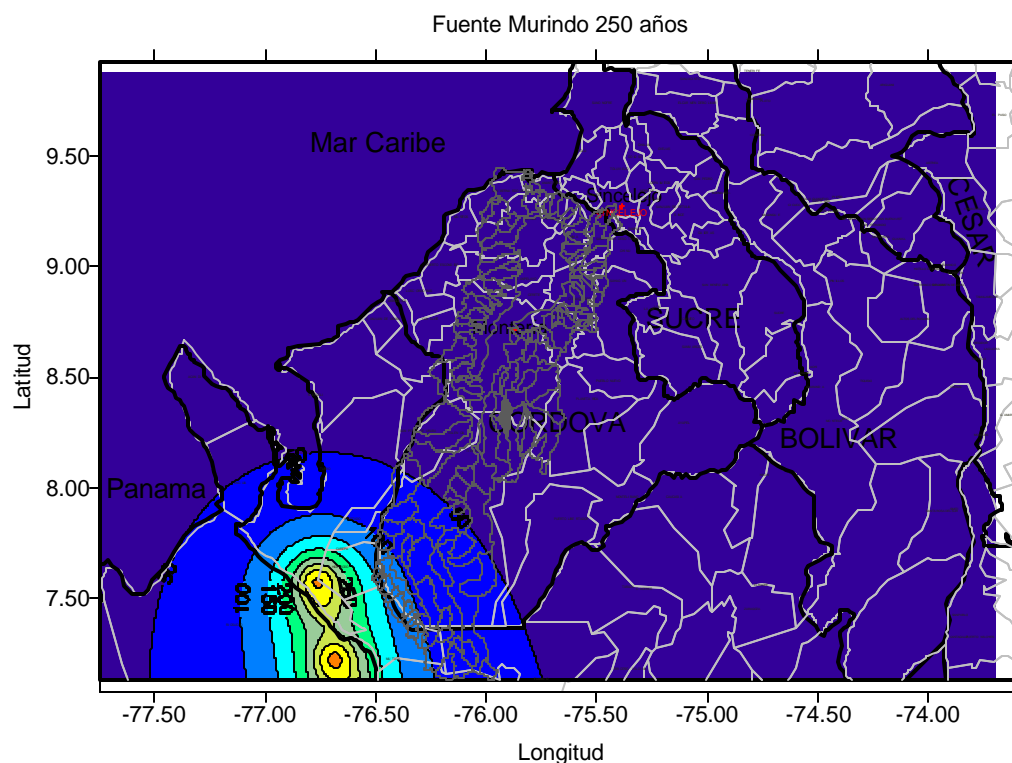


Figura 10.45. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Murindó con periodo de Retorno de 250 años

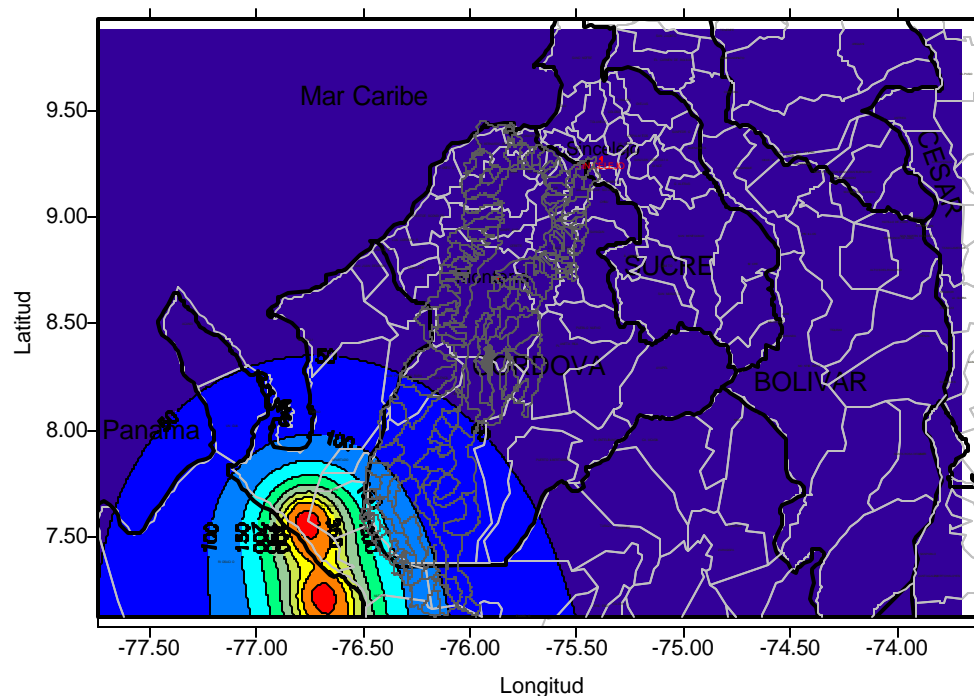


Figura 10.46. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Murindó con periodo de Retorno de 500 años

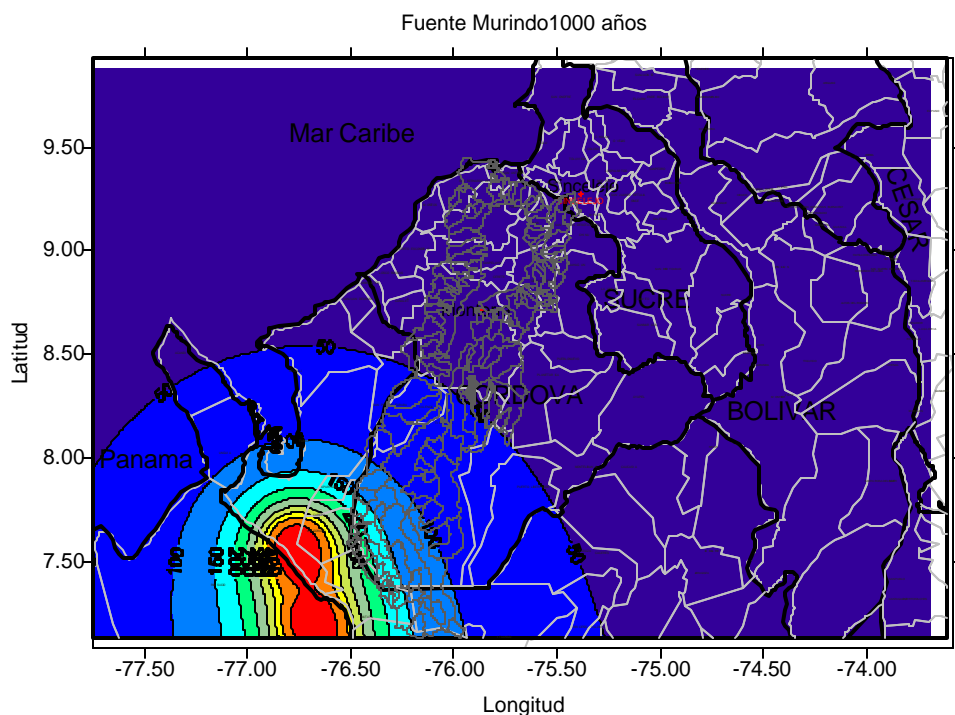


Figura 10.47. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Murindó con periodo de Retorno de 1000 años

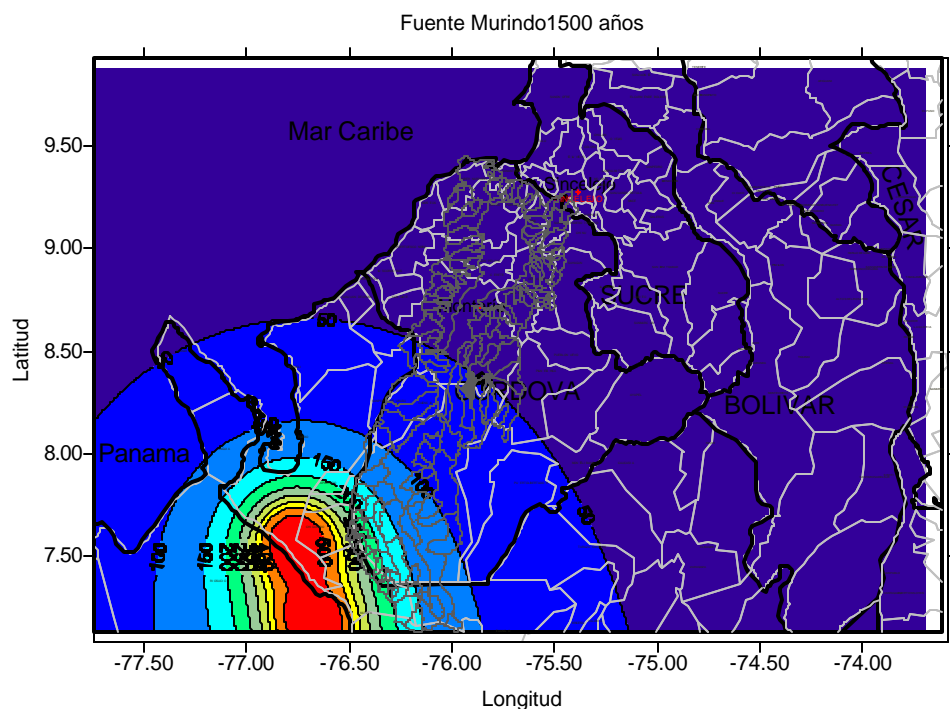


Figura 10.48.: Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Murindó con periodo de Retorno de 1500 años

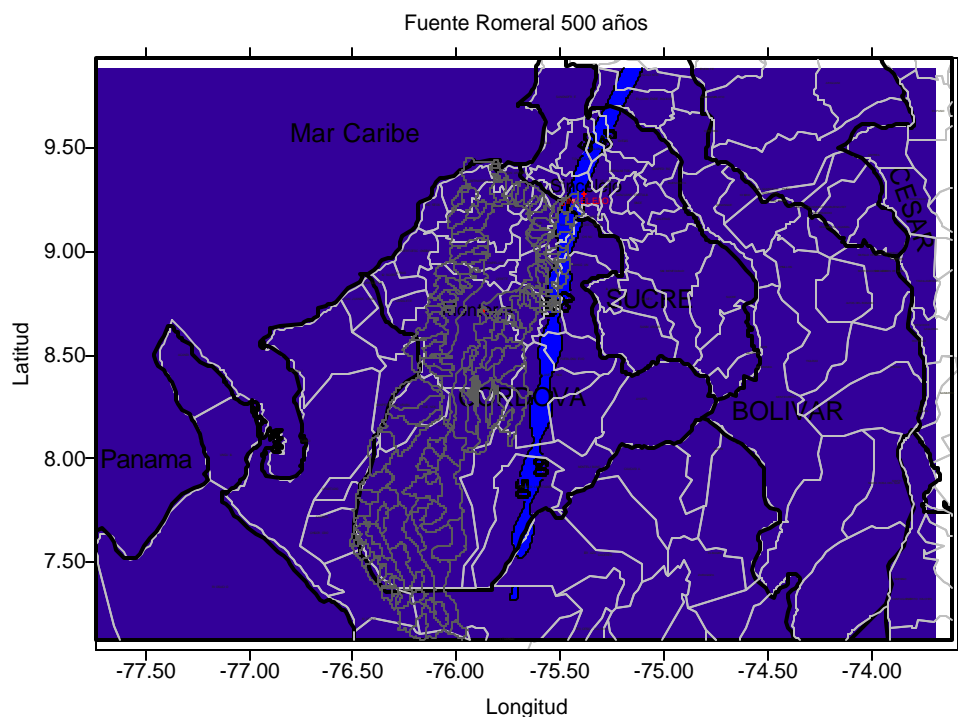


Figura 10.49. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Romeral con periodo de Retorno de 500 años

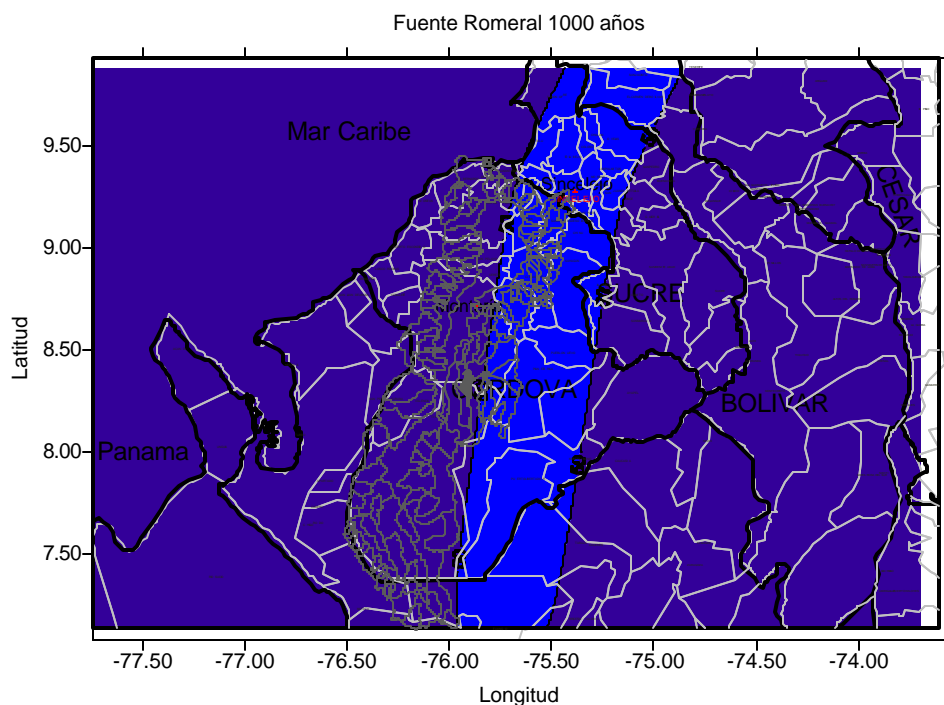
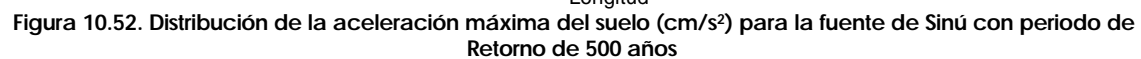
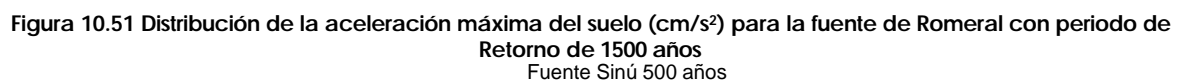


Figura 10.50. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Romeral con periodo de Retorno de 1000 años



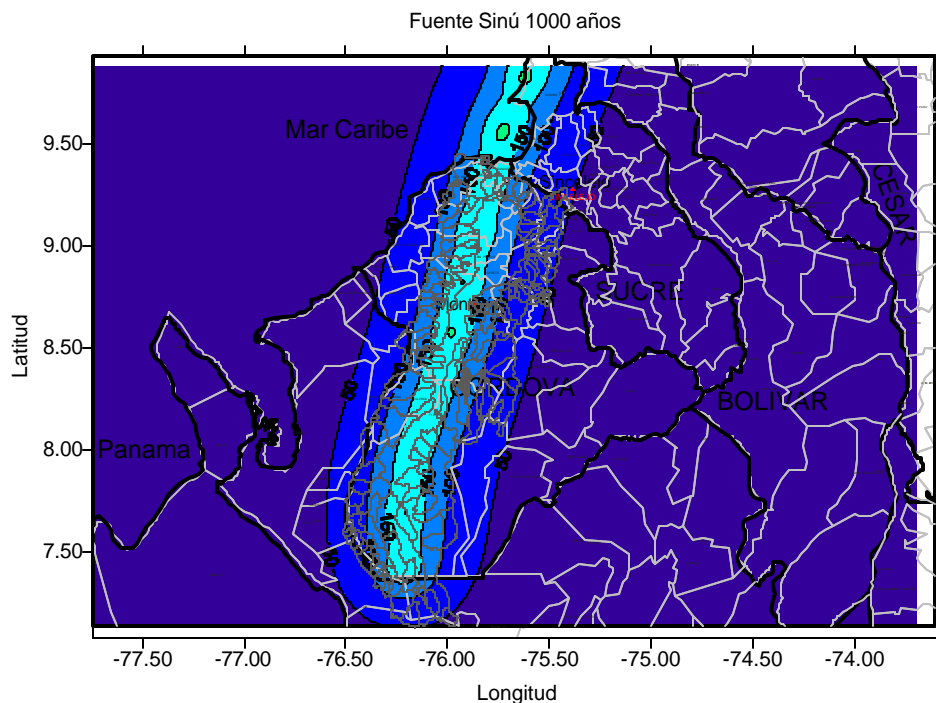


Figura 10.53. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Sinú con periodo de Retorno de 1000 años

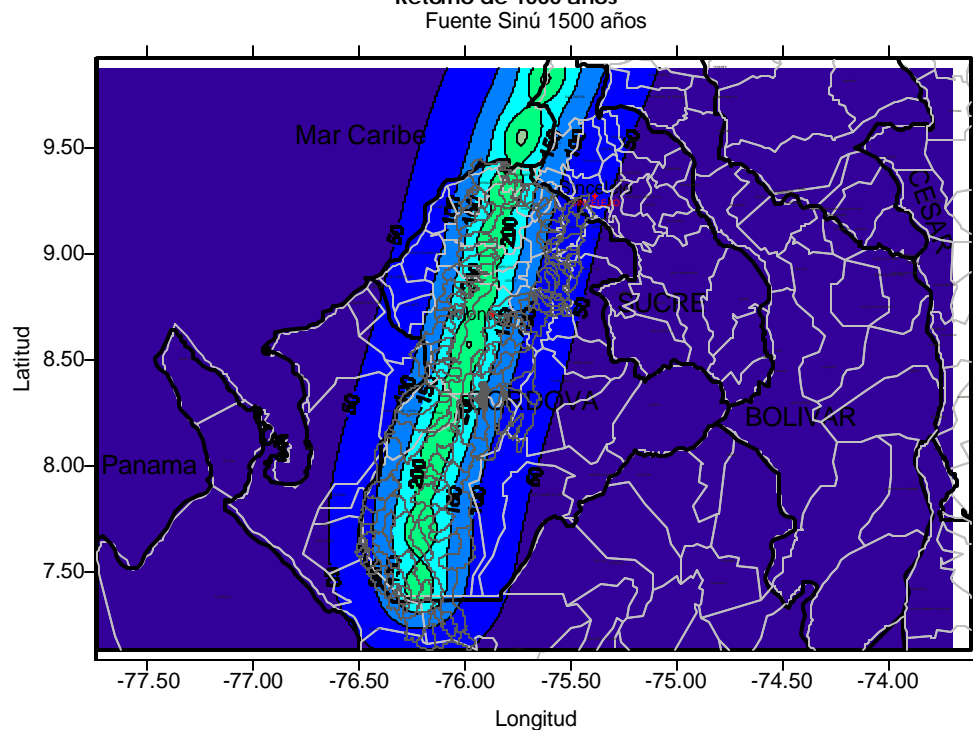


Figura 10.54. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para la fuente de Sinú con periodo de Retorno de 1500 años

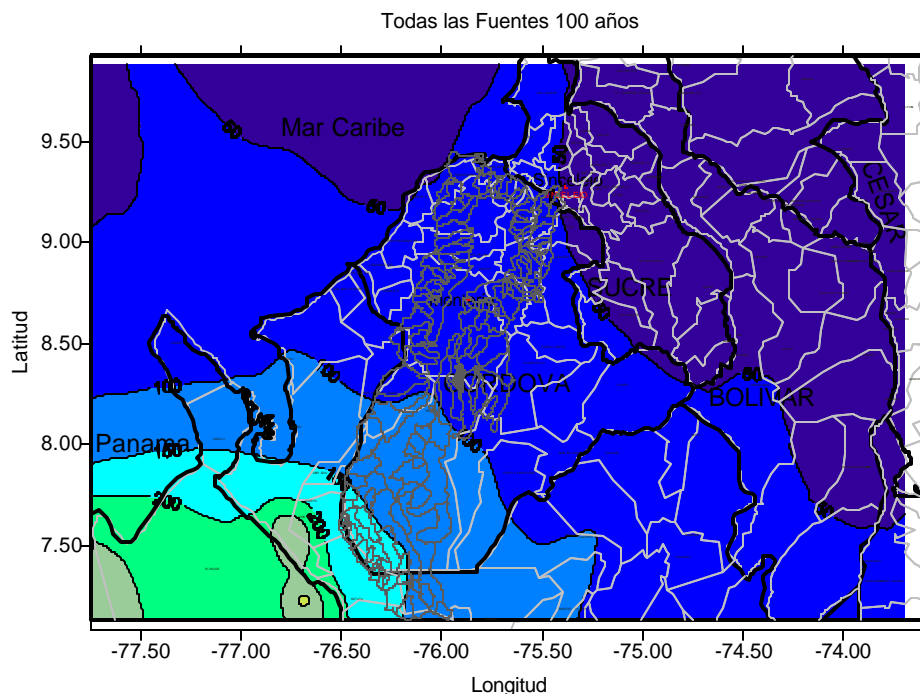


Figura 10.55. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 100 años

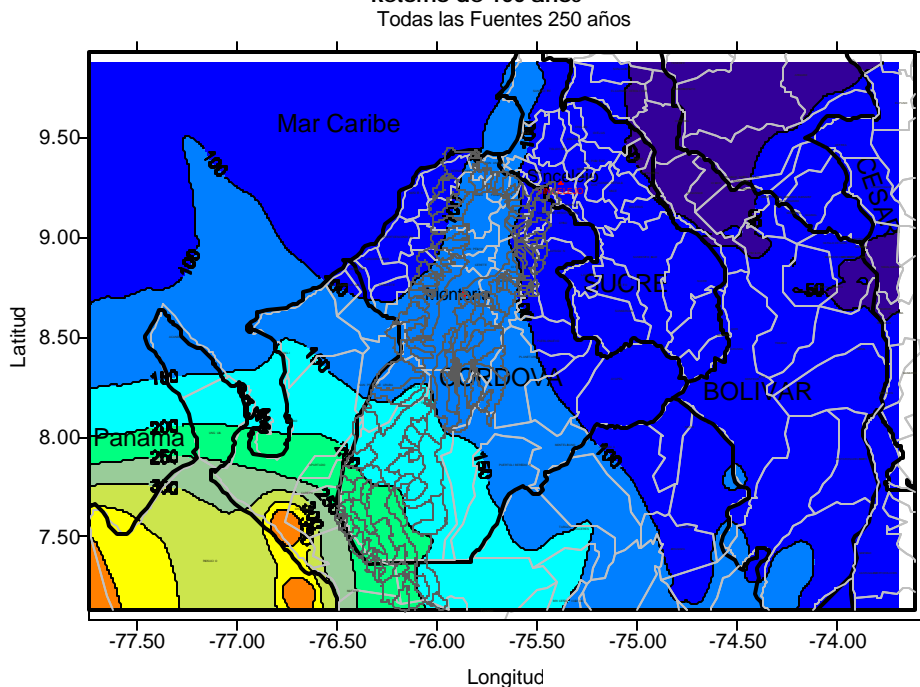


Figura 10.56. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 250 años

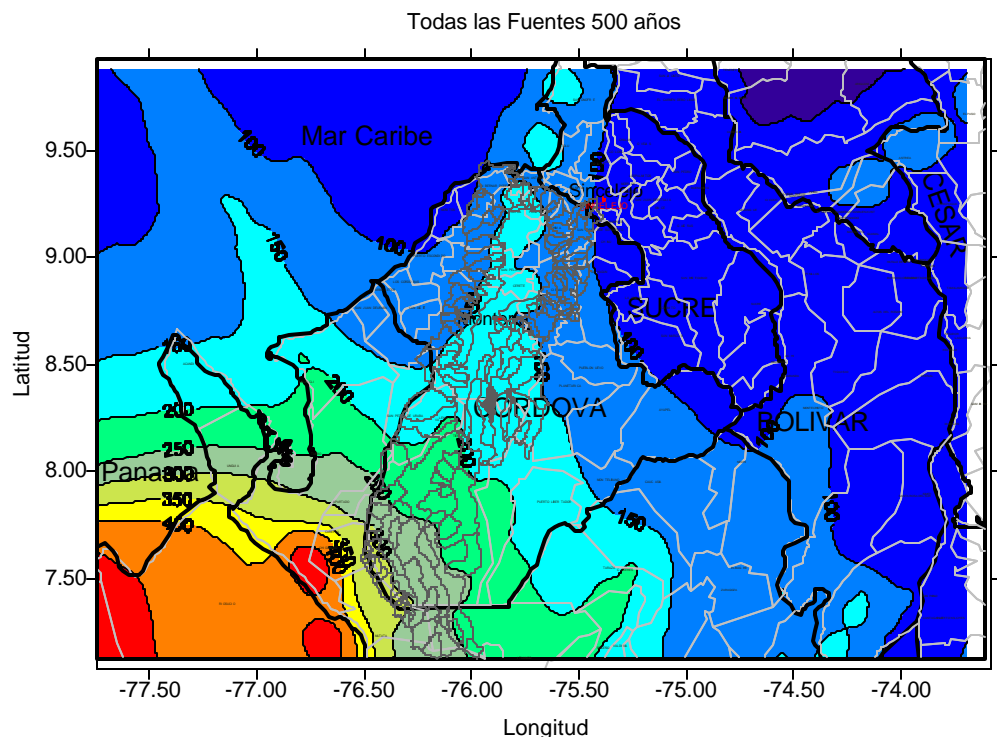


Figura 10.57. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 500 años

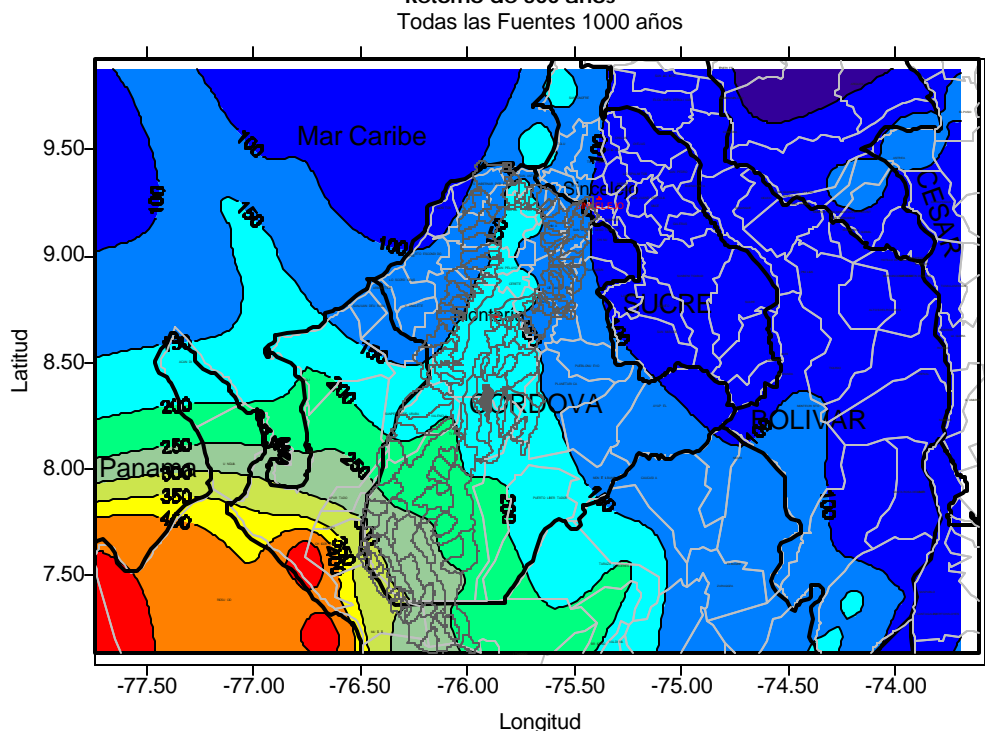


Figura 10.58. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 1000 años

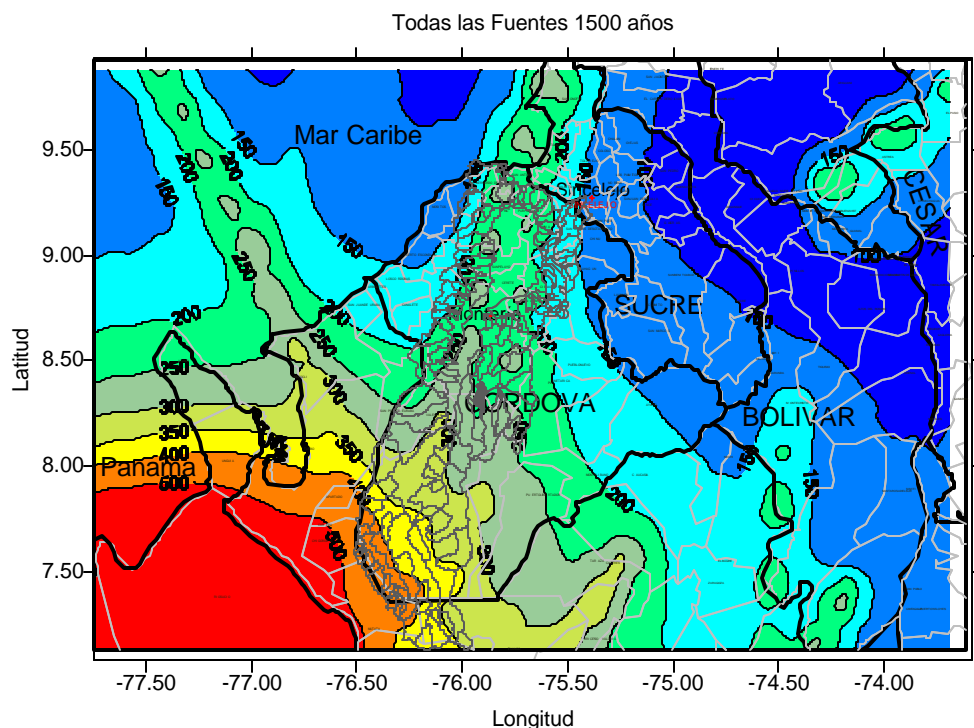


Figura 10.59. Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm/s^2) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 1500 años

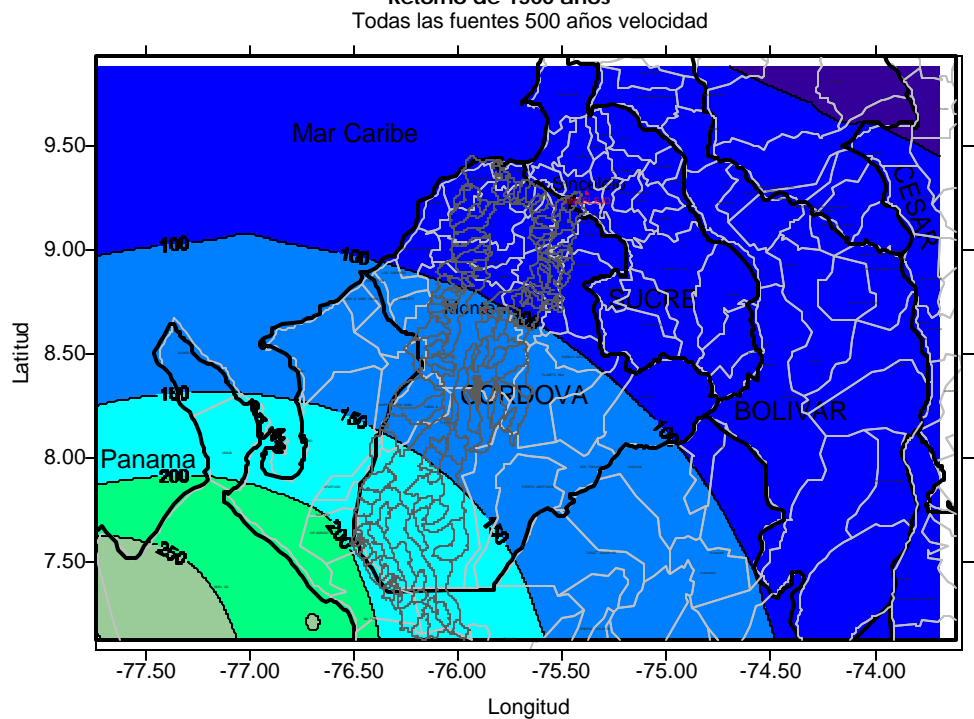


Figura 10.60. Distribución de la velocidad máxima del suelo (cm/s) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 500 años

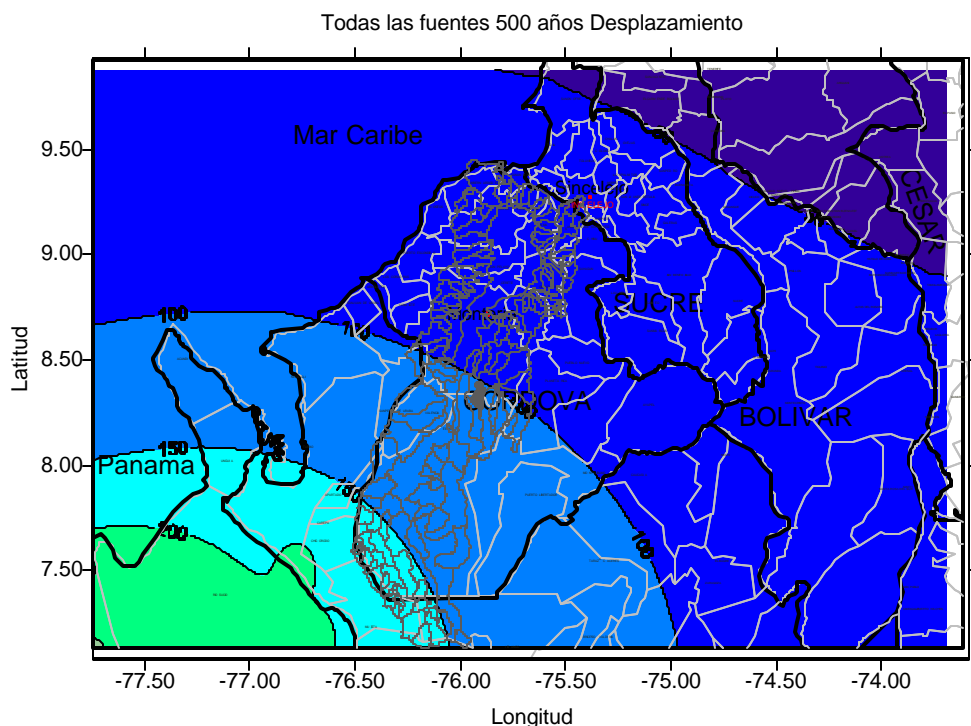


Figura 10.61 Distribución de la aceleración máxima del suelo (cm) para todas las fuentes con periodo de Retorno de 500 años

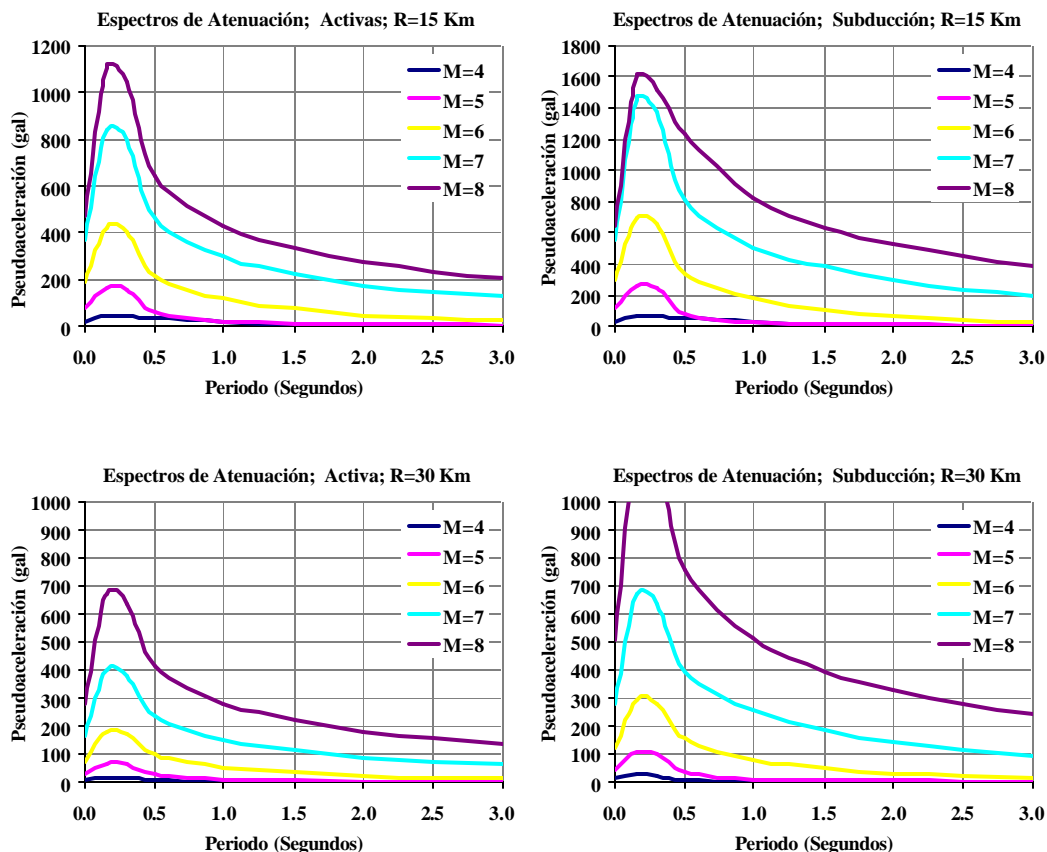
La distribución regional de la figura 24 permite visualizar la influencia de cada fuente en la amenaza sísmica de la CVS; sin embargo la mayor contribución de amenaza a la zona de la CVS es realizada por la falla Romeral, Sinú, Murindó que se encuentran a pocos Kilómetros de zonas de influencia

10.1.6 AMPLIACIÓN A ORDENADAS ESPECTRALES

De la misma manera, si los *EAF* de las ecuaciones 10.53 y 10.57 se multiplican por la función de transferencia de un oscilador de un grado de libertad con período y amortiguamiento conocidos, la aplicación del procedimiento de vibraciones aleatorias permite estimar el valor de la respuesta máxima que tendría este oscilador ante el sismo caracterizado por el *EAF* correspondiente. Si esto se repite para varios periodos, se habrá calculado el espectro de respuesta y, consecuentemente, leyes de atenuación para las ordenadas espectrales deseadas. Conviene hacer notar que en este caso, la duración de fase intensa, T_d , no debe ser la duración de la excitación sino la duración de la respuesta del oscilador, T_r . Esta puede obtenerse con la siguiente expresión, debida a Joyner y Boore (1983):

$$T_r = T_d + \frac{u^3}{2\pi f_0 p \left(u^3 + \frac{1}{3} \right)} \quad (10.115)$$

Donde $u = T_d/T_o$, siendo T_o , el periodo natural del oscilador. Nótese que la función de transferencia del oscilador de un grado de libertad debe ser la que corresponda a la respuesta espectral deseada. Así, por ejemplo, si se desean leyes de atenuación para la pseudoaceleración, habrá de usarse la función de transferencia de aceleración del suelo a pseudoaceleración espectral. La *figura 10.62* muestra leyes de atenuación espectrales de los diferentes mecanismos focales usados en el estudio para diferentes condiciones de magnitud y distancia. En estas es posible encontrar las respuestas máximas de osciladores para combinaciones de amenaza conocida; la extensión del procedimiento a la teoría de peligro o amenaza sísmica es válida. Una vez más Los datos aquí mostrados deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.



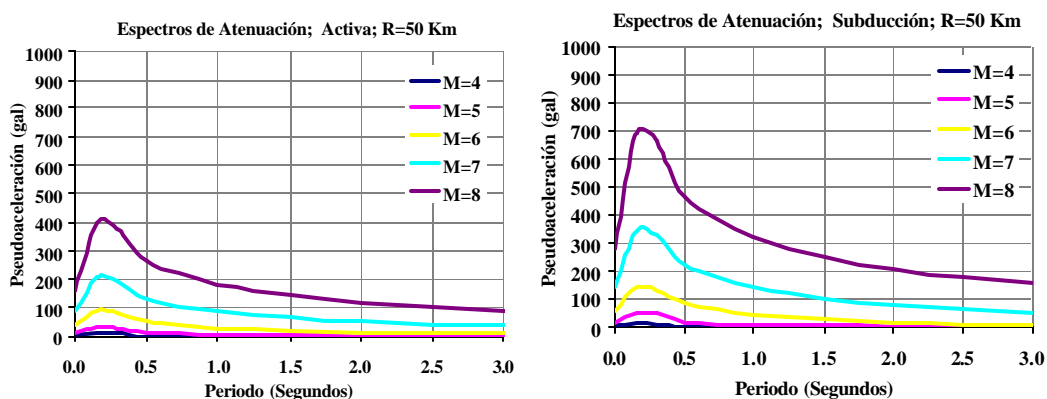


Figura 10.62. Leyes de atenuación de ordenadas espectrales para diferentes mecanismos focales.

Una análisis clásico de Amenaza sobre las leyes de atenuación espectrales de aceleración permite encontrar las tasas de excedencia, tal y como se mostró en secciones pasadas y, en la *figura 10.63* son presentados los espectros de igual amenaza para diferentes periodos de retorno en la ciudad de Montería, mostrando que la amenaza símica varía dependiendo de la posición geográfica y de su equidistancia con cada fuente en consideración

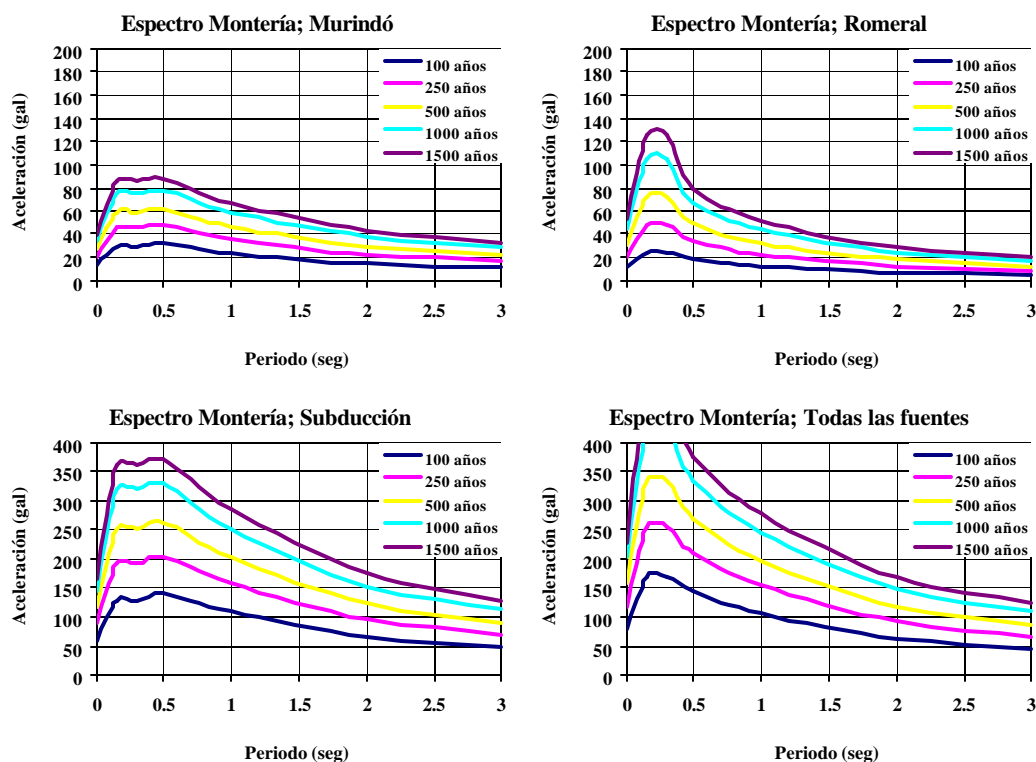


Figura 10.63: Espectros de amenaza uniforme para diferentes tipos de fuente, periodos de retorno y diferentes intensidades de interés en el diseño de edificaciones, sitio Montería.

10.2 AMENAZA POR INUNDACIÓN DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RÍO SINÚ

10.2.1 ANTECEDENTES

A través de la historia las poblaciones aledañas al Río Sinú han sido afectadas con relativa frecuencia por inundaciones generadas por desbordes del Río Sinú (en promedio una vez cada 2 a 3 años), ocasionando problemas socioeconómicos para la región. Solamente en el año de 1988 las pérdidas materiales ascendieron a la suma de 25 mil millones de pesos. La inundación mas fuerte registrada en la cuenca Hidrográfica del Río Sinú fue en 1963, para este evento se registró un caudal máximo de 2643 m³/seg en la estación de Angostura (CIAF, 1985).

El análisis de amenaza por inundación de la cuenca hidrográfica del río Sinú ha sido determinado en diferentes estudios que fueron realizados en distintas épocas.

El primero de ellos lo efectuó el CIAF dentro del estudio denominado "Plan de ocupación del espacio físico de la cuenca hidrográfica del río Sinú" en el año de 1985, en dicho estudio se identificaron las áreas sujetas a inundación empleando la geomorfología aledaña al cauce del Río y los caudales de desborde en distintas estaciones hidrométricas.

Posteriormente, en la década de los noventa existen dos trabajos de tesis de maestría tendientes a determinar las zonas sujetas a desborde por el río Sinú, uno de los cuales estuvo basado en cartografía social a través de encuestas y entrevistas con las comunidades localizadas en las riberas del río. Un segundo proyecto de grado realizado por la ingeniera Myriam Ardila tuvo como objeto la zonificación de amenaza por inundación en el área del bajo Sinú utilizando para ello sistemas de información geográfica.

Finalmente y dentro del proyecto piloto donde se establecen las bases conceptuales y guías metodológica para la formulación del plan de ordenamiento territorial departamental "proyecto piloto departamental para Córdoba" realizado por el IGAC en el año de 1997, se elabora un mapa preliminar de amenazas para el departamento, dentro de las que se encuentran la amenaza por inundación, a escala 1: 250000, que involucró el análisis del Río Sinú y otras corrientes.

No obstante, la realización de distintos estudios para identificar las zonas sujetas a inundación por desborde del río Sinú, todos fueron realizados antes de la entrada en operación de la Hidroeléctrica Urrá I. En tal sentido no se cuenta con un análisis que permita establecer el efecto amortiguador del embalse, de tal manera que se identifiquen las condiciones de amenaza actual y se delimiten las zonas inundables bajo la regulación que impone la operación de la hidroeléctrica y bajo el escenario de altas precipitaciones.

10.2.2 METODOLOGÍA

Debido a las características en las que se encuentra la cuenca hidrográfica del río Sinú, el análisis y la zonificación de amenaza por inundación se realizó teniendo en cuenta las siguientes actividades:

1. Procesamiento y análisis de la información climatológica de la cuenca.
2. Actualización cartográfica de la red de drenaje de la cuenca del río Sinú
3. Estudio geomorfológico del cauce del río Sinú, realizado a partir de información reciente, delimitando las posibles áreas inundables y controles litológicos.
4. Actualización, levantamiento y delimitación de vías y diques localizadas en cercanías del río Sinú.
5. Estudio hidrológico que corresponde al análisis y procesamiento de la información hidrométrica existente.
6. Modelación hidráulica del Río Sinú bajo el Software HEC – RAS 3.0 considerando 4 eventos de inundación.
7. Análisis de resultados, determinación de caudales de desborde y delimitación de áreas inundables.
8. Chequeo de campo con comunidades de la zona, analizando eventos después de la entrada en operación de la hidroeléctrica Urra I.

10.2.3 ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA

10.2.3.1 Climatología:

Para la zonificación climática se tuvieron en cuenta parámetros como la temperatura, y la evapotranspiración, la humedad relativa, brillo solar y vientos hacen parte de las características generales tenidas en cuenta para la realización de la zonificación climática y para la delimitación de las zonas de vida de Holdridge (*ver capítulo 3*).

Las mayores precipitaciones de la cuenca ocurren en el Alto Sinú con lluvias medias anuales entre 3000 y 4000 mm. Donde se ubica la Hidroeléctrica Urrá I, las precipitaciones promedio anuales varían de los 2000 a 2500 mm, descendiendo entre los 1500 y 1700 mm cerca de los municipios de Tierralta y a la ciénaga de Betancí, la magnitud aproximada de las lluvias aguas abajo de Betancí oscilan entre 1600 y 1400 mm hasta la ciudad de Montería, y descienden hasta los 1300 mm en la desembocadura del Río.

Los principales afluentes del Río se encuentran localizados en la zona alta de la cuenca, es allí donde se encuentran las zonas de vida de bosque pluvial, bosque muy húmedo y bosque húmedo, evidenciando que en este sector es donde se originan los principales aportes al Río Sinú.

Aunque el embalse recibe el aporte de los principales afluentes del río Sinú amortiguando de este modo la inundación que se pudiera generar, aun existe la condición de amenaza inundación que surge por los aportes de las corrientes localizadas aguas abajo de la presa en épocas de invierno más el caudal que libera la hidroeléctrica con todas las turbinas operando.

10.2.3.2 Cartografía

La actualización cartográfica de la red de drenaje realizada a partir del procesamiento e interpretación de imágenes de satélite del año 2003, permitió trabajar con el curso actual del río Sinú, a fin de delimitar las áreas inundables

bajo las condiciones actuales del cauce, es importante mencionar que la migración lateral del río es significativa a la luz de las comparaciones que se efectuaron con la información contenida en las planchas del IGAC.

10.2.3.3 Geomorfología:

La cuenca del río Sinú es particular desde el punto de vista de su planicie de inundación, debido a las acciones antropicas esta ha venido sufriendo modificaciones y actualmente sus condiciones hidráulicas en cuanto a desbordamiento no son las convencionales. La geometría típica del río en su parte media y baja está determinada por un canal principal, basines y diques longitudinales que fueron identificados en el estudio geomorfológico.

Los diques se constituyen en límites naturales de los basines para las crecientes que pueden llegar a ocurrir. De esta forma las crecientes, más que un cuerpo de agua que se expande hacia el exterior y va invadiendo áreas adyacentes al río, se convierten en llenado de los basines ya definidos. Los basines en la parte baja y media ocupan una gran extensión y están siendo cruzados por uno o varios diques. Debido a la escala del proyecto y a las condiciones actuales de la cuenca es difícil diferenciar si los basines pertenecen al río o a sus afluentes.

Así mismo, en época de lluvias se presentan encharcamientos a lo largo y ancho de la zona media y baja de la cuenca, estos encharcamientos se generan sobre los basines y sobre los depósitos del Río y de sus afluentes. Normalmente ocurren en depresiones que conforman la vegetación de zonas bajas identificadas en el mapa de cobertura del departamento.

La figura No.10.64 muestra las características geomorfológicas típicas de la sección del cauce del río Sinú en la cuenca media y baja aguas debajo de la presa.

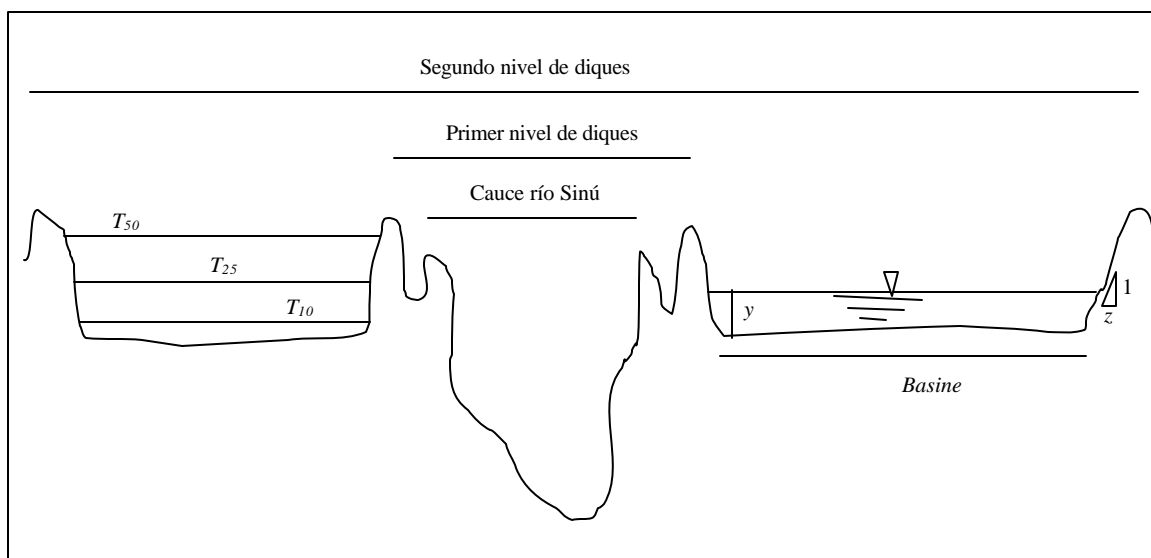


Figura 10.64. Esquema del cauce y basines propios del cauce del río Sinú

10.2.3.4 Hidrología

Como anteriormente se había mencionado los afluentes principales del Río se encuentran en la zona alta de la cuenca, estos afluentes a pesar de generar los caudales que ocasionaron inundaciones importantes, actualmente no representan un peligro inminente; el embalse capta toda el agua proveniente de estas corrientes amortiguando los caudales extremos que se puedan presentar como ocurrió en el 2003.

El afluente mas importante del Río aguas abajo de la hidroeléctrica es la Quebrada Juí localizada en el municipio de Tierralta. Este cuerpo de agua es el culpable de múltiples inundaciones en el área urbana de este municipio. Además hace aportes de caudales importantes en épocas de invierno aumentando la corriente del Río Sinú y con esto la posibilidad de inundaciones agua abajo de su desembocadura.

Otra corriente muy importante para la cuenca es la quebrada el Vidrial localizada en la margen izquierda del Río, dicha corriente ha sido fuertemente intervenida por el hombre. Su cauce ha sido modificado incluso cambiando su dirección en algunos puntos y aumentando la altura de los diques naturales localizados en sus márgenes en gran parte de su recorrido, esta corriente es causante de inundaciones en el sector de la margen izquierda del río Sinú.

En el sector de la margen derecha del río Sinú, el caño Aguas Prietas constituye la corriente mas importante dentro de su recorrido atraviesa zonas urbanas como lo es el municipio de Ciénaga de Oro donde produce inundaciones en periodos de invierno, de igual manera afecta otros caserios localizados en cercanía de su curso.

- Geometría de los cauces

Dentro del análisis de inundación se emplearon diferentes secciones transversales del cauce del Río Sinú, Caño Betancí, Caño Aguas Prietas y Caño Bugre suministradas por la Empresa Urrá S.A. E.S.P. La – CVS - proporciono otras secciones en la parte baja de la cuenca. La ubicación de las secciones transversales y sus abscisas se muestra a continuación (*Tabla 10.7*).

Sección Transversal	Latitud (m)	Longitud (m)	Distancia a la sección de aguas abajo (km)	Abscisa (km)	Corriente	Fuente
Puente Pacheco	1379141.6	765816.1	3.4	281.4	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Santa Ana	1379865.7	768485.8	6.9	278	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Pasacaballos	1383730.3	770221.4	13.2	271.1	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
El Toro	1388168.8	773981.8	16.0	257.9	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Carrizola	1394852.9	777446.4	6.4	241.9	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Tierralta	1397663.5	780982.8	11.1	235.5	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Rio Nuevo	1404333.6	781092.5	13.7	224.4	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Volador	1410633.2	781537.3	11.3	210.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Bellavista	1416184.6	784045.0	18.2	199.4	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Las Palomas	1425998.7	788624.0	14.2	181.2	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Nueva Colombia	1432136.9	790582.3	9.5	167	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Gallo Crudo	1439475.4	792240.1	23.8	157.5	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Nápoles	1452463.4	795210.1	16.4	133.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Montería	1460062.0	800262.8	8.6	117.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Mocari	1465854.0	803898.9	5.7	108.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
San Pelayo	1479561.6	804209.1	7.7	89.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
La Palma	1509140.4	808660.5	5.6	50.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Cotocá	1512222.8	806904.2	17.1	44.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
La Doctrina	1519631.8	800558.9	10.3	27.6	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Planta San Bernardo	1525157.0	794355.0	17.3	17.3	Sinú	CVS
Caño Aguas Prietas	1512488.7	809104.3			Caño Aguas Prietas	Urrá S.A E.S.P.
Caño Bugre	1468243.1	805683.5			Caño Bugre	Urrá S.A E.S.P.

Tabla 10.7. Localización de las secciones transversales utilizadas en el modelo hidráulico del río Sinú en HEC-RAS

- Generación de caudales sintéticos

La generación de caudales sintéticos así como los análisis de frecuencias fueron tomados del capítulo No.6 del presente estudio "Caracterización del Recurso Hídrico.

La base para el estudio de la ocurrencia de inundaciones consiste en los registros históricos de caudales medios mensuales en 10 estaciones hidrométricas que están ubicadas sobre el río Sinú (*Tabla 10.8*).

Código IDEAM	Longitud (m)	Latitud (m)	Elevación (m.s.n.m)	Nombre	Tipo	Municipio	Años de Registro	Fecha instalación	Fecha suspensión
1303701	765770	1379090	77.0	Angostura de Urrá	LG	Tierralta	44	Ago-59	
1304705	770221	1383730	65.0	Pasacaballos	LG	Tierralta	13	Jun-90	
1303704	777446	1394853	55.0	Carrizola	LM	Tierralta	13	Jun-90	
1304703	780983	1397664	50.0	Tierralta	LM	Valencia	13	Jun-90	
1305701	790582	1432137	20.0	Nueva Colombia	LM	Montería	13	Jun-90	
1306702	800263	1460062	17.0	Montería	LG	Montería	40	Feb-63	
1307701	805455	1491098	8.0	Sabana Nueva	LM	San Pelayo	40	Feb-63	
1307703	808661	1509140	6.0	La Palma	LM	Lorica	50	Jun-53	
1307706	806904	1512223	5.0	Cotoca	LG	Lorica	33	Feb-70	
1307704	800559	1519632	4.0	La Doctrina	LM	Lorica	40	Feb-63	

Tabla 10.8. Estaciones hidrométricas utilizadas para la amenaza por inundación.

Los registros históricos para estas estaciones no están completos en algunos periodos y fue necesario completarlos por medio de regresiones numéricas con otras estaciones que si poseen registros para los mismos periodos.

El primer paso fue generar una matriz de correlación, la cual indica cuales estaciones tienen un alto grado de relación entre ellas para la variable en cuestión (caudal medio mensual). Esto se cuantifica con el coeficiente de correlación y este valor oscila entre 0 (nada de correlación) y 1.0 (correlación óptima). En la tabla 10.9 se muestran los coeficientes. Los números en negrilla y cursiva indican cuales estaciones fueron completadas por pares (para completar los registros de Pasacaballos se utilizaron los de Montería).

	Angostura	Pasacaballos	Carrizola	Tierralta	Nueva Colombia	Montería	Sabana Nueva	Palma central	Cotoca Abajo	La Doctrina
Angostura	1	0.929	0.794	0.886	0.893	0.938	0.920	0.933	0.868	0.881
Pasacaballos	0.929	1	0.761	0.886	0.838	0.925	0.837	0.892	0.855	0.836
Carrizola	0.794	0.761	1	0.787	0.685	0.795	0.778	0.768	0.741	0.762
Tierralta	0.886	0.886	0.787	1	0.862	0.894	0.852	0.870	0.820	0.830
Nueva Colombia	0.893	0.838	0.685	0.862	1	0.920	0.845	0.893	0.829	0.838
Montería	0.938	0.925	0.795	0.894	0.920	1	0.940	0.963	0.931	0.919
Sabana Nueva	0.920	0.837	0.778	0.852	0.845	0.940	1	0.932	0.914	0.909
Palma central	0.933	0.892	0.768	0.870	0.893	0.963	0.932	1	0.989	0.979
Cotoca Abajo	0.868	0.855	0.741	0.820	0.829	0.931	0.914	0.989	1	0.974
La Doctrina	0.881	0.836	0.762	0.830	0.838	0.919	0.909	0.979	0.974	1

Tabla 10.9. Matriz de correlación de las estaciones hidrométricas utilizadas para la determinación de la oferta hídrica.

Como se puede apreciar todos los pares de estaciones correlacionados para efectuar la regresión presentan valores altos del coeficiente de correlación (excepto el par Carrizola – Montería). De esta forma se llevaron a cabo las regresiones para completar los registros de caudal medio mensual faltante. Las ecuaciones de regresión obtenidas son las siguientes:

$$Pasacaballos = \left(\frac{Monteria}{1.6072} \right)^{\frac{1}{1.9172}}$$

$$Pasacaballos = \left(\frac{Monteria}{1.6072} \right)^{\frac{1}{1.9172}}$$

$$Carrizola = \left(\frac{Monteria}{0.3348} \right)^{\frac{1}{1.167}}$$

$$Tierralta = \left(\frac{Monteria}{1.8046} \right)^{\frac{1}{0.8989}}$$

$$Nueva Colombia = \left(\frac{Monteria}{22.614} \right)^{\frac{1}{0.5287}} \text{ de 1999 en adelante}$$

$$\begin{aligned}
 \text{Monteria} &= \begin{cases} \left(\frac{\text{Angostura}}{1.7689} \right)^{\frac{1}{0.8854}} & \text{de 1991 hacia atras} \\ \left(\frac{\text{Palma Central}}{0.9792} \right)^{\frac{1}{1.007}} & \text{de 1991 hacia adelante} \end{cases} \\
 \text{Sabana Nueva} &= \frac{\left(\frac{\text{Monteria}}{1.1491} \right)^{\frac{1}{0.9791}} + \left(\frac{\text{Cotoca}}{1.0361} \right)^{\frac{1}{1.007}}}{2} \quad \text{(Se hace por medio de dos estaciones debido a que el periodo a completar es bastante extenso y de esta forma el análisis es más consistente).} \\
 \text{Palma Central} &= \left(\frac{\text{Cotoca}}{0.933} \right)^{\frac{1}{1.0289}} \\
 \text{La Doctrina} &= \frac{\frac{\text{Cotoca} + 21.505}{1.0865} + \frac{\text{Monteria} - 26.61}{0.898}}{2} \\
 \text{Lorica} &= \begin{cases} \left(\frac{\text{Cotoca}}{30.288} \right)^{\frac{1}{0.5782}} & \text{de 1997 hacia atras} \\ \left(\frac{\text{Cotoca}}{61.981} \right)^{\frac{1}{0.5252}} & \text{de 1997 hacia adelante} \end{cases}
 \end{aligned}$$

- Análisis estadístico.
- Análisis de frecuencia

Los sistemas hidrológicos son afectados generalmente por eventos extremos tales como tormentas severas, crecientes y sequías. La magnitud de un evento extremo esta inversamente relacionada con su frecuencia de ocurrencia. Es decir, eventos muy severos ocurren con menos frecuencia que eventos mas moderados. El objetivo del análisis de frecuencia de información hidrológica es relacionar la magnitud de los eventos extremos con su frecuencia de ocurrencia mediante el uso de distribuciones de probabilidad. Se supone que la información hidrológica analizada es independiente y esta idénticamente distribuida, y el sistema que la produce (por ejemplo un sistema de tormenta) se considera estocástico, independiente del espacio y el tiempo.

- Periodos de retorno

Por definición, un evento extremo ocurre si su magnitud supera o excede un cierto valor determinado (i.e. el valor de la precipitación para una determinada área es mayor a 20 mm en menos de 24 h o el caudal de un río supera los 500 m³/seg). El intervalo de recurrencia τ de dicho evento es el tiempo entre ocurrencia del evento en cuestión (Chow et al., 1994).

El periodo de retorno T de un evento es el promedio de los valores de τ sobre un número de ocurrencias lo suficientemente grande.

De esta forma puede definirse el periodo de retorno de un evento hidrológico como el intervalo de recurrencia promedio entre eventos que igualan o exceden una magnitud específica.

Puede relacionarse directamente el periodo de retorno con la probabilidad de ocurrencia del evento hidrológico. La probabilidad p de ocurrencia de un evento en cualquier observación es el inverso de su periodo de retorno así:

Esto es,
$$p = \frac{1}{T}$$

La probabilidad de que el evento se produzca en cualquier año es el inverso del periodo de retorno asociado a dicho evento (i.e. si el evento hidrológico es que en un río se superen los 500 m³/seg. y este evento tiene un periodo de retorno de 10 años, la probabilidad de que en cualquier año 500 m³/seg. sean superados o excedidos es de $1/10 = 0.1$).

- Análisis de frecuencia utilizando posiciones de graficación

Para este análisis es necesario definir primero en que consisten las series de información hidrológica:

Serie de duración completa: esta compuesta por toda la información disponible a nivel mensual.

Serie de duración parcial: hace parte de la serie de **duración completa** pero de esta última se extraen los valores que sobrepasan un valor base predefinido. Generalmente este valor base se toma como el mínimo de la serie anual.

Serie anual: esta formada por los valores máximos anuales.

Serie de excedencias: se forma al tomar los n primeros valores de la serie de duración parcial ordenada de mayor a menor, donde n es el número de años en consideración (Chow et al., 1994).

Una vez se tiene la serie de excedencias, se procede a determinar los periodos de retorno.

A cada uno de los valores de la serie de excedencias le corresponde un periodo de retorno T asociado dependiendo de la posición m que dicho valor ocupe dentro de la serie de n datos.

De esta forma existen varias expresiones para determinar T . Las más conocidas son la de California y Weibull:

$$\text{California} \left\{ \begin{array}{l} p = \frac{m}{n} \\ T = \frac{n}{m} \end{array} \right.$$

$$\text{Weibull} \left\{ \begin{array}{l} p = \frac{m}{n+1} \\ T = \frac{n+1}{m} \end{array} \right.$$

- Análisis de frecuencia utilizando factores de frecuencia

Este método está basado en el hecho de que la magnitud de un evento hidrológico puede expresarse como la media de la serie de observaciones realizadas más un cierto valor el cual está en función de la desviación estándar de la serie, es decir:

$$x_T = \bar{\mu} + K_T \sigma$$

Donde

x_T = magnitud del evento hidrológico

$\bar{\mu}$ = media de la serie hidrológica

σ = desviación estándar de la serie hidrológica

K_T = factor de frecuencia

De esta forma se puede determinar fácilmente la magnitud x_T de un evento hidrológico extremo y su periodo de retorno asociado T .

El factor de frecuencia K_T depende del periodo de retorno T y de la distribución que sigue la serie hidrológica. A continuación se describe como se debe calcular dicho parámetro.

Distribución Normal

El valor de K_T correspondiente a una probabilidad de excedencia de p ($p = \frac{1}{T}$) puede calcularse encontrando el valor de una variable intermedia w :

$$w = \left[\ln \left(\frac{1}{p^2} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (0 < p \leq 0.5)$$

Y luego calculando K_T utilizando la aproximación

$$K_T = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}$$

Cuando $p > 0.5$, $1-p$ es utilizado en lugar de p y al valor de K_T se le asigna un signo negativo.

Distribución LogNormal

Para la distribución LogNormal, se aplica el mismo procedimiento excepto que este se aplica a los logaritmos de la serie hidrológica.

$$y_T = \mathbf{m}_y + K_T \mathbf{s}_y$$

Donde

$y_T = \text{Log } x_T$

μ_y = media de la serie hidrológica de logaritmos

σ_y = desviación estándar de la serie hidrológica de logaritmos

K_T = factor de frecuencia

El factor de frecuencia se calcula de la misma manera que para la distribución normal.

Una vez se conozca el valor de y_T , este se transforma en x_T nuevamente aplicando la función antilogaritmo:

$$x_T = 10^{y_T}$$

Distribución Log-Pearson Tipo III

En esta distribución también se trabaja con los logaritmos de la serie original.

$$K_T = z + (z^2 - 1)k + \frac{1}{3}(z^3 - 6z)k^2 - (z^2 - 1)k^3 + zk^4 + \frac{1}{3}k^5$$

Con

$$k = \frac{C_s}{6}$$

$$z = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}$$

$$w = \left[\ln \left(\frac{1}{p^2} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (0 < p \leq 0.5)$$

$$p = \frac{1}{T}$$

Donde

C_s = coeficiente de asimetría de la serie hidrológica de logaritmos

T = Periodo de retorno en consideración (años)

Una vez se conozca el valor de y_T , este se transforma en x_T nuevamente aplicando la función antilogaritmo:

$$x_T = 10^{y_T}$$

Distribución de Valor Extremo o Gumbel

Para este tipo de distribución se tiene lo siguiente:

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{p} \left\{ 0.5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\}$$

Donde

T = Periodo de retorno en consideración (años)

Ver (Chow et al., 1994)

Se hizo la suposición de que todas las estaciones siguen esta distribución. Por lo tanto en todas las demás se trabajó con la distribución Gumbel

Este análisis sirve para conocer cuales son los periodos de retorno de eventos extremos de precipitación en toda la cuenca del río Sinú y sus respectivas magnitudes.

- Análisis de frecuencia de caudal máximo mensual

En este caso la variable denominada como evento hidrológico extremo es el caudal máximo mensual ($Q_{\max \text{ mens}}$). Para este análisis se trabajó con la expresión de Weibull formulada en el análisis de frecuencia utilizando posiciones de graficación.

El resultado del análisis puede llevarse a una gráfica de $Q_{\max \text{ mens}}$ vs. T y de ahí formular un modelo de regresión ajustada para interpolar o extrapolar y predecir diferentes periodos de retorno ($T = 2, 5, 10, 25, 50$ y 100 años) hallando una ecuación en la cual $Q_{\max \text{ mens}} = f(T)$.

Esta ecuación también puede ser utilizada para estimar el periodo de retorno de un determinado valor de $Q_{\max \text{ mens}}$ o viceversa.

Con las distribuciones mencionadas en el análisis de frecuencia utilizando factores de frecuencia, se llevo a cabo el análisis de frecuencia de $Q_{\max \text{ mens}}$ para las estaciones ubicadas en el río Sinú (*Tabla 10.10*).

Código IDEAM	Longitud (m)	Latitud (m)	Elevación (m.s.n.m)	Nombre	Tipo	Municipio	Años de Registro	Fecha instalación	Fecha suspensión
1303701	765770	1379090	77.0	Angostura de Urrá	LG	Tierralta	44	Ago-59	
1304703	780983	1397664	50.0	Tierralta	LM	Valencia	13	Jun-90	
1306703		1444796	25.0	Santa Helena	LM	Montería	40	Mar-63	
1305701	790582	1432137	20.0	Nueva Colombia	LM	Montería	13	Jun-90	
1306702	800263	1460062	17.0	Montería	LG	Montería	40	Feb-63	
1307710	805332	1465048	14.0	Mocarí	LG	Montería	28	Sep-75	
1307730	805375	1474269	10.0	El Montón	LM	Cereté	13	Jun-90	
1307701	805455	1491098	8.0	Sabana Nueva	LM	San Pelayo	40	Feb-63	
1307703	808661	1509140	6.0	La Palma	LM	Lorica	50	Jun-53	
1307706	806904	1512223	5.0	Cotoca	LG	Lorica	33	Feb-70	
1307704	800559	1519632	4.0	La Doctrina	LM	Lorica	40	Feb-63	

Tabla 10.10 Estaciones hidrométricas utilizadas para el análisis de frecuencia.

Para conocer con certeza el tipo de distribución que sigue la variable $Q_{\max \text{ mens}}$ se realizó la prueba de ajuste χ^2 (Chi cuadrado) con la serie histórica de la estación Montería para las distribuciones Normal, LogNormal y Gumbel.

La prueba se hace de la siguiente manera:

- 1) Se grafica en un papel especial de probabilidad para cada distribución la serie de caudal máximo anual en el eje de las ordenadas y la respectiva probabilidad asociada a ese caudal en el eje de las abscisas (serie observada)
- 2) Se traza una línea recta de modo que se ajuste de la mejor forma posible a los puntos de la serie observada.
- 3) Para cada punto de la serie observada se asocia un punto de la recta proyectándolo sobre esta por medio de una línea vertical. Los puntos proyectados sobre la recta constituyen la serie calculada
- 4) A cada punto de la serie calculada se le halla el valor de caudal correspondiente

- 5) Se aplica la ecuación: $Error = \frac{(Q_{obs} - Q_{calc})^2}{Q_{calc}}$
- 6) Se hace la sumatoria del error para cada punto de la serie
- 7) Se compara este valor con el que aparece en la tabla tabulada para la prueba χ^2 con un nivel de confianza de α y con $n-1$ grados de libertad siendo n el número de años de la serie.
- 8) Si el valor del error es menor que el de la tabla se puede concluir que la hipótesis nula (la información se ajusta a la distribución) no puede ser rechazada con un nivel de confianza de α .

La prueba realizada sobre los datos de la estación Montería dio como resultado que el tipo de distribución que mas se ajusta a los datos de la serie es la de Valor Extremo o Gumbel (*Tabla 10.11*)

Orden	Probabilidad	Caudal Observado	Caudal Calculado (Gumbel)	Caudal Calculado (Normal)	Caudal Calculado (Log - Normal)	Gumbel $(O-C)^2/C$	Normal $(O-C)^2/C$	Log-Normal $(O-C)^2/C$
1	0.030	909.5	930	950	909.5	0.452	1.727	0.000
2	0.061	910	936	959	915	0.722	2.504	0.027
3	0.091	910	940	966	930	0.957	3.246	0.430
4	0.121	913.2	944	970	940	1.005	3.326	0.764
5	0.152	913.2	947	974	950	1.206	3.795	1.426
6	0.182	914.6	950	977	955	1.319	3.985	1.709
7	0.212	919.2	952	983	960	1.130	4.141	1.734
8	0.242	919.2	956	984	965	1.417	4.267	2.174
9	0.273	924.9	958	986	970	1.144	3.786	2.097
10	0.303	925	961	989	975	1.349	4.142	2.564
11	0.333	926.1	963	992	978	1.414	4.378	2.754
12	0.364	927	965	995	980	1.496	4.647	2.866
13	0.394	930.7	968	997	983	1.437	4.409	2.783
14	0.424	933	970	998	985	1.411	4.233	2.745
15	0.455	933.4	974	1000	990	1.692	4.436	3.236
16	0.485	936	976	1003	995	1.639	4.476	3.498
17	0.515	938.4	977	1005	998	1.525	4.413	3.559
18	0.545	943.8	980	1007	1000	1.337	3.966	3.158
19	0.576	943.8	983	1009	1000	1.563	4.213	3.158
20	0.606	949.2	985	1011	1010	1.301	3.778	3.660
21	0.636	950	987	1014	1015	1.387	4.039	4.163
22	0.667	950	990	1015	1020	1.616	4.163	4.804
23	0.697	955	994	1016	1025	1.530	3.662	4.780
24	0.727	956.4	998	1020	1030	1.734	3.966	5.259
25	0.758	960	1003	1023	1035	1.843	3.880	5.435
26	0.788	964.8	1006	1026	1040	1.687	3.651	5.438
27	0.818	966	1011	1030	1045	2.003	3.977	5.972
28	0.848	966	1016	1035	1050	2.461	4.600	6.720
29	0.879	975	1023	1038	1060	2.252	3.824	6.816
30	0.909	1010	1028	1042	1070	0.315	0.983	3.364
31	0.939	1020	1043	1047	1080	0.507	0.696	3.333
32	0.970	1100	1064	1060	1100	1.218	1.509	0.000
33	1.000	1240	1161	1115	1240	5.376	14.013	0.000
Nivel de confianza de 99.5 % y 32 grados de libertad			53.7			49.448	130.831	100.428
Nivel de confianza de 99 % y 32 grados de libertad			50.9					

Tabla 10.11. Resultado de la prueba efectuada sobre la serie de caudal máximo anual de la estación Montería

Se hizo la suposición de que todas las estaciones siguen esta distribución. Por lo tanto en todas las demás se trabajó con la distribución Gumbel (*Figura 10.65*)

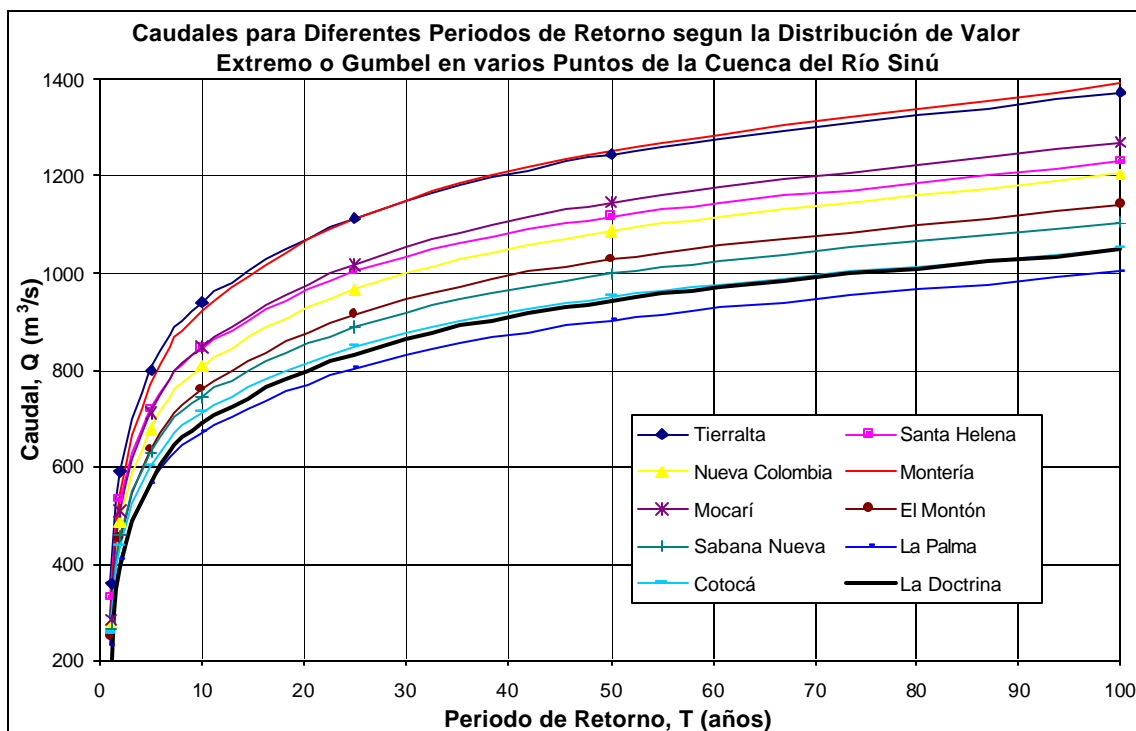


Figura 10.65 Caudales y periodos de retorno asociados para las estaciones sobre el río Sinú.

Este análisis sirve para conocer cuales son los periodos de retorno de eventos extremos a lo largo del recorrido del río Sinú y sus respectivas magnitudes. Utilizado como parámetro importante para el análisis de amenaza por inundación.

La estación Angostura de Urrá amerita un análisis especial debido al cambio de comportamiento que experimentó el río con respecto a la generación de caudales extremos debido a la construcción del embalse de Urrá. En este caso se aplicó una metodología similar a la explicada para las demás estaciones (*Figura 10.66*)

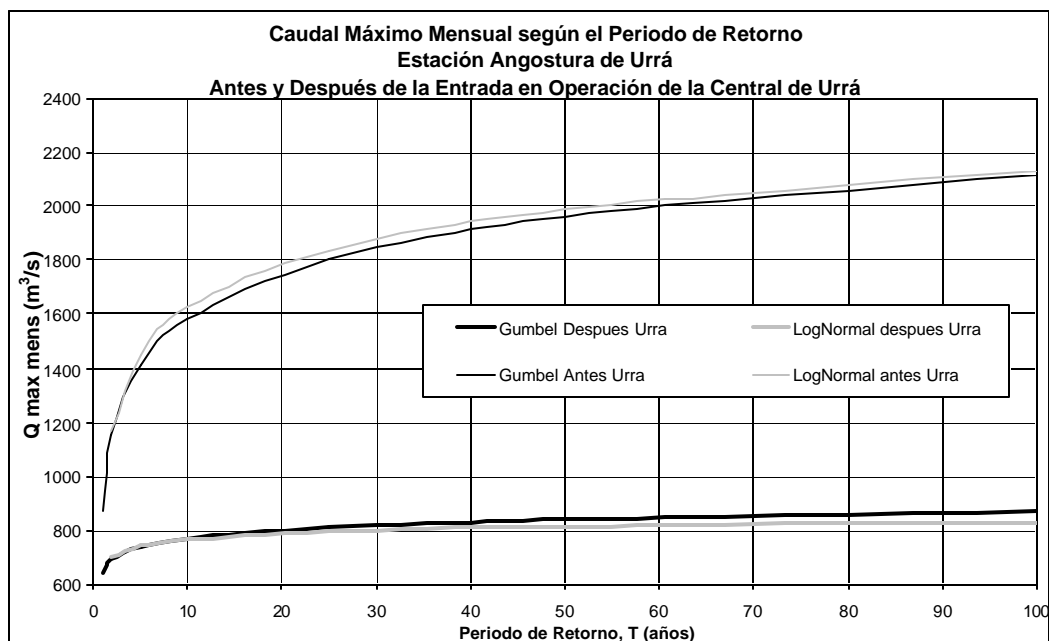


Figura 10.66 Análisis de frecuencia de caudal máximo mensual para la estación Angostura de Urrá.

Según la gráfica anterior la magnitud de eventos extremos máximos para periodos de retorno dados se redujo considerablemente después de Urrá. Es así como para un mismo periodo de retorno (i.e 50 años) antes se tenía que el caudal máximo estaba cerca a los $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ ahora para el mismo periodo de retorno este disminuyó a tan solo $800 \text{ m}^3/\text{s}$. Por otro lado, un caudal que se presentaba antes con un periodo de retorno bajo, es decir que ocurría con mucha frecuencia, ahora se presenta con menor frecuencia ya que el periodo de retorno aumentó.

▪ Análisis de Frecuencia de caudal mínimo mensual

En este caso la variable denominada como evento hidrológico extremo es el caudal máximo mensual ($Q_{\min \text{ mens}}$). Para este análisis se trabajó con las dos expresiones formuladas en el análisis de frecuencia utilizando posiciones de graficación.

El resultado del análisis puede llevarse a una gráfica de $Q_{\min \text{ mens}}$ vs. T y de ahí formular un modelo de regresión ajustada para interpolar o extrapolar y predecir diferentes periodos de retorno ($T = 2, 5, 10, 25, 50$ y 100 años) hallando una ecuación en la cual $Q_{\min \text{ mens}} = f(T)$.

Esta ecuación también puede ser utilizada para estimar el periodo de retorno de un determinado valor de $Q_{\min \text{ mens}}$ o viceversa.

Con las distribuciones mencionadas en el análisis de frecuencia utilizando factores de frecuencia, se llevo a cabo el análisis de frecuencia de $Q_{\min \text{ mens}}$ para la estación Angostura de Urrá.

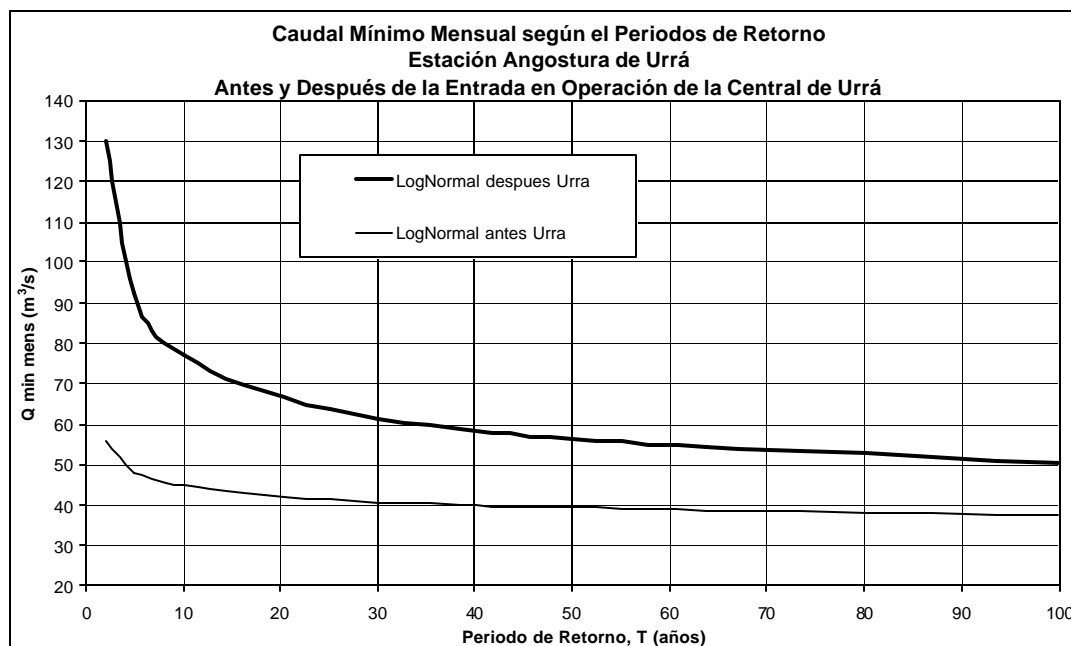


Figura 10.67 Análisis de frecuencia de caudal mínimo mensual para la estación Angostura de Urrá.

Según la gráfica anterior la magnitud de eventos extremos mínimos para periodos de retorno dados se incrementó después de Urrá. Es así como para un mismo periodo de retorno (i.e 50 años) antes se tenía que el caudal mínimo estaba cerca a los $40 m^3/s$. ahora para el mismo periodo de retorno este aumento a $60 m^3/s$. Por otro lado, un caudal mínimo que se presentaba antes con un periodo de retorno bajo, es decir que ocurría con mucha frecuencia, ahora se presenta con menor frecuencia ya que el periodo de retorno aumentó.

10.2.4 Modelo Hidráulico del Río Sinú

10.2.4.1 *Introducción*

Con el fin de estudiar la dinámica y el comportamiento hidráulico general del río Sinú y de los sistemas cenagosos asociados se implementó un modelo de computador utilizando el paquete HEC-RAS versión 3.0. Con este software se configuraron diferentes modelos y se hicieron varias simulaciones para diferentes

escenarios tal como río Sinú independiente, río Sinú incluyendo los sistemas cenagosos de Betancí (con y sin "Tapa") y Ciénaga Grande del Bajo Sinú, Caño Bugre, etc.

La simulación tuvo como objetivo:

- Realizar un análisis de las condiciones actuales del río Sinú y su comportamiento hidráulico considerando la operación de la Central Hidroeléctrica Urrá.
- Diagnóstico del Caño Betancí para determinar como ha sido afectado por las acciones antropogénicas recientes.
- Diagnóstico del Caño Aguas Prietas para evaluar su estado actual.
- Efectuar una evaluación de eventos extremos históricos
- Determinación de caudales de desborde para la delimitación de zonas de amenaza por inundación.

10.2.4.2 Descripción del Software HEC-RAS

HEC-RAS (Hydraulic Engineering Center River Analysis System), es un sistema de software integrado, diseñado para ser usado en un ambiente multi-tarea y multi-usuario a través de redes. Este fue diseñado por el Cuerpo de Ingenieros de la Armada de los Estados Unidos (U.S. Army Corps of Engineers).

El sistema esta compuesto por:

- Una interfaz grafica para el usuario: facilita el uso del software (manejo de archivos, tabulación y edición de datos de entrada, análisis hidráulicos, despliegue de información de entrada o salida en tablas o graficas, creación de reportes e informes, ayuda en línea).
- Componentes separados para análisis hidráulicos.
- Componentes para almacenamiento y manejo de información y datos (en archivos "planos" ASCII o binarios, archivos con formato HEC-DSS para ser exportados a otros sistemas)

- Componentes para generar graficas y reportes detallados (esquema en planta del sistema hidrográfico, gráficas de secciones transversales, gráficas de perfiles, curvas de calibración, hidrogramas, gráfica del perfil en 3D del sistema, tablas prediseñadas o generadas por el usuario).

HEC-RAS básicamente esta compuesto por dos módulos de cálculo unidimensional independientes: 1). Módulo de cómputo de perfiles para flujo permanente y 2). Módulo para simulación de flujo no permanente. Sin embargo los dos módulos pueden correr con la misma geometría y están diseñados para funcionar con base en las mismas rutinas de cálculo hidráulico. Adicionalmente, el programa posee componentes de diseño los cuales se pueden integrar con los módulos arriba mencionados (Brunner, 2001b).

Por medio de HEC-RAS se pueden realizar simulaciones hidráulicas en una dimensión para sistemas de redes de canales tanto naturales como artificiales incluyendo estructuras hidráulicas como: coulverts, puentes, vertederos, rebosaderos y cuerpos de retención y almacenamiento como embalses.

El módulo de flujo permanente efectúa el cálculo del perfil de flujo gradualmente variado para regimenes de flujo supercrítico, subcrítico o mixto.

El procedimiento de cálculo está basado en la solución de la ecuación de energía. Las pérdidas de energía son determinadas por fricción (ecuación de Manning) y por coeficientes de expansión y contracción (los cuales se multiplican por el cambio en la cabeza de velocidad) (Brunner, 2001a).

$$y_2 + z_2 + \frac{\alpha_2 v_2^2}{2g} = y_1 + z_1 + \frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} + h_e$$

Donde

y_1, y_2	=	Profundidad del agua en las secciones 1 y 2 respectivamente (m)
z_1, z_2	=	Elevación con respecto a un nivel de referencia de la batea de las secciones 1 y 2 respectivamente (m)
v_1, v_2	=	Velocidad del agua en las secciones 1 y 2 respectivamente (m/s)
α_1, α_2	=	Coeficientes de velocidad en las secciones 1 y 2 respectivamente
g	=	Aceleración debido a la gravedad (m/s ²)
h_e	=	Pérdida de energía de la sección 1 a la 2 (m)

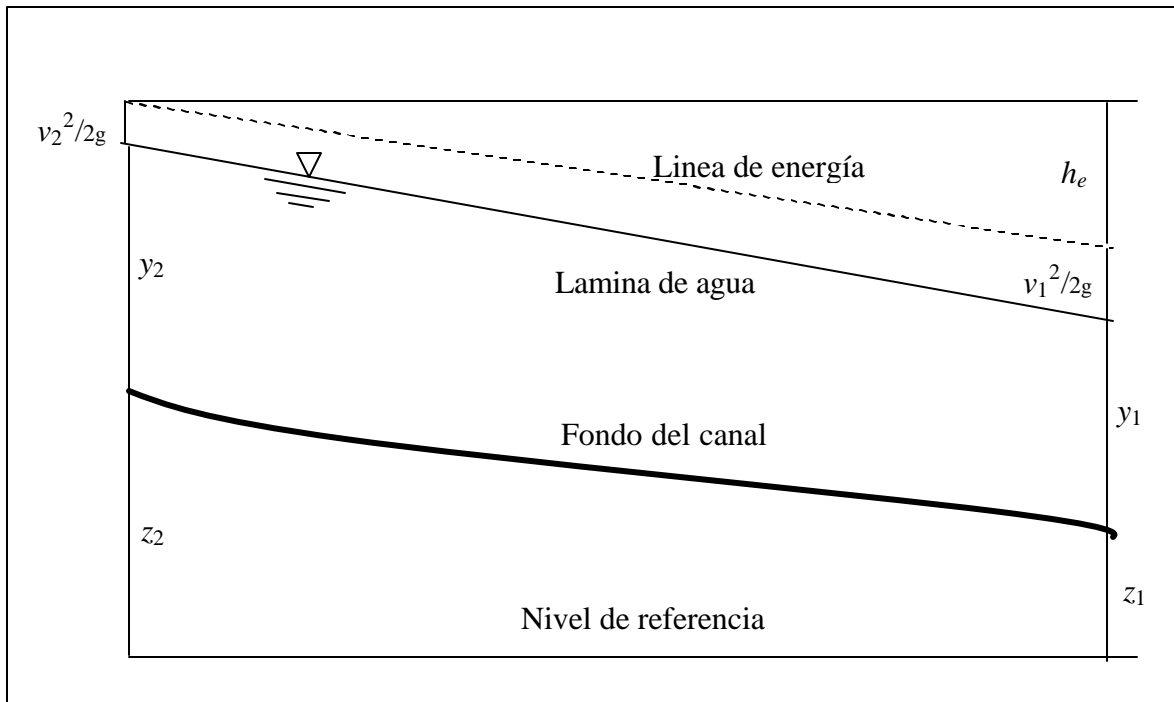


Figura 10.68 Representación gráfica de los términos de la ecuación de energía

La pérdida de energía entre dos secciones (h_e) se calcula como sigue:

$$h_e = LS_f + C \left| \frac{a_2 v_2^2}{2g} - \frac{a_1 v_1^2}{2g} \right|$$

Donde

- L = Distancia entre secciones (m)
- S_f = Pendiente de la línea de energía
- C = Coeficiente de expansión o contracción

En HEC-RAS el caudal es calculado por medio de la ecuación de Manning:

$$Q = \frac{1}{n} AR^{\frac{2}{3}} S_f^{\frac{1}{2}}$$

$$R = \frac{A}{P}$$

Donde

Q	=	Caudal en la sección transversal (m ³ /seg.)
n	=	Coeficiente de rugosidad de Manning
A	=	Área de la sección transversal (m ²)
R	=	Radio hidráulico en la sección transversal (m)
P	=	Perímetro mojado en la sección transversal (m)

En situaciones en las que se presenta flujo rápidamente variado, la ecuación de momentum es utilizada. Estas situaciones incluyen resalto hidráulico, flujo a través de puentes, confluencias o bifurcaciones de ríos (Brunner, 2001a). La ecuación de momentum es:

$$\frac{Q_2 b_2}{g A_2} + A_2 y_2 + \left(\frac{A_2 + A_1}{2} \right) L S_0 - \left(\frac{A_2 + A_1}{2} \right) L S_f = \frac{Q_1 b_1}{g A_1} + A_1 y_1$$

Donde

Q_1, Q_2	=	Caudal en las secciones 1 y 2 respectivamente (m ³ /seg.)
A_1, A_2	=	Área transversal en las secciones 1 y 2 respectivamente (m ²)
y_1, y_2	=	Profundidad del agua en las secciones 1 y 2 respectivamente medida desde la superficie hasta el centroide de la sección (m).
L	=	Distancia entre secciones (m)
S_f	=	Pendiente de la línea de energía
S_0	=	Pendiente del fondo del canal
β_1, β_2	=	Coeficientes de momentum en las secciones 1 y 2 respectivamente (se utiliza para considerar el cambio en distribución de velocidad a causa de las irregularidades del canal)

10.2.4.3 Configuración del modelo hidráulico del río Sinú

La información básica de entrada para la configuración del modelo fue la siguiente:

- Secciones transversales

Se utilizaron secciones transversales del río Sinú, Caño Betancí, Caño Aguas Prietas y Caño Bugre suministradas por la Empresa Urrá S.A. E.S.P. Estas fueron medidas en diferentes instantes de tiempo a partir de Enero de 2000. Adicionalmente la CVS proporciono otras secciones en la parte baja de la cuenca. La ubicación de las secciones transversales y sus abscisas se muestra en la *tabla 10.12*.

Sección Transversal	Latitud (m)	Longitud (m)	Distancia a la sección de aguas abajo (km)	Abscisa (km)	Corriente	Fuente
Santa Ana	1379865.7	768485.8	6.9	278	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Pasacaballos	1383730.3	770221.4	13.2	271.1	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
El Toro	1388168.8	773981.8	16.0	257.9	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Carrizola	1394852.9	777446.4	6.4	241.9	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Tierralta	1397663.5	780982.8	11.1	235.5	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Rio Nuevo	1404333.6	781092.5	13.7	224.4	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Volador	1410633.2	781537.3	11.3	210.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Bellavista	1416184.6	784045.0	18.2	199.4	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Las Palomas	1425998.7	788624.0	14.2	181.2	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Nueva Colombia	1432136.9	790582.3	9.5	167	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Gallo Crudo	1439475.4	792240.1	23.8	157.5	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Nápoles	1452463.4	795210.1	16.4	133.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Montería	1460062.0	800262.8	8.6	117.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Mocari	1465854.0	803898.9	5.7	108.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Isla Blanca	1470990.0	804428.0	13.7	103	Sinú	CVS
San Pelayo	1479561.6	804209.1	7.7	89.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Carrillo	1485482.0	806501.0	20.2	81.6	Sinú	CVS
Boca de Guamal	1501327.0	807234.0	10.4	61.4	Sinú	CVS
Playón	1508471.0	808662.0	0.7	51	Sinú	CVS
La Palma	1509140.4	808660.5	5.6	50.3	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Cotocá	1512222.8	806904.2	17.1	44.7	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
La Doctrina	1519631.8	800558.9	10.3	27.6	Sinú	Urrá S.A E.S.P.
Planta San Bernardo	1525157.0	794355.0	17.3	17.3	Sinú	CVS
Caño Aguas Prietas	1512488.7	809104.3			Caño Aguas Prietas	Urrá S.A E.S.P.
Caño Bugre	1468243.1	805683.5			Caño Bugre	Urrá S.A E.S.P.

Abscisado con K 0+000 localizado en la desembocadura

Tabla 10.12. Localización de las secciones transversales utilizadas en el modelo hidráulico del río Sinú en HEC-RAS

10.2.4.4 Curvas de capacidad de las ciénagas de Betancí y Grande del Bajo Sinú

Las curvas de cota – área – volumen de las Ciénagas de Betancí y Grande del Bajo Sinú fueron extraídas del informe *“Estudio Preliminar de las Inundaciones Aguas Abajo del Proyecto Urrá I”* (Díaz-Granados, 1997). Las curvas se muestran a continuación: (Tablas 10.13 y 10.14)

Cota (m.s.n.m.)	Área ($1 \times 10^6 \text{ m}^2$)	Volumen ($1 \times 10^6 \text{ m}^3$)
20	12	0
21	14.5	15
22	16.2	32
23	17.7	47
24	18.7	66
25	20.2	85

Tabla 10.13. Curva de cota – área – volumen para la Ciénaga de Betancí.

Cota (m.s.n.m.)	Área ($1 \times 10^6 \text{ m}^2$)	Volumen ($1 \times 10^6 \text{ m}^3$)
1.5	0	0
1.75	6	2
2	12	4
2.5	28	14
3	60	40
3.5	105	80
4	170	150
4.5	265	270
5	360	420
5.5	440	630

Tabla 10.14. Curva de cota – área – volumen para la Ciénaga de Grande del Bajo Sinú.

10.2.4.5 Hidrogramas de entrada

Los hidrogramas se constituyen en información de entrada básica para el modelo, estos deben ser introducidos en puntos estratégicos (secciones) del modelo como en la parte alta donde se inicia un tramo de río o en donde haya un cambio de caudal importante. Este modelo fue alimentado con un hidrograma de entrada a nivel diario aguas abajo del Embalse de Urrá, sitio de la primera sección, y adicionalmente con hidrogramas laterales también a nivel diario en varios puntos del río Sinú en donde se tienen registros históricos de caudal.

10.2.4.6 Condiciones de frontera

Todo modelo hidráulico necesita condiciones de frontera en los límites externos de los sistemas que esta modelando. En este caso el modelo río Sinú se formula con 4 tipos de fronteras naturales:

- Frontera de aguas arriba: esta conformada por la sección Puente Pacheco solo unos metros aguas abajo del Embalse de Urrá en la abscisa Km 281+400. La condición de frontera es de hidrograma de entrada, tal como se explicó anteriormente.

- Frontera de aguas abajo: es la sección localizada en cercanías de la Planta de San Bernardo (abscisa Km17+300). La condición de frontera es una curva de calibración (y vs. Q).
- Frontera en los cuerpos de agua: constituidas por la Ciénaga de Betancí y la Ciénaga Grande del Bajo Sinú. La condición de frontera es un hidrograma de entrada a cada una de ellas.
- Fronteras internas: Se presenta en varios puntos a lo largo del río. La condición de frontera se da como un hidrograma lateral. (*detalles en la figura 10.69*).

10.2.4.7 Calibración del modelo

La calibración del modelo tiene dos finalidades: 1). calibrar los valores de la rugosidad del lecho y de las bancas (n de Manning) para todas las secciones consideradas y 2). verificar la validez del modelo hidráulico debido a que el número de secciones es poco considerando la longitud del río Sinú y por esto mismo la distancia entre secciones es alta.

En la calibración (y posteriormente en la etapa de verificación) se consideró el río Sinú como un solo sistema conformado por un canal en el cual la interacción con caños, ciénagas y afluentes se modela por medio de hidrogramas laterales en varios puntos a lo largo de su cauce y no por modelación como tal de dichos canales. Con estos hidrogramas se está considerando si hay aportes al río, en este caso los hidrogramas son positivos (i.e. Caño Betancí, Caño Aguas Prietas y otros afluentes) o si hay aportes del río, aquí los valores de caudal en el hidrograma son negativos (i.e. Caño Bugre, Caño Aguas Prietas cuando el flujo de aguas sucede del río hacia la Ciénaga Grande del Bajo Sinú).

Para la calibración se consideraron los datos de nivel de lámina de agua diarios registrados en la estación de Las Palomas¹, ubicada en la cuenca media del río Sinú (abscisa Km181+200) en el corregimiento de su mismo nombre. La calibración se llevó a cabo variando los valores de rugosidad tanto del lecho como de las bancas y comparando los valores del nivel de la lámina de agua registrados con los simulados. Así, en cada nueva corrida, se realizaban ajustes sucesivos a

¹ Se escogió este sitio para efectuar la calibración y verificación del modelo ya que para esta estación se tienen registros diarios de nivel reportados por la Empresa Urrá S.A. E.S.P. (Gómez y Cajiao, 2002)

los valores de n de Manning hasta que el error porcentual entre el promedio de los datos registrados y simulados fuera el mínimo posible.

Con el fin de tener calibrado el modelo para diferentes rangos de caudal, la calibración se llevó en forma paralela con tres simulaciones de 30 días cada una de la siguiente forma.

Simulación	Rango de caudal	Q medio (m ³ /s)	Q max (m ³ /s)	Fecha inicio simulación	Fecha final simulación
1	Bajo	231.8	251.0	Feb. -1-2001	Feb. -28-2001
2	Medio	303.3	426.0	Abr. -1-2000	Abr. -30-2000
3	Alto	594.7	675.0	Jul. -1-2002	Jul. -31-2002

Tabla 10.15. Condiciones para la calibración del modelo hidráulico del río Sinú.

La calibración comenzó con un valor de n de Manning de 0.030 tanto para fondo del lecho como para bancas. Haciendo los ajustes sucesivos se llegó a tener el menor porcentaje de error entre valores registrados y simulados con valores de n de 0.028 para lecho y 0.050 para bancas.

El porcentaje de error para la simulación con rango de caudal bajo fue de 4.57% (Figura 10.69), 5.98% (Figura 10.70) para caudal medio y 11.85% para caudal alto (Figura 10.71).

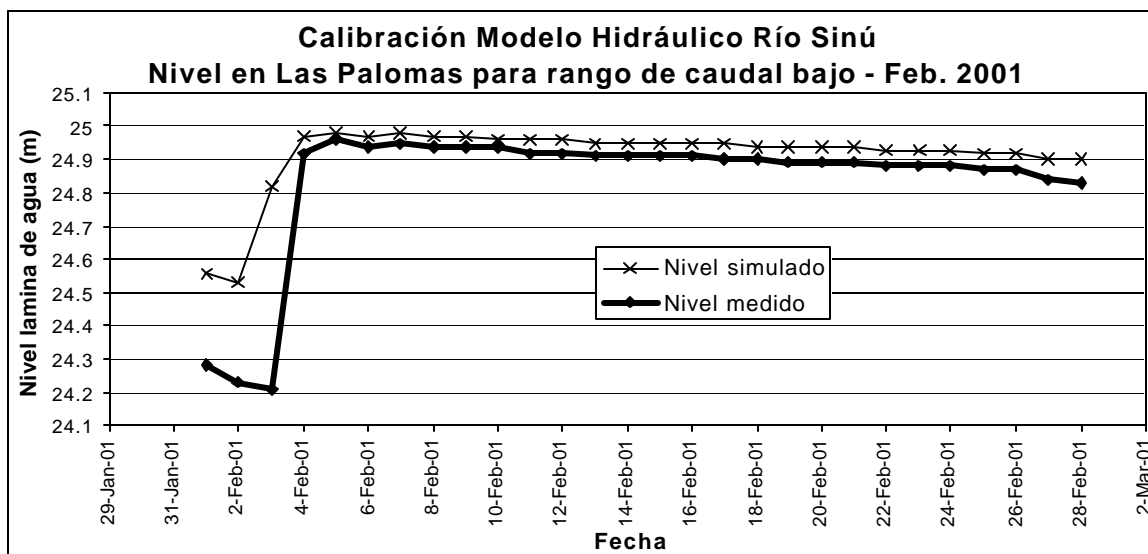


Figura 10.69 Resultado de la calibración del n de Manning ($n = 0.028$ en el fondo del lecho y $n = 0.050$ en las bancas) para caudal bajo.

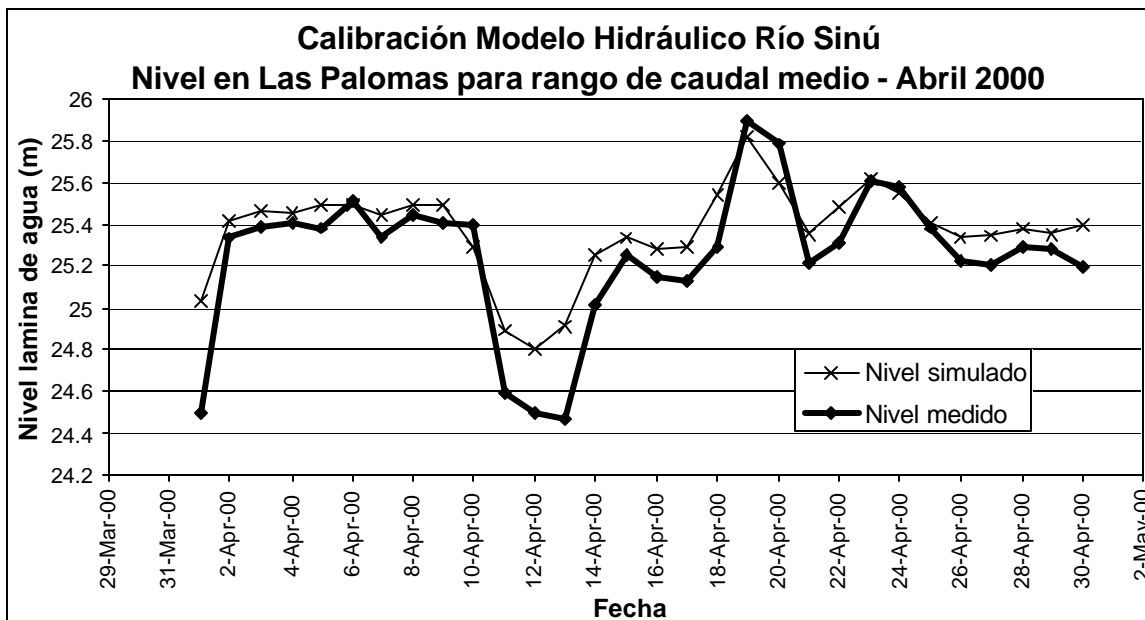


Figura 10.70 Resultado de la calibración del n de Manning ($n = 0.028$ en el fondo del lecho y $n = 0.050$ en las banquetas) para caudal medio.

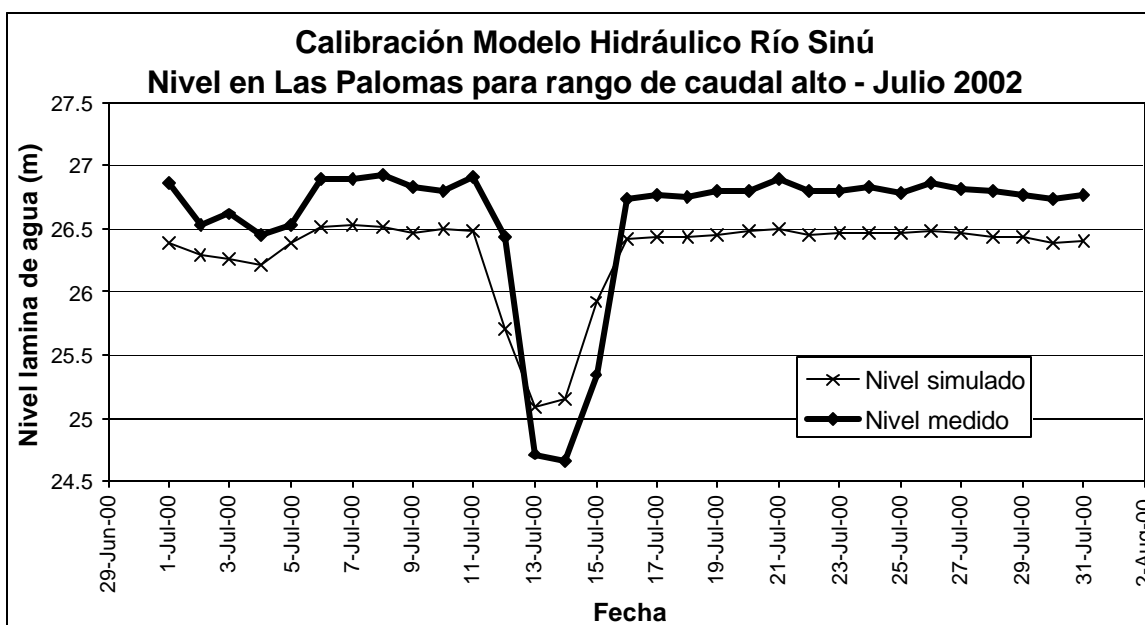


Figura 10.71 Resultado de la calibración del n de Manning ($n = 0.028$ en el fondo del lecho y $n = 0.050$ en las banquetas) para caudal alto.

Los anteriores resultados muestran un muy buen ajuste entre valores históricos y valores simulados confirmando que el número de secciones transversales es

suficiente. Además dan una confiabilidad muy alta en los resultados de las simulaciones en las cuales se planea utilizar el modelo.

Sin embargo, cabe resaltar que el modelo subestima el nivel de lámina de agua para valores altos de caudal y, por lo contrario, lo sobrestima cuando se trata de valores de caudal bajos o medios.

10.2.4.8 Verificación del modelo

Posterior a la calibración del modelo se debe llevar a cabo una etapa de verificación del mismo con el fin de darle validez definitiva y determinar si los valores de rugosidad adoptados son verdaderamente adecuados.

La verificación se hizo haciendo la simulación en un periodo diferente a los de la calibración. Se escogió el periodo de Abril a Junio de 2001 de modo que los caudales variaran en todo el rango de caudal. El caudal medio en este periodo es de 443 m³/seg. con un valor máximo de 759 m³/seg. y un valor mínimo de 119 m³/seg.

La Figura 10.72 muestra los resultados de la verificación del modelo.

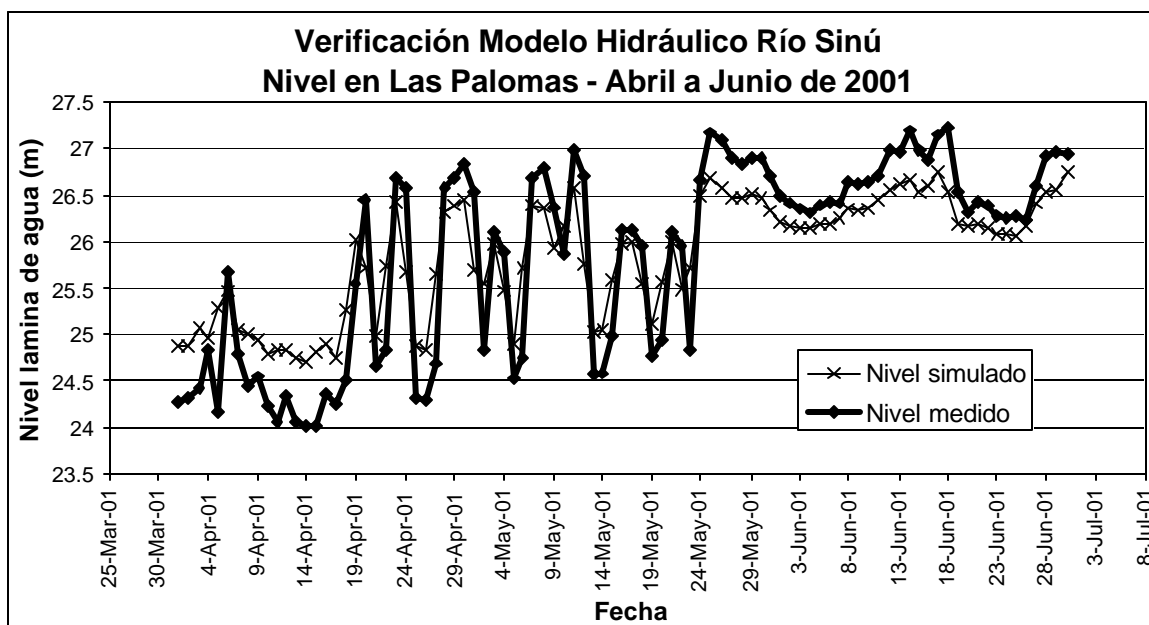


Figura 10.72 Resultado de la verificación del modelo.

Las siguientes son las conclusiones de a la etapa de verificación:

- En general, el promedio de error es de 23.7%.
- La tendencia general en el cambio de nivel de lámina de agua es mantenida a lo largo de todo el tiempo, es decir el modelo es sensible a pequeños cambios en el nivel de la lámina de agua aunque su magnitud no sea exactamente igual a la registrada.
- Para el rango de caudal bajo el modelo una vez mas sobrestima el nivel de la lámina de agua y se tiene que en promedio el porcentaje de error es de 54%.
- Para caudales altos, el nivel es subestimado con un promedio de error de 8%.
- El día en que se produjo el máximo nivel de este periodo (correspondiente a $Q = 759 \text{ m}^3/\text{s}$) el error fue tan solo de 12.1%.

Como conclusión se puede afirmar que el modelo simula muy adecuadamente valores medios de caudal y de forma aceptable valores altos de caudal. Esto se considera lo suficientemente bueno para realizar simulaciones confiables del río Sinú y poder llegar a plantear soluciones y soportar la toma de decisiones ya que la mayoría de las simulaciones se deberán realizar con caudales medios o altos.

10.2.4.9 Simulaciones Realizadas con el Modelo

La configuración del modelo final se planteó como un sistema completo de subsistemas interconectados que representa en la cuenca del río Sinú y que en forma global reflejan el comportamiento del río y los principales caños y ciénagas que conforman su hidrografía:

- Río Sinú – Tramo Sinú alto: desde la estación Puente Pacheco (Km 281+400) hasta la estación Nueva Colombia (Km167+000).
- Río Sinú – Tramo Sinú medio 1: desde la estación Gallo Crudo (Km157+500) hasta la estación Mocarí (Km108+700).
- Río Sinú – Tramo Sinú medio 2: desde la estación Isla Blanca (Km103+000) hasta la estación La Palma (Km 50+300).

- Río Sinú – Tramo Sinú bajo: desde la estación Cotocá (Km44+700) hasta la Planta de San Bernardo (Km 17+300).
- Caño Bugre: desde la confluencia de los tramos Sinú medio 1 y Sinú medio 2 hasta la Ciénaga Grande del Bajo Sinú.
- Ciénaga Grande del Bajo Sinú: modelada como un cuerpo de agua en HEC-RAS con una entrada de caudal de su cuenca propia y una entrada por el Caño Bugre.
- Ciénaga Grande del Bajo Sinú conectada al río Sinú por el Caño Aguas Prietas el cual puede tener flujo positivo (sentido ciénaga – río) o negativo (sentido río – ciénaga).
- Caño Aguas Prietas: desde la Ciénaga Grande del Bajo Sinú hasta la confluencia de los tramos Sinú medio 2 y Sinú bajo.
- Ciénaga de Betancí: modelada como un cuerpo de agua en HEC-RAS con una entrada de caudal de su cuenca propia. Conectada al río Sinú por el Caño Betancí el cual puede tener flujo positivo (sentido ciénaga – río) o negativo (sentido río – ciénaga).
- Caño Betancí: desde la Ciénaga de Betancí hasta la confluencia de los tramos Sinú alto y Sinú medio 1.

La figura 10.73. Muestra un esquema de los subsistemas modelados.

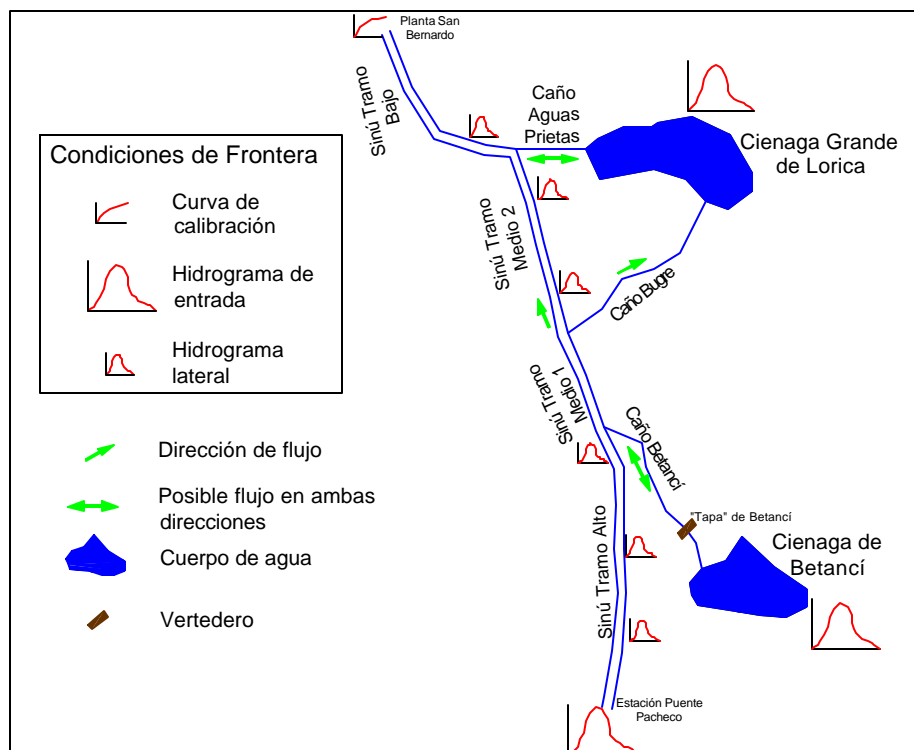


Figura 10.73. Esquema del modelo hidráulico configurado en HEC-RAS para el río Sinú.

Adicionalmente se incluyó dentro del modelo un vertedero situado en el Caño Betancí que simula el comportamiento de la pequeña presa "Tapa". Es una estructura que fue construida a finales del año 2001, afectando notablemente la dinámica hidráulica del caño. El vertedero fue insertado 3700 m aguas abajo de la Ciénaga de Betancí con un ancho de 2.0 m y elevación de su cresta en la cota 24.5 m.s.n.m.

A continuación se describe cuáles fueron las simulaciones realizadas con el modelo para la amenaza por inundación y cuál fue su utilidad en el momento de extraer los resultados para sacar las respectivas conclusiones. Se debe tener en cuenta que este modelo no solo fue empleado para el análisis de inundaciones en la cuenca también fue importante para otros factores que no son tenidos en cuenta en este estudio.

- Evento de Julio de 2003 (3262 m³/s en angostura de Urrá)

Dentro del diagnóstico del río Sinú después de la puesta en operación de la Central Hidroeléctrica Urrá I, es interesante examinar los resultados de la simulación para un evento extremo reportado por la Empresa Urrá S.A. E.S.P. en caso de no existir

el embalse de Urrá. Una gran creciente entró al embalse pero fue completamente amortiguada por este en razón al nivel bajo que presentaba por esos días y por consiguiente, su gran capacidad de almacenamiento.

El evento comenzó a la 1:00 AM del 27 de Julio de 2003 con un caudal de 2102 m³/seg. A las 5:00 AM del mismo día alcanzó un pico de 3262 m³/seg. (Periodo de retorno $T = 250$ años) y solo 27 horas después logró descender a menos de 800 m³/seg. Aguas abajo del embalse, el caudal registrado no sobrepasó los 600 m³/seg. En la *figura 10.74* se muestran tanto el hidrograma de entrada como el caudal registrado aguas abajo.

El objetivo de la simulación es determinar que hubiera sucedido con esta gran creciente en la parte media y baja de la cuenca si el embalse no estuviera para amortiguarla. Y en caso de encontrarse este con un nivel de agua mayor y hubiese alcanzado a sobrepasar la capacidad del mismo.

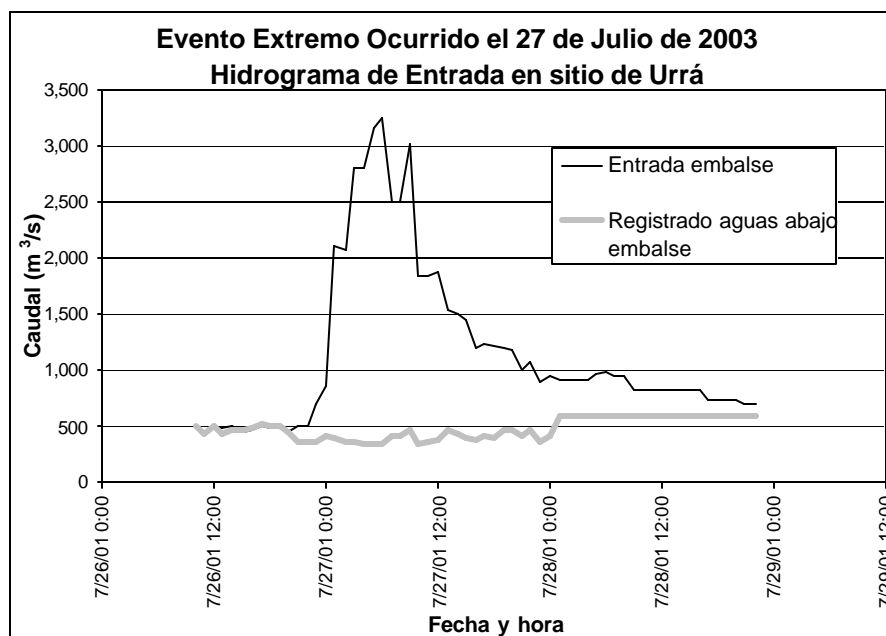


Figura 10.74 Hidrograma de entrada en Angostura de Urrá del evento extremo ocurrido el 27 de Julio de 2003 cuyo caudal pico registrado fue de 3262 m³/s.

La simulación fue realizada con el modelo hidráulico del río Sinú desde Angostura hasta San Bernardo e incluyendo caños como Betancí, Aguas Prietas y Bugre, y las ciénagas de Betancí y Grande del Bajo Sinú.

Los hidrogramas resultantes en varios puntos de la cuenca se muestran en la *Figura 10.75*.

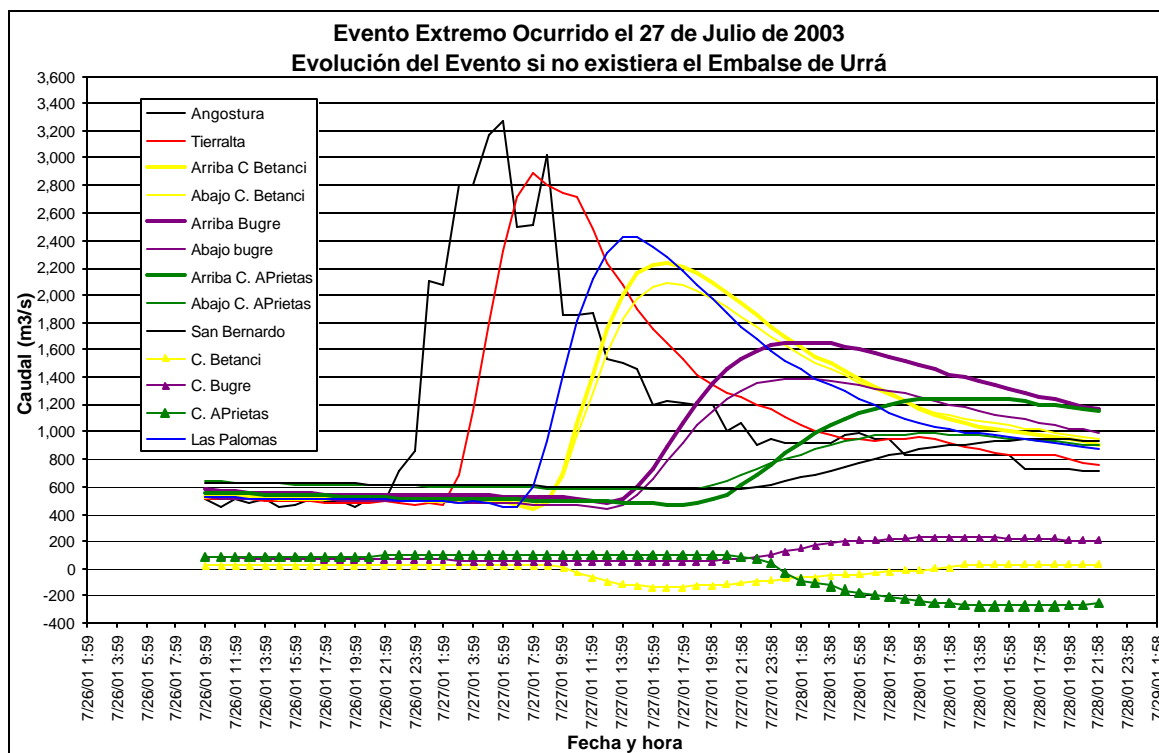


Figura 10.75 Hidrogramas resultado de la simulación de la creciente ocurrida el 27 de Julio de 2003 si no existiera el Embalse de Urrá.

A medida que se desciende en la cuenca, el caudal pico del hidrograma disminuye notablemente. En Tierralta el pico alcanza los 2900 m³/s dos horas después y en Las Palomas ha descendido a 2400 m³/s. 9 horas mas tarde.

Esto se debe al efecto amortiguador del río en si pero adicionalmente este utiliza los caños y las ciénagas como cuerpos receptores los cuales pueden almacenar parte de la creciente. Esto se ve muy claramente en el caso del Caño Betancí. En una sección sobre el río Sinú aguas arriba del caño el hidrograma registra un pico de 2275 m³/s. (11 h mas tarde) e inmediatamente aguas abajo el pico se disminuye a 2080 m³/s., es decir, 200 m³/s. fluyendo hacia la Ciénaga de Betanci, pasando inclusive sobre la "Tapa" (1.70 m. de cabeza sobre el nivel del vertedero).

Con el Caño Bugre el caso es similar pasando de 1654 a 1390 m³/s. (260 m³/s. por el caño) con un retraso de 20 h. y en el Caño Aguas Prietas de 1247 a 987 m³/s. (260 m³/s. a través del caño) 32 h. después del pico en Urrá.

A pesar de la gran amortiguación del río y de los sistemas cenagosos, a lo largo de todo el río Sinú se presentan desbordamientos importantes en ambas márgenes.

En la parte alta se tiene, en promedio, que el nivel de la lámina de agua está 2.6 m. por encima del nivel de desbordamiento de la sección para la margen izquierda y 3.0 m. para la margen derecha. En la cuenca media los valores promedio son 1.6 m. y 1.8 m. respectivamente y en la parte baja 2.4 m. en ambas márgenes. En los caños la situación es similar: en el Caño Betancí por margen izquierda se tiene 1.6 m. y 2.6 m. por derecha, en el Caño Bugre 1.5 m. y 2.0 m. respectivamente y en el Caño Aguas Prietas 1.1 m. y 0.5 m.

Se puede concluir que esta creciente hubiera desatado una gran catástrofe a lo largo de toda la cuenca del río Sinú.

Las láminas de agua calculadas para el evento de 3200 m³ ocurrido en el 2003 se pueden observar en la *tabla 10.16* cabe anotar que en algunos sectores la altura de la lámina alcanza a sobrepasar la primera barrera analizada, al tener el caudal de banca llena para el primer canal la diferencia de este caudal con el caudal máximo presente en la estación permite conocer el nuevo caudal (*tabla 10.17*). Con este caudal se calcula la lámina de agua para el segundo canal con la ecuación Manning como se describió anteriormente. Los resultados de esta operación se pueden observar en la *tabla 10.18*.

Estación	MARGEN DERECHA		MARGEN IZQUIERDA	
	Diferencia	H Lámina (m)	Diferencia	H Lámina (m)
El Toro	2400.77	2.310844985	2234.255	1.67609559
Tierralta	1934.54	2.133266088	1833.64	
Palomas	1143.02	0.829738784	1046.06	3.319655882
Nueva Colombia	1091.56	2.191378441	988.44	2.494870036
Gallo Crudo	1100.41	4.720244141	1056.74	
Mocari	896.39	1.551899825	970.09	1.070545814
La Palma	593.485	4.118214291	589.73	1.055150777
Lorica	328.295	1.676887835	301.71	1.194417647
San Bernardo	256.75		285.415	2.019324478

Tabla 10.16 Altura de la lámina de agua para el evento extremo ocurrido el 27 de Julio de 2003 cuyo caudal pico registrado fue de 3262 m³/s.

Estación	Q Lamina de desborde (m ³ /s)		
	Q lamina der (m ³ /s)	Q lamina izq (m ³ /s)	Diferencia (m ³ /s)
Tierralta	82.32		1852.21
Palomas		655.28	390.77
Nueva Colombia		19.69	968.74
La Palma	233.54		359.94

Tabla 10.17. Diferencia entre el caudal de banca llena y el caudal máximo en las estaciones donde se presenta desborde de la primera barrera.

Estación	MARGEN DERECHA		MARGEN IZQUIERDA	
	Caudal	H Lamina (m)	Diferencia	H Lamina (m)
Tierralta	1852.21966	0.57946614		
Palomas			390.774301	0.607843771
Nueva Colombia			968.74295	0.964183926
La Palma	359.940593	hacia la Ciénaga		

Tabla 10.18 Altura de la lámina de agua para la segunda barrera.

- Evento ocurrido en octubre de 1988 (1815 m³/s en angostura de Urrá)

Esta creciente es recordada por las grandes inundaciones que dejó a su paso. El evento comenzó el 7 de Octubre de 1988 con un caudal de 579 m³/seg. Al día siguiente alcanzó un pico de 1815 m³/seg, 2 días después descendió a 772 m³/seg. En la *figura 9.13* se muestran tanto el hidrograma de entrada como el caudal registrado aguas abajo.

El objetivo de la simulación es determinar como se comporta el modelo ante esta creciente histórica.

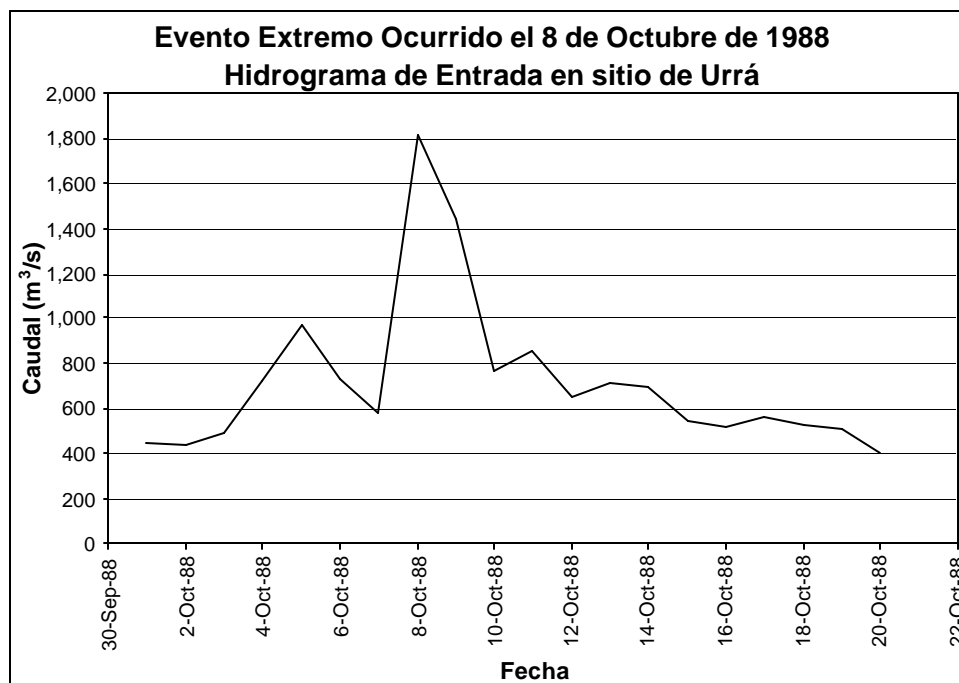


Figura 10.76 Hidrograma de entrada en Angostura de Urrá del evento extremo ocurrido el 8 de Octubre de 1988 cuyo caudal pico registrado fue de 1815 m³/s.

La simulación fue realizada con el modelo hidráulico del río Sinú desde Angostura hasta San Bernardo e incluyendo caños como Betancí, Aguas Prietas y Bugre, y los sistemas cenagosos de Betancí y Lórica.

Los hidrogramas resultantes en varios puntos de la cuenca se muestran en la figura 10.77.

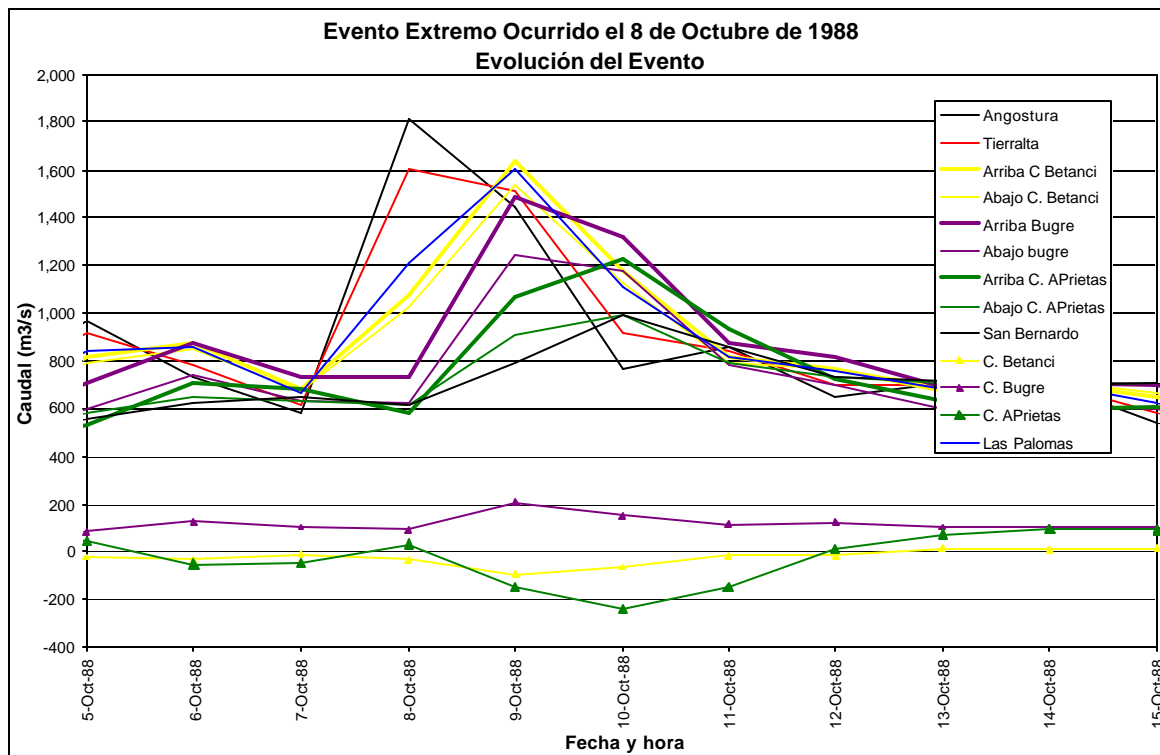


Figura 10.77. Hidrogramas resultado de la simulación de la creciente ocurrida el 8 de Octubre de 1988.

A medida que se desciende en la cuenca, el caudal pico del hidrograma disminuye notablemente. En Tierralta y en Las Palomas el pico alcanza los 1604 m³/s. En la cuenca baja el caudal pico llega a disminuir a 990 m³/s. dos días después.

Esta amortiguación se debe a dos razones principalmente: 1). el efecto amortiguador del río por su baja pendiente y secciones amplias y 2). almacenamiento en caños y ciénagas. Un ejemplo de esto es el Caño Betanci. En una sección sobre el río Sinú aguas arriba del caño el hidrograma registra un pico de 1630 m³/s. retrasada 1 día e inmediatamente aguas abajo el pico se disminuye a 1540m³/s., es decir, 90 m³/s. fluyendo hacia la Ciénaga de Betanci.

Con el Caño Bugre el caso es similar pasando de 1480 a 1240 m³/s. (240 m³/s. por el caño 1 día más tarde) y en el Caño Aguas Prietas de 1228 a 993 m³/s. (235 m³/s. a través del caño) 2 días después.

La simulación de este evento permitió determinar los caudales de desborde ($Q_{D\ iz}$, $Q_{D\ der}$). En cada sección transversal se estimó el caudal que producía desborde tanto en la margen izquierda como en la derecha. Estos caudales de desborde fueron verificados por medio de la curva de calibración de cada estación que

fueron proporcionadas por la Empresa Urrá S.A. E.S.P. y por los caudales de desborde que fueron definidos en el estudio del CIAF, 1985. (Tabla 10.19)

ESTACIONES	CAUDALES DE DESBORDE (m ³ /s)	
	MARGEN DERECHA	MARGEN IZQUIERDA
El Toro	862.23	1028.745
Carrizola	1315.7	1315.7
Tierralta	962.3	1063.2
Río Nuevo	960.29	1176.68
Volador	771.59	1065.22
Bellavista	1218.52	1218.52
Palomas	1270.33	1367.29
Nueva Colombia	1145.04	1248.16
Gallo Crudo	980.3	1023.97
Nápoles	1117.21	1251.06
Montería	930.935	909.49
Mocarí	758.48	684.78
San Pelayo	511.9	539.1
La Palma	653.765	657.52
Lorica	659.405	685.99
La Doctrina	595.45	571.27
San Bernardo	680.81	652.145

Tabla 10.19 Caudales de desborde para cada una de las estaciones empleadas en la amenaza por inundación.

Las estaciones de Carrizola y Bellavista tienen en ambas márgenes el mismo caudal de desborde, esto se debe a que los datos obtenidos para estas secciones en la margen derecha fueron completamente distintos para cada una de las verificaciones por lo que se asignó el valor de caudal de desborde de la margen izquierda correspondiente a cada una de las estaciones tratando de disminuir de esta manera el grado de error en el análisis.

Con base en los resultados del análisis de frecuencia, se escogieron valores de caudal superiores a los determinados y se determinaron los periodos de retorno (Q_T) asociados (Tabla 10.20).

Como se observa en la tabla 10.20 la única estación a la que no le fue asignado un periodo de retorno es las Palomas; esto se debe a que en su margen izquierda el periodo de retorno calculado asciende a los 250 años haciendo dudosa su aplicación en este punto.

ESTACION	MARGEN DERECHA		MARGEN IZQUIERDA	
	T	CAUDAL (m³/s)	T	CAUDAL (m³/s)
EL TORO	10	938.14	25	1113.80
	25	1113.80	50	1244.12
	50	1244.12	100	1373.47
CARRIZOLA	100	1373.47	100	1373.47
	125	1415	125	1415
	150	1448.9	150	1448.9
TIERRA ALTA	25	1113.8	25	1113.8
	50	1244.12	50	1244.12
	75	1319.86	75	1319.86
RÍO NUEVO	25	1113.8	50	1244.12
	50	1244.12	75	1319.86
	75	1319.86	100	1373.47
VOLADOR	5	799.11	25	1113.8
	10	938.14	50	1244.12
	25	1113.8	75	1319.86
BELLAVISTA	125	1242.32	125	1242.32
	150	1273.29	150	1273.29
	175	1299.47	175	1299.47
LAS PALOMAS	150	1273.29		
	175	1299.47		
	200	1322.14		
NUEVA COLOMBIA	100	1204.37	150	1273.29
	125	1242.32	175	1299.47
	150	1273.29	200	1322.14
GALLO CRUDO	50	1086.18	50	1086.18
	75	1155.39	75	1155.39
	100	1204.37	100	1204.3771
NAPOLES	50	1253.27	50	1253.27
	75	1393.08	75	1393.08
	100	1335.14	100	1335.14
MONTERIA	25	1112.42	10	922.55
	50	1253.27	25	1112.42
	75	1393.08	50	1253.27
MOCARI	10	848.06	5	712.91
	25	1018.82	10	848.06
	50	1145.5	25	1018.82
SAN PELAYO	5	712.91	5	712.91
	10	848.06	10	848.06
	25	1018.82	25	1018.82
LA PALMA	10	671.08	10	671.08
	25	804.89	25	804.89
	50	904.17	50	904.17
LORICA	10	709.85	10	709.85
	25	847.09	25	847.09
	50	950.3	50	950.3
LA DOCTRINA	10	687.73	5	571.66
	25	834.37	10	687.73
	50	943.16	25	834.37
SAN BERNARDO	10	687.73	10	687.73
	25	834.37	25	834.37
	50	943.16	50	943.16

Tabla 10.20 Caudales de desborde asociados a un periodo de retorno para cada una de las estaciones empleadas en la amenaza por inundación.

- Evento de Noviembre de 2001 (en angostura de Urrá)

Este evento se considero de gran importancia ya que esta sujeto a las condiciones actuales de la cuenca como es la operación de la Hidroeléctrica Urrá I, además este evento es el mas fuerte registrado desde la operación de la hidroeléctrica.

Después de la puesta en operación del proyecto Urrá I las inundaciones en la parte alta media y baja de la cuenca han sido amortiguadas disminuyendo su frecuencia y los sitios donde se presenta el fenómeno.

Las inundaciones presentes en 1988 y en la década de los 90´ no se han vuelto ha presentar, sin embargo la solución a los problemas de inundación no corresponden a la puesta en funcionamiento de la hidroeléctrica, ya que las zonas mas susceptibles de las zonas media y baja de la cuenca del río Sinú han presentado inundaciones en las épocas de lluvia y los cambios drásticos de caudal han generado nuevos problemas como la socavación del cauce principal a ambos lados de la corriente.

El evento comenzó en la estación de Angostura el día 19 de noviembre de 2001 y alcanzo un caudal pico en el día 24 de noviembre de 2001, como la hidroeléctrica esta controlando todos los caudales los aportes importantes son realizados por los afluentes haciendo para todas las estaciones que los caudales máximos se evidencien entre los días 23 y 24 de Noviembre del mismo año.

El objetivo de esta simulación fue la de analizar las inundaciones en la cuenca después de la operación de la hidroeléctrica y observar los sitios que presentaron inundaciones o posibilidad de inundaciones en caso de repetirse este evento, principalmente los años en que se presente el fenómeno niña.

Los hidrogramas resultantes en las estaciones analizadas se muestran en la *figura 10.78* estos presentan muchos cambios de caudal con aumentos y descensos que muestran la irregularidad de la corriente. En esta época se presentaron inundaciones debido a las lluvias que ocurrieron en toda la zona de estudio.

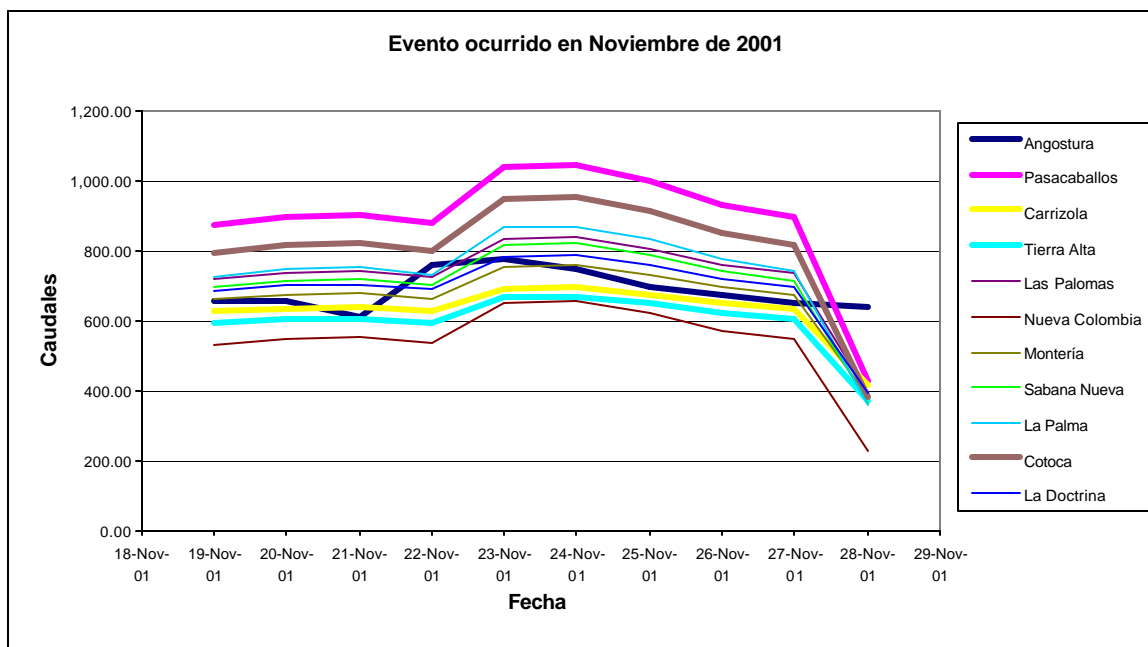


Figura 10.78. Hidrogramas resultado de la simulación de la crecida ocurrida el mes de Noviembre de 2001.

En Angostura el caudal máximo reportado fue de 773 m³/s., hay que tener en cuenta que en Urrá las turbinas generan máximo 700 m³/s. y que el aumento de este caudal se pudo originar por aportes de las quebradas vecinas localizadas aguas abajo de la presa o por los excesos de caudal provenientes del rebosadero de la presa. Es importante mencionar que este evento ocurrió en las épocas de mayor lluvia después de la entrada en operación de la hidroeléctrica.

La hidrógrafa presente en Urrá no presenta los caudales mas elevados, los caudales picos mas altos ocurren en la estación de Pasacaballos y en Cotoca. El caudal en pasacaballos alcanza 1045 m³/s. explicando esto las inundaciones presentes en el Toro, este aumento en la hidrógrafa se debe a los aportes realizados por los afluentes de la margen izquierda que se encuentran después de la presa.

Después de las inundaciones presentes aguas abajo de la estación el toro la crecida se amortigua llegando a arrojar 367.4 m³/s. esto es debido a la ausencia de afluentes importantes. En la estación de Tierralta se observa un aumento en los caudales esto se debe a los aportes realizados por la quebrada la Jui.

En las estaciones localizadas entre las palomas y la palma después del 23 de noviembre se observa un aumento en los caudales a los que se atribuyen las inundaciones presentes aguas abajo de Mocarí. A pesar de estar el caño Bugre que

amortigua parte de las crecientes, este no alcanza a atenuar las inundaciones en San Pelayo y aguas abajo de este municipio.

En Cotoca también se presentan caudales elevados, esto se puede explicar con los aportes realizados por los afluentes que se encuentran a lo largo de todo el Río.

En el 2001 se reportan inundaciones importantes aguas abajo de Montería, esto fue confirmado por el modelo de inundaciones generado en el HEC-RAS. Las zonas que pueden presentar desbordes del Río en épocas donde el fenómeno niña sea muy fuerte y la hidroeléctrica este funcionando al máximo de su capacidad van desde la estación de Mocarí hasta la desembocadura del Río, el área aledaña a la estación el Toro también presenta grandes posibilidades de desbordes debido a la capacidad de la sección del Río que en esta localidad es muy baja en comparación con las secciones que la rodean.

Para este evento se calcularon las láminas de agua que afectaron cada una de las estaciones en las que se desbordo el río Sinú siguiendo la metodología de Manning, estas láminas fueron confirmadas en campo y con profesionales que conocen la zona de estudio. Los resultados se pueden observar a continuación (Tabla 10.21).

Estación	MARGEN DERECHA		MARGEN IZQUIERDA	
	Diferencia	H Lamina (m)	Diferencia	H Lamina (m)
El Toro	183.79	0.49	17.275	0.09
Mocarí	4.39	0.49	1.78	0.23
San Pelayo	178.31	1.03	151.11	1.19
La Palma	17.80	0.44	14.05	0.11
Lorica	27.98	0.38	1.4	0.048
La Doctrina	166.84	1.07	191.02	1.17
San Bernardo	6.56		35.225	0.57

Tabla 10.21 Alturas de las laminas de agua en las estaciones donde se presentan desbordes para el evento ocurrido en Nov de 2001

Para limitar la mancha de inundación se tuvo en cuenta el estudio geomorfológico, las vías y las modificaciones del terreno que han hecho los pobladores de la zona: muchas de las zonas que se inundan están siendo limitadas por camellones creados por los pobladores, la intervención antrópica de la zona es muy importante ya que se están utilizando áreas de protección, zonas de ciénagas, entre otras zonas de importancia para realizar actividades como ganadería, minería, y centros urbanos.

- Evento de julio de 2002 (en angostura de Urrá)

Este evento se eligió por presentar un caudal constante por mas de 10 días y por estar asociado a inundaciones presentes en la cuenca del Río Sinú reportadas en el 2002, además ocurrió después de la puesta en operación de la hidroeléctrica Urrá siendo evidente que a pesar de estar controlados los caudales del Río Sinú se presentan inundaciones en la cuenca en épocas de lluvia.

Los hidrogramas resultantes para cada estación se muestran en la *figura 10.79*.

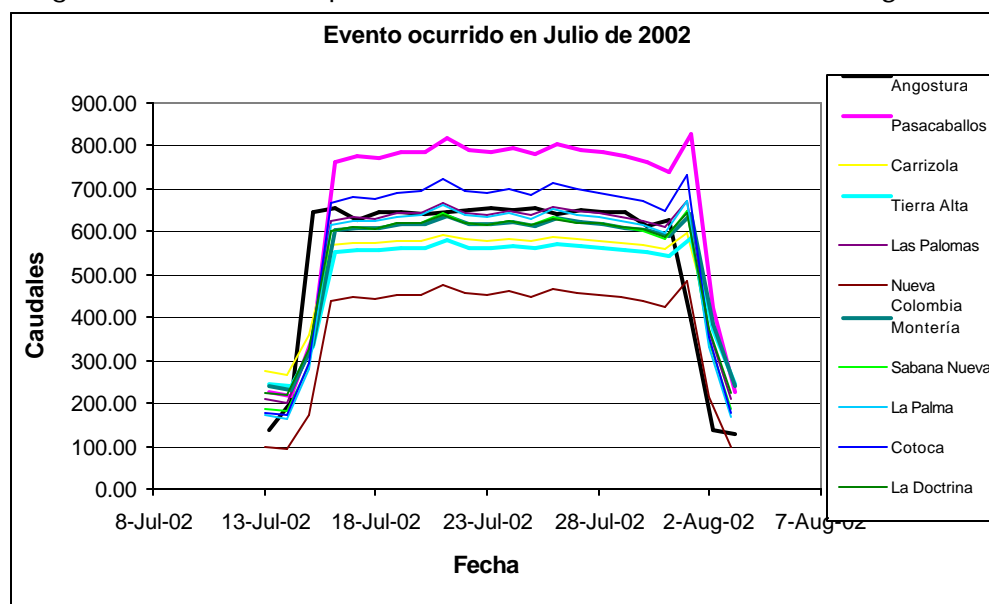


Figura 10.79. Hidrogramas resultado de la simulación de la creciente ocurrida el mes de Julio de 2002.

El caudal máximo arrojado por Urrá es de 633.95 m³/s. Los aportes realizados por las quebradas de la margen izquierda para este sector en épocas de lluvia permiten que los caudales del Río aumenten.

Como se observa en la *figura 10.79* la hidrógrafa de Urrá no presenta los caudales mas elevados en este evento, los caudales mas elevados se observan en la estación de Pasacaballos con 807.7 m³/s., en esta estación a pesar de presentarse los caudales mas altos no se presentan inundaciones de gran magnitud.

En las estaciones de Carrizola y Tierralta se observa que los caudales disminuyen progresivamente esto se debe a la falta de afluentes importantes en estos sectores y al amortiguamiento que se presenta a lo largo del Río.

Después de la estación de Tierralta se encuentra la desembocadura de la quebrada Juí que es el afluente mas importante de la cuenca aguas abajo de la Hidroeléctrica evidenciado esto en un aumento en la hidrógrafa de la estación las palomas, después de esta estación las hidrógrafas presentan una disminución por no encontrar aportes de caudales importantes.

La disminución de la hidrógrafa mas importante es la que se presenta en la estación de Nueva Colombia esto se debe a la disminución de caudal ocasionado por la presencia del caño Betancí que amortigua la corriente.

Los puntos mas críticos de inundación para este evento son los presentados en las estaciones de San Pelayo y La Doctrina, la perdida de caudal por la presencia del caño Bugre es importante para determinar la inundación en San Pelayo, a pesar de disminuir los caudales del Río la capacidad de la sección es bastante pequeña y se presentan inundaciones en la rivera de la localidad de San Pelayo.

La Población la Doctrina es afectada por inundaciones debido a los aportes realizados por las corrientes de agua del Río aguas abajo del caño Bugre y Aguas Prietas, además la capacidad del Río en las secciones ubicadas en esta zona no alcanza a superar los $650 \text{ m}^3/\text{s}$. poniendo en amenaza a las poblaciones cercanas.

El modelo da como resultado la presencia de inundaciones en las poblaciones encontradas cerca a las estaciones de San Pelayo y la Doctrina, siendo estas las localidades con mayor exposición a este fenómeno, esto fue corroborado en campo por personas de las poblaciones afectadas.

Al igual que para cada uno de los eventos simulados en el modelo se realizo el calculo de la lamina de agua empleando el método de Manning en las estaciones donde se presentaron desbordamientos (*Tabla 10.22*).

Estación	MARGEN DERECHA		MARGEN IZQUIERDA	
	Diferencia	H Lamina (m)	Diferencia	H Lamina (m)
San Pelayo	40.17	0.55116994	12.97	0.60097022
La Doctrina	46.58	0.50137189	70.76	0.70040711

Tabla 10.22 Alturas de las láminas de agua en las estaciones donde se presentan desbordes para el evento de Jul de 2002

10.2.5 Zonificación de la amenaza por inundación a escala 1: 100000.

10.2.5.1 Consideraciones Generales

El mapa de inundación se clasificó teniendo en cuenta las distintas causas de inundaciones presentes en la cuenca, como son desbordamiento y encharcamiento. Este se presenta en escala 1:100000 en el capítulo de cartografía del presente estudio.

Para realizarlo como ya se mencionó se trabajo con cartografía actualizada a partir de imágenes de satélite del año 2001 y 2003 y partió del análisis geomorfológico del relieve aledaño a las corrientes principales y cuerpos de agua, y del análisis hidrológico e hidráulico del río Sinú y la interacción con otras corrientes y los humedales más representativos.

La delimitación de los distintos niveles de amenaza dentro del mapa, atendió los distintos escenarios de caudales simulados y las barreras naturales y antropicas que representan las condiciones de frontera frente a las simulaciones efectuadas.

En la zona costera el análisis presentó dificultad, debido a que no se contó con informes detallados sobre la actividad de las mareas, no se poseen vías o cuerpos observables a esta escala que actúen como barreras a los desbordes del río, aún así en la zona del delta a partir de la fotointerpretación se identificaron las áreas de inundación; es importante resaltar que en épocas de tormenta el área inundada puede ser mayor debido a las fuertes mareas.

En la zona alta de la cuenca no se contó con información suficiente para hacer un análisis detallado del sector, la única herramienta con la que se cuenta es el estudio geomorfológico en el que se definen los depósitos de las corrientes principales, estos depósitos no son continuos y muchos de ellos presentan truncamientos debido a controles estructurales y litológicos que originan gargantas donde las corrientes no definen su llanura de inundación.

En la zona alta no existen poblaciones ni viviendas que puedan correr riesgo de inundarse, aun así la probabilidad que se presenten inundaciones en esta área es alta como se había mencionado con anterioridad es allí donde se presentan las zonas de vida que contienen la mayor cantidad de lluvias y por lo tanto los principales aportes de agua.

En las unidades geomorfológicas de basines internos y en los depósitos aluviales y fluvio lacustres se acumula mucha humedad y por lo tanto la vegetación de estas áreas se diferencia de la encontrada a su alrededor (vegetación de zonas bajas). Estas zonas adquieren gran importancia en épocas de lluvia por ser propicios para la acumulación de agua creando encharcamientos en toda el área de la cuenca.

Desde que la Hidroeléctrica Urrá I empezó a operar el Río ha cambiado bruscamente, los eventos de inundaciones pasadas como las ocurridas en 1963 o en 1988 difícilmente volverán a ocurrir mientras el embalse amortigue y/o almacene la mayor cantidad de caudales, los aportes importantes realizados al Río en la parte alta de la cuenca están siendo capturados por la represa impidiendo su libre circulación hacia la zona media y baja. Por estas razones el modelo hidráulico del Río es muy importante para la clasificación de la amenaza por inundación, como se explico anteriormente se modelaron 4 eventos importantes; un evento extremo ocurrido en el 2003 que se presentó en la zona alta pero que fue contenido por el embalse, el evento ocurrido en 1988 que arrojó $1800 \text{ m}^3/\text{s}$., y dos eventos que ocurrieron en el 2001 y en el 2002; estos dos eventos son de suma importancia por que muestran las zonas que después de la operación de Urrá siguen presentando inundaciones. Teniendo en cuenta este análisis se clasificaron las zonas de inundación en amenaza alta, media y baja.

10.2.5.2 Amenaza por inundación alta:

Corresponde este escenario a las modelaciones hidráulicas del río Sinú con la existencia de la Hidroeléctrica Urrá I a los eventos de Noviembre de 2001 y Julio de 2002. Las zonas que se encuentran enmarcadas en esta amenaza son las que se encuentran mas afectadas por las inundaciones del Río y con mucha mas frecuencia por su cercanía a cauces importantes, estas zonas son expuestas fácilmente a cambios rápidos de caudal.

Después que la hidroeléctrica Urrá empezó a funcionar en el año de 1999 se han presentado inundaciones en el área del Toro y en la zona media y baja de la cuenca, inundaciones que afectan poblaciones como, Lorica y San Bernardo del Viento, entre otras. Estas inundaciones no son de gran extensión pero aun así generan daños considerables a las poblaciones afectadas.

Las inundaciones son causadas en épocas de inviernos fuertes, donde los afluentes del Río aguas abajo de la presa realizan aportes significativos en terminos caudal. Muchas de las inundaciones fueron hechas por pequeñas quebradas que deben ser motivo de análisis mas rigurosos y detallados (Quebrada Juy, Caño el Vidrial).

En la zona de Tierralta se definió la zona de inundación para el afluente mas importante del Río en este sector y que es la Quebrada Juí, el análisis se desarrolló a partir de visitas de campo e interpretación de fotografías aéreas. Para este sector la ausencia total de secciones y de estaciones evita poder realizar un análisis mas detallado de los caudales y niveles máximos de la quebrada.

El caño Aguas Prietas es un caso especial dentro de la cuenca, este es alimentado por los afluentes que se encuentran en la margen derecha y a su vez alimenta la Ciénaga Grande del Bajo Sinú. En épocas de lluvia la corriente supera la capacidad del cauce originando desbordes del caño, estos desbordes afectan las poblaciones aledañas como Ciénaga de Oro, Arache, Lorica, entre otros.

El municipio de San Carlos presenta inundaciones en época de invierno y son generadas por las quebradas que lo drenan y los aportes que conducen el complejo de canales que transitan por el municipio.

Las inundaciones que se originan en el municipio de Lorica ocurren principalmente por los desbordes del río Sinú en algunos sectores y los desbordes que suceden cuando el Caño Aguas Prietas aumenta su nivel.

Desde la operación de Urrá las inundaciones son controladas, aún así las presentes a lo largo del Río corresponden a épocas de lluvia cuando la hidroeléctrica esta

trabajando a su máxima capacidad y existen aportes significativos de caudal aguas abajo de la presa.

En la zona alta de la cuenca que es donde se realizan los principales aportes de caudal, geomorfológicamente se identifica la llanura de inundación para las corrientes más importantes de la zona, la amenaza en estos sectores es alta, debido al lugar en que se encuentran y a las altas precipitaciones a las que están expuestas, así mismo las zonas de encharcamiento se ubican en este sector debido a la permanencia continua de la lámina de agua por varios meses.

10.2.5.3 Amenaza por inundación media:

Corresponde al escenario de la inundación del año 1988 y ocurren en áreas que tienen problemas de drenaje y que están cerca al Río, la exposición de estas zonas a inundaciones es moderada.

Importantes poblaciones de la región se vieron afectadas por los desbordes ocasionados en 1988, estos desbordes fueron originados por un caudal Máximo en angostura de $1800 \text{ m}^3/\text{s}$, este evento fue el utilizado para limitar la amenaza por inundación media.

Este escenario fue simulado con el objeto de dimensionar las áreas inundables para este caudal, difícilmente podrá darse un fenómeno similar bajo la regulación que impone la hidroeléctrica, para el efecto se deberían dar entre otras las siguientes condiciones: Urrá funcionando a su capacidad máxima, es decir $700 \text{ m}^3/\text{seg}$ grandes aportes de la quebrada Juí cerca de $200 \text{ m}^3/\text{seg.}$, y un exceso de caudal debido a otras corrientes o un caudal pasando por el rebosadero de la presa cuya suma debería estar cercano a $900 \text{ m}^3/\text{seg}$.

Por este motivo se considera de importancia las zonas inundadas en esta época, estos límites fueron corroborados por el modelo de inundaciones y por los pobladores de la zona.

10.2.5.4 Amenaza por inundación baja:

Las áreas que definen esta zona son las que presenta menor grado de exposición a este fenómeno debido a la distancia que se encuentra del cauce principal y la poca posibilidad que existe de que estas zonas sean afectadas por desbordamientos del Río.

Para tal efecto se tomó el escenario del evento ocurrido en el 2003, el cual arrojó en la estación de Angostura un caudal Máximo de $3200 \text{ m}^3/\text{s}$, este evento pudo ser catastrófico para las poblaciones principales localizadas a lo largo del cauce del Río, el modelo de inundación permitió definir con cierto grado de aproximación las zonas que posiblemente se inundarían si no existiese la hidroeléctrica.

Con caudales de esta magnitud los caños de la Ciénaga de Betancí y el caño Bugre no alcanzan a mitigar el impacto generado por la corriente, poniendo en riesgo a otras poblaciones que normalmente no se encuentran afectadas por el Río.

Se debe tener en cuenta que el periodo de retorno calculado para este evento es de 250 años en angostura y que las condiciones que deben presentarse para que ocurra son extremas, por tal motivo se clasificó este escenario como zona de amenaza baja, debido a la presencia del embalse de Urra, el cual representa una zona de amortiguación de eventos extremos, como el sucedido.

10.3 AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ

Los fenómenos naturales de origen geológico, hidrológico y atmosférico, tales como movimientos en masa, representan un peligro latente que bien puede considerarse como una amenaza para el desarrollo social y económico de una región o un país.

El riesgo puede reducirse si se entiende como el resultado de relacionar la amenaza, o probabilidad de ocurrencia de un evento, y la vulnerabilidad de los elementos expuestos, o factor interno de selectividad de la severidad de los efectos sobre dichos elementos. Medidas estructurales, como el desarrollo de obras de protección y la intervención de la vulnerabilidad de los elementos bajo riesgo, y medidas no estructurales, como la regulación de usos del suelo, la incorporación de aspectos preventivos en los presupuestos de inversión y la realización de preparativos para la atención de emergencias pueden reducir las consecuencias de un evento sobre una región o una población.

La amenaza está relacionada con la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno físico de origen natural, de origen tecnológico o provocado por el hombre que puede manifestarse en un sitio y durante un tiempo de exposición prefijado. Técnicamente, se expresa como la probabilidad de exceder un nivel de ocurrencia de un evento con un grado de severidad, en un sitio específico y durante un período de tiempo.

Este documento describe conceptual y metodológicamente la manera como se evaluó la amenaza por movimientos en masa de la cuenca hidrográfica del río Sinú. Reflexiona acerca del nivel de resolución o detalle que se tuvo en cuenta en la elaboración de instrumentos tales como mapas, que serán utilizados para la toma de decisiones dentro del proceso de planificación del territorio.

Para la evaluación de la probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa se utilizó un método estadístico bivariado en el que los cálculos están basados en la utilización de sistemas de información geográfico mediante operaciones entre el mapa de inventario de deslizamientos con cada uno de los mapas temáticos (Litología, geomorfología, clima, cobertura vegetal, tipo de suelo, pendientes y densidad de drenaje). Los resultados de cada cruce son combinados produciendo un mapa de valores de peso, el que después de reclasificarlo en clases de amenaza, produce el mapa final. El procedimiento es el siguiente:

MÉTODO ESTADÍSTICO BIVARIADO

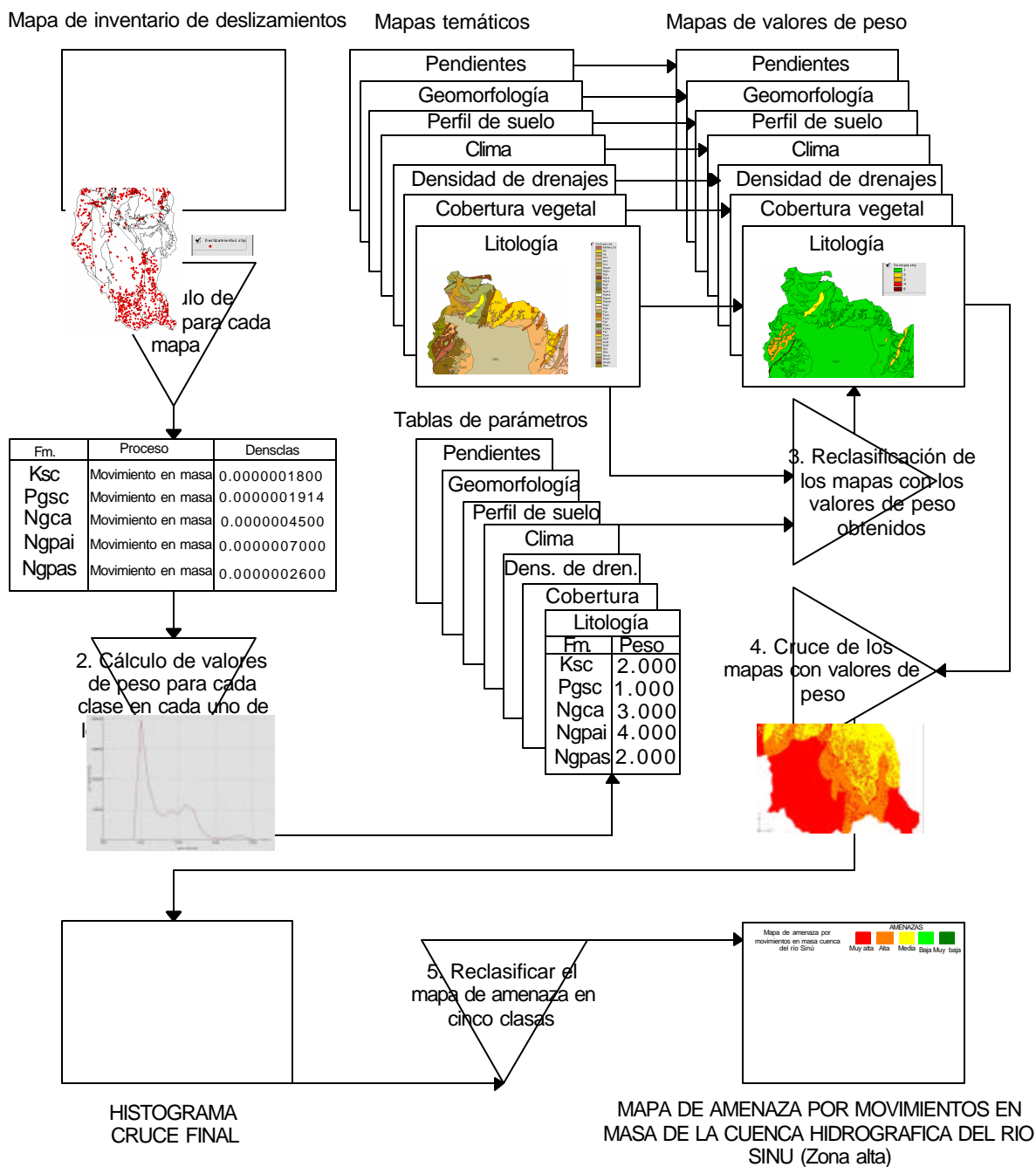


Figura 10.80. Metodología empleada para el cálculo de la amenaza por movimientos en masa

Este método estadístico, es un método matemático indirecto que permite evaluar un gran número de variables y parámetros con la ayuda de un SIG, en este caso se empleó el software ArcGIS en sus módulos Arcview 3.3, ArcInfo, Arctoolbox y Arcatalog con la ayuda de ILWIS y Excel.

El cálculo de los valores de peso está basado en la relación entre densidad de deslizamientos y la clase de parámetros comparados con la densidad de deslizamientos sobre el área completa; además de la experiencia de los profesionales involucrados en el proyecto, se evaluó la importancia de cada mapa de parámetros y se tomaron decisiones sobre los mapas de entrada definitivos de una forma iterativa, utilizando el siguiente procedimiento:

- Clasificación de cada mapa de parámetros en un número de clases relevantes.
- Combinación de los mapas seleccionados de parámetros con el mapa de deslizamientos, utilizando el sistema de cruce de mapas para producir unas tabulaciones de cruce que definen las correlaciones espaciales entre los mapas de parámetros y el mapa de deslizamientos.
- Cálculo de los valores de peso basados en la tabla de tabulación de cruce.
- Asignación de valores de peso a los mapas de parámetros y diseño de reglas de decisiones que fueron aplicadas a los mapas y clasificaciones de acuerdo a los resultados finales.
- Elaboración del mapa de amenaza de deslizamiento utilizando los valores de peso obtenidos en cada cruce de los mapas temáticos con el mapa de inventario de deslizamientos. Las áreas resultantes de este análisis se presentan en cinco categorías las cuales se definieron acorde a la distribución de tendencias de valores de peso representados en píxeles en las diferentes unidades de cruce.

La información empleada para la evaluación de la amenaza por movimientos en masa fue elaborada por el grupo multidisciplinario del proyecto que elabora el Diagnóstico Ambiental de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú con miras a Formular el Plan de Ordenamiento y Manejo Integral de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú (POMCA Sinú), empleándose para ésta los datos de mayor relevancia y confiabilidad a la hora de realizar la zonificación teniendo presente al alcance del proyecto (escala 1:100000).

Después de un cuidadoso análisis de fotografías aéreas, imágenes de satélite y correlaciones de campo, se digitalizaron las áreas de deslizamientos activos o inactivos que se detectaron en el área estudiada. Debido a la escala de estudio (1:100.000) no se alcanzaron a cartografiar todos los deslizamientos existentes. La distribución espacial de deslizamientos se presentó en zonas de similar densidad de fenómenos.

10.3.1 ANTECEDENTES

Históricamente los deslizamientos que han afectado la cuenca hidrográfica del río Sinú se presentan en zonas de pendiente alta, en geoformas colinadas y montañosas y donde el clima posee características extremas que aceleran la presencia de tales fenómenos.

Dentro de los municipios que hacen parte de la cuenca del río Sinú, Tierralta, Valencia y los que se encuentran en las zonas de topografías elevadas presentan la mayor amenaza por este tipo de fenómenos.

Municipio de Tierralta

En este municipio se presentan deslizamientos aislados, presentados principalmente en áreas desprovistas de vegetación arbórea, también se presentan deslizamientos en la quebrada Juí y en la zona de la quebrada Las Flores, este fenómeno ocurre principalmente debido a la presencia de capas arcillosas que impiden la infiltración.

A 2.5 kilómetros del caserío Alto Juí, se deslizó una porción de suelos, la cual taponó la quebrada del mismo nombre, ocasionando un pequeño cambio al cauce de ésta, dichos deslizamientos no permiten marcar un área determinada debido a su dispersión (Fuente POT municipal).

Municipio de Ciénaga de Oro

Los corregimientos de Las Palmitas, San Antonio del Táchira, Pijiguayal, Laguneta y Santiago Pobre, por sus características de paisaje de colinas, han sido propensos a ocurrencias de movimientos de masa de mediana intensidad, que han afectado la infraestructura, edificaciones. Este fenómeno se incrementa aun más, debido a la deforestación acelerada que sufre esta zona por las malas prácticas de manejo de la actividad pecuaria y agrícola principalmente.

También se observa que en las orillas de la mayoría de los arroyos del Municipio, se presentan derrumbes y deslizamientos, ocasionados por la destrucción del bosque de galería.

Municipio de San Antero

Los movimientos en masa han afectado principalmente las zonas de corte de la vía principal de Lorica – San Antero - Coveñas, principalmente a la altura de la cabecera municipal hasta el sector del Porvenir, donde se presentan los cortes más fuertes de esta vía dentro del municipio de San Antero y en los cortes de la vía rural hacia el corregimiento de Santa Rosa. En estos casos además del proceso de erosión que se evidencia, se empiezan a desnudar una serie de fragmentos de roca que pueden ocasionar deslizamientos.

El área afectada por deslizamientos sobre la vía principal equivale a unas 5 hectáreas.

Municipio de San Bernardo del Viento

Este fenómeno se presenta en la zona de topografía quebrada, principalmente en las orillas de los arroyos, tales como: Fajardo, Caimancito, Jacinto, el Llorón, Candelaria y la Burra. Aunque estos deslizamientos no son de gran magnitud aumentan en forma continua la sedimentación de los caños, Río y mar, lo cual se evidencia en épocas de verano. También se observan pequeños desplomes después de las crecientes que dejan al descubierto zonas potenciales de deslizamientos.

Municipio de Cereté

Algunos sectores se caracterizan por permanecer en constante reptación durante los meses de invierno, convirtiéndose en movimientos de alta velocidad cuando son influidos por la gravedad, denotados por las coronas de deslizamiento, y la socavación en los meandros por las corrientes de agua.

Se presenta reptación en la zona de Los Abanicos, Las Cuevas, Venezuela, Cuero Curtido, el área es indeterminada ya que la reptación se da en pequeñas áreas de 120 m² y que reptan 20 a 30 metros.

Municipio de Lorica

La cabecera municipal históricamente se identifica como zona de deslizamientos en sectores de los barrios de El Progreso (sobre la vía San Bernardo) y Kennedy sector Puerto Rico, producto de asentamientos subnormales.

10.3.2 PARAMETROS PARA LA EVALUACION DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RIO SINU

10.3.2.1 Clima

Para la caracterización de este parámetro se utilizó el sistema de clasificación de Holdridge (1982), obteniéndose para la cuenca del río Sinú tres tipos de unidades climáticas.

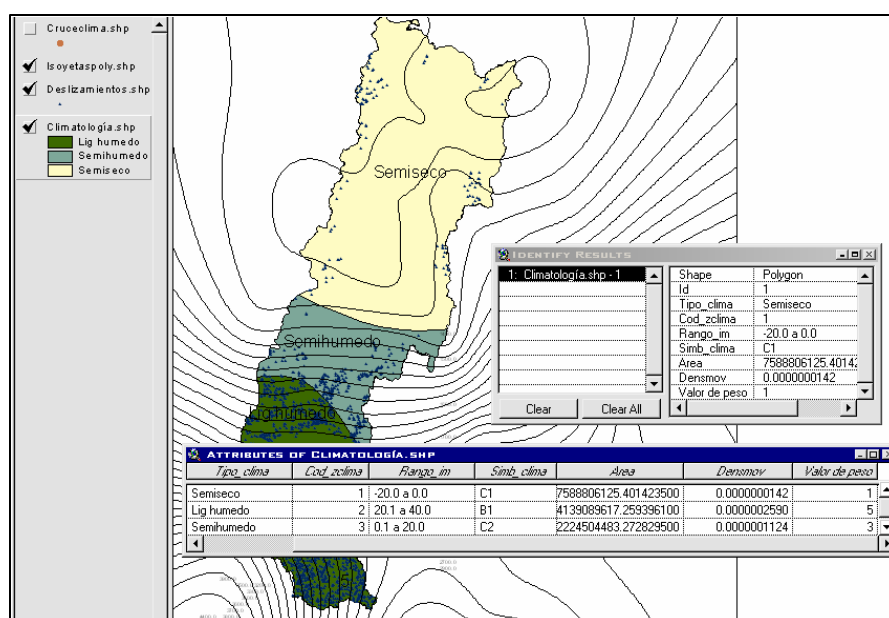


Figura 10.81. Mapa climático e inventario de procesos erosivos de la cuenca hidrográfica del río Sinú

- **Clima semiseco**

Índice hídrico anual (I_m) entre -20 y 0): toda la cuenca baja del río Sinú desde su desembocadura en Tinajones hasta aproximadamente los límites de los municipios de Montería y Tierralta.

- **Clima Semihúmedo**

(I_m entre 0 y 20): entre el límite de los municipios de Montería y Tierralta y la presa del Proyecto Hidroeléctrico Urrá.

- **Clima ligeramente húmedo**

(I_m entre 20 y 40): el resto de la cuenca alta del río Sinú, es decir entre la presa del Proyecto Hidroeléctrico Urrá y el alto de Paramillo.

El primer paso para la valoración de las unidades de clima consistió en el cruce del mapa temático con el mapa de inventario de deslizamientos a escala 1:100000; el cruce arrojó los siguientes resultados (*Tabla 10.23*)

ID	TIPO CLIMA	CODIGO ZONA CLIMATICA	RANGO INDICE DE HUMEDAD	SIMBOLO CLIMA	AREA m ²	DENSIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA POR m ²
2	Lig húmedo	2	20.1 a 40.0	B1	4139089617,259	0,0000002590
3	Semihúmedo	3	0.1 a 20.0	C2	2224504483,272	0,0000001124
1	Semiseco	1	-20.0 a 0.0	C1	7588806125,401	0,0000000142

Tabla 10.23. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con unidades Climáticas de la cuenca hidrográfica del río Sinú

Después de calcular las densidades de deslizamientos en cada unidad climática se analizaron los resultados de acuerdo a unos rangos o clases para así definir el valor de peso en cada zona.

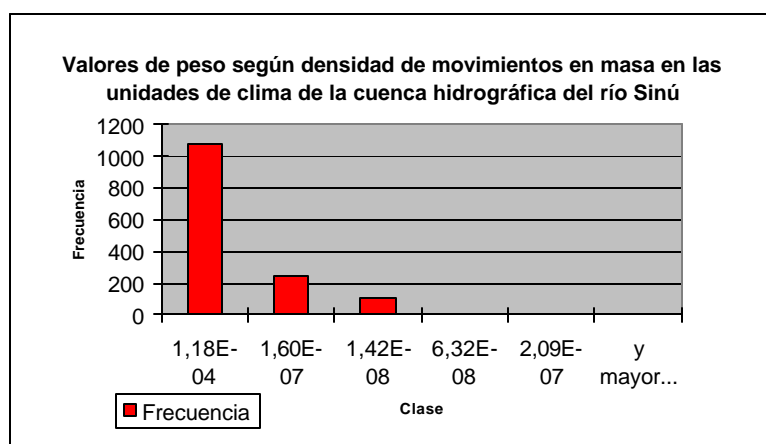


Figura 10.82. Histograma resultado para la valoración de las unidades de clima en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALOR DE PESO
1,42e-08 - 6,316e-08	1
6,316e-08 - 1,1175e-07	2
1175e-07 - 1,6036e-07	3
1,6036e-07 - 2,0896e-07	4
2,0896e-07 - 2,59e-07	5

Tabla 10.24. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades de clima de la cuenca hidrográfica del río Sinú

ID	TIPO CLIMA	CODIGO ZONA CLIMATICA	RANGO INDICE DE HUMEDAD	SIMBOLO CLIMA	AREA m ²	DENSIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA POR m ²	VALOR DE PESO
2	Lig húmedo	2	20.1 a 40.0	B1	4139089617,25	0,0000002590	5
3	Semihúmedo	3	0.1 a 20.0	C2	2224504483,27	0,0000001124	3
1	Semiseco	1	-20.0 a 0.0	C1	7588806125,40	0,0000000142	1

Tabla 10.25. Valores de peso para las unidades de climas según densidad de movimientos en masa.

Al no existir valores de densidad de movimientos dentro de las clases dos (2) y cuatro (4); no existen los correspondientes valores de peso dentro de las unidades de clima, por lo tanto, en el mapa cruce del inventario de movimientos en masa y unidades de clima solo se presentan valores de peso 5, 3 y 1 como resultados.

La unidad climática ligeramente húmeda posee un máximo valor de peso debido a la alta densidad de movimientos en masa por m², dicha unidad posee un índice hídrico alto (20.1 a 40), además de una precipitación de 2500 a 3900 mm.

Después de hallar los respectivos valores de peso para cada unidad climática, se procedió a reclasificar el mapa cruce de acuerdo a este valor:

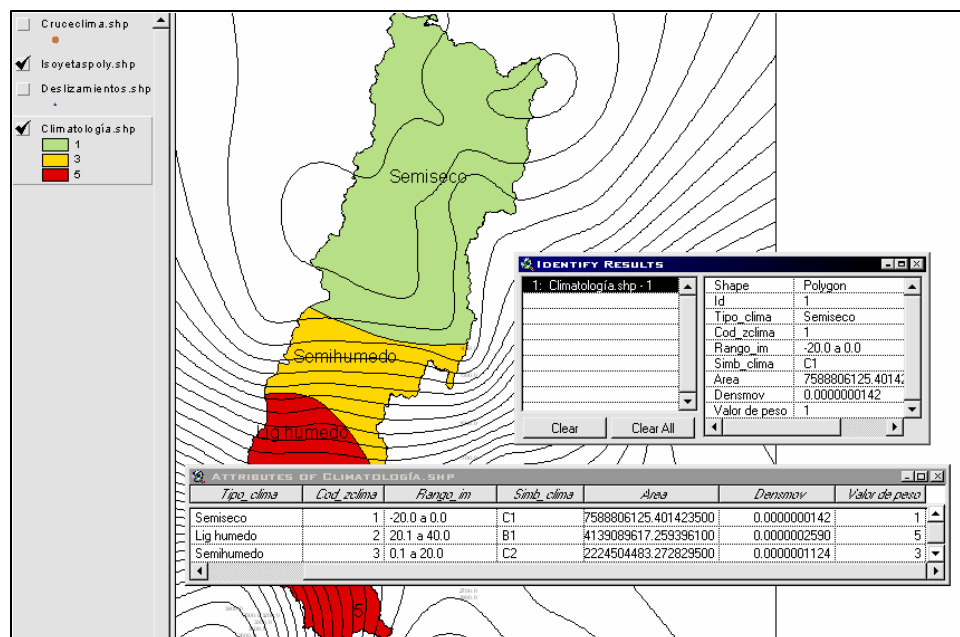


Figura 10.83. Mapa climático clasificado con los valores de peso de acuerdo al cruce con el mapa de inventario de movimientos en masa

El mapa final reclasificado de acuerdo a los valores peso es un factor que de acuerdo a la experiencia de los profesionales del Grupo POMCA tiene una ponderación del 15% dentro del cruce final para el mapa de amenaza por movimientos en masa.

10.3.2.2 Litología

Cada formación geológica posee una susceptibilidad específica a los deslizamientos y el mapa de inventario de movimientos en masa de la cuenca del Sinú presenta densidades de número o tamaño de los movimientos que son característicos de determinadas áreas dentro de cada formación geológica.

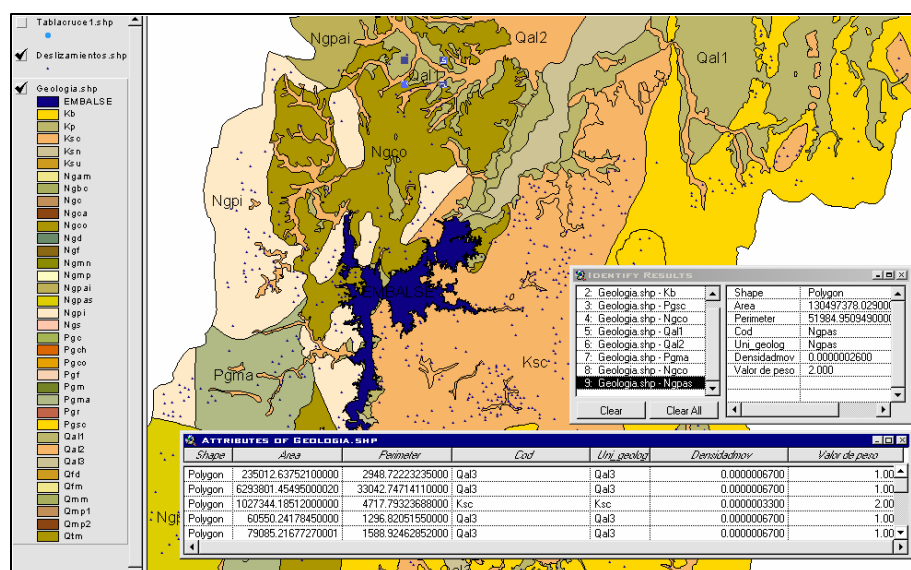


Figura 10.84. Vista de las unidades litológicas e inventario de procesos erosivos de la cuenca hidrográfica del río Sinú. Sector del embalse de Urrá, Municipio de Tierralta.

El cruce entre el mapa de inventario de deslizamientos con las unidades litológicas en el SIG, arrojó densidades que dependen del área total de cada polígono sin importar si es la misma unidad de roca, por tal motivo fue necesario calcular las densidades promedio para cada formación litológica y así unificar más el concepto de probabilidad de ocurrencia por movimientos en masa, por ejemplo, las unidades litológicas que aparecen en el siguiente cuadro son polígonos con densidad propia que al ser promediados con otros de la misma formación arrojan una densidad promedio para la unidad en general :

ID	NOMBRE	AREA	PERIMETER	UNI_GEO LO.	DENSIDAD MO	PRODEN MOV
1302	Movimiento en masa	1565155,92	7045,01	Ngca	0,0000012778	0,0000004500
1323	Movimiento en masa	8762859,57	24405,14	Ngf	0,0000002282	0,0000002282
1139	Movimiento en masa	7267917,39	11646,46	Ksc	0,0000005504	0,0000003300
1324	Movimiento en masa	5136681,65	12855,71	Pgco	0,0000003894	0,0000002300
1273	Movimiento en masa	8979191,46	16762,81	Ngpas	0,0000003341	0,0000002600

Tabla 10.26. Cruce unidades litológicas Vs. Inventario de movimientos en masa con densidades promedio

Diferentes unidades geológicas con igual litología presentan contrastes en cuanto a la densidad de movimientos que éstas poseen, tales discrepancias se dan por la intervención de otros factores que juegan un papel importante en la generación de

movimientos en masa tales como el clima, las pendientes y el uso o cobertura del suelo entre otros.

De acuerdo a los rangos de densidad promedio de movimientos en masa en cada una de las unidades litológicas fueron asignados valores de peso, los cuales son confrontados posteriormente con el análisis de la susceptibilidad a la ocurrencia de los fenómenos en masa, relacionada con las condiciones ambientales existentes.

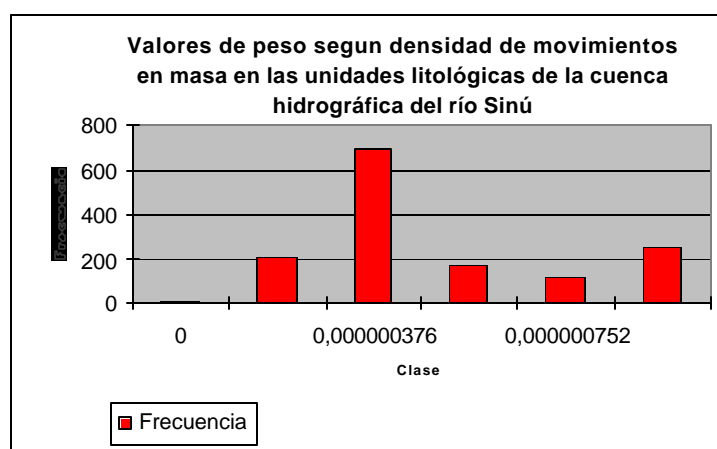


Figura 10.85. Histograma resultado para la valoración de las unidades litológicas en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALOR DE PESO
0 - 1,88E-07	1
1,88E-07 - 3,76E-07	2
3,76E-07 - 5,64E-07	3
5,64E-07 - 7,52E-07	4
7,52E-07 - 9,4E-07	5

Tabla 10.27. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades litológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú

Las Formaciones Manantial, Pajuil inferior y Campano muestran mayor probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa, dichas formaciones corresponden a litologías arenosas y arcillosas y se localizan en la parte alta de la cuenca hidrográfica. La clasificación de acuerdo a la susceptibilidad, resistencia y características litológicas se indican mas adelante.

Los mayores valores de peso se presentan en aquellas zonas donde la densidad de movimientos en masa es mayor, litológicamente se exhiben contrastes lo que indica que la ocurrencia de estos fenómenos depende de otros factores. Las unidades litológicas halladas con mayor densidad de movimientos se presentan en

la parte alta de la cuenca, región donde las altas pendientes y el clima intervienen como factores detonantes de estos fenómenos.

ID	UNIDAD GEOLOGICA	DENSIDAD PROMEDIO DE MOVIMIENTOS EN MASA m/m^2	VALOR DE PESO
Kp	Basaltos sin diferenciar	0,0000001546	1,000
Ksc	Formación Cansona	0,0000003300	2,000
Ngc	Formación El Cerrito	0,0000000000	1,000
Ngca	Formación Campano	0,0000004500	3,000
Ngco	Formación Corpa	0,0000002200	2,000
Ngd	Formación el Descanso	0,0000000000	1,000
Ngf	Formación Floresanto	0,0000001100	1,000
Ngmn	Formación Moñitos	0,0000001400	1,000
Ngmp	Formación Morrocoy	0,0000001000	1,000
Ngpai	Formación Pajuil Inferior	0,0000007000	4,000
Ngpas	Formación Pajuil superior	0,0000002600	2,000
Ngpi	Formación Pavo inferior	0,0000003500	2,000
Ngs	Formación Sincelejo	0,0000000029	1,000
Pgc	Chet de la candelaria	0,0000000000	1,000
Pgch	Formación Chalán-Toluviejo	0,0000001500	1,000
Pgco	Formación Cienaga de oro	0,0000002300	2,000
Pgf	Formación el Floral-Carmen	0,0000000700	1,000
Pgm	Formación Manantial	0,0000008319	5,000
Pgma	Formación Maralú	0,0000002000	2,000
Pgr	Formación la Risa	0,0000001693	1,000
Pgsc	Formación San Cayetano	0,0000001800	1,000

Tabla 10.28. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con unidades litológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú

Para la realización del mapa de amenaza por movimientos en masa no se tuvieron en cuenta las estructuras incidentes como grietas, fracturas y fallas menores debido al alcance de la zonificación y a la disponibilidad de fotografías aéreas, el paralelo entre las densidades de movimientos en masa y las zonas fracturadas o falladas es muy estrecho, éstas estructuras se tienen en cuenta más adelante en el análisis de probabilidad de cada variable para la zonificación por amenazas debidas a movimientos en masa.

El mapa cruce entre el inventario de deslizamientos y las unidades litológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú reclasificado muestra que las unidades con mayor valor de peso se localizan en la cuenca alta del río Sinú (Figura 10.86).

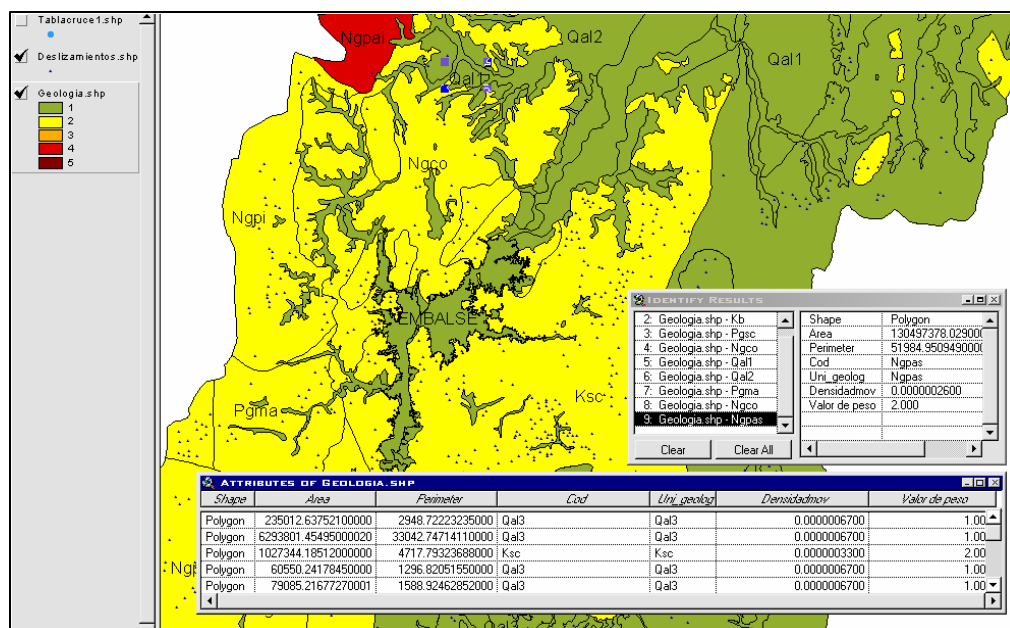


Figura 10.86. Mapa resultado del cruce de las unidades litológicas con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca del río Sinú, clasificado según valores de peso

10.3.2.3 Geomorfología

La intersección entre el mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades geomorfológicas, tuvo un procedimiento similar al realizado con las unidades litológicas.

Como paralelo importante se da que la mayor densidad al igual que mayores valores de peso se presentan en la región de la cuenca alta, como contraste se muestra que las geoformas más afectadas por los movimientos en masa son función de la pendiente que ésta les imprime. En general, los depósitos inconsolidados y húmedos apoyados sobre roca en laderas muy pendientes, el pie de escarpes abruptos socavados en la pata, zonas de concentración de drenaje y fracturas y los terrenos rugosos o irregulares con cicatrices y escapes concéntricos son los subpaisajes que mayor probabilidad tienen a presentar inestabilidad del terreno.

Se presentan 26 unidades geomorfológicas diferentes en la cuenca hidrográfica del río Sinú que muestran movimientos en masa, al presentarse similares unidades con diferente grado de probabilidad se promedian las densidades unitarias para sacar una densidad homogénea para la misma unidad geomorfológica.

Seguido al cruce de los mapas, se calculan las diferentes densidades de movimientos en masa, las que posteriormente son llevadas a la estadística descriptiva para valorar dichas unidades.

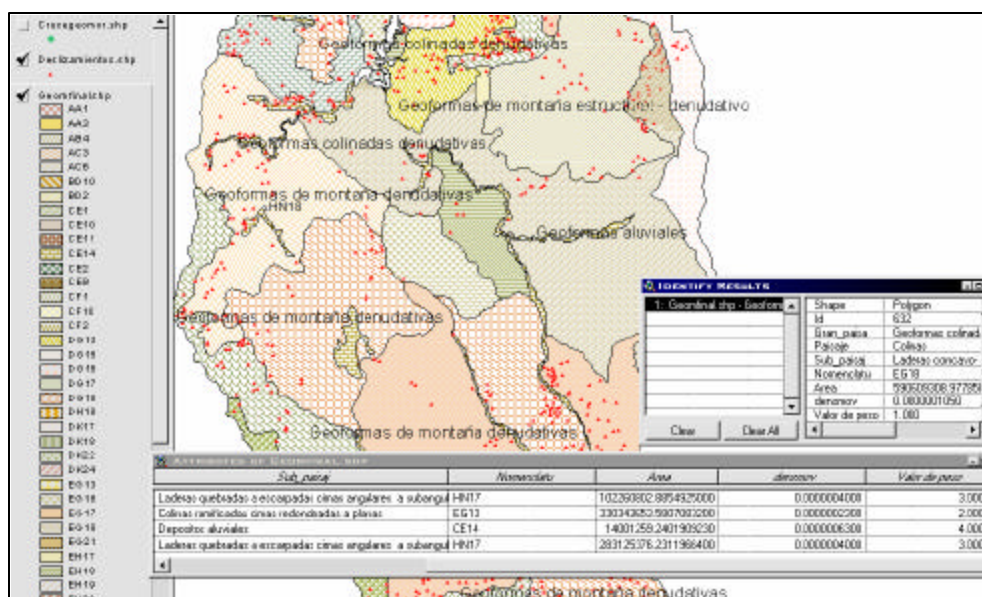


Figura 10.87. Vista de las unidades geomorfológicas e inventario de procesos erosivos de la cuenca alta hidrográfica del río Sinú

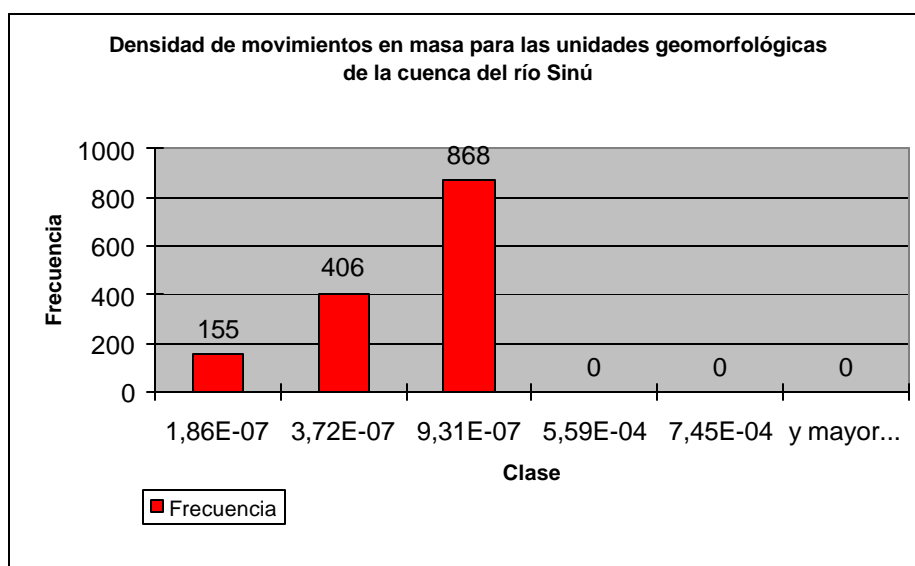


Figura 10.88. Histograma resultado para la valoración de las unidades geomorfológicas en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALOR DE PESO
0 - 1,862E-07	1
1,862E-07 - 3,724E-07	2
3,724E-07 - 5,586E-07	3
5,586E-07 - 7,448E-07	4
7,448E-07 - 9,31E-07	5

Tabla 10.29. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades geomorfológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú

Del análisis estadístico se puede concluir que las geoformas con mayor valor de peso corresponden a la categoría de paisaje montañas irregulares, localizadas en la cuenca alta y también al sur de la cuenca media del Sinú.

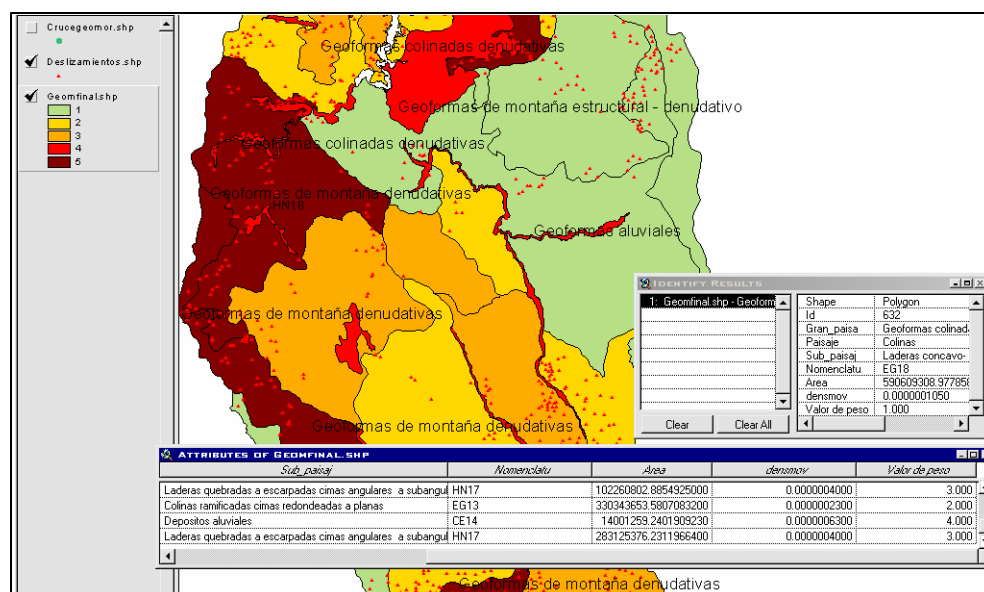


Figura 10.89. Mapa resultado del cruce de las unidades geomorfológicas con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca alta del río Sinú, clasificado según valores de peso

GRAN PAISAJE	PAISAJE	SUBPAISAJE	NOMENCLATURA	DENSIDAD DE MOVIMIENTOS	VALOR DE PESO
Geoformas aluviales	Llanura aluvial reciente	Depósitos aluviales	CE14	0,000000000	0
Geoformas aluviales	Llanura aluvial antigua	Terraza	CF10	0,0000001335	1
Geoformas colinadas denudativas	Colinas	Colinas ramificadas cimas	DG13	0,0000005700	4
Geoformas colinadas estructurales	Colinas	Colinas ramificadas laderas quebradas, cimas angulares	DG16	0,0000003400	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas quebradas a escarpadas	DK17	0,0000002000	2
Geoformas colinadas estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas cóncavo-convexas	DK22	0,0000000700	1
Geoformas colinadas estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas escarpadas	DK24	0,0000003800	3
Geoformas colinadas denudativas	Colinas	Colinas ramificadas cimas	EG13	0,0000002300	2
Geoformas colinadas denudativas	Colinas	Laderas cóncavo-convexas	EG18	0,0000001000	1
Geoformas colinadas denudativas	Colinas	Colinas aisladas	EG21	0,0000004400	3
Geoformas colinadas denudativas	Lomas	Laderas quebradas a escarpadas	EH17	0,0000001400	1
Geoformas colinadas denudativas	Lomas	Laderas cóncavo-convexas	EH18	0,0000001900	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas quebradas a escarpadas	GK17	0,0000002400	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Chevron	GK23	0,0000003500	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas escarpadas	GK24	0,0000002900	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas quebradas	GK25	0,0000002500	2
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Valles abiertos con laderas quebradas	GK27	0,0000000900	1
Geoformas de montaña estructurales	Sinclinal	Laderas quebradas a escarpadas	GL17	0,0000000600	1
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Montañas irregular	Valles abiertos con laderas quebradas	GN27	0,0000000800	1
Geoformas de montaña estructurales denudativas	Monoclinal	Laderas quebradas	HK25	0,0000001700	1
Geoformas de montaña denudativas	Montañas irregular	Laderas quebradas a escarpadas	HN17	0,0000004000	3
Geoformas de montaña denudativas	Montañas irregular	Laderas cóncavo-convexas	HN18	0,0000009300	5
Geoformas de montaña denudativa	Montañas irregular	Valles profundos y estrechos	HN26	0,0000002800	2
Geoformas de montaña denudativas	Montañas irregular	Valles abiertos con laderas quebradas	HN27	0,0000008100	5
Geoformas colinadas denudativas	Superficie de aplanamiento	Nivel inferior	S1	0,0000003200	2
Geoformas colinadas denudativas	Superficie de aplanamiento	Nivel intermedio	S2	0,0000003200	2

Tabla 10.30. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con unidades geomorfológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú

10.3.2.4 Uso y cobertura del suelo

La cobertura vegetal por la importancia (como productor primario, por sus relaciones con el resto de componentes bióticos y abióticos, papel de estabilización de pendientes, regulación de caudales, formador de microclimas, filtros atmosférico, hábitat de especies, etc.) juega un papel muy importante en la determinación de la amenaza por movimientos en masa. El efecto de la vegetación sobre la estabilidad de los taludes es bien marcado ya que según el tipo de cobertura los efectos de la estabilización del suelo son importantes o no.

La cobertura del suelo se define como los diferentes rasgos que cubren la tierra, tales como el agua, el bosque, otros tipos de vegetación, rocas desnudas o arenas, estructuras hechas por el hombre, etc. En general estos son los rasgos que fueron directamente observados en las fotografías aéreas y en las imágenes de satélite. El concepto de uso se aplica al empleo que el hombre da a los diferentes tipos de cobertura, cíclica o permanente para satisfacer sus necesidades.

El cruce entre el mapa de cobertura y uso actual del suelo con el mapa de inventario de deslizamientos de la cuenca hidrográfica del río Sinú muestra que las mayores densidades de deslizamientos se encuentran asociadas a las unidades de vegetación de páramo debido a la fuerte intervención antrópica presente en este sector, se recomienda hacer un seguimiento cuidadoso a este tipo de cobertura ya que es una formación vegetal que se debe proteger.

El mapa de uso y cobertura actual con densidades de deslizamientos por unidad cartográfica fue reclasificado o renombrado de acuerdo a los resultados de valores de peso, las densidades para la mayoría de estas unidades fueron promediadas para sacar un valor homogéneo en cada unidad.

Los mapas iniciales y clasificados según valores de peso para la región del embalse de Urrá son los siguientes:

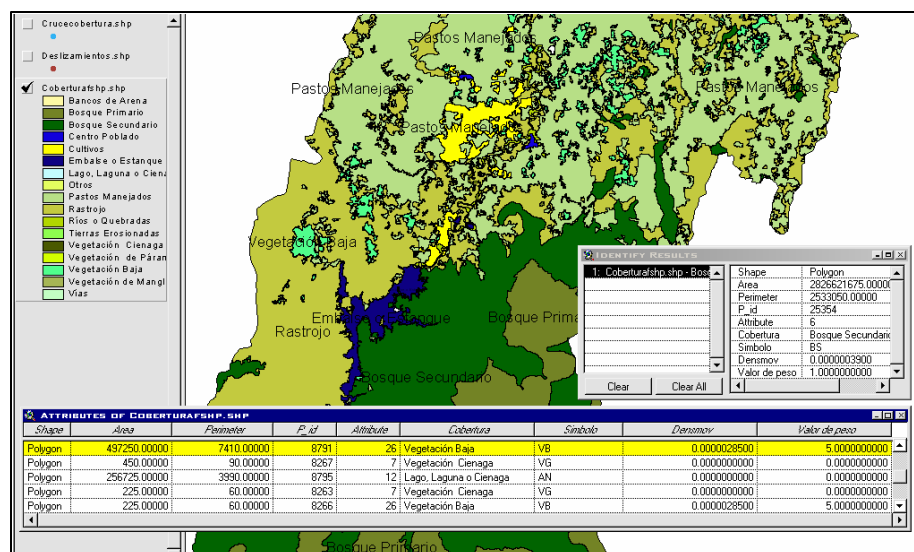


Figura 10.90. Vista de las unidades de cobertura actual e inventario de procesos erosivos de la cuenca alta hidrográfica del río Sinú

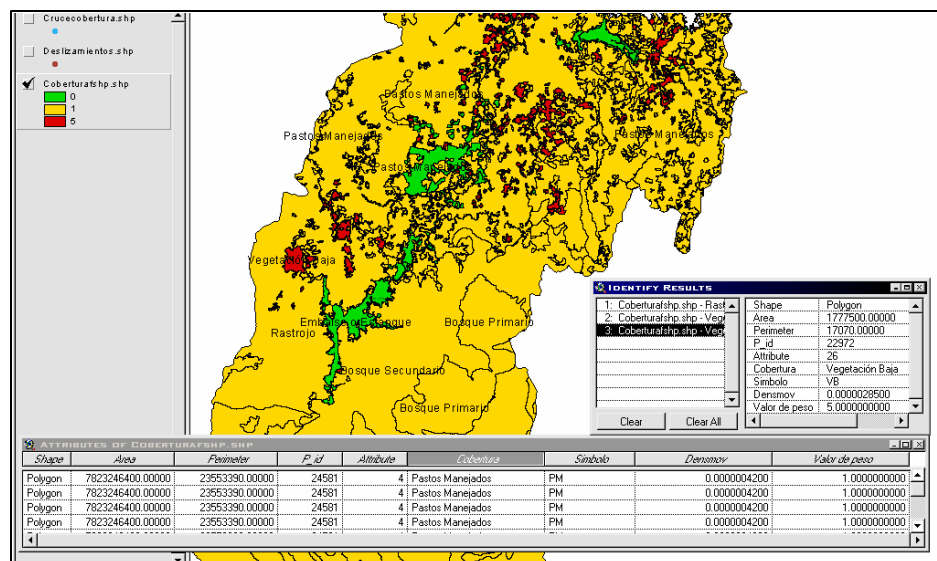


Figura 10.91. Mapa resultado del cruce de las unidades de cobertura actual con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca alta del río Sinú, clasificado según valores de peso

AREA	PERIMETER	P_ID	ATRIBUTO	COBERTURA	SIMBOLO	DENSIDA D DE MOV	VALOR DE PESO
625,00	3630,00	25284	5	Bosque Primario	BP	0,00000039	1
544275,00	4740,00	12101	6	Bosque Secundario	BS	0,00000039	1
424350,00	5760,00	23227	3	Cultivos	CU	0,00000000	0
576450,000	6600,00	12565	17	Otros	OT	0,00000000	0
412200,00	5850,00	24044	8	Rastrojo	PB	0,00000022	1
7823246400,00	23553390,00	24581	4	Pastos Manejados	PM	0,00000042	1
492300,00	5970,00	13089	10	Tierras Erosionadas	TE	0,00000000	0
3469725,00	34860,00	1043	26	Vegetación Baja	VB	0,00000285	5
900,00	150,00	17515	7	Vegetación Ciénaga	VG	0,00000000	0
108438075,00	372570,00	778	20	Vegetación de Manglar	VM	0,00000000	0
9010350,00	87300,00	25860	25	Vegetación de Páramo	VP	0,00000285	5
1463400,00	9750,00	376	1	Centro Poblado	ZU	0,00000000	0

Tabla 10.31. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con unidades de cobertura y uso actual de la cuenca hidrográfica del río Sinú

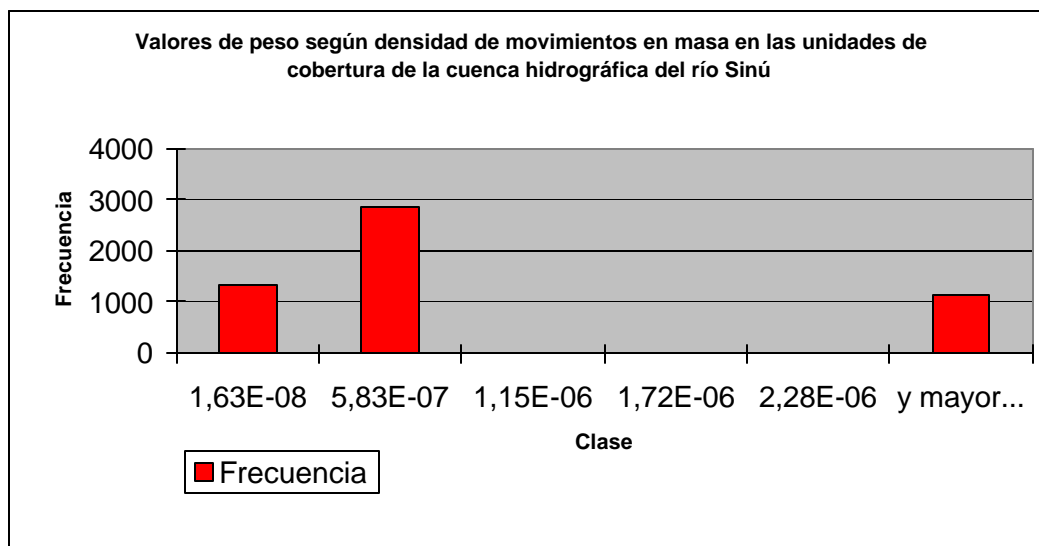


Figura 10.92. Histograma resultado para la valoración de las unidades de cobertura vegetal en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALORES DE PESO
1,63E-08 - 5,833E-07	1
5,833E-07 - 1,1503E-06	2
1,1503E-06 - 1,7173E-06	3
1,7173E-06 - 2,2843E-06	4
2,2843E-06 - 2,8337E-06	5

Tabla 10.32. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades de cobertura de la cuenca hidrográfica del río Sinú

10.3.2.5 Unidades de Suelos

El resultado del cruce entre el mapa de unidades de suelo y el mapa de inventario de deslizamiento muestra que la probabilidad de ocurrencia de este tipo de fenómenos se presenta principalmente en las unidades que muestran suelos residuales que en los suelo que han sido producto de un transporte.

Los suelos residuales son el producto de la meteorización en el sitio de las formaciones rocosas. También en algunas formaciones de suelos aluviales, estos han sido meteorizados en tal forma que pueden asimilarse en su comportamiento a los suelos residuales. Adicionalmente, a los suelos residuales en la cuenca hidrográfica del río Sinú se les encuentra acompañados por coluviones y un gran porcentaje a los movimientos de las laderas de los suelos residuales están relacionados con la inestabilidad de los coluviones.

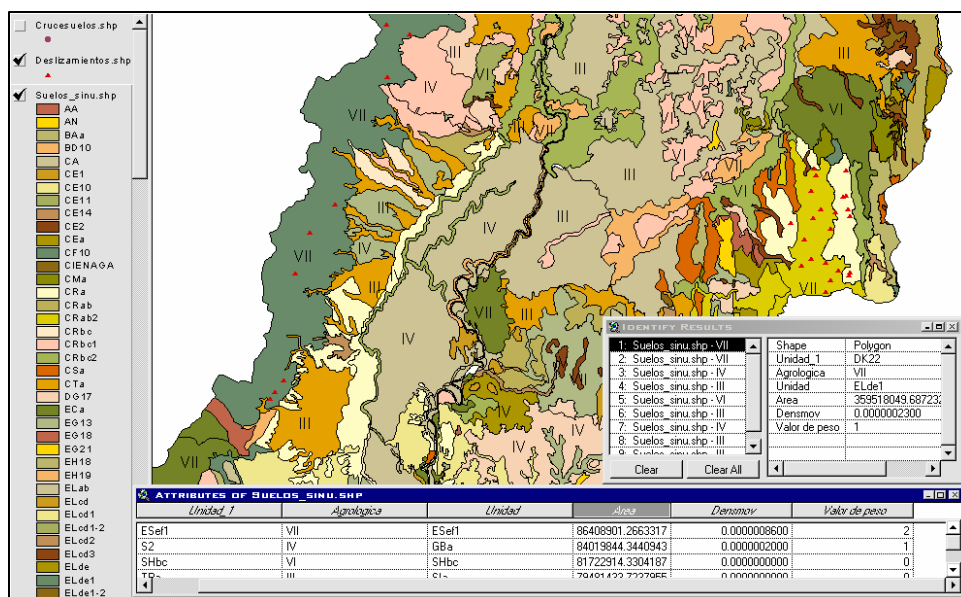


Figura 10.93. Vista de las unidades de suelo e inventario de procesos erosivos de la cuenca alta hidrográfica del río Sinú

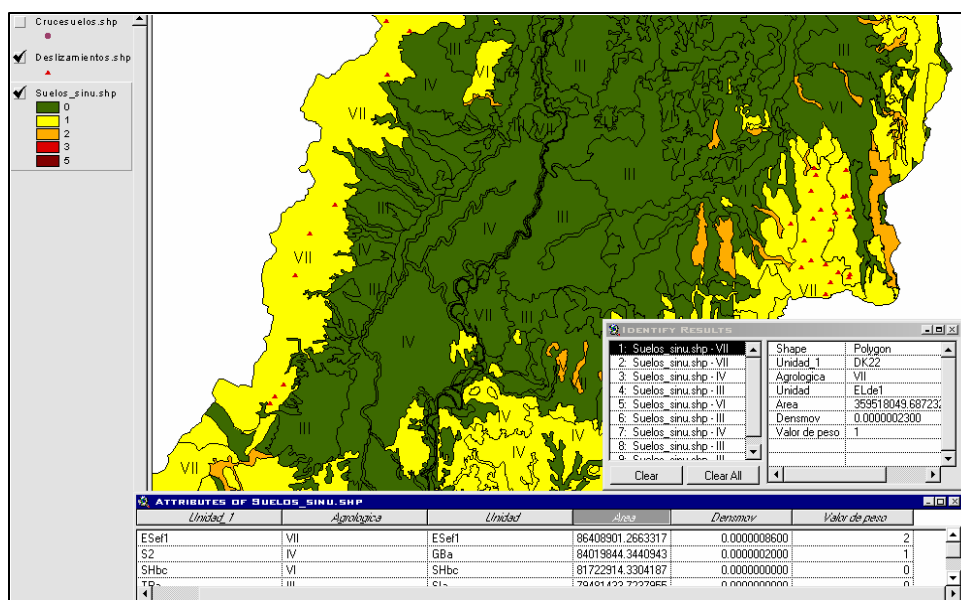


Figura 10.94 Mapa resultado del cruce de las unidades de suelo con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca alta del río Sinú, clasificado según valores de peso

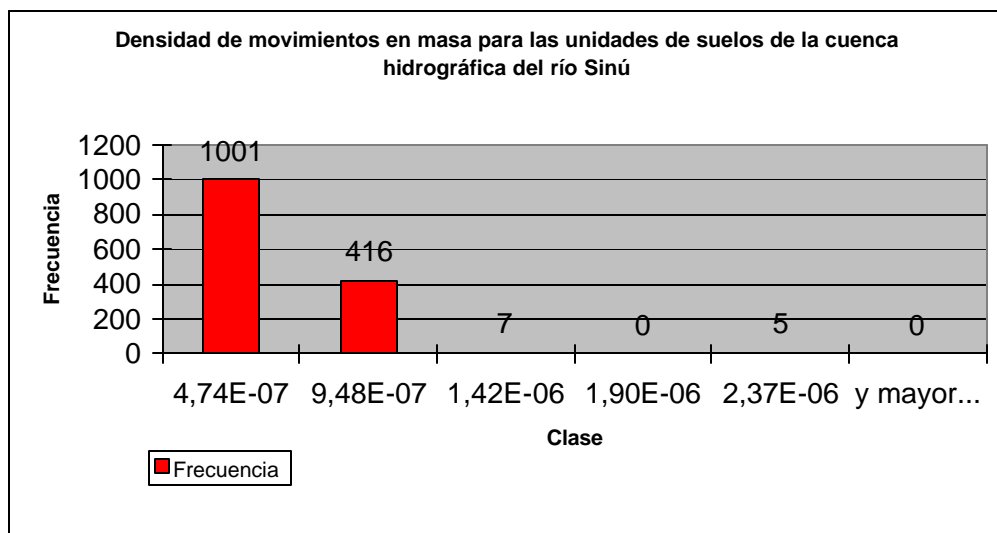


Figura 10.95. Histograma resultado para la valoración de las unidades de suelo en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALORES DE PESO
0 - 4,74e-07	1
4,74e-07 - 9,48e-07	2
9,48e-07 - 1,422e-06	3
1,422e-06 - 1,896e-06	4
1,896e-06 - 2,37e-06	5

Tabla 10.33. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades de suelo de la cuenca hidrográfica del río Sinú

UNIDAD	CLASE AGROLOGICA	AREA (m ²)	DENSIDAD DE MOV	VALOR DE PESO
AA	AA	66910619,15	0,0000000000	0
AN	AN	426555,85	0,0000000000	0
BA	III	44917,99	0,0000000000	0
BD	III	498488,59	0,0000000000	0
CA	III	1238436,07	0,0000000000	0
CE	III	8645070,89	0,0000000000	0
CF	VII	1726531,73	0,0000000000	0
CM	VII	64629979,21	0,0000000000	0
CR	IV	1453708,36	0,0000000000	0
CS	III	1489399,01	0,0000000000	0
CT	IV	1890403,69	0,0000000000	0
DG7	VII	247,02	0,0000000000	0
EC	III	134734,66	0,0000000000	0
EG	IV	518401,23	0,0000000000	0
EH	III	1303009,98	0,0000000000	0
EL	IV	1045454,60	0,0000002300	1
ES	IV	553528,18	0,0000008600	2
GB	IV	31979287,76	0,0000002000	1
GK	VII	4808585,14	0,0000000000	0
GL	III	14068847,51	0,0000000000	0
GU	VII	576638,74	0,0000006200	2
HB	VI	655131,94	0,0000006800	2
HM	VII	15476291,05	0,0000006500	2
LB	IV	5833357,88	0,0000000000	0
LC	VII	1229414,89	0,0000000000	0
LG	III	12314288,62	0,0000004800	2
LL	VIII	1770619,25	0,0000007900	2
LP	VII	604410,65	0,0000000000	0
LR	VII	30693791,70	0,0000003300	1
LT	VI	1350266,13	0,0000000000	0
MA	III	3192944,24	0,0000000000	0
MH	VI	4441651,74	0,0000000000	0
MO	III	444393,19	0,0000000000	0
NS	IV	7737869,22	0,0000000000	0
OL	IV	4901975,11	0,0000013800	3
PE	IV	1197815,42	0,0000008300	2
PI	IV	29958310,90	0,0000000000	0
PN	IV	21514,72	0,0000023700	5
RA	IV	2188220,08	0,0000003200	1
S1	IV	391448,89	0,0000000000	0
S2	IV	185204,50	0,0000000000	0
SB	VII	119471555,37	0,0000003300	1
SCa	IV	2311601,37	0,0000000000	0
SF	VI	406370,45	0,0000002900	1
SH	VI	2168133,90	0,0000000000	0
SI	VII	225402,41	0,0000000000	0
SJ	VII	13398113,31	0,0000000000	0
SJ	VI	1945822,51	0,0000001300	1
SM	III	4475146,30	0,0000000000	0
SN	III	49397064,77	0,0000000000	0
SR	III	1782312,64	0,0000002000	1
TP	III	28531343,28	0,0000000000	0
VD	VII	7256113,24	0,0000005500	2
ZU	ZU	57327,46	0,0000000000	0

Tabla 10.34. Densidades de movimientos en masa y valores de peso para las unidades de suelo de la cuenca hidrográfica del río Sinú

10.3.2.6 Pendientes

La conformación topográfica de un talud: altura, pendiente, curvatura, largo y ancho, actuando en forma conjunta o separada, afectan la estabilidad de un talud, por cuanto determinan los niveles de esfuerzos totales y las fuerzas de gravedad que provocan los movimientos.

Los perfiles de meteorización se encuentran en taludes suaves mas que en los empinados. Para cada formación, en un estado determinado de meteorización existe un ángulo de pendiente a partir del cual es inestable. Mientras algunos suelos residuales de origen ígneo como los encontrados en la cuenca alta del río Sinú permiten ángulos del talud superiores a 45°, en lutitas meteorizadas saturadas como las de las formaciones Corpa, el Carmen, Cerrito, pajuil y Maralú este no debe de exceder los 20° y hasta valores de la mitad del ángulo de fricción.

Para la elaboración del mapa de amenazas por movimientos en masa se preparo previamente un mapa de pendientes, adicionalmente a los mapas litológicos y de uso de suelo. El objetivo fue el de generar una planta topográfica del área de estudio delimitando las áreas de pendiente en sectores o fajas de valores previamente establecidos:

Tabla 10.35. Clasificación utilizada para elaborar el mapa de pendientes (CIAF, 1991)

Rango	Clase dependiente
0 – 3 %	Plano a ligeramente plano
3 – 7 %	Ligeramente inclinado a ligeramente ondulado
7 – 12 %	Moderadamente inclinado a ondulado
12 – 25 %	Fuertemente inclinado a fuertemente ondulado
25 – 50 %	Moderadamente escarpado o fuertemente quebrado
50 – 75 %	Escarpado
> 75 %	Muy escarpado

El cruce del mapa de inventario de deslizamientos con el mapa de pendientes representa la influencia de las pendientes en la zonificación por amenaza por movimientos.

El mapa de pendientes de la cuenca hidrográfica del río Sinú es heterogéneo en cuanto a su distribución espacial, las altas pendientes se presentan justo en la región alta donde la culminación de las cordilleras occidental y central hacen presencia, paisajes monoclinales, montañas irregulares y estructurales se

interrelacionan con este parámetro para catalizar la acción de los movimientos en masa en esta zona. Pendientes que van desde topografías planas hasta moderadamente inclinadas caracterizan la cuenca media, la región baja no exhibe declives siendo una región esencialmente plana a excepción de la región de San Antero y el corregimiento de José Manuel.

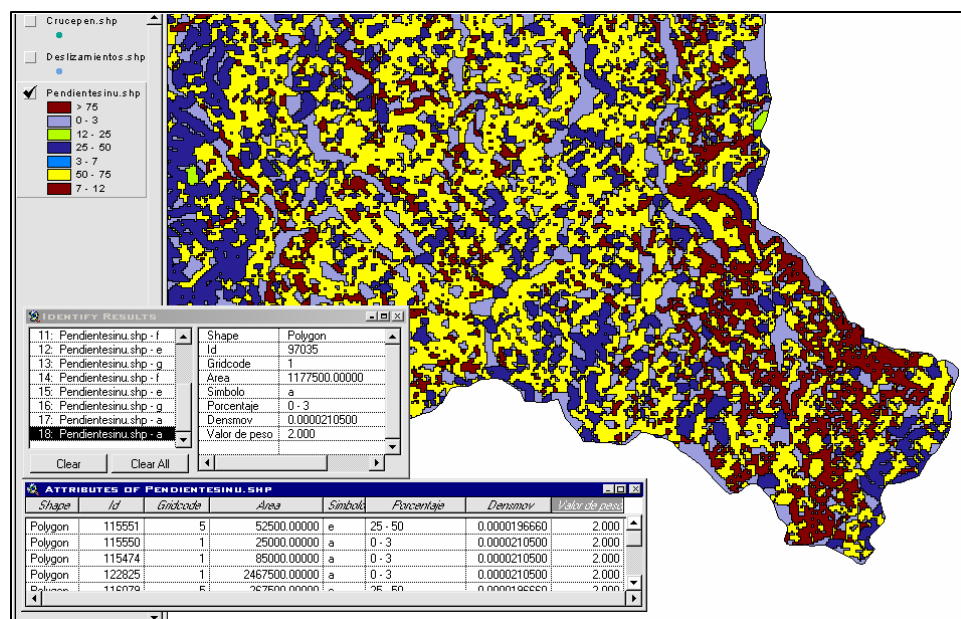


Figura 10.96. Vista de las unidades de pendientes e inventario de procesos erosivos de la cuenca alta hidrográfica del río Sinú

Seguido al cruce, se calcularon los valores de densidad para cada unidad de pendiente en porcentaje y se categorizaron en valores de peso de acuerdo al rango en que se encontraba los fenómenos en masa por unidad de área en cada polígono

Al ocurrir que la densidad en cada polígono era diferente en una misma unidad, se promediaron para tener un valor representativo de un rango de inclinación de la misma manera que se hizo para el cruce entre los mapas de litología, geomorfología, cobertura y tipo de suelos.

Tabla 10.36. Resultado del cruce de mapas de deslizamientos y pendientes de la cuenca hidrográfica del río Sinú

ID	GRIDCODE	AREA	SIMBOLO	PORCENTAJE	DENSMOV	VALOR DE PESO
114617	7	22500,00	g	> 75	0,0000933100	5,000
13936	6	35000,00	f	50 - 75	0,0000139900	1,000
7696	5	2500,00	e	25 - 50	0,0000196660	2,000
21824	4	25000,00	d	12 - 25	0,0000003630	1,000
2538	3	397500,00	c	7 - 12	0,0000016600	1,000
2651	2	3480000,00	b	3 - 7	0,0000035000	1,000
4263	1	15000,00	a	0 - 3	0,0000210500	2,000

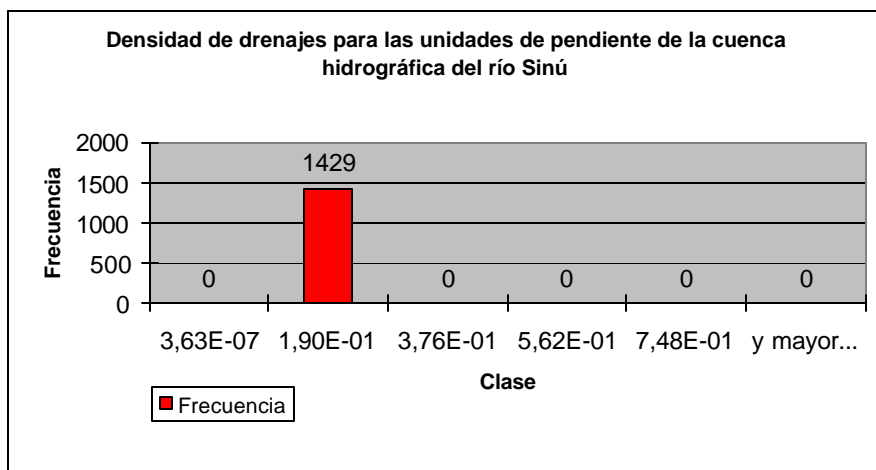


Figura 10.97. Histograma resultado para la valoración de las unidades de pendiente en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASES	VALOR DE PESO
3,63e-07 - 1,8963e-5	1
1,8963e-05 - 3,7563e-05	2
3,7563e-05 - 5,6163e-05	3
5,6163e-05 - 7,4763e-05	4
7,4763e-05 - 9,331e-05	5

Tabla 10.37. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con las unidades de pendientes en porcentaje de la cuenca hidrográfica del río Sinú

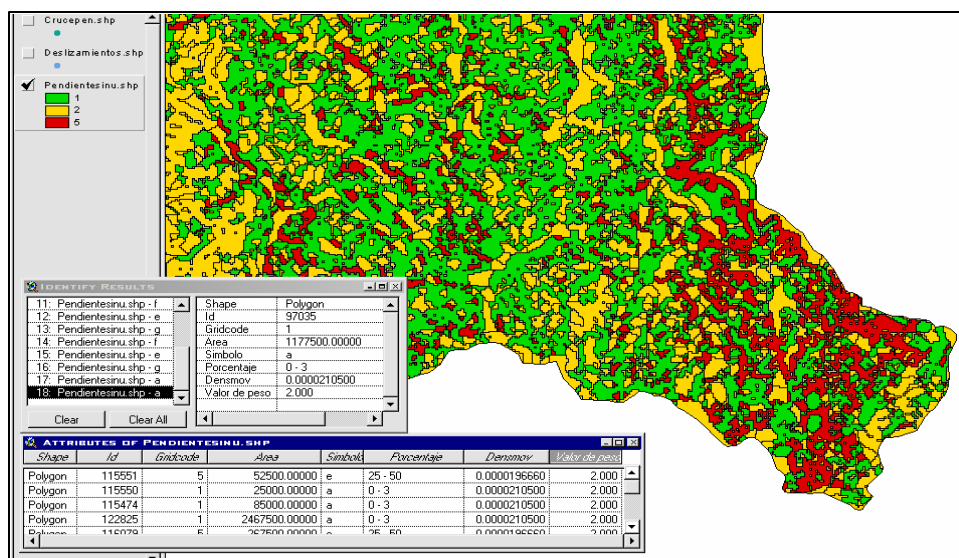


Figura 10.98. Mapa resultado del cruce de las unidades de pendientes con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca alta del río Sinú, clasificado según valores de peso

10.3.2.7 Densidad de drenaje

La densidad de drenaje para el área de una cuenca estándar esta dada por la relación L/A , donde L es la suma de las longitudes de todas las corrientes y A el área de la cuenca. La densidad de drenaje es baja en rocas resistentes o permeables y se incrementa en la medida que las rocas sean mas débiles y erodables. CORPOCALDAS, 1998.

Para la cuenca del río Sinú se calcularon 144 microcuencas con número de orden de acuerdo a la clasificación de Horton 4, 5 y 6, se computó inicialmente la longitud total de segmentos de drenaje en cada una de ellas para así calcular su correspondiente densidad de drenaje, a partir de esta se puede inferir la cantidad de agua por escorrentía que en momento de una lluvia puede afectar la estabilidad del terreno. De las características de la cuenca tributaria puede depender la cantidad de agua infiltrada y la posibilidad de erosión de la superficie del talud

Para la valoración de estas unidades temáticas de mapeo se tuvo en cuenta cada una de las densidades de drenaje obtenidas y la densidad de movimientos en masa por microcuenca. Los valores de peso asignados a estas unidades se calcularon de la siguiente manera:

- Cálculo de la longitud y densidad de drenajes para cada subcuenca

ID	NOMBRE CUENCA	AREA m2	LONGITUD CAUCES m.	DENSIDAD DRENAJE m/m ²
1	Caño Correntoso	6074465,44	7411,84	0,0012201633
2	Caño Mochita	39320264,11	68417,27	0,0017400003
3	Caño El Retiro	156712746,80	222395,11	0,0014191258
4	Arroyo La Vaina	34527588,26	48878,87	0,0014156468
5	Cga Charco Pescado - Bordon	25137569,74	6461,61	0,0002570499
6	Caño Arenosa	103376040,33	147170,80	0,0014236452
7	Caño El Tigre	131968040,90	147180,83	0,0011152763
8	Brazo Cañaveral	98044899,81	130723,07	0,0013332980
9	Arroyo El Diluvio	24539781,53	18268,44	0,0007444418
10	Arroyo El Barroso	79650901,34	108842,40	0,0013664930
11	Arroyo El Coco	50388790,95	73548,59	0,0014596220
12	Quebrada Sincelejito	18163264,94	18807,62	0,0010354757
13	Quebrada Aguas Blancas	94401894,27	145594,76	0,0015422864
14	Quebrada Cauchera	32626708,74	35102,38	0,0010758787
15	Quebrada El Limón	73402520,00	156726,34	0,0021351629
16	Quebrada La Mora	40955812,76	81555,16	0,0019912963
17	Quebrada Saltillo	41524895,94	84332,17	0,0020308822
18	Quebrada Mona flaca	9419288,82	13472,82	0,0014303437
19	Quebrada San Rafael	42648599,57	103285,17	0,0024217717
20	Quebrada Morrocoyera	39583966,12	94330,24	0,0023830417
21	Quebrada La Honda	112485226,72	196255,60	0,0017447233

Tabla 10.38. Cálculo de la longitud de drenajes en cada subcuenca de la cuenca hidrográfica del río Sinú elaborada bajo ambiente Arcview 3.3

- Cálculo de la densidad de movimientos en masa para cada microcuenca

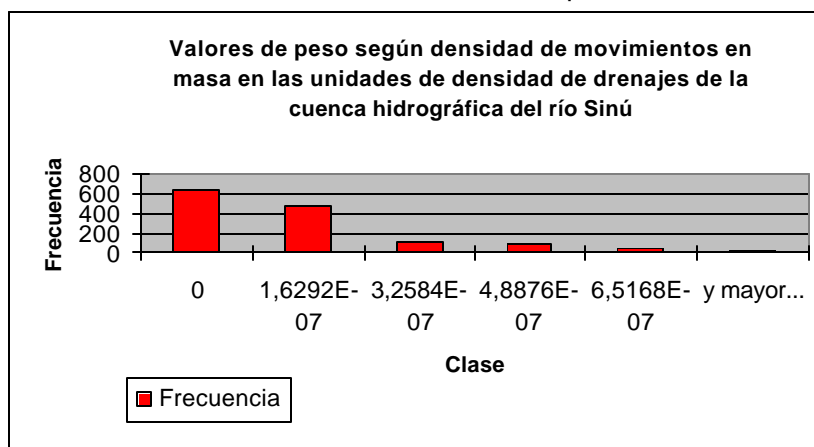


Figura 10.99. Histograma resultado para la valoración de las unidades de densidad de drenajes en la amenaza de movimientos en masa a escala 1:100000

CLASE	FRECUENCIA
0	650
1,6292E-07	480
3,2584E-07	130
4,8876E-07	100
6,5168E-07	40
y mayor...	30

Tabla 10.39. Análisis estadístico del cruce del mapa de inventario de movimientos en masa con la densidad de drenajes de la cuenca hidrográfica del río Sinú

ID	NOMBRE	AREA	LONGITUD_C	DENSIDAD	DENSIDADMO	VALOR_DE_P
2	Caño Mochita	39320264,11	68417,27	0,0017400003	0,0000001272	1,000
3	Caño El Retiro	156712746,80	222395,11	0,0014191258	0,0000001021	1,000
4	Arroyo La Vaina	34527588,26	48878,87	0,0014156468	0,0000001448	1,000
5	Cga Charco Pescado - Bordon	25137569,74	6461,61	0,0002570499	0,0000000000	1,000
6	Caño Arenosa	103376040,33	147170,80	0,0014236452	0,0000000097	1,000
7	Caño El Tigre	131968040,90	147180,83	0,0011152763	0,0000000682	1,000
8	Brazo Ca±a veral	98044899,81	130723,07	0,0013332980	0,0000000408	1,000
9	Arroyo El Diluvio	24539781,53	18268,44	0,0007444418	0,0000000000	1,000
10	Arroyo El Barroso	79650901,34	108842,40	0,0013664930	0,0000000000	1,000
11	Arroyo El Coco	50388790,95	73548,59	0,0014596220	0,0000000000	1,000
12	Quebrada Sincelejito	18163264,94	18807,62	0,0010354757	0,0000000000	1,000
13	Quebrada Aguas Blancas	94401894,27	145594,76	0,0015422864	0,0000000106	1,000
14	Quebrada Cauchera	32626708,74	35102,38	0,0010758787	0,0000000000	1,000
15	Quebrada El Limon	73402520,00	156726,34	0,0021351629	0,0000000136	1,000
16	Quebrada La Mora	40955812,76	81555,16	0,0019912963	0,0000000244	1,000
17	Quebrada Saltillo	41524895,94	84332,17	0,0020308822	0,0000000000	1,000
18	Quebrada Monafaca	9419288,82	13472,82	0,0014303437	0,0000000000	1,000
19	Quebrada San Rafael	42648599,57	103285,17	0,0024217717	0,0000000234	1,000
20	Quebrada Morrocroyera	39583966,12	94330,24	0,0023830417	0,0000000000	1,000
21	Quebrada La Honda	112485226,72	196255,60	0,0017447233	0,0000000267	1,000
22	Quebrada Ca±a Flechas	161986858,31	220243,40	0,0013596375	0,0000000000	1,000
23	Quebrada Florisanto	58528165,01	142399,66	0,0024330108	0,0000000171	1,000
25	Quebrada El Cucharo	61722208,44	107368,98	0,0017395518	0,0000000486	1,000
26	Quebrada Machena	40358459,27	42413,17	0,0010509115	0,0000000310	1,000
27	Quebrada Matamoros	96649841,21	132437,10	0,0013702775	0,0000000000	1,000
28	Quebrada Los Pescados	270136753,88	283460,21	0,0010493212	0,0000000222	1,000
29	Quebrada Aguas Prietas	210301098,55	171473,19	0,0008153699	0,0000000000	1,000
34	Quebrada La Luna	29007262,17	48213,97	0,0016621345	0,0000001379	1,000
35	Quebrada La estrella	9759738,93	16387,93	0,0016791361	0,0000001025	1,000
41	Quebrada Pechi	76165236,55	100123,19	0,0013145523	0,0000001182	1,000
42	Rio Verde 2	24503350,68	55411,33	0,0022613777	0,0000000408	1,000
43	Rio Verde 3	27520356,75	54399,08	0,0019766851	0,0000000000	1,000
44	Rio Verde 7	9196307,99	25186,34	0,0027387447	0,0000000000	1,000
47	Rio Verde 5	35310392,71	109877,10	0,0031117496	0,0000000566	1,000
55	Rio Antazales	160051533,93	254764,93	0,0015917681	0,0000000312	1,000
56	Quebrada Mutata	107379158,79	135138,16	0,0012585139	0,0000000373	1,000
57	Quebrada Panico	57481459,32	51309,13	0,0008926205	0,0000000348	1,000
58	Quebrada Socorro	103747218,76	106394,38	0,0010255155	0,0000000386	1,000
61	Quebrada Caiman	96727929,74	153710,09	0,0015890973	0,0000001034	1,000
62	Quebrada Mutata -	50858148,90	46244,51	0,0009092842	0,0000000000	1,000

Tabla 10.40. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con microcuencas y densidad de drenajes de la cuenca hidrográfica del río Sinú

68	Quebrada Juy	152538605,51	149641,20	0,0009810054	0,0000001442	1,000
69	Quebrada Viviana	97621187,94	64834,87	0,0006641475	0,0000000000	1,000
70	Quebrada Las Flores	278518880,32	210594,82	0,0007561240	0,0000000754	1,000
71	Quebrada Betanci	206144994,50	203678,94	0,0009880373	0,0000000340	1,000
72	Quebrada El Neque	57298346,22	53022,58	0,0009253771	0,0000000175	1,000
73	Ca±o San Pues	79941706,60	68105,49	0,0008519394	0,0000000125	1,000
74	Quebrada Arroyon	259978337,61	210797,17	0,0008108259	0,0000000038	1,000
75	Arroyo El Arenocito	49590700,07	54650,99	0,0011020411	0,0000000000	1,000
76	Arroyo Corrental	144432824,98	120299,46	0,0008329094	0,0000000138	1,000
77	Arroyo Vijagual	180079175,18	195686,76	0,0010866707	0,0000000611	1,000
78	Arroyo Leon	58322242,89	43496,85	0,0007458021	0,0000000000	1,000
79	Arroyo Vuelto	120436749,38	157368,61	0,0013066494	0,0000000083	1,000
80	Arroyo Los Pegados	72569751,31	80808,72	0,0011135317	0,0000000000	1,000
81	Arroyo Esteban	20706969,11	20207,80	0,0009758937	0,0000000000	1,000
82	Arroyo Las Lomitas	68070824,87	37721,92	0,0005541569	0,0000000000	1,000
83	Ca±o Betanci	172208741,24	109042,49	0,0006331995	0,0000000000	1,000
84	Arroyo Los Serapios	42616222,17	36928,30	0,0008665315	0,0000000000	1,000
85	Quebrada Pe±a	52409862,27	42333,90	0,0008077468	0,0000000000	1,000
86	Arroyo San Jeronimo	87412980,87	116358,79	0,0013311386	0,0000000000	1,000
87	Arroyo Alemania	19413065,28	17404,25	0,0008965225	0,0000000000	1,000
88	Ca±o Sierrachiquita	15990526,95	24090,08	0,0015065220	0,0000000000	1,000
89	Arroyo Algarrobillo	11334110,95	16962,59	0,0014965964	0,0000000000	1,000
90	Arroyo Mocholo	10197199,64	16573,47	0,0016252962	0,0000000000	1,000
91	Arroyo Ca±o Mocho	45653165,98	74221,11	0,0016257604	0,0000000000	1,000
94	Arroyo Boca La Cienaga	26811916,42	40623,90	0,0015151435	0,0000000000	1,000
95	Arroyo Pital	35206297,28	41833,72	0,0011882454	0,0000000000	1,000
96	Arroyo Grande	135038246,78	208872,01	0,0015467619	0,0000000000	1,000
97	Arroyo La Palma	20256826,88	25582,90	0,0012629273	0,0000000000	1,000
98	Arroyo Tunucuna	15340997,43	13045,73	0,0008503834	0,0000000000	1,000
99	Arroyo La Burra	36927620,01	69512,39	0,0018823956	0,0000000271	1,000
100	Arroyo Correntoso	20813585,36	28302,70	0,0013598186	0,0000000480	1,000
101	Arroyo Torrente	18740638,07	38515,66	0,0020551947	0,0000000000	1,000
102	Arroyo Arena	38339308,16	50061,74	0,0013057549	0,0000000782	1,000
103	Arroyo El Bobo	20216716,14	20010,87	0,0009898180	0,0000000000	1,000
104	Arroyo El Venado	23057135,75	38106,29	0,0016526897	0,0000000867	1,000
105	Arroyo Agua Colorada	25421153,38	54753,29	0,0021538476	0,0000001180	1,000
106	nn Vereda El Curial	7553644,91	18571,84	0,0024586594	0,0000001324	1,000
108	Arroyo El Cabro	8510892,02	19689,71	0,0023134720	0,0000000000	1,000
109	Arroyo Recoveco	8032598,03	19227,43	0,0023936751	0,0000000000	1,000
110	Arroyo Venado	108316052,56	161454,27	0,0014905849	0,0000000739	1,000
111	Arroyo Grande - Alto	36032847,11	52115,00	0,0014463192	0,0000000000	1,000
112	Arroyo El Cebo	38459834,80	45607,30	0,0011858423	0,0000000000	1,000
113	Arroyo Churre	27918330,48	33227,57	0,0011901704	0,0000000000	1,000
114	Arroyo Chupachupa	23490187,07	18178,13	0,0007738606	0,0000000000	1,000
115	Arroyo Trementino	28513938,75	33136,81	0,0011621267	0,0000000000	1,000
116	Arroyo El Pe±on	34240178,41	29706,59	0,0008675945	0,0000000000	1,000
117	Arroyo El Tigre	83290500,18	80724,44	0,0009691914	0,0000000000	1,000
118	Arroyo Del Medio	28063765,63	16429,16	0,0005854225	0,0000000000	1,000
119	Arroyo Mocha - EL Bledo	57099187,33	96757,24	0,0016945467	0,0000000000	1,000
121	Arroyo San Francisco	55998299,05	97870,57	0,0017477418	0,0000000000	1,000
122	Arroyo Guayacan	48603164,70	37252,37	0,0007664598	0,0000000000	1,000
123	Arroyo Los Palmitos	46315504,99	47488,26	0,0010253210	0,0000000000	1,000
124	Arroyo Mapurince - Alto	33209408,66	40739,58	0,0012267481	0,0000001204	1,000
125	Arroyo Mapurince	62704017,25	73679,75	0,0011750403	0,0000000000	1,000

Tabla 10.40. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con microcuencas y densidad de drenajes de la cuenca hidrográfica del río Sinú

126	Arroyo Jejen	47503274,36	33806,71	0,0007116712	0,0000000000	1,000
127	Arroyo Ahogaindio	15986509,72	10374,29	0,0006489403	0,0000000000	1,000
128	Arroyo Patico	61725528,33	55255,25	0,0008951766	0,0000000000	1,000
129	Arroyo Bocon	43191925,76	51648,19	0,0011957835	0,0000000000	1,000
130	Arroyo Bijao	24107800,71	40458,05	0,0016782141	0,0000000000	1,000
131	Arroyo El Gamboas	7869809,13	17034,08	0,0021644845	0,0000000000	1,000
132	Arroyo Hondo	34909072,46	64129,42	0,0018370416	0,0000001146	1,000
133	Arroyo San Antonio	69173951,29	107199,43	0,0015497081	0,0000000000	1,000
134	Arroyo Almagra	17359445,12	26346,30	0,0015176925	0,0000000000	1,000
135	Ay Prieto	8392829,09	11490,84	0,0013691259	0,0000000000	1,000
60	Rio Tigre	207366133,89	130547,81	0,0006295522	0,0000000241	1,000
65	Quebrada Piru	249983765,74	357804,73	0,0014313119	0,0000000920	1,000
120	Arroyo Mocha	22838305,31	15839,71	0,0006935589	0,0000000000	1,000
120	Arroyo Panchomey	79286553,98	124284,55	0,0015675363	0,0000000126	1,000
139	Ca±o El Vidrial	344969699,01	259256,71	0,0007515347	0,0000000000	1,000
139	Ca±o Aguas Prietas	303442440,33	216144,14	0,0007123069	0,0000000000	1,000
139	Rio Sin-	3035844184,05	1929088,72	0,0006354373	0,0000000926	1,000
92	Arroyo Trementino - Alto	117818922,61	173430,95	0,0014720127	0,0000000000	1,000
24	Quebrada Alemania	17386373,38	30593,84	0,0017596447	0,0000001725	2,000
30	Quebrada Tucura	237104328,07	286068,66	0,0012065097	0,0000002235	2,000
31	Quebrada Nain	131937092,60	254892,73	0,0019319262	0,0000003032	2,000
32	Rio Choco	69499945,11	121309,78	0,0017454658	0,0000002878	2,000
33	Quebrada Saiza	64553797,65	142089,63	0,0022011041	0,0000003253	2,000
36	Quebrada Sumba Sumba	12746014,07	21251,02	0,0016672679	0,0000003138	2,000
45	Rio Verde 4	32512969,46	68481,24	0,0021062745	0,0000001845	2,000
49	Rio Esmeralda 6	41923685,90	90917,66	0,0021686466	0,0000003101	2,000
54	Rio Esmeralda 1	51358247,08	98360,02	0,0019151748	0,0000002337	2,000
67	San Clemente-Tierralta	54352243,59	72989,63	0,0013429000	0,0000002760	2,000
107	Arroyo El Templo	11831318,16	24689,90	0,0020868258	0,0000002536	2,000
141	Rio Esmeralda	442173115,90	701997,07	0,0015876069	0,0000001764	2,000
137	Rio Manso	393064738,99	403049,37	0,0010254020	0,0000002061	2,000
143	Rio Verde	325302385,68	492741,27	0,0015147177	0,0000001629	2,000
1	Ca±o Correntoso	6074465,44	7411,84	0,0012201633	0,0000003292	3,000
38	Quebrada El Bosque	21317691,49	22436,20	0,0010524686	0,0000003753	3,000
39	Quebrada Borrascosa	40450308,73	67647,08	0,0016723502	0,0000004203	3,000
40	Quebrada El Tagual	27934413,23	43709,15	0,0015647062	0,0000003938	3,000
46	Rio Verde 6	19104567,49	70958,74	0,0037142291	0,0000004187	3,000
48	Rio Verde 1	83422615,82	225208,37	0,0026996081	0,0000004076	3,000
53	Rio Esmeralda 4	23623843,11	74304,40	0,0031453138	0,0000004233	3,000
138	Rio Sinucito	66624868,81	157644,05	0,0023661442	0,0000003452	3,000
144	Quebrada Cruz Grande	166412865,09	209454,48	0,0012586436	0,0000004867	3,000
63	Quebrada Iguana	31049013,66	43781,27	0,0014100696	0,0000003543	3,000
51	Rio Esmeralda 5	82257103,32	198842,13	0,0024173247	0,0000005714	4,000
52	Rio Esmeralda 3	101301673,90	258941,29	0,0025561403	0,0000006318	4,000
64	Quebrada Urrá	39025387,81	62206,54	0,0015940018	0,0000005894	4,000
136	Quebrada Tay	71671594,80	114166,96	0,0015929178	0,0000006000	4,000
37	Quebrada La Clara	11605508,76	16336,85	0,0014076806	0,0000006893	5,000
50	Rio Esmeralda 2	141177090,22	354765,28	0,0025129097	0,0000008146	5,000
139	Rio Sin- - Alto	49599302,85	117224,46	0,0023634296	0,0000006855	5,000

Tabla 10.40. Resultado del cruce de mapa de inventario de movimientos en masa con microcuencas y densidad de drenajes de la cuenca hidrográfica del río Sinú

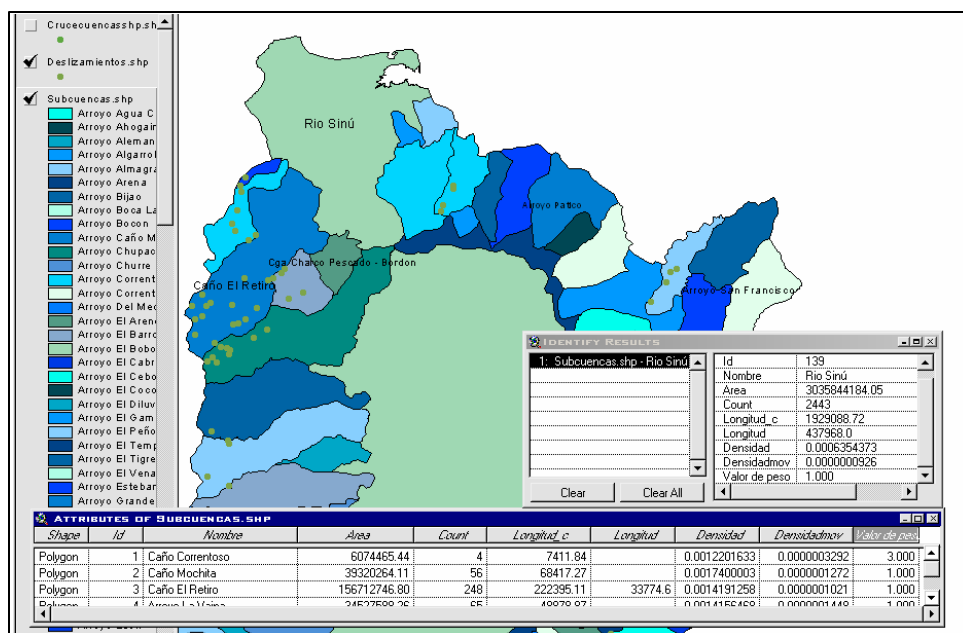


Figura 10.100. Vista de las subcuencas e inventario de procesos erosivos de la cuenca alta hidrográfica del río Sinú

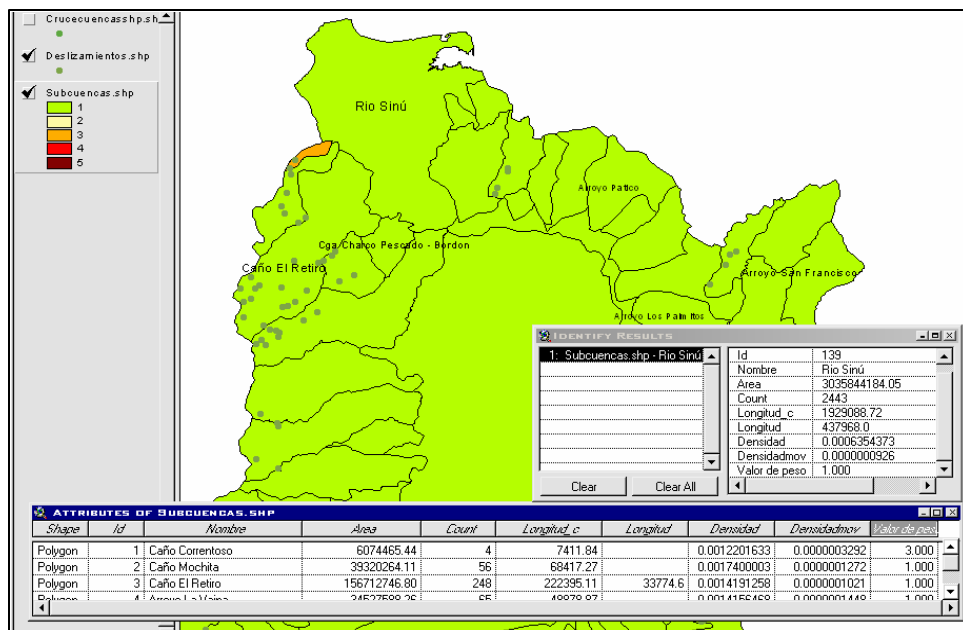


Figura 10.101. Mapa resultado del cruce de las subcuencas con el mapa de inventario de procesos erosivos de la cuenca alta del río Sinú, clasificado según valores de peso

10.3.3 FACTORES Y CAUSAS DE LA INESTABILIDAD DEL TERRENO EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO SINÚ

Las rocas expuestas en la superficie terrestre están sujetas al intemperismo el cual actúa para establecer un equilibrio entre el material rocoso y el medio. Otros factores actúan para mover los productos del intemperismo, e incluso a las rocas inalteradas hacia niveles más bajos.

La gravedad de la Tierra proporciona la energía necesaria para el desplazamiento pendiente abajo de los materiales superficiales, cuando es capaz de vencer la resistencia interna del material que le impide moverse. Los factores que intervienen en la pérdida de cohesión intrínseca, fracturamiento y estabilidad de los materiales se clasifican en internos y externos (Espíndola, 1990).

Entre los posibles factores que producen inestabilidad en la cuenca hidrográfica del río Sinú se tienen:

10.3.3.1 Factores internos y externos

Cambios producidos por el intemperismo o por reacciones químicas de los componentes de los materiales especialmente hallados en la cuenca alta.

Las propiedades intrínsecas del material, tales como la textura, estructura y composición, así como la naturaleza de su emplazamiento. Litológicamente la parte alta de la cuenca se encuentra conformada por rocas de origen ígneo (rocas básicas) y sedimentarias como lutitas, éstas poseen un grado de descomposición muy rápido gracias al clima presente en dicho sector (ligeramente húmedo).

- La acentuación de la pendiente por la acción erosiva de corrientes fluviales, y por la construcción de caminos, canales y excavación de minas, entre otros.
- Cambios en el contenido de agua al presentarse lluvias torrenciales, especialmente en materiales poco consolidados.
- La saturación de agua es particularmente importante, sobre todo en suelos arenosos o con material no compactado. En muchos depósitos sin consolidar los espacios porosos entre las partículas individuales se llenan parcialmente de aire y humedad. Cuando el suelo se satura de agua al producirse una fuerte

lluvia y obliga al aire a salir de los espacios porosos, se reduce la cohesión del suelo, y la masa se vuelve más susceptible al movimiento pendiente abajo.

Las siguientes condiciones naturales de la parte alta de la cuenca son indicadores de una amenaza incrementada de deslizamiento:

- Áreas ya sea inmediatamente abajo de pendientes empinadas o en relieves topográficos altos
- Áreas donde el lecho rocoso subyacente está rajado o fracturado en planicies orientadas en paralelo con la pendiente prevaleciente
- Áreas donde los suelos superficiales están compuestos de material suelto o pobremente compactado.
- Áreas en las cuales sus suelos están propensos a desestabilizarse por el almacenamiento de grandes cantidades de agua durante eventos de precipitación máximos.
- Áreas con vegetación mínima para enraizar y fijarla al suelo
- Movimientos sísmicos que han producido desplazamiento
- Las alteraciones humanas del paisaje también han contribuido a las amenazas por movimientos en masa en áreas sensibles; entre estas se incluyen:
 - En regiones como la vía las Cruces – Buenos Aires en la margen izquierda de la cuenca y la vía La Doctrina – San Bernardo del Viento se presentan cortes de carreteras y otras incisiones dentro de la ladera (por ejemplo, cortes de lotes de casas con pendientes empinadas) que han creado masas inestables de material sin apoyo descendiente; particularmente dañinos han sido los cortes de lomas retenidas por muros sin dejarles posibilidad para drenaje (vía la Doctrina – San Nicolás de Bari). El agua del suelo retenida detrás de los muros ha incrementado la presión en los poros y el peso en el material retenido, desestabilizando enormemente la masa retenida (*Fotografía 10.1*)
 - La remoción de plantas de raíces profundas en toda la cuenca ha desestabilizado enormemente el suelo en laderas incrementando el potencial de deslizamiento. Ejemplos comunes de este desollaje de vegetación incluyen la

tala de árboles para crear pastizales, tierra para la agricultura y la creación de campos para lotes de casas.



Fotografía 10.1. Deslizamientos sobre la vía que conduce de Lorica a san Bernardo del viento. Nótase que el origen es debido al corte de la carretera

- La adición de agua a los suelos de la ladera a través de la irrigación o el deshacerse de aguas residuales sobre ellos, han incrementado la presión de los poros y la inestabilidad del suelo.
- Rellenos de pendientes pobremente compactados.
- La precipitación a través del flujo superficial y subsuperficial de agua y los cambios de temperatura contribuyen a la inestabilidad del terreno provocando erosión superficial o interna (tubificación), expansión o contracción térmica asociada al reptamiento estacional, incremento en la descomposición de las rocas, cambios volumétricos que conllevan a la fisuración y el agrietamiento, saturación y colapso estructural entre otros factores detonantes. Este parámetro para este caso pasa a ser el mayor factor o causa de la estabilidad del terreno en parte alta de la cuenca hidrográfica del río Sinú.

10.3.3.2 Condiciones climáticas

- **Régimen de lluvias**

El agua es el factor que más comúnmente se le asocia con las fallas de los taludes en zonas tropicales, debido a que la mayoría de los deslizamientos ocurren después de lluvias fuertes o durante periodos lluviosos y el control de agua subterránea es uno de los sistemas más efectivos para la estabilización de deslizamientos

Parte de la lluvia se infiltra y parte corre por la superficie como escorrentía. El flujo subterráneo y los cambios en la cantidad de agua acumulada son críticos para la estabilidad de un talud, debido a que ellos controlan el balance hidrológico que puede alterar el grado de saturación y la elevación del nivel freático. La respuesta del régimen de aguas subterráneas a las aguas lluvias es diferente de acuerdo al talud, la formación geológica y las características ambientales.

Existe una respuesta inmediata a la lluvia por la infiltración en las zonas cercanas al talud y una respuesta regional por las lluvias infiltradas en toda el área de aferencia alrededor del talud, en ocasiones la respuesta puede tomar varios meses en presentarse debido al recorrido que el agua realiza desde el sitio de infiltración

- **Intensidad de la lluvia que produce deslizamientos**

En la cuenca alta del río Sinú se encontró que la intensidad lluvia (I mm/h) que produce deslizamiento depende de la duración de la lluvia (D horas) de acuerdo a la expresión. (SUÁREZ, 1998)

$$I = 91.46 D^{-0.82}$$

De acuerdo con investigaciones, en tormentas que tienen duraciones de hasta 10 horas, los deslizamientos no ocurren hasta que la intensidad de la lluvia alcanza valores tan altos como hasta tres veces la intensidad reportada para producir deslizamientos en áreas no tropicales.

- **Tiempo de lluvia que produce deslizamientos**

El tiempo que se requiere para que una lluvia produzca un deslizamiento en la cuenca hidrográfica del río Sinú es mayor en una arcilla que en un material arenoso (alonso, 1995), debido a las diferencias de infiltración, este tiempo es inversamente proporcional a la permeabilidad para valores constantes de los demás parámetros.

10.3.3.3 Condiciones litológicas

Nicholson y Hencher (1997) proponen una clasificación de las rocas de acuerdo a grupos litoestructurales, teniendo en cuenta sus susceptibilidades, resistencia y características litológicas, la cual se indica a continuación aplicada a las unidades litológicas de la cuenca hidrográfica del río Sinú.

Las rocas masivas como los basaltos de la formación Barroso y Cansona presentan resistencia a la mayoría de los procesos de deterioro de masas de roca, puede ocurrir desintegración localizada alrededor de las discontinuidades mayores, conduciendo a caídas de bloques. Los caídos de granos ocurren en las rocas algo débiles.

Las rocas compuestas, es decir aquellas formaciones geológicas que presentan intercalaciones de estratos duros y blandos, rocas bandeadas o con intrusiones ígneas como las formaciones Maralú, Floresanto, Corpa, Cienaga de oro, entre otras de este tipo presentan una susceptibilidad elevada a la meteorización diferencial que conduce al colapso de los overhangs con caídos de bloques y rocas asociados.

Rocas como las de las formaciones Floresanto, Corpa, Pajuil, San Cayetano que están compuestas por areniscas friables, arcillolitas o conglomerados con uniones de yeso, arcilla o calcio, marga y calizas débiles son susceptibles a la meteorización del material y debilitamiento que conduce a la formación de láminas, caída de granos, lavado de granos y ocasionalmente colapso y caída de bloques, la fragmentación se puede asociar con la penetración de elementos extraños por las fisuras

Las calizas de la formación Toluviejo son susceptibles a la formación de cavidades de disolución y colapso, generalmente aparecen masas discontinuas de roca dura

que son susceptibles a desmoronamiento y caída de rocas que puede acelerarse por la actividad de la disolución, se desarrollan diferentes tipos de formas karsticas

Las rocas anisotrópicas compuestas especialmente por lutitas son susceptibles a la formación de cáscaras y láminas que pueden colapsar, también son susceptibles al lavado superficial y proceso de erosión; entre las formaciones con este tipo de litología se encuentran las formaciones Tampa, Cerrito, Cienaga de oro y el carmen.

Las areniscas muy débiles o las rocas altamente meteorizadas y suelo residual son susceptibles a los procesos de erosión, surcos o cárcavas. El deterioro primario ocurre por lavado superficial y caída de granos con flujo de detritos y colapso como nodos secundarios

10.3.3.4 Perfil de meteorización

El perfil de meteorización es muy importante en la estabilidad de los taludes en un suelo residual, porque este generalmente controla la superficie de falla potencial, el mecanismo de falla, el régimen de hidrología subterránea y la distribución de la presión de los poros (Brand, 1985). Los perfiles de los suelos y en especial los encontrados en la parte alta de la cuenca componen zonas de diferente meteorización que van desde el suelo propiamente dicho hasta la roca sana.

La resistencia a la descomposición química varía de una roca a otra, siendo las cuarcitas las más resistentes y dentro de las más conocidas por su descomposición rápida se encuentran las calizas, las lutitas y los granitos.

Las lutitas y areniscas constituyen más de la mitad del volumen de las rocas sedimentarias sobre la cuenca del Sinú y han sido de los materiales más complicados de manejar en obras de ingeniería civil de la región. Las lutitas al meteorizarse forman inicialmente capas de arcilla de apariencia laminar, las cuales en el proceso final de meteorización se convierten en mantos gruesos de arcilla blanda laminada.

Las diferencias de permeabilidad debidas a la distribución granulométrica y a la estratificación genera niveles colgados de corrientes de agua, las cuales a su vez producen meteorización diferencial, de acuerdo a las condiciones de humedad y saturación de cada capa de suelo estratificado en cada subregión de la cuenca hidrográfica

De las rocas sedimentarias las lutitas son las mas susceptibles a deslizamientos. Las lutitas están conformadas por capas de diferente composición y por lo tanto de diferentes propiedades, tales como la bentonita, zonas de margas y planos de estratificación que pueden controlar las superficies de deslizamiento y Las trayectorias de infiltración

Los deslizamientos generalmente dentro de la Cuenca están controlados por los planos de estratificación siendo las superficies de falla comúnmente tangentes a estos.

Las formaciones aluviales de edad cuaternaria o terciaria de la Cuenca han sufrido procesos de meteorización por descomposición, desintegración, oxidación y recementación, los perfiles de meteorización en las formaciones poco permeables son poco profundos, pero alcanzan grandes profundidades en los materiales permeables.

Las formaciones aluviales de arenas y gravas tienden a formar superficies de falla en planos más o menos rectos y en casos de alturas grandes de capilaridad, se presentan fallas casi verticales, con la presencia de grietas de tensión y una componente pequeña de volteo. En formaciones arcillosas las fallas de deslizamiento tienen superficies generalmente curvas

10.3.3.5 Vegetación como protección a la erosión

El efecto de la cobertura vegetal más importante es la protección contra la erosión en todos los casos y con todo tipo de vegetación. Para la zonificación de la amenaza por movimientos en masa de la cuenca hidrográfica del río Sinú no se tuvieron en cuenta muchos parámetros involucrados en esta unidad temática como características de las raíces y hojas debido al alcance del proyecto, sin embargo se empleó el análisis de estas características la valoración de dicha unidad dentro de la zonificación.

El tipo de vegetación, tanto en el talud como en el área arriba del talud es un parámetro importante para su estabilidad, la vegetación cumple dos funciones principales. En primer lugar tiende a determinar el contenido de agua en la superficie y además, da consistencia por el enramado de sus raíces. Como controlados de infiltraciones tiene un efecto directo sobre el régimen de aguas subterráneas y actúa posteriormente como secador del suelo, al tomar el agua que requiere para vivir.

En zonas de la Cuenca donde se halla el Bosque primario y secundario se nota la poca presencia de movimientos en masa en contraste con la vegetación de zonas bajas y rastrojo que muestran la mayor probabilidad de ocurrencia de este fenómeno, como excepción se muestra la región alta de la cuenca, donde hay vegetación arbórea de raíces profundas con una gran densidad de deslizamientos; esta gran ocurrencia se debe a la interacción de otros factores que juegan un gran papel en el desarrollo de los movimientos como el tipo de pendientes, el clima y la litología.

10.3.4 ZONIFICACION DE AMENAZAS POR MOVIMIENOTOS EN MASA DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL RIO SINU

Una amenaza por movimientos en masas se entiende como la probabilidad de ocurrencia de tales fenómenos en un área específica dentro de un determinado periodo de tiempo.

Para la zonificación a escala 1:100000 de la cuenca hidrográfica del río Sinú se determinaron el número de deslizamientos por área de unidad temática y los posibles factores que influyen en la generación de estos fenómenos

Sólo con estudios específicos se puede determinar la potencialidad por deslizamiento de una zona determinada y establecer cuáles medidas deben tomarse para evitar o reducir que el fenómeno ocurra. Sin embargo, sabemos que en las temporadas invernales el peligro aumenta.

Lo importante, es que con el uso de técnicas modernas de sensoramiento remoto se pudo compilar un mapa de zonificación de amenaza de deslizamiento que aumenta enormemente la capacidad de un planificador para tomar decisiones adecuadas sobre el uso futuro de la tierra.

El mapa de amenaza de deslizamiento se utilizó para ubicar las áreas inadecuadas para el desarrollo. Las áreas resultantes de este análisis se presentan en cinco categorías las cuales se definieron acorde a la distribución de tendencias de valores de peso representados en píxeles en las diferentes unidades de cruce (*Figura 10.102*), quedando de la siguiente manera:

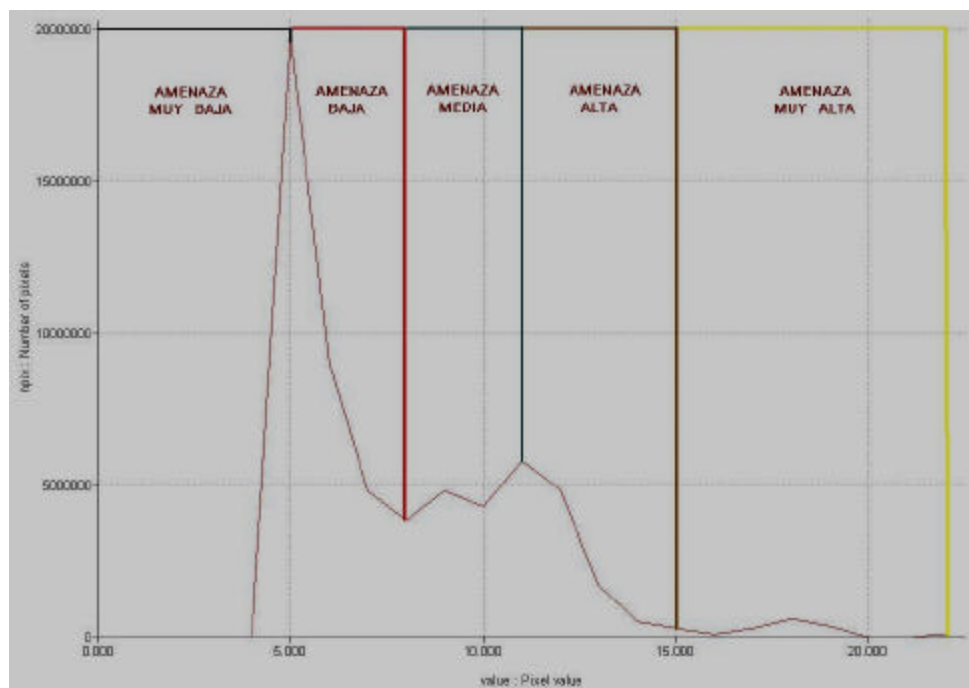


Figura 10.102. Histograma resultado de la suma algebraica entre los mapas temáticos renombrados, nótese la distribución de valores de peso para la zonificación de la amenaza por movimientos en masa en la cuenca hidrográfica del río Sinú.

10.3.4.1 Amenaza muy alta

Localidades donde existe una probabilidad mayor del 64 % de que se presente un fenómeno de remoción en masa, con factor de seguridad menor de 1.1, en un periodo de 10 años, ya sea por causas naturales o por intervención antrópica no intencional y con evidencia de procesos activos. Corresponden a laderas con zonas de falla, masas de suelo altamente meteorizadas y saturadas, y discontinuidades desfavorables donde han ocurrido deslizamientos o existe alta posibilidad de que ocurran.

Las zonas de alta amenaza por movimientos en masa se hallan ubicadas en la región de la parte alta de la cuenca hidrográfica del río Sinú. Entre los posibles factores y causas de la inestabilidad del terreno se encuentran aquellos de origen natural como la litología, las estructuras geológicas, las altas pendientes, el clima y en especial los factores relacionados con el ambiente sísmico tectónico presente. Y algunos factores antrópicos como la deforestación, el mal uso del suelo, el mal uso del agua y algunas prácticas constructivas inadecuadas.

Entre los municipios afectados por este tipo de amenazas se encuentra el municipio de tierra alta en el departamento de Córdoba e Ituango Dabeiba y Peque en el departamento de Antioquia. El área en mención hace parte del Parque Nacional Natural Paramillo.

Dentro de esta zona se presentan desplazamientos en masa; reptación, deslizamientos, caídas de roca y volcamientos en paisajes monoclinales. También se presentan transportes en masa como los flujos y avalanchas.

10.3.4.2 Amenaza alta

Zona donde la probabilidad de ocurrencia de los movimientos en masa está entre el 30 y el 64%, con un factor de seguridad aproximado de 1.5. Las zonas con amenaza alta presentan por lo general laderas que tienen áreas de falla, meteorización alta a moderada y discontinuidades desfavorables donde han ocurrido deslizamientos o existe la posibilidad de que ocurran.

La amenaza alta se presenta en la parte alta de la cuenca del Río, asociadas a las áreas con amenaza muy alta, la parte sur del Cerro Murrucucú en el municipio de Tierralta es la unidad geográfica con amenaza de este tipo que se encuentra más al norte de la cuenca.

Pendientes que oscilan entre 25 y 50%, el clima de tipo ligeramente húmedo, la cobertura vegetal, y la intervención antrópica son los principales factores que catalizan la presencia de movimientos en masa en dicha región.

Dentro de los principales procesos de remoción en masa se encuentran caídas de roca y volcamientos, deslizamientos especialmente de tipo rotacional, reptación así como algunos flujos y avalanchas. También se pueden presentar erosión por lluvias y por corrientes.

10.3.4.3 Amenaza media

Sectores donde existe una probabilidad entre el 16 y 30 % de que se presente un fenómeno de remoción en masa, con factor de seguridad mayor o igual que 1.5 y menor de 1.7, en un periodo de 10 años, ya sea por causas naturales o por intervención antrópica no intencional, sin evidencia de procesos activos. Se presentan laderas con algunas zonas de falla, erosión intensa o materiales parcialmente saturados donde no han ocurrido deslizamientos con una alta densidad.

La amenaza media por movimientos en masa se presenta con mayor ocurrencia en la cuenca alta del río Sinú, en la región media y baja de la cuenca disminuye el área afectada por este tipo de amenaza, este cambio obedece principalmente a los contrastes de clima y geomorfología entre la cuenca alta y media, se presentan procesos de erosión hídrica como la erosión pluvial (saltación pluvial y algunos procesos de escurrimientos superficial concentrado, escurrimiento subsuperficial, erosión laminar y otros procesos de deslave) y erosión fluvial (*Fotografía 10.2.*)



Fotografía 10.2. Erosión laminar y en surcos presentes en la vía Cucharal – Buenos Aires



Fotografía 10.3. Erosión en surcos y cárcavas presentes al norte de Lorica y San Antero

En el límite occidental de la cuenca en el municipio de Montería y Valencia, así como los municipios de Lorica y San Antero se presenta amenaza media por movimientos en masa. Entre las principales causas para que se den estos fenómenos se tienen algunos factores naturales (tipo de cobertura vegetal, pendientes entre 12 y 50%, perfil de meteorización, entre otros factores) y antrópicos (deforestación, mal uso del suelo de acuerdo a su aptitud y problemas de drenaje). Los principales procesos de erosión están indicados por el cárcavamiento y la erosión en surcos (*Fotografías 10.2 y 10.3*)

10.3.4.4 Amenaza baja

Zonas que presentan una probabilidad de ocurrencia entre el 16 y 8% con un factor de seguridad mayor o igual a 1.7 y menor que 1.9, en un periodo de 10 años. En este tipo de amenaza se encuentran laderas que tienen algunas fisuras, materiales parcialmente erosionados, no saturados con discontinuidades desfavorables, donde no existen indicios que permitan predecir deslizamientos. Los municipios de Valencia, Montería, Lorica, Purísima, Cereté, San Pelayo, Ciénaga de Oro y San Carlos, se encuentran dentro de este tipo de amenaza.

Entre los principales factores que condicionan este tipo de amenaza se tiene la geomorfología característica para el sector de la cuenca donde esta se presenta, un tipo de clima seco, las bajas pendientes y la pobre cobertura vegetal del suelo.

Los principales procesos de erosión hídrica que se presentan y su contribución a la inestabilidad se presentan en la Tabla 10.41:

TIPO	ACCIÓN	EFFECTOS
EROSIÓN POR LLUVIA Acción de las aguas lluvias con contribución de otros agentes climáticos. Estos procesos son mas intensos en laderas desprotegidas.	Saltación pluvial: desalojo y dispersión de partículas de suelo por gotas de lluvia las cuales son parcialmente arrastradas en suspensión, propiciando otras formas de erosión.	El impacto de la lluvia sobre el suelo desnudo destruye sus poros y fisuras y lo compacta, reduciendo su capacidad de infiltración. Este proceso desencadena el resto de procesos erosivos y muchos otros
	ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL DIFUSO	
	<p>Surcos de erosión. Por escurrimiento concentrado se forman pequeños canales mas o menos paralelos relativamente independientes. Se pueden eliminar perfilando o terraceando y protegiendo las excavaciones afectadas.</p> <p>Cárcavas y sistemas de cárcavas. Formación de zanjones profundos y de gran tamaño difíciles de controlar. Estos se van alargando y entallando progresivamente debido a la erosión remontante y de fondo si no hay control oportuno</p>	<p>Aunque estas formas de erosión son aparentemente grande debido a la alta energía el agua se concentra en canales.</p> <p>Estos procesos se inician generalmente por vertimientos no controlados de aguas de alcantarillas u otros desagües. Acentúan el relieve promoviendo otras formas aún mas graves de inestabilidad y constituye una fuente importante de sedimentación.</p>
EROSIÓN INTERNA Por agua subterránea	ESCURRIMIENTO SUBSUPERFICIAL	
	Tubificación y cavernas. Debilitamiento interno del terreno.	Puede originar manantiales cárcavas y hundimientos.
EROSIÓN POR CORRIENTES Acción de las aguas encausadas: Ríos Quebradas	Socavamiento de fondo	Profundiza el fondo de los cauces naturales disectando el terreno y eliminando soporte en la base de la ladera, lo cual puede provocar deslizamientos.
	Erosión lateral	Provoca destrucción de las orillas inestabilizando fundaciones y originando deslizamientos.

Tabla 10.41. Procesos de erosión hídrica y su contribución a la inestabilidad del terreno de la cuenca hidrográfica del río Sinú.



Fotografía 10.4. Erosión lateral presentes en algunas quebradas. Obsérvese el desprendimiento de la cobertura vegetal en la quebrada Santa Rosa en el municipio de San Carlos

10.3.4.5 Amenaza muy baja

Zona donde existe probabilidad menor del 8% de que se presente un fenómeno de remoción en masa con factor de seguridad mayor o igual a 1.9, en un periodo de 10 años por causas naturales o antrópicas no intencional. Se observan en este tipo de amenazas laderas muy meteorizadas con discontinuidades favorables que no presentan ningún síntoma de que puedan ocurrir deslizamientos.

Esta condicionada principalmente por la geomorfología, las zonas que presentan amenaza muy baja corresponden a basines de la cuenca media y baja del Río, en donde se presentan procesos de erosión hídrica como son la erosión laminar y en surcos.



Fotografía 10.5. Erosión lateral presentes en el río Sinú. Sector Cotorra.

10.4 CONCLUSIONES

10.4.1 Amenaza Sísmica

Desde el punto de vista sísmico la cuenca hidrográfica del río Sinú no puede considerarse particularmente activa en el contexto general del territorio colombiano y sus vecindades inmediatas. Sin embargo, hay elementos que indican que en la zona pueden ocurrir sismos en el futuro con magnitudes y profundidad focal que pueden causar daños a edificaciones. La actividad de las fallas a la cual se ha hecho referencia, la ocurrencia de sismos pasados y la posibilidad de que el límite de la placa Caribe se desarrolle en una forma difusa son aspectos que se combinan con la zona de convergencia en la cual se encuentra Colombia. Esto combinado indica que no se pueden descartar los sismos en la cuenca hidrográfica del Río Sinú.

En el contexto regional que considera la norma sismo resistente NSR-98, la cuenca hidrográfica del Río se desarrolla parcialmente en zona de riesgo sísmico alto al sur occidente, riesgo sísmico intermedio en su zona central y algo de territorio en zona de riesgo sísmico bajo en la parte norte de su jurisdicción.

Como la mayoría de las fallas no cuentan con sismos asociables a posibles rupturas, la amenaza sísmica local debe considerarse condicionada en buena parte por las fallas mayores del territorio. Tal es el caso del sistema Romeral, la falla Murindó, y las fallas que se desarrollan o pasan por los Valles de los ríos Sinú y San Jorge.

Se observa una distribución de eventos desde los muy superficiales hasta eventos profundos de más de 200 Km que muestran influencia con la zona de subducción, presente hasta la zona de triple convergencia de placas cerca de la frontera con Panamá. La distribución histográfica de los eventos, es decir, el número de eventos por cada magnitud desde que existe registro histórico, permite concluir la preferencia por eventos de magnitud intermedia entre 3 y 4, las magnitudes máximas registradas en la zona corresponden a valores de 6.5 de un evento sentido en 1942 cerca del Municipio de Pueblo Nuevo.

Otro evento con magnitud 5.7 se registró en 1952 cerca de Arboletes y un sismo de tamaño similar afectó el alto Sinú cerca de Tierralta en 1970.

Las fuentes que presentan mayor participación en la amenaza sobre la región de la cuenca hidrográfica del río Sinú son Romeral, Bennioff, Subducción, Murindó, Sinú, Arco de Dabeiba y Bolívar. Sin embargo estas contribuciones dependen fuertemente del contenido de frecuencias y de la distancia media de las fuentes, por lo que dicha participación puede verse afectada para tasas de excedencia de periodos estructurales medios y altos. Los datos producto del presente informe deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

10.4.2 Amenaza por inundación

Del análisis de la inundación por desborde bajo distintos niveles de amenaza se concluye que efectivamente el embalse de la hidroeléctrica cumple la función de atenuar las crecientes de las corrientes que drenan al embalse, pero que, sin embargo, existe una amenaza importante en algunas zonas de la cuenca donde es posible que existan inundaciones, para lo cual tienen que darse simultáneamente dos condiciones: La primera es que URRRA genere energía con sus cuatro turbinas y/o exista un caudal de excesos significativo asimilable al máximo generado a través del rebosadero y segunda, que existan aportes significativos de las corrientes localizados aguas abajo de la presa, como las Quebrada Juy, Lorenzo, Los Pescados, entre otras. En dado caso, tales aportes deben ser superiores a los $100 \text{ m}^3/\text{s}$.

Como lo planteó la simulación del escenario del evento de amenaza sísmica baja, el embalse de Urra I amortiguó una creciente que hubiera ocasionado pérdidas económicas importantes, sin embargo en el año 2001 se reportan inundaciones importantes aguas abajo de Montería, esto fue confirmado por el modelo de inundaciones generado en el HEC-RAS. Las zonas que pueden presentar desbordes del Río en épocas donde el fenómeno niña sea muy fuerte y la hidroeléctrica este funcionando al máximo de su capacidad van desde la estación de Mocarí hasta la desembocadura del río Sinú, el área aledaña a la estación el Toro también presenta grandes posibilidades de desbordes debido a la capacidad hidráulica de la sección del río en este sitio.

En la cuenca del río Sinú, existen otras zonas sujetas a inundaciones por desborde como lo constituyen las áreas aledañas al caño Aguas Prietas, el cual fue analizado en el presente estudio y la margen izquierda del río Sinú, constituida por la red de drenaje del Caño Viejo y el Caño el Vidrial.

En el corredor del caño Aguas Prietas se presentan inundaciones en sectores del municipio de San Carlos y Ciénaga de Oro afectando el casco urbano de este último, las cuales pueden ser atribuidas a altas precipitaciones, a la descarga del alcantarillado del municipio de Montería y a las intervenciones antropicas a que ha sido sometido dicho cauce y que ameritan un análisis detallado para identificar la problemática de la red de drenaje de esta área. Situación similar es extrapolable a la red de drenaje del Caño Bugre y a la red de canales del Incoder.

De igual manera la problemática por inundaciones que se genera en la margen izquierda del Río Sinú, surge principalmente de la gran intervención de la red de drenaje, la cual ha sido sometida a cualquier tipo de obras de adecuación de tierras, entre ellas construcción y realce de diques, cambios en la sección hidráulica de los canales, realineamiento y cambio de dirección de los cauces naturales, construcción de compuertas, entre otras.

Finalmente en cuanto a las zonas que presentan inundaciones por encharcamiento, fueron identificadas asociando los aspectos geomorfológicos a las condiciones actuales de la cobertura vegetal presentes en tales áreas. Estas áreas bajas que son fácilmente encharcables cumplen la función ambiental de ser áreas de amortiguamiento y hábitat de especies de flora y fauna que las constituyen en ecosistemas de gran valor y cuya vocación debe ser la de protección del ambiente.

Estas áreas que se han visto afectadas por procesos severos de sedimentación y disminuidas en extensión por el avance de la frontera agrícola y pecuaria, han perdido su capacidad de amortiguación de crecientes con la consecuente afectación del entorno natural dentro y fuera de ella. Esta situación prevalece en distintas zonas de la cuenca, entre ellas la margen izquierda del río Sinú, donde las inundaciones migran frecuentemente debido a la construcción y rehabilitación de obras de adecuación de tierras en uno y otro predio, constituyendo una alteración importante de las condiciones de drenaje del área con el consecuente impacto en el ambiente y en la economía de la zona.

Incluso en épocas de verano la disminución en su capacidad de almacenamiento producto de la sedimentación afecta no solo el ecosistema sino los sistemas productivos, los cuales ya no cuentan con una oferta de agua significativa en términos superficiales y de regulación del nivel freático.

10.4.3 Amenaza por Remoción en Masa

Los principales factores que influyen en la inestabilidad de los movimientos en masa de la cuenca hidrográfica del río Sinú, son el tipo de clima, las pendientes y la cobertura vegetal. La litología, geomorfología y la densidad de drenajes juegan un papel adventicio dentro de esta zonificación.

La cuenca alta del río Sinú presenta amenaza muy alta, alta y media por movimientos en masa debido a las altas pendientes, el régimen climático y litología.

En la cuenca media y baja del río Sinú predomina la amenaza baja y muy baja por movimientos en masa debido a la configuración geomorfológica presente en estos lugares, aquí predominan las zonas bajas e inundables del Río. Como procesos alternos se presenta la erosión hídrica evidenciada en cárcavas, surcos y erosión laminar.

En el límite occidental de la cuenca, en el municipio de Montería se presenta amenaza media por movimientos en masa, los deslizamientos que ocurren en estos sectores son dispersos y se dan principalmente por la inadecuada utilización del suelo.

Entre los procesos de erosión hídrica que contribuyen a la inestabilidad en las principales poblaciones de la cuenca del río son: erosión laminar, erosión en surcos, cárcavas y socavamiento de fondo y lateral del río Sinú.

10.5 RECOMENDACIONES

10.5.1 Amenaza Sísmica

Como se analizó en el documento elaborado, la cuenca del río Sinú esta sujeta a la amenaza que pueden producir diferentes fuentes sismogenicas, un estudio posterior debe estar orientado a evaluaciones de vulnerabilidad y riesgo detallados en las áreas urbanas de la cuenca y a la determinación de los espectros de amenaza uniforme para diferentes tipos de fuente, periodos de retorno y

diferentes intensidades de interés en el diseño de edificaciones en otras áreas urbanas.

10.5.2 Amenaza por inundación

✚ Analizados los resultados del presente estudio es pertinente que las reglas de operación del embalse no solo tengan en cuenta los aportes que llegan a él, la demanda de energía, sino también los aportes que llegan al río Sinú aguas abajo de la presa, de tal forma que se eviten posibles inundaciones en áreas de la cuenca media y baja del río Sinú.

✚ Las áreas sujetas a encharcamiento y de amortiguación deben ser protegidas y conservadas, ya que cualquier alteración de las mismas producto de obras de adecuación de tierras se refleja directamente en impactos en otras zonas, desde el punto de vista de inundaciones. Por otra parte la desaparición de las mismas involucra la pérdida del hábitat para especies de flora y fauna.

Dentro del estudio realizado se encontraron deficiencias de información para caracterizar con más detalle algunas corrientes y áreas de drenaje donde pueden ocurrir inundaciones, por tal motivo se recomienda:

✚ Establecer estaciones hidrométricas en las siguientes corrientes: Quebrada Juí, Caño el Vidrial, Caño Viejo, Canal de la Madera, Caño Aguas Prietas (al menos en dos sitios antes de llegar a la Ciénaga Grande del Bajo Sinú), en el canal colector principal y en el dren 8 del Incoder y en el Caño Bugre aguas abajo de Cereté.

Por otra parte es prioritario la realización de estudios de detalle para conocer mejor el estado del recurso hídrico entre los que se cuentan:

✚ Estudio de dinámica actual de la red de drenaje de la margen izquierda y derecha del río Sinú, que permita evaluar en términos ambientales, sociales y económicos las acciones necesarias para un manejo sostenible del recurso hídrico. Estos estudios deben involucrar el levantamiento de las obras antrópicas que han afectado la red de drenaje y el análisis multitemporal de cómo ha evolucionado el sistema hídrico en cada una de las márgenes, de igual manera debe incorporar la interrelación con los humedales desde el

punto de vista biótico, finalmente debe incorporar la modelación hidráulica en cada una de estas zonas.

- ✚ El análisis de la red de drenaje del sector del Caño Bugre asociado a su interrelación con el río Sinú, los canales del Incoder y la ciénaga Grande del Bajo Sinú de tal forma que permita evaluar una ampliación de la sección del mismo que contribuya entre otros beneficios a reestablecer un flujo importante y frecuente por el Caño Bugre y a disminuir la amenaza por inundación en sectores de San Pelayo regulando los caudales del río Sinú. Este análisis debe comprender un estudio topográfico, un levantamiento de las obras, canales, vías y diques que han afectado la red de drenaje y la modelación hidráulica respectiva.

10.5.3 Amenaza por remoción en masa

- ✚ La cuenca del río Sinú ha sufrido una paulatina deforestación y prácticas intensivas de explotación del suelo desde la época colonial provocando el agotamiento gradual y la erosión total o parcial del suelo. Actualmente las cuencas media y alta están siendo utilizadas para zonas de pastoreo, ocasionando un aumento en la erosión. Por tal motivo se deben expedir políticas de reglamentación y proyectos tendientes a la utilización y manejo sostenible del recurso suelo.
- ✚ La degradación y pérdida de suelos es un problema especialmente agudo en amplias zonas del territorio de la cuenca del río Sinú, principalmente en áreas de equilibrio ecológico frágil y en áreas densamente pobladas donde la presión sobre los recursos naturales es alta. Se recomienda realizar un control sobre las zonas de bosques, principalmente en la zona de amortiguación del embalse de Urra, el cerro Murrucucu que son las áreas fuera del Parque Nacional Natural Paramillo donde se presenta la mayor probabilidad de deslizamientos.
- ✚ Uno de los métodos más efectivos y económicos de reducir pérdidas por deslizamientos es la planificación de nuevos desarrollos dedicando las áreas susceptibles a deslizamientos como áreas abiertas o verdes o de baja

intensidad de uso. Sin embargo, el método más efectivo es el de evitar desarrollos de zonas susceptibles, el cual se puede obtener mediante políticas de disuasión, regulaciones al uso de la tierra y medidas de aviso y alarmas.

10.5.4 Otras amenazas naturales

Dentro de la cuenca del río Sinú es necesario evaluar la amenaza proveniente de otros fenómenos naturales como la erosión fluvial, vientos y la licuación, para lo cual deben realizarse los estudios de detalle del caso.

En el caso del río Sinú, es necesario realizar la zonificación del río a una escala adecuada considerando el fenómeno erosivo existente e identificando las soluciones acordes con la evaluación geotécnica e hidráulica que se efectúe. Tal estudio será insumo para la reglamentación del río Sinú teniendo en cuenta aspectos de calidad del agua, físico bióticos y socioeconómicos.

10.6 BIBLIOGRAFIA

A. AGUILAR, J. ARBOLEDA Y M. ORDAZ, Programa Crisis 99. Programa para Calcular el Riesgo Sísmico. UNAM, 1999

A. E. OJEDA Y S. E. MARTÍNEZ. Modelo para la Atenuación de la Energía Sísmica en Colombia a partir de Sismos registrados por la Red Nacional de Acelerógrafos, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín Técnico no. 53, Julio de 1999.

AIS, Comité AIS 300 Amenaza Sísmica. Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia. Santafé de Bogotá , Octubre de 1996.

AGUILO ALONSO, Miguel, et. al. GUIA PARA LA ELABORACIÓN DE ESTUDIOS DEL MEDIO FISICO. Ministerio del Medio Ambiente, Secretaria General del Medio ambiente. Centro de publicaciones Secretaria General Técnica Ministerio de Medio Ambiente, Madrid España, Tomo I-II, 1996.

AKI, K (1968). Seismic displacement near a fault, Journal of Geophysics Researchs, vol 73, 5359-5376.

AKI, K y Richards P (1980). Quantitative Seismology: Theory and methods. Freeman and Company, San Francisco, California, USA.

AKI, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res. 72, 1217-1231.

ALARCON HINCAPIE, Juan Carlos, et. al. Primera generación de indicadores de la línea base de la información ambiental de Colombia, SIAC, tomo I, II, III, Quebecor World, Bogotá 2002.

ALFONSO, C., SACKS, P., SECOR, D. RINE, J. & V. PEREZ. A tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca basin, Colombian Andes. Jour. So. Am Ea. sci., V. 7, Nos. 3/4, pp. 387-402. 1994.

AMIN, M y Ang, A H-S (1968). Non stationary stochastic models of earthquakes. Journals of engineering Mechanics, ASCE, vol 94, EM2, pp 559-583

ANDERSON, J. G. AND S. HOUGH (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1969-1994.

AUDEMARD, F. "Paleoseismicity studies on the Oca-Ancón fault system, northwestern Venezuela". Tectonophys., 259, pp. 67-80. 1996.

Boore, D. M. y W. B. Joyner (1984). A note on the use of random vibration theory to predict peak amplitude of transient signals, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 2035-2039.

BOORE. D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1865-1884.

BOORE. D. M. (1986). The effect of finite bandwidth on seismic scaling relationship, Earthquake Source Mechanism, Geophysical monograph 37 (Maurice Ewing 6), American Geophysical Union, 275-283

BOORE. D. M. AND G. M. ATKINSON (1987). Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard rock sites in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. 77, 440-467.

BOORE. D. M. Y J. BOATWRIGHT (1984). Average body wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1615-1621.

BRUNE, J. N. (1970). Tectonic Stress and the spectra of seismic S waves from earth, J. Geophys. Res. 75, 4997-5009.

BRUNE, J. N. (1976). The physics of earthquakes string motion, Seismic Risk and Engineering Decisions, editors, Lomnitz and Rosembueth, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam

C.E.E - INGEOMINAS. "Microzonificación Sismogeotectónica de Popayán. Publicaciones Especiales del INGEOMINAS", cap. 3, p.28-49, Santafé de Bogotá. 1992.

BARRETO G.M., BARRERA O.R., BENAVIDES Q.J., CARDOZO G.E., HERNANDEZ H.H., MARÍN E.L. POSADA P.B., SALVATERRA C., SIERRA C.P. Y A. VILLA. 1999. *Diagnóstico Ambiental del Golfo de Morrosquillo (Punta Rada-Tolú). Una*

aplicación de sensores remotos y SIG como contribución al manejo de zonas costeras. Curso AGS-6 (noviembre 25 de 1998 –julio 23 de 1999).

BRUNNER, G., 2001A. *HEC-RAS River Analysis System – Hydraulic Reference Manual Version 3.0, January 2001.* U.S. Army Corps of Engineers – Institute for Water Resources - Hydrologic Engineering Center. January 2001.

BRUNNER, G., 2001B. *HEC-RAS River Analysis System – User´s Manual Version 3.0, January 2001.* U.S. Army Corps of Engineers – Institute for Water Resources - Hydrologic Engineering Center. January 2001.

CARDER, “Análisis y descripción de sismos registrados desde Noviembre de 1996 hasta Marzo de 1998”. Elaborado por los Ingenieros Ana Campos y Leonardo Cano. Agosto de 1998, 41 páginas.

CARDER. “Informe Ejecutivo de la Evaluación de Neotectónica. Elaborado por los Geólogos Jaime Guzmán, Germán Franco y Margarita Ochoa. Enero de 1998, 83 páginas.”

CARTWRIGHT, D. E. Y M. S. LONGUETT HIGGUINS (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function, Proc. Roy. Soc. London, Ser. 76, 5002.

CASERO, P., SALEL, J.F. & ROSSATO, A. “Multidisciplinay correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia)”. VI Simposio Bolivariano, Explor. Petrol. Cuencas Suband., Mem. T. I, Cartagena, Colombia, Septiembre 1997.

CASTRO, R., SINGH, S.K., Y MENA, E. (1988), An empirical model to predict Fourier amplitude spectra of horizontal ground motion, Earthquake Spectra, 4, 675-686.

CHOW, V.T., 1985. *Hidráulica de los Canales Abiertos*. Tercera Impresión Editorial Diana S.A, México. 1985.

CHOW, V. MAIDMENT, D. MAYS, L., 1994. *Hidrología Aplicada*. Editorial McGraw-Hill Interamericana S.A. 1994.

CIAF, CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LOS VALLES DEL SINU Y SAN JORGE- CVS. Estudio Plan de Ocupación espacio cuenca Río Sinú. Bogotá, 1985.

CIAF, CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LOS VALLES DEL SINU Y SAN JORGE- CVS. Plan maestro integral de la cuenca hidrográfica del Río Sinú Anexo 3 sector industrial de minas. Bogotá, 1985.

CIAF, CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LOS VALLES DEL SINU Y SAN JORGE- CVS. Estudio Plan de Ocupación espacio cuenca Río Sinú. Bogotá, 1985.

CIAF, CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LOS VALLES DEL SINU Y SAN JORGE- CVS. Plan maestro integral de la cuenca hidrográfica del Río Sinú Anexo 3 sector industrial de minas . Bogotá, 1985.

CLARO, F., 1991. *Balance Hídrico*. Santafé de Bogotá: Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras (HIMAT), 1991.

CLINE, K., ET AL. Quaternary activity on the Romeral and Cauca Faults, northwest Colombia. *Revista CIAF*, VI (1-3), p.115-116, Bogotá. 1981.

CLOUGH, R. W. & PENZIEN, J. DYNAMICS OF STRUCTURES, MC GRAW HILL, NEW YORK, 1975.

COBLENTZ, D.D. & RICHARDSON, R.M. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journ. Geoph. Res.*, 101, B4, pp. 8643-8657. 1996.

COLLETTA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P. & RUDKIEWICZ, J. Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section, J. Letouzey ed. *Petroleum and Tectonic in Mobile belts*, Paris, p. 81-100. 1990.

COLLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOUREIRO, D., PASSALACQUA, H. & Gou, Y. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tecton.*, V. 16, No. 5, pp. 777-794. 1997.

COLLINS, D., BENALCAZAR, G. & PAGE, W. Quaternary activity on the Palestina Fault zone, northwestern Colombia. *Revista CIAF*, VI (1-3), p.117-118, Bogotá. 1981.

CORNELL, C.A. Y E. VANMARCKE (1969). The mayor influences on seismic risk. *Proc.*, 4th WCEE, Santiago de Chile, vol.I,A-1,69-83.

CORPORACIÓN AUTÓNOMA DE LOS VALLES DEL SINÚ Y DEL SAN JORGE, Plan Maestro de Desarrollo Integral de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú. Industria continental gráfica. Montería, 1983.

COMITÉ REGIONAL DE EMERGENCIA, CORPORACIÓN AUTÓNOMA REGIONAL DE LOS VALLES DEL SINÚ Y SAN JORGE- CVS. Control de inundaciones Cuenca del Río Sinú. Montería, 1990.

COMITÉ REGIONAL DE EMERGENCIA. Control de inundación cuenca del Sinú, CVS, Montería, 1990.

CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA, Modelación tectónica (elementos finitos) del área de Tunja - Memorias", VII, 13 pp, in press. 1996.

VII CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Rasgos y actividad neotectónica de la falla de Algeciras. - Memorias, 13 pp, in press. 1996.

CORPOCALDAS, manual para el control de la erosión, Colombia.

CORPORACIÓN AUTÓNOMA DE LOS VALLES DEL SINÚ Y DEL SAN JORGE, Plan Maestro de Desarrollo Integral de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú. Industria continental gráfica. Montería, 1983.

DAVENPORT A G (1964). note on the distribution of the largest value of a random function with application to gust loading. Proc. Inst. of C. E. 28,187-196

DAVIS, P.J. (1964). Gamma function and related functions", in Handbook of Mathematical Functions, M. Abramowitz and I. Stegun, editors, Dover Publications Inc., New York.

DIAZ, Mario, GRANADOS, Ortiz, Estudio preliminar de las inundaciones aguas abajo del proyecto Urrá I, Empresa Multipropósito Urrá S.A.-ESP. Montería, 1997

DIAZ-GRANADOS, M., 1997. *Estudio Preliminar de las Inundaciones Aguas Abajo del Proyecto Urrá I*. Empresa Multipropósito Urrá S.A. E.S.P. 1997.

DIEDERIX, H., ET AL. Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué - Piedras, Departamento del Tolima, Colombia. Revista CIAF, XI (1-3), p.242-252, Bogotá. 1987.

DUQUE-CARO, H. The Chocó Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. Jour. So. Am. Ea. Sc., V. 3, No. 1, pp. 71-84. 1990.

E. SALCEDO Y C. CORAL. Atenuación de Intensidades Sísmicas en el Territorio Colombiano. Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín Técnico No. 53, Julio de 1999.

ESPINOSA, A. Sismicidad histórica, Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, Carder - Universidad del Quindío, aprox. 80 pp. 1996.

FREYMUELLER, J., KELLOGG, J. & VEGA, V. Plate motions in the North Andean Region. Journ. Geoph. Res., Vol. 98, No. B12, pp. 21853-21863. 1993.

GAUTSCHI, W Y CAHILL, W, F (1965), Exponential integral and related functions, Handbook of mathematical functions, M Abramowitz and I, Stegun, Dover publication, New york.

GALLEGO M. Y M. ORDAZ. Construcción de Leyes de Atenuación para Colombia a partir de Espectros Fuente y Teoría de Vibraciones Aleatorias, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín Técnico No. 53, Julio de 1999.

GÓMEZ Y CAJIAO, 2002. *Monitoreo del Río Sinú y Caños de Conexión, y Trabajos de Campo en las Zonas de Explotación de Arenas y Gravas en el Río Sinú – Informe del Mes de Septiembre de 2002*. Gómez, Cajiao y Asociados S.A., Ingenieros Consultores. Octubre 2002.

GÓMEZ Y CAJIAO, 2003. *Análisis de Movilidad del Cauce del Río Sinú antes y después de la Construcción de la Central Hidroeléctrica Urrá I en el Periodo 1986 – 2002*. Gómez, Cajiao y Asociados, Ingenieros Consultores. Septiembre de 2003.

GUARNIZO, E. 1997. *Manejo Integral de Cultivos en Suelos Bajo Riego: Balance Hídrico*. Proyecto CECIL Centro de Estudios para la Conservación Integral de la Ladera. 1997.

GUTENBERG AND RICHTER (1956), Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, Bull. Seism. Soc. Am. 46, 105-145.

Hanks, T C (1982), f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am. 72, 1867-1879.

HASKELL N A (1964). Radiation patterns of surface waves from point sources in a multi-layered medium, Bull Seism Soc Am, vol 54, pp 377-393.

HASKELL, N (1966), Total energy and energy spectral density of elastic waves radiation from propagating faults , 2, a statistical source model, Bull. Seism. Soc. Am. 56, 125-140.

HASKELL, N (1969), "Elastic displacement in the near-field of propagation fault", Bull. Seism. Soc. Am. 59, 865-908.

HELMENS, K. & VAN DER HAMMEN, TH. Memoria explicativa de los mapas del neógeno y cuaternario de la sabana de Bogotá - cuenca alta del río Bogotá. Análisis Geográficos, IGAC, Bogotá, Col., pp. 91-142. 1995.

HERMANN, R B (1985), An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 157-171.

IDEAM, 1998. *Morfodinámica, población y amenazas naturales en el litoral Caribe colombiano. (Valle del Sinú-Morrosquillo-Canal del Dique)*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Ministerio del Medio Ambiente. 1998

IGAC, 1983. *Estudio General de Suelos de los Municipios que Conforman la Parte Media y Baja de la Cuenca del Río Sinú*. 1983. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC

IGAC, 1988. *Suelos y Bosques de Colombia*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC, Subdirección Agrológica.

IGAC, 1996. *Caracterización Climática de la Cuenca Hidrográfica del Río Sinú, Parte Media y Baja*. Revista Informativa del Proyecto SIG-PAFC (Sistemas de Información Geográfica – Plan de Acción Forestal para Colombia). Año 3, No. 9, Marzo de 1996. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA, manual de restauración de terrenos y evaluación de impactos ambientales de minería. Rivadeneyra ediciones, 3ra edición, Madrid, 1996.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Principios básicos de cartografía Temática. Editorial Graphiartex. Santa Fe de Bogotá, 1998. pp. 230

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Revista informativa del proyecto Sistemas de Información geográfica- Plan de acción forestal para Colombia SIG-PAFC. N° 13. Imprenta de la Universidad Nacional. Santa fe de Bogotá. 1997. 107 pp.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Principios básicos de cartografía Temática. Editorial Graphiartex. Santa Fe de Bogotá, 1998. pp. 230

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Revista informativa del proyecto Sistemas de Información geográfica- Plan de acción forestal para Colombia SIG-PAFC. N° 13. Imprenta de la Universidad Nacional. Santa fe de Bogotá. 1997. 107 pp.

IDRISS, I.M. (1985). Response of soft soil sites during earthquakes. in J.M. Duncan, Ed., Proceedings, H. Bolton Seed Memorial Symposium, BiTech Publishers, Vancouver, British Columbia, Vol. 2, pp- 273-289.

INGEOMINAS, UNIQUINDIO, CRQ Terremoto del Quindío (Enero 25 de 1999) Informe Técnico Científico. Vol I: Aspectos Geodinámicos Regionales, Vol II: Zonificación Sismogeotécnica. julio de 1999.

INGEOMINAS. Mapa Geológico de Colombia, esc. 1:1'500.000, Bogotá. . 1988.

INVEMAR, 2001. *Plan de Seguimiento y Monitoreo de la Zona Deltáico Estuariana del Río Sinú*. Informe Final Fase I. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives de Andreis. Santa Marta, Enero de 2001

KANAMORI, H (1977). The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res, vol 82, 2981-2987

KANAMORI, H Y ANDERSON, D L (1975). Theoretical basis of some empirical relation en seismology. Bull Seism Soc Am, Vol 65, pp 1073-1095.

KELLOGG, J. & BONINI, W. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. Tect., V. 1, 3, pp. 251-276. 1982.

KNOPOFF, L (1964), Q, Review of Geophysics,2 625-660

LONSDALE, P. & KLITGORD, K. Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 89, pp. 981-999. 1978.

LOVE, A E H (1944) A treatise on the mathematical theory of elasticity, Dover publication, New york

LUCO J. E. (1985). On strong ground motion estimates based on models of the radiated spectrum, Bull. Seism. Soc. Am. 75,641-650.

MARTINES RODRIGUEZ, Julia, Diagnostico Socioeconómico y Geológico Minero para las familias dedicadas a la extracción de material de arrastre debajo de la presa. Empresa Urrá SA-ESP, Montería, 2002.

MARTIN VIDE, Juan Pedro. Ingeniería fluvial, Impresión Xeros de Colombia. Bogotá, 2002. pp. 271

MANN, P. & BURKE, K. Neotectonics of the Caribbean. Rev. Geoph., Vol. 22, No. 4, pp. 309-362. 1984.

MCGUIRE, R.K. (1973), Seismic structural response risk analysis incorporating peak response regressions on earthquake magnitude and distance, MIT, Department of civil engineering, research report R74-51

MCGUIRE, R.K. (1978), A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground accelerations, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 803-822.

MEGARD, F. Cordilleran Andes and Marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S). Geodyn. Ser., Vol. 18, pp. 71-95. 1987.

MEIJER P. & WORTEL, M. The dynamics of motion of the South American Plate. Jour. Geoph. Res., Vol. 97, B8, 11915-11931. 1992.

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA, Código de minas ley 685 de 2001. Bogota, 2001.

NEWMARK, N M AND ROSENBLUETH, E. (1971); Fundamentals of Earthquake Engineering, Prentice Hall, Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.

OROWAN, E (1960). Mechanism of seismic faulting en "Rock deformation a symposium. D Griggs y J Handin editores, Geological society of America, Memoir 79, pp 323-345.

PAPAGEORGIOU, A. AND AKI, K.(1985), Scaling Law of far -field spectra based on observed parameters of the specific barrier model, PAGEOPH 123, 353-374.

PAPOULLIS, A (1965) Probability, Random Variables and Stochastic Processes, Mc Graw Hill, Nueva york

PARÍS, G. & ROMERO, J. Fallas Activas en Colombia. Boletín Geológico No 34 (1-3), INGEOMINAS, Bogotá, 42 pp. 1994.

PARÍS, G., MARÍN, W., ROMERO, J. & WAGNER, J. Actividad neotectónica en el suroccidente de Colombia. Mem. 5 Cong. Col. Geol., Bucaramanga, pp. 193-213. 1989.

PENNINGTON, W. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. Jour. Geoph. Res., Vol. 86, B11, 10753-10770. 1981.

REID, H. F.(1969). Mechanism of the earthquake, en The California earthquake of April 18 of 1906. Carnegie Institute of Washington D.C.

RIVERA, L.A. & CISTERNAS, A. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 80, No. 3, pp. 600-614. 1990.

RIVERA, L.A. Inversion du tenseur de contraintes à partir des données de polarité pour une population de séismes. Application au Nid de Bucaramanga". PhD thesis, IPGS, France. 1989.

ROBERTSON, K. Actividad Neotectónica del Piedemonte de la Cordillera Oriental, sector Villavicencio-Tauramena, Colombia. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Tomo I, Pg.170. 1989.

SISTEMA DE INFORMACIÓN AMBIENTAL DE COLOMBIA – SIAC -, Primera generación de indicadores de la línea base de la información ambiental de Colombia. Carlos Castaño – Uribe, Ricardo Carrillo editores, Colombia, 2002.

Smith R., Velez M.V., 1997. *Hidrología de Antioquia*. Universidad Nacional de Medellín. Secretaría de Obras Públicas Departamento de Antioquia. 1997

SOULAS, J.P. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. Mem. VI Cong. Geol. Ven., T. X, pp. 6639-6656. 1986.

STEFANICK, M. & JURDY, D. Stress observations and driving force models for the South American plate. Journ. Geoph. Res., Vol. 97, B8, 11905-11913. 1992.

Stokes, G. G, (1849). *Dinamical Thoery of diffraction*. Cambridge phil soc, trans, vol 9

SUAREZ DIAZ, JAIME, Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Publicaciones UIS, Bucaramanga, 1998.

TABOADA, A., DIMATÉ, C. & FUENSALIDA, A. Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. Revista Física de la Tierra, Universidad Complutense de Madrid, España. 1998.

TABOADA, A., FUENSALIDA, A., RIVERA, L., PHILIP, H., CISTERNAS, A. Intermediate Seismicity of the Bucaramanga nest and continental subduction under the eastern Cordillera, Colombia - à soumettre au Journ. Geoph. Res. (En curso).

TABOADA, A., SALAMANCA, H., ZÚÑIGA, J. & Fajardo, G. Basin development and tectonic history of the Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia. AAPG, Vol. 10. 1995.

UDWADIA, F. E. AND M. D. Trifunac, (1974), Characterization of response spectra through statistics of oscillators response, Bull. Seism. Soc. Am

USAID, AIS Estudio de Microzonificación Sísmica para Orientar la reconstrucción de Armenia – Quindío.

VAN DER HAMMEN, T. Y A.G. Dos Santos, 1995. *La Cordillera Occidental Colombiana, Transectos Tatamá. Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*; Vol. 6, Cramer (Borntraeger). Berlín – Stuttgart. 1995.

VERGARA, H. Estudios tectónicos y neotectónicos, Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. 144 pp. 1996.

VERGARA, H. Tectónica cuaternaria de la Falla de Ibagué: edad y algunos aspectos sedimentológicos del Abanico de Ibagué. INGEOMINAS, 51p, Ibagué. 1989.

VILLOTA HUGO. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de la tierras. Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC. Santa fe de Bogota, D.C: 1991

VANMARCKE, E.H. (1976). Structural Response to Earthquakes, in Seismic Risk and Engineering Decisions, C. Lomnitz and E. Rosenblueth, editors, Elsevier Publishing Co., Amsterdam.

WELLS D. L. Y COPPERSMITH K. J (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, No. 4, pp.974-1002.

WELLS, D. & COPPERSMITH, K. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement". Bull. Seism. Soc. Am., V. 84, 4, pp. 974-1002. 1994.

WESTBROOK, G., HARDY, N. & HEATH, R. Structure of the Panama-Nazca plate boundary. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 295, 91-109. 1995.

WOODWARD – CLYDE CONSULTANS, Seismic Hazard Evaluation Alto Sinú Project Colombia: Repor to Corporación Electrica de la Costa Atlantica and Gomez, Cajiao y Asociados Cia. Ltda. Montería, pp. 104. 1982.